



universität
wien

DIPLOMARBEIT / DIPLOMA THESIS

Titel der Diplomarbeit / Title of the Diploma Thesis

Analyse städtischer Wärmeinseln mittels Landsat 8
Daten: Eine Fallstudie am Beispiel von Santiago de
Chile

verfasst von / submitted by

Thomas Lohr

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of
Magister der Naturwissenschaften (Mag.rer.nat.)

Wien, 2019 / Vienna, 2019

Studienkennzahl lt. Studienblatt /
degree programme code as it appears on
the student record sheet:

A 190 344 456

Studienrichtung lt. Studienblatt /
degree programme as it appears on
the student record sheet:

UF Englisch, UF Geographie und
Wirtschaftskunde

Betreut von / Supervisor:

Mag. Dr. Martin Mergili

Erklärung

Hiermit versichere ich,

- dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubter Hilfe bedient habe,
- dass ich dieses Masterarbeitsthema bisher weder im In- noch im Ausland in irgendeiner Form als Prüfungsarbeit vorgelegt habe
- und dass diese Arbeit mit der vom Begutachter beurteilten Arbeit vollständig übereinstimmt.

Bruck an der Leitha, am 16.12.2019

A handwritten signature in black ink, reading "Thomas Lohr". The signature is written in a cursive style with a long horizontal stroke extending to the right.

Thomas Lohr

Vorwort

Ein Großteil dieser Arbeit wurde in Ostösterreich im zweitheißesten Sommer geschrieben, der in dieser Region bis dato gemessen wurde (ZAMG 2019). Die Stadt Wien beschäftigt sich bereits seit Jahrzehnten umfassend mit dem Thema der steigenden Sommertemperaturen in der Stadt und erste Maßnahmen zur Senkung der Temperaturen im öffentlichen Raum zeigen bereits Wirkung (vgl. SCHWAAB, U. und STEINICKE W. 2003). Die Untersuchung, der diese Maßnahmen zugrunde liegen, war allerdings aufwändig in ihrer Erstellung und damit auch kostspielig. Viele Länder, die ebenfalls von hohen bzw. steigenden Temperaturen in den Städten betroffen sind, besitzen nicht die finanziellen Mittel zur Durchführung einer Studie in dem Ausmaß, die sie die Stadt Wien durchführte.

Um eine alternative Methode zur Untersuchung urbaner Hitzeinsel zu entwickeln, wurde die Stadt Santiago de Chile, die Hauptstadt von Chile gewählt, da dieses Untersuchungsgebiet zum einen von Autor im Zuge der physiogeographischen Auslandsexkursion „Chile und Argentinien“ im Februar 2018 besucht wurde. Zum anderen ist für die Metropolregion Santiago bis dato eine vergleichbare Untersuchung noch ausständig. Darüber hinaus soll durch die Wahl des Untersuchungsgebiets gezeigt werden, dass es dank der Landsat 8 Mission möglich ist, die Oberflächentemperatur zu analysieren ohne Messungen vor Ort durchzuführen.

Um trotzdem einen Überblick über die Verteilung der Oberflächentemperaturen in einem bestimmten Raum zu erhalten ohne große Investitionen bzw. Sponsoren zu benötigen, soll diese Arbeit eine Alternative aufzeigen, die sich bereits bestehender, frei zugänglicher Daten bedient. Dadurch ist es möglich, mit ausreichender Genauigkeit und räumlicher Auflösung die Oberflächentemperatur zu einem gegebenen Zeitpunkt berechnen. Dies wiederum erlaubt es, Trends zu erkennen und Problemfelder zu identifizieren, um die Belastung für den Menschen im urbanen Raum zu reduzieren.

Kurzfassung

Der Effekt der urbanen Hitzeinsel (UHI) ist ein bekanntes und gut dokumentiertes Phänomen, das seit dem frühen 19. Jahrhundert wissenschaftlich erforscht wird. Aufgrund der Überformung der Erdoberfläche, sowie menschlicher Aktivitäten können im urbanen Raum höhere Umgebungstemperaturen beobachtet werden als in deren Umgebung.

In dieser Arbeit wird das UHI-Phänomen im Großraum Santiago de Chile analysiert indem die Oberflächentemperatur (Land Surface Temperatur, kurz LST) aus Landsat-8-Daten abgeleitet wird. Die LST hat sich als zuverlässiger Indikator für die Analyse von UHIs erwiesen (CRISTOBAL 2008: 12). Diese Studie implementiert den von AVDAN und JOVANOVSKA (2016: 2f), sowie ANANDABABU et al. (2018: 180) angewendeten Algorithmus, welcher den normalisierten Vegetationsindex miteinbezieht, um die LST mithilfe der ArcMap Software von ESRI zu berechnen. Darüber hinaus wird das beschriebene Verfahren in einem Kontrollgebiet durch Vergleich der berechneten LST mit in-situ Messungen in Bezug auf seine Validität und Reliabilität hin geprüft.

Es zeigt sich, dass die in dieser Arbeit angewandte Methode unter optimalen Bedingungen hoch valide und verlässliche Daten liefern kann. Darüber hinaus deuten die aus den Landsat 8-Daten abgeleiteten Erkenntnisse darauf hin, dass in der Metropolregion Santiago unter bestimmten Bedingungen eine starke UHI vorliegt. Darüber hinaus beeinflusst grüne Vegetation die LST stark und Vegetation kann verwendet werden, um den UHI-Effekt abzuschwächen.

Abstract

The urban heat island (UHI) effect is a well known and well documented phenomenon that has been researched since the early 19th century. Due to changes in the appearance and the quality of the surface of the earth, as well as human activity, higher ambient temperatures can be observed in city centres than in their surrounding areas.

In this thesis the UHI phenomenon is evaluated in the Santiago de Chile Metropolitan Area by deriving the land surface temperature (LST) from Landsat 8 data. The LST has proven to be a reliable indicator for the evaluation UHIs (CRISTOBAL 2008: 12). This study implements the algorithm found AVDAN and JOVANOVSKA (2016: 2f) and ANANDABABU et al. (2018: 180) that incorporates the normalized vegetation index in order to calculate the LST as accurate as possible by using ERSI's ArcMap software. Furthermore, the described method is tested in a control area by comparing the calculated LST with in-situ measurements.

It is found that the method applied in this thesis can produce highly valid and reliable data under optimal conditions. Furthermore, the data derived from the Landsat 8 data suggests that there is a strong UHI present in the Santiago Metropolitan Area under certain conditions. Furthermore the presence of green vegetation greatly affects the LST and vegetation can be used to mitigate the UHI effect.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	1
1.1 Die Problematik urbaner Hitzeinseln	1
1.2 Ziel der Arbeit	3
1.3 Forschungsfragen und Hypothesen (Problemstellung)	3
2 Stadtklima und urbane Hitzeinseln (UHI)	4
2.1 Stadtklima	4
2.1.1 Stellung innerhalb der Wissenschaft und Geschichte der Erforschung	4
2.1.2 Wissenschaftliche Einordnung	5
2.1.3 Geschichte der Erforschung	6
2.1.4 Definition und Begriffsabgrenzung	6
2.2 Charakteristika des Stadtklimas	8
2.2 Urbane Hitzeinseln	10
2.2.1 Genese urbaner Hitzeinseln	10
2.2.2 Räumliche Ausprägung von UHIs	12
2.2.5 Zeitliche Ausprägung von UHIs	14
2.3 UHI als Risiko für den Menschen	16
2.3.1 Erhöhte Umgebungstemperatur und Mortalität	17
2.3.2 Metrologische Daten zur Risikoanalyse	18
2.3.3 Anpassungsfähigkeit des Menschen	19
2.4 Identifizierung von UHI mittels Satellitenmeteorologie	20
2.4.1 Grundlagen	20
2.4.2 Strahlung und Strahlungsgesetze	22
3 Das Untersuchungsgebiet aus klimageographischer Sicht	23
3.1 Auswahl und Eingrenzung des Untersuchungsgebiets	23
3.2 Lage und Klimatische Verhältnisse	24
3.2.1 Lage	24
3.2.2 Klima und Vegetation	26
3.3 Vorherrschende Wetterlage und Umweltprobleme	28
3.4 Struktur und Raumnutzung (Stadtbild)	29
5 Methodik	30
5.1 Vorgangsweise	30
5.2 Datenquellen	32
5.2.1 Landsat 8	32

5.2.2 Wiener Umweltschutzabteilung (MA 22)	34
5.2.3 Atlas of Urban Expansion (Lincoln Institute of Land Policy)	35
5.3 Berechnung der LST und des NDVI	35
5.4 Validierung der Daten	39
5.4.1 In-situ-Messungen	39
5.4.2 Vergleich der bestehenden UHI-Karten Wiens mit Landsat 8 Daten	41
5.5 Auswertung der Daten für das Untersuchungsgebiet	42
6 Ergebnisse	43
6.1 LST im Kontrollgebiet Wien	43
6.1.1 Qualitative Auswertung für den Großraum Wien	43
6.1.2 In-situ-Messungen	46
6.1.3 Vergleich mit bestehenden Thermalscanneraufnahmen der MA 22	52
6.2.1 Qualitative Auswertung der großmaßstäbigen Betrachtung	56
6.2.2 Das Santiagobecken und die Stadt im Detail	58
6.3 Räumliche Ausprägung (statistische Auswertung)	60
6.4 Ausprägung der UHI im Jahresverlauf	62
6.4.1 Normierter differenzierter Vegetationsanteil	64
6.4.2 Deskriptive Analyse der Oberflächentemperatur	66
6.4.3 Statistische Auswertung	70
7 Diskussion	71
7.1 Zeitlicher Verlauf	71
7.2 Räumliche Verteilung der Oberflächentemperatur	73
7.2.1 Santiago als urbane Hitzeinsel	73
7.2.2 Einfluss von Vegetation auf die Oberflächentemperatur	74
7.2.3 Urban cool island	76
7.2.4 Oberflächentemperatur und sozioökonomische Faktoren	79
8 Schlussfolgerungen	81
8.1 Landsat-8-Daten als Instrumente zur Analyse urbaner Hitzeinseln	81
8.2 UHI-Effekt in der Metropolregion Santiago de Chile	83
8.3 Unterschiede zwischen den jeweiligen Landnutzungskategorien	84
Abbildungsverzeichnis	86
Tabellenverzeichnis	88
Literaturverzeichnis	89

1 Einleitung

1.1 Die Problematik urbaner Hitzeinseln

Der Effekt der urbanen Hitzeinseln (UHI) ist ein Phänomen, bei dem die Temperatur in gewissen städtischen Gebieten höher ist, als in benachbarten Gebieten des städtischen und ländlichen Umlandes. Die Ursachen von UHI sind einschließlich natürlicher und menschlicher Faktoren vielfältig, deren Hauptursache liegt allerdings in der geänderten Landnutzung und der daraus resultierenden Veränderung der Oberfläche. Darüber hinaus wirken sich Faktoren wie städtische Konfiguration, Wärmefreisetzung durch anthropogene Wärmequellen, Luftverschmutzung, geografische Lage und Klima auch auf die Ausprägung von UHI aus.

Das Auftreten von UHI stellt dabei nicht nur eine Beeinträchtigung der städtischen Lebensqualität dar, sondern ist auch eine Gefahr für die Gesundheit der Bevölkerung in Ballungsräumen (D'IPPOLITI et al. 2010). Betrachtet man von vielen Wissenschaftlern prognostizierte Erderwärmung wird die Thematik der UHI in Zukunft immer wichtiger werden. Durch eine genaue räumliche und zeitliche Analyse des Phänomens UHI lassen sich Rückschlüsse ziehen, die in der Stadtplanung berücksichtigt werden können und zu einer Abschwächung der UHI führen.

Da UHIs lokal sehr unterschiedlich ausgeprägt sind und sehr kleinstrukturiert auftreten, ist es schwierig, das Phänomen mit klassischen meteorologischen Daten von stationären städtischen und ländlichen Wetterstationen abzubilden, da diese lediglich punktuelle Daten liefern können. Untersuchungen mit mobilen Messstationen, wie etwa von JUNK (2010: 28) mit einer mobile Messstationen auf einem Lieferwagen in Trier oder von LIM et al. (2014: 259-3) auf einem Lastenfahrrad können zusätzliche Daten liefern, erfordern jedoch einen erhöhten Einsatz von Ressourcen. Vorhergehende Untersuchungen haben gezeigt, dass es einen positiven Zusammenhang zwischen Oberflächentemperatur und dem Grad der Begrünung von Dächern und Straßenzügen (ALAVIPANAH et al. 2014: 4691) gibt. Außerdem kann auch die Farbe der Dächer die Oberflächentemperatur positiv beeinflussen (ZINZI und AGNOLI 2012: 69).

Das Klima der Erde hat sich seit dem Beginn der industriellen Revolution in Europa verändert. Diese Veränderung ist gekennzeichnet durch heißere, trockenere Sommer, eine Zunahme von Extremereignissen und eine immer kürzer werdenden Vegetationspause in den Wintermonaten (MATZARAKIS 2013: 115). Während das Klima der Erde auch schon historisch großen Schwankungen unterworfen war (RAHMSTORF und SCHELLNHUBER 2012: 9), sind die Ursachen für den aktuellen Klimawandel und vor allem die Rolle der menschlichen Aktivität darin, Gegenstand wissenschaftlicher und politischer Debatten. Als allgemein anerkannt gilt, dass das Klima heute nicht mehr das selbe ist wie seit dem Beginn der wissenschaftlichen Aufzeichnungen im 19. Jahrhundert und dass die anthropogene Überformung der Erdoberfläche, sowie die in Treibhausgasen resultierend aus der menschlichen Aktivität, hoch klimawirksam sind; eine Umkehr des Trends ist im 21. Jahrhundert nicht zu erwarten (RAHMSTORF und SCHELLNHUBER 2012: 8). Der deutsche Umweltmetrologe A. MATZARAKIS stellt die These auf, dass das allgemeine zukünftige Klima im mitteleuropäischen Raum schon heute im urbanen Raum beobachtbar ist:

Der Klimawandel mit dem in Deutschland zu erwartenden Anstieg der Lufttemperatur von ca. 3 °C bis zum Ende des 21. Jahrhunderts entspricht der jetzigen Modifikation des Klimas durch Städte. Somit erleben wir in unseren Städten bereits heute das Klima des ausgehenden 21. Jahrhunderts. (MATZARAKIS 2013: 115)

Während das Stadtklima und der UHI Effekt für die globale Mitteltemperatur kaum relevant sind (rund 1 % der Landfläche ist urbaner Raum), ist das in den Städten im Vergleich zum Umland veränderte Klima hochgradig relevant für die Bevölkerung (BRÖNNIMANN 2018: 240): 2005 lebte die Hälfte der Weltbevölkerung in Städten, im Jahr 2050 könnten es nach Schätzungen zwei Drittel sein. Noch drastischer formuliert es KUTTLER (2004: 187): „Da im Verlauf des 21. Jahrhunderts mehr als 70% der Erdbevölkerung in Städten – darunter in 27 Megastädten mit jeweils 10 Mio. Einwohnern – leben wird, muss davon ausgegangen werden, dass immer mehr Menschen den meist nachteiligen stadtklimatischen Auswirkungen ausgesetzt sein werden.“ Um die Lebensqualität im urbanen Raum in Zukunft zu gewährleisten, aber auch um Einschränkungen im Bereich Public Health zu minimieren und die Bevölkerung vor den gesundheitlichen Auswirkungen erhöhter Umgebungstemperaturen zu schützen, ist es vor diesem Hintergrund unumgänglich, Strategien im Umgang und Maßnahmen zur Anpassung an das Stadtklima zu finden.

1.2 Ziel der Arbeit

Diese Arbeit befasst sich mit der Analyse der Oberflächentemperatur, und zieht Sensordaten aus satellitengestützten Systemen zur Identifizierung urbaner Wärmeinseln (UHI) in der Metropolregion Santiago de Chile heran. Ziel dieser Arbeit ist es, Aussagen über die Genauigkeit dieser Methode treffen zu können und Unterschiede in den Oberflächentemperaturen zwischen Stadtzentrum und umliegender Peripherie herauszuarbeiten und das Auftreten von UHI zu beschreiben.

Dazu soll zunächst das Thema des Mikroklimas von Städten analysiert und in einem weiteren Schritt die Untersuchungsmethode im Hinblick auf ihre Validität und Reliabilität analysiert werden. Die Datensammlungen von NEMEC UND ŽUVELA-ALOISE (2011) in Wien haben gezeigt, dass Infrarotmessungen von Fernerkundungssystemen durchaus die tatsächlichen Temperaturen vor Ort wiedergeben können. Vor dem Hintergrund dieser Analyse soll schließlich eine konkrete Untersuchung des Großraums Santiago de Chile mit den Daten der Landsat 8 und ASTER Systeme durchgeführt werden und diese mit den zuvor gewonnenen Erkenntnissen abgeglichen werden.

Besonderes Augenmerk soll auch auf den Vergleich der Oberflächentemperaturen in Bezug auf Raumnutzung und Raumstruktur gelegt werden, um in weiterer Folge Zusammenhänge aufzuzeigen und eventuelle Muster zu identifizieren. Dafür sollen die thermischen Daten aus den Landsat 8-Bildern mit den verschiedenen Landnutzungskategorien des Stadtplans und mit Orthofotos abgeglichen werden. Die vorgeschlagene Analyse trägt dazu bei zu ermitteln, ob es in der Stadtplanung Santiagos zukünftiger Maßnahmen zur Minderung der negativen Effekte der UHI erfordert.

1.3 Forschungsfragen und Hypothesen (Problemstellung)

Aus den Zielen der Arbeit lassen sich folgende Forschungsfragen generieren, die das methodische Vorgehen in dieser Arbeit leiten sollen. Anhand einer primären Literaturanalyse lassen sich außerdem erste Arbeitshypothesen generieren, die im Verlauf der Arbeit präzisiert, modifiziert oder widerlegt werden sollen. Die Forschungsfragen, gefolgt von den jeweiligen Arbeitshypothesen lauten wie folgt:

(1) Sind die aus Fernerkundung auslesbaren Daten (Landsat-8) geeignete Instrumente zur Analyse urbaner Hitzeinseln?

- Die Analyse der Oberflächentemperaturen von Ballungsräumen mittels Fernerkundung wird zunehmend als eine effiziente wissenschaftliche Methode anerkannt, die in einer nachhaltigen Stadtplanung berücksichtigt werden muss.

(2) Ist im Bereich der Metropolenregion Santiago de Chile ein UHI-Effekt zu beobachten und wenn ja, ist dieser jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen?

- Das Stadtbild von Santiago de Chile ist geprägt von großen Hauptstraßen, den *avenidas*, die nur sporadisch begrünt sind. Außerdem weist die Metropolenregion Santiago in Bezug auf ihre Größe sehr wenig durchgehende Grünanlagen und Parks auf. Aus diesen Gründen ist davon auszugehen, dass die Region eine deutlich ausgeprägte urbane Hitzeinsel darstellt, bei der die Oberflächentemperatur deutlich höher ist, als in der Umgebung. Der UHI Effekt tritt vor allem bei Strahlungswetterlage in Kombination mit thermischer Inversion auf.

(3) Tritt der Effekt gleichmäßig verteilt auf oder gibt es Unterschiede zwischen den jeweiligen Landnutzungskategorien?

- Innerstädtisch sind lokale Hitzeinseln abhängig von der Landnutzung und Bebauung unterschiedlich stark ausgeprägt. Zonen mit hoher Bebauungsdichte und wenigen Grünzonen, sowie Gewerbegebiete weisen eine vergleichsweise hohe Oberflächentemperatur auf, während sie in Zonen mit niedriger Bebauungsdichte niedriger ausfällt.

2 Stadtklima und urbane Hitzeinseln (UHI)

2.1 Stadtklima

2.1.1 Stellung innerhalb der Wissenschaft und Geschichte der Erforschung

In den folgenden Kapiteln soll nun zunächst die bisherige wissenschaftliche Aufarbeitung des Stadtklimas und des UHI Effekts erläutert werden sowie die wissenschaftliche Einordnung des Forschungsgebiets diskutiert werden. In weiterer Folge sollen die Begriffe Stadtklima und Urbane Hitzeinsel näher definiert und beschrieben werden. Der urbane Raum verändert

aufgrund der konzentrierten menschlichen Modifikationen der Erdoberfläche und der damit verbundenen Änderung der physikalischen Eigenschaften, sowie aufgrund von Eingriffen in die Lufthygiene, die lokalklimatischen Verhältnisse (HENNINGER 2011: 63). Diese Faktoren tragen dazu bei, dass das Stadtklima in der gängigen Literatur als eine Form des Regionalklimas gesehen wird (vgl. KUTTLER 2009; SCHÖNWIESE 2013; BRÖNNIGMANN 2018). Die städtische Überwärmung ist dabei nur einer von mehreren klimatischen Unterschieden im Vergleich zum Umland.

2.1.2 Wissenschaftliche Einordnung

Die zentrale Wissenschaft, die sich mit dem Klima im urbanen Raum beschäftigt, ist die Stadtklimatologie. Sie ist interdisziplinär zwischen Humangeographie, Physiogeographie und Metrologie bzw. Klimaforschung angesiedelt. KUTTLER (2004: 187) definiert die Stadtklimatologie als eine raumbezogene Wissenschaft, die der Mikro- und Mesoklimatologie zugeordnet werden kann und sich mit der Analyse des lokalen und regionalen Klimas beschäftigt. Je nach Umfang der Fragestellungen und Größe des Untersuchungsgebiets variieren die zugrundeliegenden Prozesse und die untersuchten atmosphärischen Grenzschichten. Die angewandten horizontalen und vertikalen Maßstäbe können außerdem mehrere Größenordnungen umfassen. Als Spektrum des stadtklimatischen Arbeitens nennt KUTTLER (2004: 187) zum Beispiel die Bestimmung der Oberflächenenergiebilanz einer Hauswand oder einer Straßendecke, aber er führt auch die quantitative und qualitative Analyse regional wirksamer Belüftungssysteme ganzer Siedlungsbereiche im dreidimensionalen Raum an.

Vor allem die städtische Überwärmung beschäftigt aber in wachsendem Ausmaß nicht nur die Stadtklimatologie, sondern auch Forschungsfelder, die der Humanmedizin zugeordnet werden können. Hier stehen als Fachdisziplin vor allem die Epidemiologie, die sich mit der Verbreitung, Ursachen und Folgen von gesundheitsbezogenen Zuständen und Ereignissen in einer Bevölkerung oder Populationen beschäftigt, sowie der Human-Biometeorologie, die sich mit den Auswirkungen von Klima, Wetter und Witterung sowie auch der Luftqualität auf den menschlichen Organismus auseinandersetzt (vgl. JENDRITZKY 1992), im Vordergrund.

2.1.3 Geschichte der Erforschung

KUTTLER (2004: 188 f) ortet die Anfänge der Stadtklimatologie in der römischen Antike: Der Ausbau Roms zu einer Metropole veranlasste die Autoren Vitruvius und Horaz im 1. Jahrhundert v.Chr. zu Abhandlungen über Stadtplanung unter Berücksichtigung des Klimas und zur Verbesserung der Stadtluft. Während diese Thematik im Mittelalter und der Neuzeit immer wieder von Autoren in Städten mit erhöhter Belastung von anthropogenen atmosphärischen Spurenstoffen aufgegriffen wurde, wurden die ersten systematischen Messungen des Stadtklimas in London von dem englischen Chemiker und Apotheker Luke Howard (1772–1864) durchgeführt. (KUTTLER 2004: 189). HOWARD (1833) etabliert in seiner Arbeit einen besonders in den Wintermonaten ausgeprägten Temperaturunterschied zwischen der Stadt und dem Umland und beschreibt das winterliche Nebelproblem äußerst genau (KUTTLER 2004: 189).

Angesichts wachsender Stadtbevölkerung und wachsender Städte greifen vor allem im deutschen Sprachraum zahlreiche Autoren die Thematik auf. In Albert Kratzers umfassenden Überblickswerk finden sich 1937 bereits 225 Publikationen zum Thema Stadtklima; die stark erweiterte 2. Auflage (KRATZER 1956) gilt als wichtigstes Grundlagenwerk zur Stadtklimatologie (ebd.). In den darauffolgenden Jahrzehnten wird die Stadtklimatologie zunehmend anwendungsorientiert und behandelt neben dem Stadtklima auch Planungsaspekte; als Beispiele nennt KUTTLER (ebd.) die umfassenden Monographien von LANDSBERG (1981) und HELBIG et al. (1999). Die Diskussionen um das Klima in der Stadt werden durch die prognostizierten Auswirkungen des Klimawandels stetig vorangetrieben und so erfährt die Stadtklimaforschung vor allem in den letzten 10 Jahren einen deutlichen Bedeutungszuwachs (HENNINGER 2011: 63).

2.1.4 Definition und Begriffsabgrenzung

Der Begriff des Stadtklimas wird in der Literatur oft verwendet, ohne den Begriff Stadt näher zu definieren. Während in der Bevölkerungsgeographie und in der Statistik eine exakte Abgrenzung und Einteilung notwendig ist, um etwa Urbanisierungsgrad, Bevölkerungsdichte oder andere Kenngrößen bestimmen zu können, ist in der Stadtklimatologie die genaue Definition des Begriffs „Stadt“ von geringerer Bedeutung. Eine Siedlung kann hier zwar den Kriterien einer „Stadt“ entsprechen, ohne aber messbare klimatische Unterschiede zum

Umland aufzuweisen. Viel eher ist die physische Beschaffenheit des urbanen Raums ausschlaggebend, ob sich ein differenziertes Stadtklima ausbildet oder nicht. In der englischsprachigen Literatur wird daher lediglich der Begriff *urban climate* verwendet, was eine eindeutige Trennung des Klimas im urbanen Raum vom Konzept der Stadt erlaubt.

Eine erste Arbeitsdefinition liefert MATZARAKIS (2013: 115): „Stadtklima ist ein durch anthropogen veränderte Landnutzung modifiziertes Klima.“ Was hier allerdings außer Acht gelassen wird, ist die Tatsache, dass ein großer Teil des Klimas heute von anthropogenen Faktoren beeinflusst ist. SCHÖNWIESE (2013: 337) nennt als Faktoren der anthropogenen Klimabeeinflussung (1) die Veränderungen der Erdoberfläche und damit deren physikalischer Eigenschaften wie Strahlungsbilanz, Wärmekapazität, usw. bzw. der dort auftretenden Stoffflüsse, (2) andere Eingriffe in den Wärme- bzw. Energiehaushalt, (3) Eingriffe in den Wasserhaushalt (einschließlich Grundwasser) bzw. Beeinflussungen des Ozeans, sowie (4) Veränderungen der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre (ebenfalls mit Konsequenzen für den Strahlungs- und somit Energiehaushalt). Stadtklima kann daher nur ein Teilaspekt der anthropogenen Klimabeeinflussung sein. KUTTLER (2009: 212) spricht in seiner Definition des Stadtklimas daher explizit von einem Mikro- und Mesoklima, verursacht durch die Wechselwirkung der Bebauung und anthropogen produzierten atmosphärischen Spurenstoffen messbaren klimatischen und lufthygienischen Unterschieden im urbanen Raum im Vergleich zum Umland. Außerdem fügt KUTTLER (ebd.) seiner Definition des Stadtklimas eine normative Komponente hinzu und spricht von Einbußen an Umweltqualität und Beeinträchtigung der Lebensqualität.

Als Schlussfolgerung soll nun unter Berücksichtigung der verschiedenen Aspekte eine allumfassende Definition erstellt werden. Diese eigene Definition bezieht sich auf die Erkenntnisse aus den oben genannten Quellen und soll die verschiedenen Aspekte miteinander vereinen. Diese eigene Definition würde somit lauten:

Stadtklima ist eine spezielle Form des Mikro- und Mesoklimas im Bereich von urbanem Siedlungsgebiet, welches vom Regionalklima abweicht und durch anthropogene Veränderungen der Erdoberfläche (d.h. Bebauung, Landnutzung, etc.) hervorgerufen wird.

Um eine klare Trennung zwischen dem statistischen bzw. bevölkerungsgeographischen Konzept der Stadt von dem klimawirksam in Erscheinung tretenden Siedlungsraum und dessen Merkmalen zu unterstreichen erscheint zudem eine Adaption des Begriffs „Stadtklima“ zu „urbanes Klima“ sinnvoll.

2.2.2 Charakteristika des Stadtklimas

Am charakteristischen Erscheinungsbild des Stadtklimas sind alle Klimaelemente mehr oder weniger stark beteiligt (KUTTLER 2009: 212). Diese Veränderungen des Mikro- und Mesoklimas im urbanen Raum im Vergleich zum Umland sollen im Folgenden in Anlehnung an KUTTLER (2009: 212 ff), sowie SCHÖNWIESE (2013: 341 ff) genauer beschrieben werden.

Für SCHÖNWIESE (2013: 339) ist der bekannteste und am deutlichsten nachweisbare Stadtklimaeffekt eine Temperaturerhöhung gegenüber dem Umland, welche von der Peripherie in Richtung Zentrum zunimmt (urbane Hitzeinsel). KUTTLER (2009: 213) beschreibt die Veränderung der städtischen Lufttemperaturen im Vergleich zum Umland im Jahresmittel um 1 bis 2°C in den gemäßigten Breiten. SCHÖNWIESE (2013: 343) setzt die Differenz im Jahresmittel sogar bei nur 0,5 bis 1,5°C an. HUNG et al (2006: 47) orten in ihrer Untersuchung von 8 asiatischen Megastädten im tropischen und subtropischen Bereich hingegen UHIs mit einer durchschnittlichen Ausprägung von 5 bis 8°C über der Umgebungstemperatur. Auch in Städten, die in den gemäßigten Breiten liegen, können kurzfristig Unterschiede von 10°C bis 15°C beobachtet werden, die vor allem nachts auftreten und von Größe und Struktur der Stadt sowie von der Wetterlage und der Jahreszeit abhängig sind. (KUTTLER 2009: 213). Auch SCHWAAB und STEINICKE (2003: 5) kommen in ihrer Untersuchung zum Wiener Stadtklima zu dem Schluss, dass vor allem nachts die Temperaturen in der Stadt weniger stark sinken als im Umland. Während die Tageshöchsttemperaturen in der Inneren Stadt (Schottenstift) und Mariabrunn am Stadtrand nahezu ident sind, ist die Tagestiefsttemperatur vor allem im Sommer in der Stadt um bis zu 4°C wärmer.

Ein weiteres Charakteristikum des Stadtklimas ist eine im Allgemeinen niedrigere Luftfeuchtigkeit als im Umland bedingt durch eine niedrigere Evaporation. Bedingt durch die starke Versiegelung der Oberfläche fließt Regenwasser schnell ab und es steht nur wenig Feuchte zur Verdunstung zur Verfügung. Ein großer Teil der Nettostrahlung fließt somit

direkt in den sensiblen Wärmefluss (BRÖNNIMANN 2018: 241). Kuttler merkt jedoch an, dass sich in der Nacht eine Umkehr dieses Trends einstellen kann: „ [...] nachts jedoch können höhere städtische Oberflächentemperaturen den Tauabsatz im Vergleich zum kühleren Umland verzögern oder sogar gänzlich verhindern, wodurch sich gleich hohe oder höhere Luftfeuchtwerte in den urbanen Gebieten einstellen“ (KUTTLER 2009: 214). In der englischsprachigen Literatur wird dieser Effekt unter dem Begriff *urban moisture excess* (UME) beschrieben.

Wesentliche Veränderungen ergeben sich auch in der Strahlungsbilanz einer Stadt. Bedingt durch eine im Allgemeinen bestehende städtische Dunstglocke, ist die Globalstrahlung (also die gesamte auf einer horizontalen Fläche auf der Erdoberfläche eintreffende Solarstrahlung) um bis zu 10% reduziert, während die Gegengenstrahlung, d.h. jede Strahlung, die aus der Atmosphäre reflektiert wird, im Vergleich zum Umland erhöht ist (KUTTLER 2004: 3f). HENNINGER (2011: 75) spricht nicht nur von einer Reduktion der kurzwelligeren Einstrahlung, sondern auch von einer Selektion bis hin zur beinahe vollständigen Absorption der Wellenlängenbereiche $\lambda < 400$ nm.

Entscheidende Veränderungen sind nicht nur in der Zusammensetzung, sondern auch im Aufbau der Stadtatmosphäre zu beobachten. Die Struktur der Gebäude und Anordnung von Infrastrukturelementen führt zu einer erhöhten Rauigkeit der Oberfläche im Vergleich zu den meisten natürlichen Landschaftsformen im Umland, wodurch die planetarische Grenzschicht (bzw. Peplosphäre) im urbanen Raum eine größere Mächtigkeit aufweist als im Umland (BRÖNNIMANN 2018: 242). Die planetarische Grenzschicht des flachen und homogenen Umlandes einer Stadt lässt sich in eine Bodenschicht und die darüber liegende Mischungsschicht unterteilen (KUTTLER 2009: 218). Durch die erhöhten mechanischen Turbulenzen an der Oberfläche weist die städtische Grenzschicht jedoch einen komplexeren Aufbau auf. Im Allgemeinen wird die städtische Grenzschicht in drei Abschnitte unterteilt (nach KUTTLER 2009: 219): Von der Bodenoberfläche bis zum mittleren Dachniveau breitet sich die Stadthindernisschicht aus. Sie ist stark geprägt durch ein eigenes meteorologisches Regime, modifiziert durch die Gebäudehöhe und -form sowie die Energiebilanz der Oberfläche (HENNINGER 2018: 79) und bildet den unteren Teilbereich der sogenannten Stadtreibungsschicht aus. „Die Strömung innerhalb der Stadtreibungsschicht ist stark lokal

geprägt und wird durch die spezifische Anordnung einzelner Rauigkeitselemente charakterisiert. Innerhalb der Stadtreibungsschicht nehmen diese Einflüsse auf das Strömungsfeld zu, so dass ein homogenes Turbulenzfeld vorliegt“ (KUTTLER 2009: 219). Darauf folgt nach oben hin die städtische Mischungsschicht, die im Durchschnitt ein bis zwei Kilometer betragen kann und direkt an die freie Atmosphäre angrenzt (KUTTLER 2009: 219). HENNINGER (2011: 79) identifiziert je nach Bebauung zwischen Stadthindernisschicht und Stadtreibungsschicht noch eine zusätzliche Übergangsschicht. Bei Windstille und Strahlungswetterlage bildet sich diese atmosphärische Schichtung besonders gut heraus und die städtische Grenzschicht ist deutlich mächtiger als die des Umlandes (KUTTLER 2009: 218). Bei entsprechenden Windverhältnissen kann sich allerdings eine urbane Abluftfahne bilden, die die Umlandgrenzschicht teilweise überlagert, sodass in Extremfällen leeseitig auch noch in mehreren Kilometern Entfernung stadtklimatische Verhältnisse auftreten (ebd: 220).

KUTTLER (2004: 192) weist außerdem darauf hin, dass die Vegetationsperioden im urbanen Raum durch die Einflüsse des städtischen Mikro- und Mesoklimas deutlich verändert werden. So kann an vielen urbanen Standorten ein früheres Einsetzen des Pflanzenwachstums, sowie längere Vegetationsperioden (BORSORF 1991 in LARCHER 2001) beobachtet werden.

2.2 Urbane Hitzeinseln

Vereinzelt wird in der Literatur der UHI Effekt mit dem Stadtklima gleichgesetzt. Während der UHI Effekt dabei in der Tat maßgeblich das Klima im urbanen Raum prägt, ist er allerdings nur einer von mehreren Charakteristika des Stadtklimas. Dieses soll an dieser Stelle unter besonderer Berücksichtigung des UHI Effekts kurz umrissen werden und geeignete Definitionen gefunden werden.

2.2.1 Genese urbaner Hitzeinseln

Wie bereits oben erwähnt werden die Begriffe Stadtklima und UHI oft synonym verwendet. Im Folgenden soll nun im Speziellen auf den Aspekt der städtischen Überwärmung eingegangen und die Genese urbaner Hitzeinseln diskutiert werden. Als zentrale Ursachen des UHI-Effekts gelten die konzentrierte menschliche Aktivität und deren Begleiterscheinungen, welche die physikalischen Eigenschaften der Oberfläche verändern und in die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre eingreifen SCHÖNWIESE (2013: 342).

KUTTLER (2009: 215) nennt als Steuerungsgrößen neben Größe und Struktur vorwiegend Oberflächenenergiebilanzen, die vom thermischen und hydrologischen Verhalten der städtischen Baukörper verursacht werden. Weiters werden die Zuordnung und Mischung von bebauten und nicht bebauten Flächen erwähnt und die technisch bedingten Abwärme- und Wasseremissionen, sowie die Stärke der Freisetzung von Luftverunreinigungen.

HENNINGER (2018: 72) hält fest, dass die primäre Beeinflussung des urbanen Klimas großteils auf der mikro- und mesoklimatischen Ebene stattfindet, jedoch Einflussgrößen auf der Makroskala, wie zum Beispiel die Breitenlage und die Nähe zu einem großen Wasserkörper, ebenfalls dazu beitragen können, wie deutlich urbane Hitzeinseln hervortreten. Auf der mikro- und mesoskaligen Ebene können folgende Einflussfaktoren festgestellt werden (ebd.: 73):

- die topographischen Verhältnisse des urbanen und ruralen Raumes,
- die Größe der Stadt und dementsprechend die Anzahl der Einwohner,
- die Heterogenität der Stadtstruktur,
- der Grad der Versiegelung,
- die Dreidimensionalität der Gebäudestruktur,
- die Produktion sensibler und latenter Wärmeströme anthropogener Herkunft und
- die Art und Zusammensetzung der Emissionen von Luftinhaltsstoffen.

Für KUTTLER (2009: 216) steht ursächlich die starke Bodenversiegelung, an erster Stelle. Sie bewirkt, dass flüssige Stoffe (insbesondere Wasser) und Gase nicht mehr ungehindert zwischen Boden und Atmosphäre ausgetauscht werden können, bis hin zu einer vollständigen Abdichtung: „Mittelwerte des Versiegelungsgrades deutscher Großstädte (z.B. Essen) erreichen Werte von bis zu 0,6, während in Innenstädten und reinen Industriegebieten solche von bis zu 1 auftreten können“ (KUTTLER 2009: 216). Regenwasser fließt mehr oder weniger sofort in die Kanalisation und wird aus dem Stadtgebiet abgeleitet. Somit kann der Niederschlag nicht in den Boden eindringen und steht nicht zur Verdunstung zur Verfügung. Natürlicher Boden verfügt dagegen meist über einen gewissen Feuchtigkeitsanteil, der unter dem Aufwand von Energie aus der Sonneneinstrahlung in die Atmosphäre transportiert wird (Verdunstung) (ebd. 217). Versiegelte Oberflächen dagegen heizen sich bei Strahlungswetter stärker auf, da die Energie, die über die Sonneneinstrahlung

eingebraucht wird, nicht für die Evaporation aufgewendet werden kann und der Betrag der Strahlungsbilanz ausschließlich in die langwellige Ausstrahlung, turbulente Lufterwärmung und Bodenerwärmung fließen kann (KUTTLER 2009: 216).

Vergleicht man typische Flächenversiegelungsmaterialien, die im urbanen Raum zur Anwendung kommen, mit natürlichem Boden dann fällt das deutlich veränderte Absorptions- und Emissionsverhalten auf. Im Vergleich zu einem trockenen natürlichen Lehmboden verfügt Asphalt wesentlich höhere Wärmeleitfähigkeit, eine doppelt so hohe Temperaturleitfähigkeit und einen über dreimal so hohen Wärmeeindringkoeffizient (KUTTLER 2009: 216). Aufgrund der überwiegend dunklen Farbe wird viel Strahlungsenergie absorbiert, die sowohl über die Emission im langwelligen Bereich und den turbulenten Wärmestrom in die Luft gelangt, als auch durch die Wärmeleitfähigkeit des Bodens in die Tiefe transportiert und dort solange als Wärmereservoir gespeichert wird, bis der Temperaturgradient zwischen Bodentiefe und Oberfläche sein Vorzeichen ändert (ebd.).

Hinzu kommt, dass sich der Stadtkörper dreidimensional ausbreitet und dadurch das Mikroklima in der Stadthindernisschicht beeinflusst. Die urbane Gebäudestruktur bewirkt eine Oberflächenvergrößerung, die ein Vielfaches der Grundfläche erreichen kann (KUTTLER 2009: 216). Neben der Oberflächenvergrößerung ist mit der Dreidimensionalität des Stadtkörpers aber auch eine Horizontüberhöhung verbunden, welche zu Mehrfachreflexionen und einer Reduktion der kurzwelligen Albedo führen kann (HENNINGER 2011: 75). MATZARAKIS (2001: 50) konnte bei den einzelnen Faktoren, die zur urbanen Überwärmung beitragen, zwar keine Reihenfolge der Intensität feststellen, stellte aber ebenso wie KUTTLER (2009: 216) und HENNINGER (2011: 63) fest, dass die im Vergleich zur natürlichen Umgebung auftretenden urban-ruralen Differenzen durch die dreidimensionale, stark versiegelte Oberflächenstruktur, vermehrte Luftbeimengungen und eine deutliche Vegetationsarmut innerhalb der bodennahen Luftschicht hervorgerufen werden. (HENNINGER 2011: 63)

2.2.2 Räumliche Ausprägung von UHIs

Nach dem aktuellen Stand der Forschung ist die Ausprägung von UHI keineswegs statisch und ist stark abhängig von der vorherrschenden Wetterlage. Um die Ergebnisse im empirischen Teil dieser Arbeit besser auswerten zu können, soll nun kurz die räumliche und

zeitliche Ausprägung des UHI Phänomens im Allgemeinen mit Hilfe der aktuellen Literatur analysiert werden.

In Bezug auf das räumliche Erscheinungsbild des UHI Phänomens wird zwischen der horizontalen Ausprägung und der vertikalen Ausprägung unterschieden. Mit den Methoden der satellitengestützten Fernerkundung kann allerdings nur die horizontale Ausprägung analysiert werden, während sie auf die vertikale nur Rückschlüsse zulässt. Zunächst zur horizontalen Dimension: aufgrund der oben beschriebenen Einflüsse ist unter bestimmten Bedingungen eine höhere Luft- und Oberflächentemperatur im urbanen Raum zu beobachten, die in ihrer typischen Form von der Peripherie ins Zentrum hin zunimmt und inselartig aus der kühleren Umlandluft hervortritt (HENNINGER 2011: 63). Dies ist allerdings eine stark idealisierte Darstellung, die in der Realität kaum zu beobachten ist, da die unterschiedlichen Flächennutzungstypen jeweils auf ihre individuelle Weise die Temperatur modifizieren (ebd.). HENNINGER (2011: 64) plädiert daher eher für die Verwendung des Begriffs urbaner Wärmearchipele:

Aufgrund der Heterogenität des Stadtkörpers durch den Wechsel unterschiedlicher Flächennutzungstypen kann es nicht nur zu wärmeren, sondern auch zu kühleren Bereichen innerhalb des Stadtgebietes kommen. Oftmals zeigt es sich, dass durchaus mehrere Wärmeinseln in einer Stadt auftreten können, die räumlich durch Flächen mit niedrigeren Temperaturen getrennt sind. In diesem Fall wäre der Begriff des urbanen Wärmearchipels sicherlich treffender.

Vor allem angesichts des fortschreitenden Flächenverbrauchs des urbanen Raumes und dem Zusammenwachsen früher getrennter urbaner Siedlungen zu großen Agglomerationen bzw. Metropolenregionen, ist dieses Modell höchst zeitgemäß. KUTTLER (2009: 225) hält fest, dass die UHI-Intensität im Allgemeinen in negativer Abhängigkeit zur Höhe der Windgeschwindigkeit und zum Wolkenbedeckungsgrad steht. „Ein positiver Zusammenhang lässt sich hingegen zur Stärke der Stabilität der Umlandatmosphäre erkennen“ (ebd.).

Aufgrund der dynamischen Eigenschaften der Atmosphäre kann die städtische Überwärmung aber in jedem Fall nicht als flächenscharf gesehen werden und es muss davon ausgegangen werden, dass selbst bei Windstille die Wärmeinsel nicht deckungsgleich mit der bebauten Oberfläche ist (HENNINGER 2011: 64): „Infolge des Kaltluftzuflusses aus dem Umland entsteht ein kurviger, teilweise buchtenartiger Verlauf, der die Wärmeinsel umgibt,

unabhängig vom gegenwärtigen Versiegelungsgrad“. Wie Untersuchungen von KUTTLER (2009: 227) mit optischen und chemischen Tracern in Gelsenkirchen gezeigt haben, dringt diese Kaltluft, je nach Raumstruktur, unterschiedlich tief in den Stadtbereich ein. Dieses thermodynamische Phänomen des Kaltluftzuflusses aus dem Umland kann demnach nicht nur im Randbereich zur Abschwächung des UHI-Effekts beitragen:

Sind Städte mit ihrem Umland durch Luftleitbahnen verbunden, so kann während solcher Situationen kühle Umlandluft in den überwärmten Stadtkörper transportiert werden. Man spricht in einem solchen Fall auch von einem Flurwind oder einer UHI-Zirkulation. Als Flurwind wird eine derartige Strömung deshalb bezeichnet, weil die Luft aus dem Umland (von der Flur) in die Stadt weht. (KUTTLER 2009: 226)

Diese Art der Luftzirkulation kann bei entsprechender Berücksichtigung in der Raumplanung den Leidensdruck der Bevölkerung deutlich reduzieren und die negativen Auswirkungen auf den Menschen, welche in Kapitel 2.3 näher erläutert werden, reduzieren. Sowohl die Stadt Wien, welche zur Validierung der Untersuchungsmethode herangezogen wird, als auch die Stadt Santiago de Chile verfügen über mehrere Merkmale geomorphologischen und raumplanerischen Ursprungs, die als solche Luftleitbahnen fungieren können.

2.2.5 Zeitliche Ausprägung von UHIs

Am deutlichsten treten städtische Wärmeinseln in Folge windstillen, nächtlicher Strahlungswetterlagen, sog. autochthoner Wetterlagen, auf (HENNINGER 2011: 64; KUTTLER 2009: 2018). Bei dieser Art von Wetterlage dominiert die Sonneneinstrahlung das Wetter und es kommt zu einer starken Aufheizung der urbanen Oberfläche. Da sich thermische Eigenschaften der Oberflächen von Stadt und Umland in vielen Fällen unterscheiden und die urbanen Oberflächen eine reduzierte Wärmespeicherkapazität aufweisen, kommt es vor allem während der Nachtstunden zu einer deutlich stärkeren Abstrahlung und Abgabe von Wärme an die Umgebung (HENNINGER 2011: 64). Dadurch bleibt die Lufttemperatur im urbanen Raum höher als im Umland, was wiederum zu Belastungen für den menschlichen Organismus führen kann (siehe Kapitel 2.3). Für eine mitteleuropäische Großstadt ergeben sich in Abhängigkeit von der oben beschriebenen Wetterlage die größten UHI-Intensitäten während den Nachtstunden von 22 Uhr bis 5 Uhr morgens (HENNINGER 2011: 66). Spitzenwerte von bis zu 3,5°C Unterschied treten in der zweiten Nachhälfte der Monate Juli und August auf, welche sich mit dem Sonnenaufgang aber schnell ausgleichen (KUTTLER 1987: 28). Zur Mittagszeit zwischen 11 und 14 Uhr zeigen sich hingegen während aller Monate des

Jahres lediglich schwach positive Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland, während der Monate Februar bis September sogar schwach negative Unterschiede (KUTTLER 2009: 225). HENNINGER (2011: 66) spricht in diesem Zusammenhang sogar von *urban cool islands (UCI)*:

Dies ist der Tatsache geschuldet, dass aufgrund der komplexen urbanen Bebauungsstruktur die einfallende solare Strahlung aufgrund des Sonnenstandes die bodennahen Luftschichten nicht so gleichmäßig erwärmen kann wie im Umland. Die Gebäude sorgen zudem für einen entsprechenden Schattenwurf. Auch verschiebt sich die Strahlungsreferenzfläche vom Straßenbereich auf das Dachniveau. Zusätzlich wird die Wärme in die künstlichen Baumaterialien abgeleitet

KUTTLER (1987: 29) führt dies außerdem darauf zurück, dass die erhöhte Einstrahlung zu erhöhter Konvektion führt, wodurch die Warmluft von den Straßen nach oben hin abgeführt wird.

Mittlere stündliche Differenzen der Lufttemperatur in °C zwischen einer Innenstadt- und einer Umlandmessstation (nach KUTTLER 2009: 225)

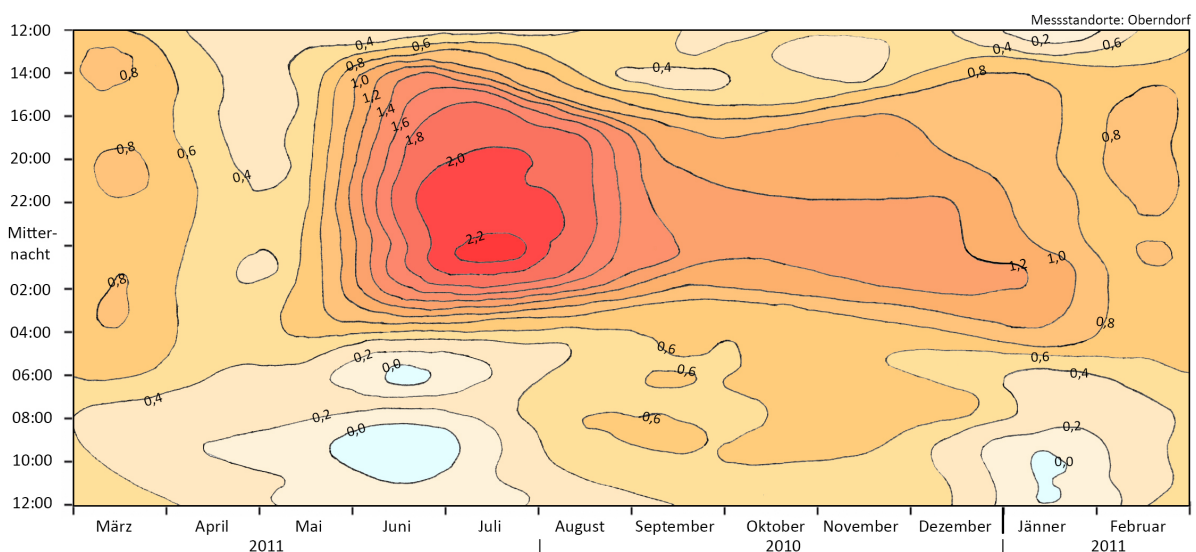


Abb. 1: Mittlere stündliche Differenzen der Lufttemperatur zwischen Innenstadt und Umland (Datenquelle: KUTTLER 2009: 225)

Um valide Aussagen über das Auftreten urbaner Hitzeinseln im Untersuchungsgebiet Santiago de Chile treffen zu können, gilt es diese Erkenntnisse an die Gegebenheiten vor Ort anzupassen. Demnach sind die stärksten UHI-Intensitäten bei entsprechenden Wetterlagen in den Jänner- und Februarnächten zu erwarten, da hier der Südsommer seinen Höhepunkt erreicht. Legt man die Erkenntnisse von KUTTLER (2009: 225) und HENNINGER (2011: 67) 1:1 auf

Santiago um, sollte an allen Tagen des Jahres in der Zeit von ca. 8 bis 14 Uhr kaum ein UHI-Effekt nachweisbar sein bzw. in den Wintermonaten Juni und Juli sollte in Santiago zu keiner Zeit eine Temperaturdifferenz zwischen Stadt und Umland bestehen.

2.3 UHI als Risiko für den Menschen

Der UHI Effekt stellt eine Herausforderung im Bereich Public Health dar, die nicht unterschätzt werden darf. Die Thematik der UHI wird angesichts der Tatsache, dass der Anteil der Weltbevölkerung, der in Städten lebt von 36% (1960) auf rund 54% (2014) gestiegen ist (WHO 2018) umso brisanter. Nach aktuellen Prognosen könnten es im Jahr 2050 bereits zwei Drittel sein (BRÖNNIMANN 2018: 240) .

In zahlreichen Studien wird weltweit der Zusammenhang zwischen Hitzewellen, bzw. Hitzetagen und einem Anstieg an Todesfällen und Beschwerden, die unmittelbar, bzw. indirekt mit einer wetterbedingten, für den Standort ungewöhnlich hohen Umgebungstemperatur in Verbindung stehen, beschrieben. BARNETT et al. (2010: 604) zitieren hier etwa BALLESTER et al., 1997; DONALDSON et al., 2001; O'Neill et al., 2003; GOODMAN et al., 2004; BASU et al., 2005; ANALITIS et al., 2008; ZANOBETTI und SCHWARTZ, 2008; ANDERSON und BELL, 2009. Nach KOVATS und HAJAT (2008: 48) ist aber vor allem in den Städten eine erhöhte Sterblichkeit zu beobachten: „Several studies show that mortality is more sensitive to heat in urban areas compared with rural and suburban areas.“ Auch PETKOVA et al. (2014: 67) kommen außerdem zu dem Schluss, dass das Risiko in städtischen Gebieten größer ist als im Umland und es gehäuft zu gesundheitlichen Beschwerden und Todesfällen in Zusammenhang mit Hitzetagen kommt, da hier eine große Anzahl anfälliger Personen (z. B. ältere, gesundheitlich vorbelastete Menschen) in einer Umgebungen lebt, in der die Temperatur oft höher ist als in vorstädtischen und ländlichen Gebieten.

BASU (2009: 51) geht hier einen Schritt weiter und identifiziert innerhalb der urbanen Population Subgruppen, die aufgrund ihrer demographischen und sozioökonomischen Merkmale den Einflüssen der Hitze stärker ausgesetzt sind als andere: „[...] demographic characteristics, such as poverty and age, can modify the severity of heat effects through various physiological and behavioral pathways.“ Aus einer US-amerikanischen Perspektive zählen für BASU (2009: 52) Schwarze und Personen mit Migrationshintergrund, Personen mit

niedrigem Einkommen und ältere Menschen über 65 zu den besonders gefährdeten Gruppen. Auch die EUROPÄISCHE UMWELTAGENTUR (2016: 7) sieht neben ältere Menschen, chronisch Kranke und sozioökonomisch schwächer gestellte Personen als gefährdet. Außerdem stellen PETKOVA et al. (2014: 67) die Theorie auf, dass die städtische Bausubstanz aufgrund ihrer Beschaffenheit oft weniger gut an heißes Wetter angepasst ist als jene im Umland. Neben sozioökonomischen Faktoren ist für KOVATS und HAJAT (2008: 48) vor allem die erhöhte Nachttemperatur für die erhöhten Sterblichkeitszahlen während Hitzeereignissen verantwortlich.

2.3.1 Erhöhte Umgebungstemperatur und Mortalität

Aus den Daten der US-amerikanischen nationalen Wetterbehörde geht hervor, dass im Durchschnitt zwischen 1988 und 2017 Hitze die häufigste wetterbedingte Todesursache in den USA war, gefolgt von Überflutungen, Tornados und Hurricans (NWS 2018). Nach der Analyse von ROBINE et al. (2008: 177) war Hitze allein im Rekordsommer von 2003 in 16 europäischen Ländern für rund 70 000 Sterbefälle verantwortlich. GASPARRINI et al. (2015) ordnen Hitze und extreme Hitze in ihrer umfangreichen Analyse von Studien, bei der über 74 Millionen Sterbefälle in 13 verschiedenen Ländern im Zeitraum 1985 bis 2012 untersucht wurden, allerdings nur einem Bruchteil aller Todesfälle als Ursache zu (ebd., 373). Gleichzeitig räumen die Autoren der Studie aber ein, dass Hitze im Gegensatz zu Kälte viel seltener als direkte Todesursache festgestellt werden kann. Eine tatsächliche Zuordnung von Hitze als Todesursache ist im Einzelnen oft schwierig und Todesfälle durch Hitze werden in vielen Fällen statistisch nicht als solche erfasst. Ein weiteres Problem der statistischen Analyse von Hitzewellen bringen METZGER et al (2010: 84) auf: „[...] early heat waves result in ‚harvesting‘ or ‚mortality displacement‘, the mortality impact of heat waves later in the summer is reduced among the now smaller pool of susceptible individuals“. Der Effekt der früh im Jahr auftretenden Hitzewellen konnte in ihrer Studie allerdings nicht bestätigt werden.

Die physiologischen Gründe dafür sind vielfältig und im Detail noch nicht ausreichend erforscht, als gesichert gilt jedoch, dass durch die erhöhte thermoregulatorische Tätigkeit des Körpers eine zusätzliche Belastung entsteht, welche eine Reihe an Beschwerden auslösen kann (GASPARRINI et al. 2015: 374). Wird ein gewisser Schwellenwert überschritten, steigen Herzfrequenz, Blutviskosität und die Gerinnungsfähigkeit, wodurch die zerebrale

Perfusion verringert wird und das Risiko für kardiovaskuläre Mortalität steigt. Hitze erhöht auch das Sterblichkeitsrisiko für andere Ursachen (GASPARRINI et al. 2015: 374): Ein erhöhter Flüssigkeitsverlust verändert den Elektrolythaushalt des Menschen, wodurch bei von chronischen Krankheiten betroffenen Menschen bzw. Menschen, deren Kreislauf weniger Reaktionsfähigkeit auf Umweltbedingungen aufweist, gesundheitliche Probleme mit Todesfolge ausgelöst werden können. Während also in einem urbanen Umfeld durch Kälte auch gesunde Menschen bei entsprechend langer Exposition durch Unterkühlung und Hypothermie in Gefahr geraten können, sind es bei Hitze hauptsächlich jene Personengruppen, die gesundheitlich nicht so schwer belastbar sind, bzw. Vorerkrankungen haben, wie etwa ältere Menschen, sowie Kinder und Säuglinge, wenn auch in geringerem Ausmaß.

2.3.2 Metrologische Daten zur Risikoanalyse

Welche Wetterdaten dabei aber die größte Vorhersagekraft in Bezug auf die Sterblichkeit haben, kann nicht eindeutig geklärt werden. BARNETT et al. (2010) führten zu dieser Fragestellung eine umfangreiche Studie in 107 US-Amerikanischen Städten durch und analysierten dabei die Durchschnittstemperatur, Maximal- und Minimalwerte mit und ohne Luftfeuchtigkeit, die gefühlte Temperatur und den Humidex im Hinblick auf ihre Korrelation mit der Sterblichkeitsrate. Auf nationalem Niveau konnte allerdings kein optimaler Kennwert identifiziert werden und BARNETT et al. (2010: 610) kommen zu dem Schluss, dass im Durchschnitt jeder der oben genannten Messwerte die gleiche Vorhersagekraft hat, betonen aber, dass es regional und altersspezifisch vereinzelt sehr wohl besser und schlechter geeignete Indikatoren gibt.

METZGER et al. (2010: 85) kommen zu dem Schluss, dass der Hitzeindex die größte Aussage- und Vorhersagekraft hat und Modelle, die andere Messwerte wie etwa Luftdruck und Luftfeuchtigkeit miteinbeziehen zwar von marginal besserer Qualität sein können, aber durch ihre gesteigerte Komplexität nicht relevant sind. Während sich viele Modelle auf die Maximaltemperatur konzentrieren, erhöht aber vor allem eine hohe nächtliche Minimaltemperatur das Sterblichkeitsrisiko, da eine konstant hohe Temperatur mehr Stress für den Körper bedeutet (BASU und SAMET 2002: 199). LAAIDI et al. (2012: 258) fanden heraus, dass eine hohe Minimaltemperatur nachts die Mortalität bei älteren Menschen während einer Hitzewelle signifikant erhöht und ordnen der Tageshöchsttemperatur eine kleinere

Bedeutung zu. Dies zeigt die Notwendigkeit, bei der Analyse ein Maß zu verwenden, das die maximale Temperatur und die minimale Temperatur innerhalb eines Tages kombiniert. Xu et al (2018: 683) schlagen daher vor, die mittlere Temperatur zu verwenden, um genaue Aussagen über Temperatur und Mortalität treffen zu können. SONG et al. (2017: 250) zeigen außerdem die Notwendigkeit auf, den individuellen Grad der Hitzeexposition von Personen(gruppen) zu definieren.

GASPARRINI et al. (2015) führten eine umfangreiche Studie durch, bei der die Temperatur und die Sterblichkeitsrate verglichen wurden. Dabei wurden kumulative Expositionscurven für insgesamt 13 Städte weltweit erstellt und jeweils spezifische Minimalmortalitätstemperaturen und individuelle Grenzwerte für extreme Temperaturen definiert (GASPARRINI et al. 2015: 369). Im Allgemeinen wurde dabei festgestellt, dass das Sterblichkeitsrisiko für kalte Temperaturen unter der Minimalmortalitätstemperatur langsam und linear steigt, wobei einzelne Standorte für extreme Kälte einen höheren Anstieg zeigen als andere. Bei für den jeweiligen Standort ungewöhnlich hohen Temperaturen steigt jedoch an allen Standorten das Risiko exponentiell statt linear an. Todesfälle, die durch extreme Hitze verursacht werden, sind ungefähr so häufig wie diejenigen, die durch moderate Hitze verursacht werden, während die durch extreme Kälte verursachten Todesfälle im Vergleich zu denen durch moderate Kälte vernachlässigbar sind (EEA 2016: 7). Während kältebedingte Mortalität aufgrund der besseren sozialen, wirtschaftlichen und Wohnbedingungen in vielen Ländern Europas abnimmt, gibt es keine eindeutigen Beweise dafür, dass die projizierte Erwärmung zu einem weiteren erheblichen Rückgang der kältebedingten Sterblichkeit führen wird (EEA 2016: 7).

2.3.3 Anpassungsfähigkeit des Menschen

Während die Anzahl der Hitzeextreme in den letzten Jahrzehnten in ganz Europa erheblich zugenommen hat, sind die Temperaturschwellen bei denen Auswirkungen auf die Gesundheit messbar werden, je nach Region unterschiedlich definiert (EEA 2016: 5). Das wirft die Frage der Anpassungsfähigkeit des Menschen an sich ändernde Temperaturverhältnisse auf. Aus den von GASPARRINI et al. (2015: 371) erhobenen Daten zeigt sich deutlich die Anpassungsfähigkeit einer menschlichen Population an die verschiedensten klimatischen Bedingungen an unterschiedlichen Standorten. Daher gibt es auch erste Anzeichen einer Anpassung urbaner Populationen an den UHI-Effekt. In mehreren Städten

wurde ein rückläufiger Trend bei der Sterblichkeit während Hitzewellen festgestellt (PETKOVA et al. 2014: 70). Während BASU (2009: 51) zu dem Schluss kommt, dass diese Beobachtungen das Resultat von Akklimatisierung sind, wird diese These von PETKOVA et al. (2014: 70) in Frage gestellt: „It is not yet clear to what extent these decreasing trends in heat effects reflect unplanned, autonomous adaptation factors, and to what extent they may reflect planned adaptation strategies“. Für sie ist die Frage, ob es sich dabei tatsächlich um Akklimatisierung handelt, oder ob die urbane Bevölkerung durch eine Reihe von individuellen und institutionellen Anpassungsmaßnahmen vor den Auswirkungen des UHI-Effekts geschützt wird aktuell nicht geklärt.

2.4 Identifizierung von UHI mittels Satellitenmeteorologie

2.4.1 Grundlagen

Die oben beschriebenen Effekte sollen nun mittels Satellitenmeteorologie zunächst in einem Kontrollgebiet und danach im Untersuchungsgebiet Santiago de Chile analysiert werden. Während für menschliche, tierische und pflanzliche Organismen die metrologische Lufttemperatur von großer Bedeutung ist, kann mithilfe der Satellitenmeteorologie lediglich die Oberflächentemperatur bestimmt werden. Diese steht allerdings in enger Korrelation zur Lufttemperatur und beeinflusst diese maßgeblich mit (KUTTLER 2004: 4; KUTTLER 2009: 213). In den folgenden Unterkapiteln sollen daher die wichtigsten Grundlagen der Satellitenmeteorologie beschrieben werden.

Als Grundlage für sämtliche Messungen verwenden Satelliten sichtbare und unsichtbare elektromagnetische Strahlung, die von der Erdoberfläche und der Atmosphäre abgestrahlt oder verändert wird. Beschreibt man die am Satelliten ankommenden Strahlung so erkennt man, dass diese durch Emission und Absorption an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre beeinflusst wird. Die Vorgänge, die die Strahlung auf dem Weg durch die Atmosphäre verändern und bestimmen können durch Berechnungen und Computermodelle ausgewertet werden (KÖPKE 2012: 7). So können mit Hilfe der Satellitenmeteorologie nicht nur Atmosphärenparameter (wie z.B. Bewölkung oder Niederschlag) gemessen und vorhergesagt werden, sondern auch Parameter auf der Erdoberfläche vermessen werden (KÖPKE 2012: 17), obwohl das Aufnahmegerät weit außerhalb der wetterwirksamen Atmosphäre liegt. Diese Berechnungen sind möglich, da die Wechselwirkungen der Strahlung mit der Atmosphäre

und dem Boden durch Strahlungsgesetze beschrieben werden kann. Diese Gesetze beschreiben die Abhängigkeit der Wellenlänge der Strahlung von der Art der Wechselwirkung und von der Richtung der Strahlung. Durch die Kombination verschiedener Messdaten können verschiedene Eigenschaften von Substanzen in der Atmosphäre oder im Boden ermittelt werden (KÖPKE 2012: 18). Für die Aufzeichnung und Auswertung der Daten werden verschiedenen Methoden der Strahlenauswertung verwendet. In dieser Arbeit werden Daten herangezogen, die mit der sogenannten passiven Methode gemessen wurden. Dabei wird jene Strahlung gemessen, die ursprünglich von der Sonne ausgesandt wird und von Boden und der Atmosphäre emittiert und verändert wird (ebd.).

Gemessen wird diese Strahlung durch verschiedene Sensoren, die jeweils in verschiedenen Wellenlängenbereichen messen. Für diese Arbeit sind hier vor allem die OLI (*Optical Land Imaging*) Sensoren und TIRS (*Thermal Infrared Sensing*) Empfänger von Bedeutung. Diese geben die gemessene Strahlung in sogenannten „Kanälen“ wieder, welche eine gewisse spektrale Breite haben, um genügend Energie auf den Detektor zu bringen. Diese Kanäle werden mit Namen bezeichnet, die den verwendeten Wellenlängenbereich charakterisiert (KÖPKE 2012: 20). Die Informationen eines Kanals bestehen grundsätzlich nur aus der Signalstärke in Bezug auf die gemessene Wellenlänge. Jeder Kanal liefert damit nur verschiedene Grauwerte zwischen schwarz bei keiner und weiß bei maximaler Strahlung in Form von Rasterdaten (KÖPKE 2012: 29). Diese werden in der Regel in Form von GeoTIFF-Dateien gespeichert. Dadurch können die gemessenen Werte mit entsprechender Software (wie z.B. ArcMap) verortet werden. Jedes Bild eines einzelnen Kanals ist damit nur als Schwarz-Weiß-Bild oder als Bild mit Helligkeitsstufen einer gewählten Farbe darstellbar (KÖPKE 2012: 29). Je enger der Raster, desto kleiner ist die tatsächliche Fläche, die einem Bildpunkt (Pixel) entspricht und desto höher ist die Auflösung. Eine weitere Methode zur Verbesserung der Datenqualität ist die Implementation zusätzlicher Kanäle, wodurch das Messspektrum jedes einzelnen Kanals verschmälert wird und sich die Möglichkeiten der Invertierung erheblich verbessern (KÖPKE 2012: 31).

Die Auswertung der am Satelliten gemessenen Strahlungsdaten erfolgt in verschiedenen Stufen. Die unbehandelten Rohdaten, die Daten im Level 0 sind die am Satelliten gemessenen Strahldichten von einem Kanal; diese Daten werden in weiteren Schritten zu

Level1, Level 2 und Level 3 Daten verarbeitet (KÖPKE 2012: 36). Die Level 2 Daten sind dabei die gesuchten meteorologischen Parameter, in dieser Arbeit die Temperatur als Funktion des Ortes. Produkte, die aus weiteren Bearbeitungsschritten oder mehreren Überflügen entstehen, sind die Level 3 Daten (KÖPKE 2012: 37).

2.4.2 Strahlung und Strahlungsgesetze

Die Satellitenmeteorologie beruht auf der Beobachtung der elektromagnetischen Strahlung, die von der Erde reflektiert bzw. emittiert wird. „Die für die Satellitenmeteorologie verwendete Strahlung lässt sich grundsätzlich in drei spektrale Bereiche trennen, die sich durch die Quelle der Strahlung sowie die Prozesse in der Atmosphäre und am Boden unterscheiden: in den solaren, den terrestrischen und den Mikrowellen-Bereich“ (KÖPKE 2012: 46). Der terrestrische Bereich zeichnet sich dabei durch eine längere Wellenlänge als der solare Bereich aus, zu welchem auch der Bereich des sichtbaren Lichts, sowie der Infrarot- und Ultraviolettbereich gehören (ebd.). Die beiden Begriffe „solar“ und „terrestrisch“ bezeichnen dabei lediglich den Wellenlängenbereich und nicht den Ausgangspunkt. Die gesamte in allen Wellenlängenbereichen am oberen Rand der Atmosphäre auftreffende Strahlung der Sonne ist durch die Solarkonstante gegeben, die im Mittel 1365 W/m^2 beträgt (KÖPKE 2012: 67). Wegen der elliptischen Bahn der Erde um die Sonne variiert dieser Wert im Laufe eines Jahres, der mittlere Wert gilt für den 4. April und 5. Oktober (ebd.). Da diese Schwankungen aber weniger als 0,3% ausmachen, können sie in der Satellitenmeteorologie vernachlässigt werden (KÖPKE 2012: 67).

Als Grundlage der Satellitenmeteorologie dient die naturwissenschaftliche Gesetzmäßigkeit, dass jeder Körper mit einer bestimmten Temperatur Strahlung abgibt, deren Intensität sich mit der Wellenlänge der Strahlung ändert. Die Oberfläche der Erde verhält sich wie ein schwarzer Strahler mit Temperaturen zwischen 240 und 320 K, daher ergibt sich nach dem Planck'schen Strahlungsgesetz eine Wellenlänge von 9 bis $12 \mu\text{m}$ für die maximale Abstrahlung (KÖPKE 2012: 69). Neben dieser Schwarzkörperstrahlung muss noch die Strahlung berücksichtigt werden, die durch das Emissionsvermögen, also eine Größe, die von der Oberfläche abhängt, entsteht (ebd.). Mit zunehmender Temperatur verschiebt sich das Maximum der Strahlung hin zu kürzeren Wellenlängen (Köpke 2012: 57). Diese spektrale Verteilung der Strahlung in Abhängigkeit von der Temperatur hat Max Planck in seinem Strahlungsgesetz beschrieben. Max Planck hat das Strahlungsgesetz für einen idealen

schwarzen Körper, also einem Strahler, der die gesamte auftreffende Strahlung absorbiert, formuliert (ebd.). Ein schwarzer Körper hat nach dem Kirchhoff'schen Gesetz, das aussagt, dass das Emissionsvermögen eines Körpers gleich dem Absorptionsvermögen ist, auch ein maximales Emissionsverhalten (KÖPKE 2012: 58). Aus dem Planck'schen Strahlungsgesetz lässt sich die spektrale Strahlflussdichte L_λ ermitteln, welche im weiteren Verlauf dieser Arbeit für die Ableitung der Oberflächentemperatur aus den Landsat 8 Daten von Bedeutung ist.

3 Das Untersuchungsgebiet aus klimageographischer Sicht

3.1 Auswahl und Eingrenzung des Untersuchungsgebiets

Als Untersuchungsgebiet wurde die Metropolregion Santiago de Chile mit der Stadt Santiago, der Hauptstadt Chiles, im Zentrum ausgewählt, da die Stadt ein wachsendes sozioökonomische Zentrum Südamerikas ist. Darüber hinaus steht die Stadt vor einer Reihe von Umweltproblemen, die Ende der 1990er Jahre ihren Höhepunkt erreichten und mit dem Wachstum und der Zersiedelung in Verbindung stehen (ARTAXO et al. 1999: 415; ROMERO et al. 1999: 4039f; JORQUERA und BARRAZA 2012: 429ff), während die Datenlage als Planungsgrundlage für zukünftiges Wachstum und zur Eindämmung der bestehenden Probleme aktuell noch überschaubar ist. Aktuell sehen MOSER et al. (2018: 36) den Klimawandel und damit verbundene Effekte, sowie die städtische Überwärmung als große Herausforderung für die Stadt: „[Santiago] is an example of a city that will suffer most from climate change and the urban heat island effect. Moreover, Santiago de Chile faces current problems, such as heavy air pollution and desertification, which further decrease the quality of life for city dwellers“. Daher ist eine detaillierte Untersuchung des UHI-Effekts in der Stadt Santiago notwendig und zeitgemäß.

Santiago ist nicht nur Hauptstadt, sondern auch Primastadt und konzentriert mit 5 220 161 Einwohnern, bzw. 7 112 808 in der gesamten Región Metropolitana über 44 % der Chilenen in der Stadt bzw. in der direkten Umgebung. Damit zählt Santiago zu den größten Metropolregionen Südamerikas. In der Stadt ist in den letzten Jahrzehnten starkes Bevölkerungswachstum festzustellen. Zwischen 1960 und 1980 verzeichnete die Stadt jährliche Wachstumsraten zwischen rund 3 und 4 Prozent, und in nur 20 Jahren wuchs die

Bevölkerung von 2,2 Millionen auf 4,2 Millionen im Jahr 1985. Während sich das Bevölkerungswachstum seit Ende der 1990er-Jahre wieder etwas abgeflacht hat und seit Ende der 2000er-Jahre sogar unter 1% gefallen ist, breitet sich die Stadt flächenmäßig aber weiter aus. PEÑA (2009: 1198) zeigt in ihren Untersuchungen zu den Hauptlandbedeckungstypen des Talbodens im Santiago-Becken deutlich das Ausmaß der Zersiedelung und des Flächenwachstums der Stadt. Zwischen 1998 und 2005 vergrößerte sich die städtische Fläche von 569 km² auf 597 km² und darüber hinaus wurden die breite Zonen gemischter Bodenbedeckung im Süden und Osten der Stadt (d.h. Vegetation und Gebäude gemischt) größten Teils durch mäßig und dicht urbanisierte Bodenbedeckungen ersetzt. Ebenfalls deutlich zu erkennen sind nun die großen versiegelten Flächen durch den neuen internationalen Flughafen PEÑA (2009: 1198).

3.2 Lage und Klimatische Verhältnisse

3.2.1 Lage

Die absolute Lage der Stadt Santiago de Chile liegt bei 71° westlicher Länge und 33,5° südlicher Breite. Auf der Nordhalbkugel entspräche das etwas der geographischen Breite von Beirut, Atlanta oder Shanghai. Nach der genetischen Klimaklassifikation nach FLOHN (1950), welche die Erdoberfläche ausgehend von der Entstehung des Klimas in 7 Klimate unterteilt (BLÜTHGEN 1966: 517), liegt Santiago in der subtropischen Winterregzone. Diese ist in den Sommermonaten geprägt durch subtropische bzw. randtropische Hochdruckgebiete, während der Wintermonate setzt sich dagegen mit der Verschiebung der planetarischen Strahlungs- und Luftdruckgürtel in Richtung Norden das zyklonale Wettergeschehen der Mittelbreiten durch (SCHULTZ 2016: 191). Während dieser Zeit steht die Region unter dem Einfluss des Westwinddrifts (BLÜTHGEN 1966: 517). Eine Lagebestimmung nach der effektiven Klimaklassifikation nach Köppen (1918), die im Gegensatz zu den genetischen Klassifikationen weniger auf die Entstehung der Klimate als auf deren lokales Erscheinungsbild eingeht und eine Klassifikation anhand von Temperatur, Niederschlag und Vegetation vornimmt, soll im Kapitel 3.2.2 durchgeführt werden.

Naturräumlich gesehen befindet sich Santiago am nördlichen Ausläufer des großen chilenischen Längstals, das als zentrale Depression oder *depresión intermedia* zwischen der Küstenkordillere im Westen und der Hochkordillere der Anden im Osten liegt und eine der

vier großen Makroformen des chilenische Relief mit Nord-Süd-Ausrichtung darstellt (BORSODORF und HELLER 1995: 21). Die Stadt Santiago liegt zum Großteil in einem Becken, der *Cuenca de Santiago* also dem "Santiago-Becken", welches vom urbanen Raum mittlerweile fast komplett ausgefüllt wird (vgl. PEÑA 2009: 1193). Es hat ungefähr eine Länge von 80 km in Nord-Süd-Richtung und eine Breite von 35 km von Ost nach West. Der zentrale Siedlungsraum liegt auf durchschnittlich 520 Metern (BCN 2019). Konkret handelt es sich dabei um ein tektonisches Becken, das durch gravitative Massenbewegungen, fluviale und glaziale Prozesse mit Sedimenten glazialen, fluvialen und vulkanischen Ursprungs gefüllt wurde (ERRÁZURIZ-KORNER et al. 1998: 95). Der Boden des Beckens ist flach und fruchtbar, vereinzelt ragen die Spitzen alter Kordilleren-Querbänder als Hügel mit einer Prominenz von wenigen hundert Metern aus der Sedimentschicht hervor, wie beispielsweise der zentral im Stadtgebiet gelegene *Cerro Santa Lucia* oder der *Cerro San Cristóbal* (ebd.), welche heute beide lokale Wahrzeichen darstellen. Das Becken wird außerdem vom *Rio Maipo* und seinem Zufluss dem *Rio Mapocho* durchquert, welche ausgedehnte Schwemmfächer im Santiago-Becken ausgebildet haben (ERRÁZURIZ-KORNER et al. 1998: 95).

Die Beckenlage Santiagos ergibt sich im Detail wie folgt: Im Osten, direkt an das Siedlungsgebiet anschließend, erhebt sich zunächst die *Sierra Ramón*, die durch die Ramón-Verwerfung noch vor dem Hauptkamm der Anden aufgeworfen wurde; sie erreicht mit dem *Cerro de Ramón* eine maximale Höhe von 3296 Metern. Rund 20 Kilometer östlich davon beginnt die *Cordillera de los Andes*. Die besonders in diesem Bereich auftretenden Vulkankegel verleihen der Gebirgskette hier eine große Höhe, sodass viele Gipfel 6000 Meter überragen und ausgedehnte vergletscherte Gebieten aufweisen; der höchste auf chilenischem Staatsgebiet ist der Tupungato-Vulkan mit 6570 Metern (BCN 2019). Die Anden stellen somit einen wesentlichen Faktor für das Klima Santiagos und des gesamten südamerikanischen Kontinents dar. Weit weniger mächtig, für die klimatische und lufthygienische Situation in Santiago aber dennoch nicht unerheblich ist die *Cordillera de la Costa* im Westen, welche im Allgemeinen 1500 - 2000 Meter nicht überschreitet. Nördlich von Santiago wird das Becken durch den *Cordón de Chacabuco* begrenzt, einer niedrigen Bergkette, die die Küstenkordille mit der *Cordillera de los Andes* vereinigt. Im Süden befindet sich eine *Cuesta*, eine Schwelle im Längstal und verschärft somit zusätzlich die Beckenlage Santiagos (BORSODORF und HELLER 1995: 21).

3.2.2 Klima und Vegetation

Im Nachfolgenden soll nun auf das Regionalklima und auf die spezifische Vegetation der Region eingegangen werden. Neben Bodenbeschaffenheit und anthropogener Nutzung der Landschaft ist das Klima eine der Haupteinflussgrößen auf die Vegetation und Bodenbedeckung. Diese wiederum sind für die Analyse urbaner Hitzeinseln mittels Fernerkundung zentral, da die Art der Vegetation und die Bodenbeschaffenheit die reflexiven Eigenschaften der Oberfläche im nicht bebauten Raum maßgeblich beeinflussen.

Santiago de Chile liegt in einer der weltweit fünf mediterranen Klimazonen, die sich auf den Mittelmeerraum, Kalifornien, Südafrika, Australien und Chile aufteilen und liegt zentral zwischen den regenreichen Regionen des Südens und dem trockenen Norden (DALLMAN 1998: 92). Die *Depresión Intermedia* weist nach ERRÁZURIZ et al. (1998: 70) vom oben beschriebenen *Cordón de Chacabuco* im Norden bis auf die Breite von rund 38° S ein warmes Klima mit Winterregenfällen auf, das nach der Klimaklassifikation nach KÖPPEN (1918) dem Csb-Typ entspricht. Santiago de Chile ist somit geprägt durch ein warmgemäßigtes Klima mit warmen Südsommermonaten von Oktober bis April und entsprechend niedrigen Niederschlagsmengen: „The climate is semi-arid and characterized by a prolonged hot and dry season with maximum average temperatures of approximately 30°C (PEÑA 2009: 1192)“. Die Temperatur übersteigt dabei den sommerlichen Höchstwert von 36°C nicht, kann jedoch im Winter bis auf -4°C sinken. Bei einer mittleren Jahrestemperatur von 14,2°C schwankt das Mittel des wärmsten und des kältesten Monats um 12,8°C; wesentlich höher ist jedoch die tageszeitliche Schwankung. In heißen Sommermonaten fließen kalte Luftströme, bedingt durch die hohe nächtliche Ausstrahlung in der Kordillere, in das tagsüber stark aufgeheizte Becken Santiagos und kühlen die Stadt sehr stark ab (BORSODORF und HELLER 1995: 21).

In den Wintermonaten von Mai bis September sind die Niederschlagsmengen hoch, schwanken jedoch je nach Standort stark: die DIRECTION METEOROLÓGICA DE CHILE verzeichnete 2013 nahe der Innenstadt (Wetterstation Quinta) einen Niederschlag von 320 mm, während die am westlichsten gelegene Stadt Pudahuel nur 263 mm Niederschlag aufwies. An der Wetterstation im Osten Tobalaba wurden die höchsten Niederschlagsraten gemessen (340 mm). Diese ist durch die Lage von Santiago mit dem Meer und der Küstenkordille im Westen

und einem ansteigenden Terrain zu den Anden im Osten hin zu erklären, was zu großen Unterschieden in Höhe und Luftfeuchtigkeit führt (MOSER et al. 2018: 38).

Die Vegetation müsste nach den oben beschriebenen Klimadaten den mediterranen Busch- und Hartlaubregionen entsprechen. Ein Lokalaugenschein im Februar 2018, wo die Temperatur im Südsommer ihren Höhepunkt erreicht, zeigte aber, dass die Vegetation durchaus von der klassischen kargen Mittelmeervegetation abweicht, da das Santiagobecken zusätzliche Gunstfaktoren aufweist (BORSODORF und HELLER 1995: 21): das Santiagobecken erhält aus der vergletscherten Hochkordillere konstant Wasser, wodurch das Pflanzenwachstum auch in der klimatisch trockenen Vegetationsperiode ermöglicht wird. Erklärt wird das durch die Tatsache, dass die Pflanzen während der Wachstumsphase über ausreichend Wasser verfügen und der Boden außerdem mit glazialen Sedimenten angereichert ist, welche als Dünger wirken. Außerhalb der Siedlungs- und Verkehrsflächen werden die Ebenen des Beckens hauptsächlich für die Landwirtschaft genutzt, während die natürliche Vegetation bestehend aus Hartlaubwäldern und Buschland hauptsächlich auf den steileren Flächen der Randzonen vorkommt (PEÑA 2015: 236). Typisch für die ursprüngliche Vegetationsform, die allerdings nur noch sporadisch in ihrer natürlichen Form vorkommt, ist der chilenische Matorral, ein buschartiges Hartlaubgewächs (DALLMAN 1998: 93).

Die landwirtschaftlichen Flächen werden hauptsächlich für Obstplantagen (36%), Gemüseanbau (17%) und Getreideanbau (11%) genutzt, aber auch Weinbau, sowie Oliven-, Feigen- und Walnusskulturen sind vertreten (OPEDA 2014: 14f). Der Anbau vieler Fruchtarten ist dabei allerdings stark abhängig von der Form der Bewässerung. In der Studie von PEÑA (2015) war es sogar möglich, die Art der landwirtschaftlichen Anbauprodukte auf Serien von Landsat 8 Satellitenbildern mit Hilfe des normalisierten Vegetationsindex zu klassifizieren. An den steilen Hängen der Hügel im Becken bzw. an den Randzonen fehlt die Vegetation dagegen nahezu komplett. Außerdem kann vor allem im Randgebiet der Metropole ein hoher Anteil an Brachflächen beobachtet werden, welche kaum bis spärlich durch Vegetation bedeckt sind. An den Hängen und den Brachzonen treten somit Gestein bzw. fluviale und glaziale Sedimente an die Oberfläche (Abb. 2).



Abb. 2: Westlicher Rand des Santiagobeckens mit Blick Richtung Südwesten. Deutlich zu erkennen sind der Rio Mapocho und der scharfe Übergang zwischen grüner Ebene und den spärlich bewachsenen Hängen (aufgenommen am 18.2.2018)

3.3 Vorherrschende Wetterlage und Umweltprobleme

Durch die oben beschriebene, geschlossene Beckenlage im Landesinneren und die hohe Konzentration von Bevölkerung und Industrie hat Santiago mit einer Reihe von Umweltproblemen zu kämpfen. Die größte Herausforderung stellt dabei die Smogbildung und die damit verbundene drastische Verschlechterung der Umweltqualität da.

Neben der Küstenkordillere und den über 2000 Meter hohen Anden, welche die Stadt einkesseln, trägt auch die globale Großwetterlage zur schlechten Luftqualität bei. Bedingt durch die Verschiebung der innertropischen Konvergenzzone (ITC) Richtung Norden, ist die Region um Santiago in den Südwintermonaten Juni bis August unter dem vollen Einfluss des subtropischen Hochdruckgürtels. Unter permanenter Absenkung der Luftmassen des Gegenpassats aus der Troposphäre kommt es zur Ausbildung einer stabilen Hochdruckwetterlage, was wiederum die thermische Inversion im Santiagobecken

begünstigt (ROMERO et al. 1999: 4039). Während in den Südsommermonaten die Südost-Passatwinde durch die Zirkulation der Hadley-Zelle zu durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten von 2m/s im Stadtzentrum führen, erreichen die Spitzenwindgeschwindigkeiten im Winter kaum diesen Wert (CORDEROA et al. 2014: 290). Dies begünstigt zwar die thermische Inversion in den Wintermonaten, ROMERO et al. (1999: 4044) zeigen in ihren Untersuchungen aber auf, dass sie keineswegs auf den Winter beschränkt ist.

Auch die mesoklimatischen Bedingungen fördern die Bildung von Smog über der Stadt: Die regionalen Südwestwinde dringen über das Tal des Rio Maipo tief in das Santiagobecken ein und transportieren, angetrieben durch die Konvektion der UHI Nebel, Feststoffpartikel und gasförmige Emissionen der industriell und landwirtschaftlich genutzten Gebiete ins Stadtzentrum (ROMERO et al. 1999: 4044). Ein Großteil der Feststoffpartikel (64%) stammt dabei aus der Landwirtschaft, weiters haben verkehrsbedingter Feinstaub und Partikel industriellen Ursprungs je nach Standort variierende Anteile (ARTAXO et al. 1999: 415). Darüber hinaus kommt es bei Inversion allerdings kaum zum Austausch der Luftmassen: „The Santiago watershed basin is a genuine airshed. Upper winds are not affected by orography above 3000 m, i.e. above the roughness effects created by the basin. Thermal effects (basin and city) generate slopes and valley winds with marked daily cycle, i.e. E winds descending during the night and W winds ascending after midday“ (ebd.). Da die Luftmasse des Santiagobeckens eine in sich geschlossene Einheit bilden, können die anthropogen produzierten Emissionen oft tagelang nicht entweichen und erreichten vor allem in den 1990er Jahren regelmäßig gesundheitsgefährdende Werte.

3.4 Struktur und Raumnutzung (Stadtbild)

Anders als viele andere Lateinamerikanische Städte weist das Zentrum zahlreiche Merkmale einer zur City überprägten Altstadt auf. Zu diesem Schluss kommen schon BORSORF und HELLER (1995: 23) nach ihren Beobachtungen im Jahr 1995. In den darauffolgenden Jahren setzte ein Bauboom ein, der das Stadtbild nachhaltig veränderte (vgl. MERGILI 2019). Eine Reihe von Hochbauprojekten in der Nähe der westlichen Grenzen der traditionellen Viertel Providencia, Las Condes und Vitacura, allen voran modernen Wolkenkratzern wie dem *Torre Titanium La Portada* und dem *Torre Gran Costanera* mit anschließendem Einkaufszentrum weisen deutliche Elemente eines nordamerikanischen *central business districts (CBD)* auf

(VENKATESH 2012: 322). In Anlehnung an Manhattan entstand der Begriff *Sanhattan* für das neu entstandene Barrio Alto. Mit dem Wachstum von Sanhattan verlagert sich das zentrale Geschäftsviertel von Santiago nach Osten, weg vom historischen Zentrum (VENKATESH 2012: 322). Einhergehend mit dieser Entwicklung und mit der Zunahme von Umweltproblemen im Zentralraum, haben sich bereits in den 1990er Jahren die Wohnviertel der Oberschicht ebenfalls nach Nordosten hin zur Hochkordillere verlagert (BORSODORF und HELLER 1995: 23), was in zahlreichen sozioökonomischen Indikatoren der höhergelegenen *comunas* Las Condes, Vitacura und Lo Barnechea deutlich sichtbar wird (DOCKEMDORFF, RODRÍGUEZ und WINCHESTER 2000: 174ff). Das Stadtzentrum liegt auf einer Höhe von 550 - 570 Meter über dem Meer (BORSODORF und HELLER 1995: 23) und in den letzten Jahren hat das städtische Wachstum in Richtung Osten weiter zugenommen, sodass sich das Siedlungsgebiet aufsteigend auf dem Schwemmfächer des Río Mapocho den Ausläufern der Anden nähert und in Gebieten wie La Dehesa, Lo Curro und El Arrayán sogar die 1000-Meter-Marke überschreitet.

Der südliche Ausläufer der Stadt ist gekennzeichnet durch zweistöckige Bebauung. Zur Hauptverbindungsstraße Panamericana Sur hin entstand seit den 70er Jahren ein Leichtindustriestandort. An die City und ihr Wohnviertel angrenzend liegen im Südwesten der Stadt ehemalige Oberschichtswohnviertel, die heute von der Mittelschicht bewohnt werden. Mit der Entfernung von der City nimmt in diesem Sektor der Sozialgradient ab (BORSODORF und HELLER 1995: 23). Der Westen der Stadt ist geprägt von sozialem Wohnbau, der seinen Ursprung bereits unter der Regierung von Eduardo Frei Montalva in den 60er Jahren hatte. Im Norden der Stadt finden sich alte Industriestandorte Santiagos, an die sich Arbeiterwohnsiedlungen angliedern (ebd.).

5 Methodik

5.1 Vorgangsweise

In den nachfolgenden Kapiteln soll nun im Detail beschrieben werden, wie die beschriebenen theoretischen Erkenntnisse über den UHI-Effekt, Satellitenmeteorologie und das Untersuchungsgebiet in die Praxis umgesetzt werden soll. In eigenen Berechnungen und Messungen sollen letztlich die drei leitenden Forschungsfragen beantwortet werden. Die

Vorgehensweise dieser Arbeit wurde zur besseren Übersicht in einzelne Schritte aufgeteilt und auf der nachfolgenden Seite in einem Flussdiagramm zusammengefasst (Abb. 3).

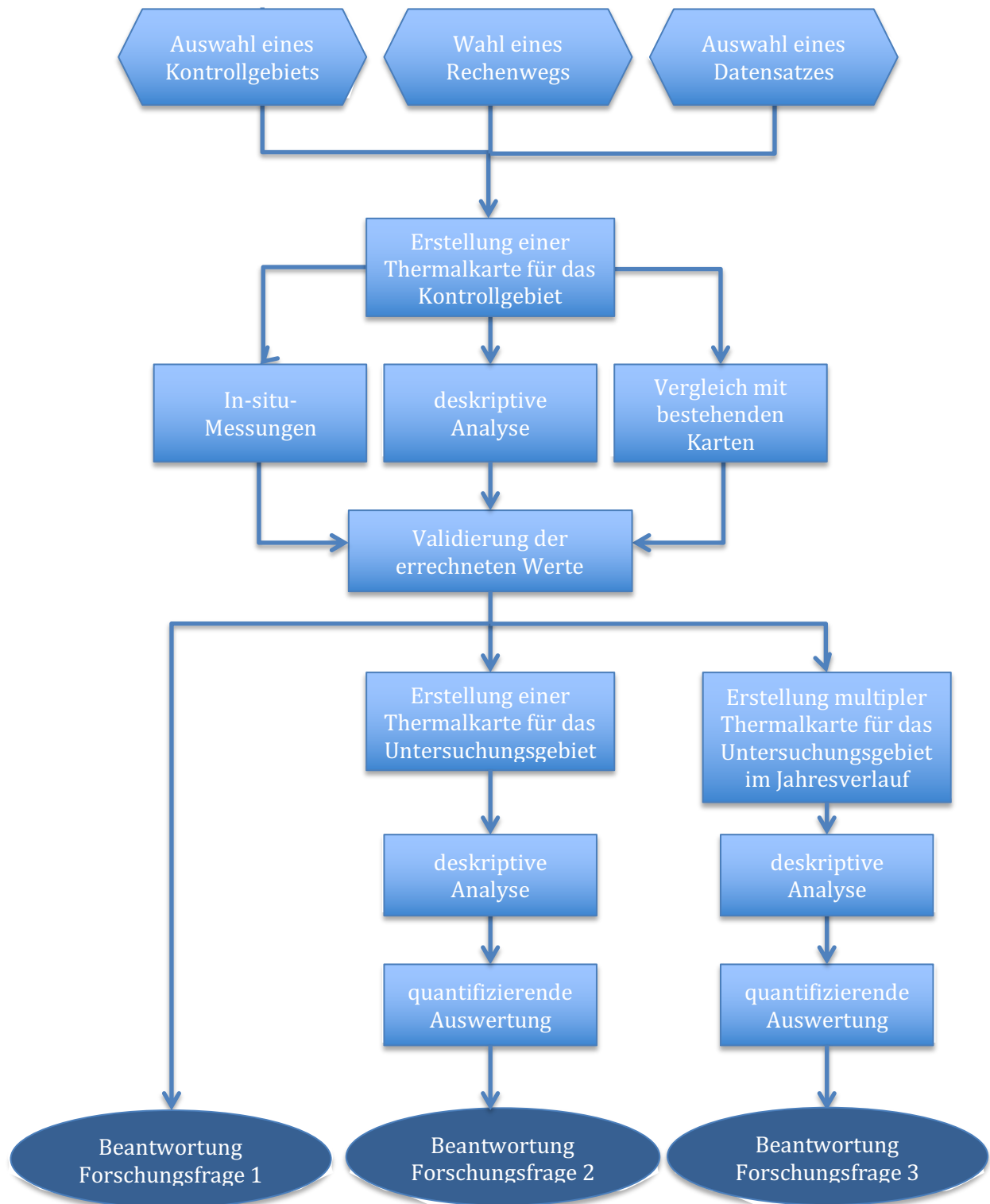


Abb. 3: Flussdiagramm zur Vorgehensweise in der Arbeit

Letztendlich soll mit dieser Arbeit analysiert werden ob für den Großraum Santiago de Chile eine urbane Hitzeinsel nachgewiesen werden kann (Forschungsfrage 2) und ob sich deren Ausprägung im Jahresverlauf verändert (Forschungsfrage 3). Bevor dazu allerdings Aussagen getroffen werden können, soll die Methodik des Identifizierens urbaner Hitzeinseln mittels Landsat 8 Daten validiert werden. Im Zuge dieser Validierung soll zunächst die Oberflächentemperatur für ein Kontrollgebiet ermittelt werden und damit gleichzeitig auch die erste Forschungsfrage zur Validität der LST-Bestimmung mittels Satellitenmeteorologie beantwortet werden. Die Validierung der auf Grundlage der mit Landsat 8 Daten berechneten Werte soll dabei in drei unabhängigen Schritten geschehen. Zunächst sollen die errechneten Werte deskriptiv analysiert werden und so ein Überblick über das Kontrollgebiet erhalten werden. In einem zweiten Schritt sollen die errechneten Werte durch In-situ-Messungen im Kontrollgebiet validiert werden. Weiters sollen die erstellten Karten mit bestehenden Kartenprodukten, die mit Thermalscannerbefliegungen erzeugt wurden, verglichen werden.

Nach einer positiven Validierung soll die gewählte Methodik schließlich auf das Untersuchungsgebiet angewendet werden, um Forschungsfrage 2 und 3 zu beantworten. Im Rahmen der Forschungsfrage 2 soll schließlich beantwortet werden, ob im Großraum Santiago de Chile ein UHI-Effekt mittels Satellitendaten beobachtet werden kann und ob es Unterschiede zwischen den einzelnen Landnutzungsklassen in Bezug auf die Oberflächentemperatur gibt. Dazu wird die gleiche Vorgehensweise wie für das Kontrollgebiet auf das Untersuchungsgebiet angewendet und Ergebnisse zunächst deskriptiv und in einem weiteren Schritt quantitativ nach Landnutzung ausgewertet. Zur Beantwortung der Forschungsfrage 3 werden schließlich mehrere Thermalkarten erstellt, die den Jahresverlauf repräsentativ abbilden und nach dem gleichen Schema ausgewertet werden.

5.2 Datenquellen

5.2.1 Landsat 8

Als Datenquelle für die nachstehenden Erhebungen werden Satellitendaten des Landsat 8 Projekts der NASA und der USGS verwendet, welche über „EarthExplorer“ (EE) frei zugänglich sind, sowie Thermalscanneraufnahmen der Wiener Umweltschutzabteilung (MA 22), welche im Zuge einer Kooperationsvereinbarung zur Verfügung gestellt wurden.

Bei der „EarthExplorer“ Benutzeroberfläche handelt es sich um ein vom United States Geological Survey (USGS) entwickeltes Online-Tool über das Fernerkundungsdaten verschiedener Missionen zugänglich gemacht und laufend aktuelle Daten eingespielt werden. Als registrierte/r BenutzerIn kann man somit durch interaktive und textbasierte Abfragefunktionen die Datenbank nach verschiedensten Kriterien wie Quelle, Wolkenbedeckung oder Zeitpunkt durchsuchen und die ausgewählten Datenpakete herunterladen.

Die Daten des Landsat 8-Satelliten werden dabei über zwei Sensoren, den Operational Land Imager (OLI) und den Thermal Infrared Sensor (TIRS) aufgenommen. Der OLI-Sensor verfügt über sieben reflektierende Bänder im sichtbaren, nahen Infrarot und kurzwelligem Infrarot sowie zwei weitere panchromatische und Cirrus-Bänder. TIRS hat zwei Bänder im thermischen Infrarotbereich (TIR). OLI-Kanäle haben eine räumliche Auflösung von 30m, TIRS-Kanäle von 100m. Nach Resampling durch die US Geological Survey (USGS) werden die TIRS-Bänder aber ebenfalls mit einer Auflösung von 30 m geliefert. Für die nachfolgende Bestimmung der Oberflächentemperatur werden sowohl die OLI-Kanäle als auch die TIRS-Bänder benötigt.

Landsat 8 ist Teil der Landsat Data Continuity Mission (LDCM) mit dem Ziel, kontinuierlich und regelmäßig Fernerkundungsdaten zu jedem Ort der Erdoberfläche zu liefern. Der Landsat 8 Satellit fliegt dabei in einem nahezu polaren Orbit 705 km über der Erdoberfläche¹. Die Umlaufbahn des 2,6 Tonnen schweren Fluggeräts ist dabei um 98,2° zur Äquatorialebene geneigt. Eine Umrundung dauert aktuell knapp unter 99 Minuten. Dabei werden Aufnahmen der Erdoberfläche, sogenannte „Szenen“ (*scenes*), erstellt, welche einen quadratischen Bereich mit einer Diagonale von 185 Kilometern abbilden. Jede „Szene“ bildet über die Dauer der Landsat 8 Mission den gleichen Bereich der Erdoberfläche ab und kann durch die Einteilung in Bänder (Nord-Süd-Verlauf) und Reihen (Ost-West-Verlauf) eindeutig identifiziert werden. Im Abstand von 16 Tagen wird jede Szene aktualisiert, sodass die Beobachtung eines Bereichs über einen langen Zeitraum möglich ist. Im Lauf von 24 Stunden

¹ Auf <https://www.n2yo.com/satellite/?s=39084> kann in Echtzeit die aktuelle Position des Satelliten und dessen nächster Überflug an einem gegebenen Ort beobachtet werden.

werden aktuell rund 470 solcher Szenen erstellt. (NASA 2019) Die verwendeten Datensätze (*scenes*) sind in der nachfolgenden Tabelle 1 zusammengefasst.

Tabelle 1: *Landsat 8 Datensätze*

Datei (Landsat 8, Leven 1): Path/Row_Aufnahmedatum	Verwendete Bänder	Auflösung (m)	Orts- zeit	Ort	Jahreszeit
LC08_L1TP_233083_20151128	3, 4, 5, 10	30/100	10:35	Santiago	Sommer
LC08_L1TP_233083_20180325	3, 4, 5, 10	30/100	10:34	Santiago	Sommer
LC08_L1TP_233083_20180613	3, 4, 5, 10	30/100	10:36	Santiago	Herbst
LC08_L1TP_233083_20181003	3, 4, 5, 10	30/100	10:34	Santiago	Frühling
LC08_L1TP_233083_20181120	3, 4, 5, 10	30/100	10:35	Santiago	Sommer
LC08_L1TP_233083_20190123	2, 3, 4, 5, 10	30/100	10:34	Santiago	Sommer
LC08_L1TP_233083_20190312	3, 4, 5, 10	30/100	10:35	Santiago	Sommer
LC08_L1TP_233083_20190803	3, 4, 5, 10	30/100	10:34	Santiago	Winter
LC08_L1TP_190026_20190803	2, 3, 4, 5, 10	30/100	10:34	Wien	Sommer

5.2.2 Wiener Umweltschutzabteilung (MA 22)

Neben den Landsat 8 Daten wird auch ein Datensatz der Wiener Magistratsabteilung 22 (Umweltschutzabteilung) verwendet, welcher unter dem Namen „Thermalscanneraufnahmen 2001 (Morgen, Abend)“ bei selbiger angefordert werden kann. Die Daten wurden unter einer Kooperationsvereinbarung mit der MA 22 bezogen. Im Zuge dessen wurden in einem ArcMap-Kartenpaket auch verschiedene Klima- und Flächennutzungsdaten mitgeliefert, welche zur weiteren Analyse und Beantwortung der Forschungsfrage 1 herangezogen werden. Dabei handelt es sich bei den Rohdaten um GeoTIFF-Flies, bei den Flächennutzungsdaten um Shape-Files.

Diese Daten wurden am Abend des 15.8.2001 und am Morgen des 16.8.2001 im Zuge mehrerer Überflüge kurz vor Sonnenaufgang bzw. kurz nach Sonnenuntergang gewonnen (im Detail siehe dazu SCHWAB und STEINICKE 2003: 11ff). Als Aufnahmegerät diente dabei ein flugzeuggestützter Thermalscanner (Daedalus AADS 1250), der die von der Erdoberfläche ausgehende langwellige Wärmestrahlung im thermischen Infrarot (Wellenlängenbereich 8 - 14 μm) aufzeichnet (SCHWAB und STEINICKE 2003: 11).

5.2.3 Atlas of Urban Expansion (Lincoln Institute of Land Policy)

Zur quantitativen Analyse des Untersuchungsgebiets wurden außerdem Flächennutzungsdaten aus dem „Atlas of Urban Expansion“ bezogen. Hierbei handelt es sich um ein Projekt des Lincoln Institute of Land Policy, welches den Flächenverbrauch von Städten monitorisiert und interpretiert. Als urbane Fläche wird dabei die gesamte bebaute Fläche einer Stadt verstanden, einschließlich der von den bebauten Flächen umgebenen Freiflächen und der von der Stadtentwicklung betroffenen Freiflächen am Stadtrand (LINCOLN INSTITUTE OF LAND POLICY 2019). Zu diesen gehören Wohn-, Gewerbe- und Industrieflächen, sowie Flächen für den Transport, Parks und öffentliche Einrichtungen.

5.3 Berechnung der LST und des NDVI

Um nun mittels der GIS Software die Oberflächentemperatur (LST) aus den Landsat 8 Daten ableiten zu können, sind mehrere Zwischenschritte notwendig. Zur Berechnung der LST wurden die Rohdaten der Landsat Mission in Form von GeoTIFF-Files in ArcMap geladen. Zunächst kann aus diesen Rohdaten die Strahlungsflussdichte am Oberrand der Atmosphäre (TOA Radiance) berechnet werden. Daraus wird in einem weiteren Schritt die Helligkeitstemperatur (bzw. in der Literatur auch Strahlungstemperatur genannt) abgeleitet. Da diese aber lediglich jene Temperatur angibt, welche basierend auf der gemessenen Strahlungsflussdichte von einem idealen Schwarzkörper erwartet werden kann, muss ein zusätzlicher Korrekturfaktor miteingerechnet werden. Als solcher Korrekturfaktor bietet sich der aus dem normalisierten differenzierten Vegetationsindex errechnete Emissionsgrad an (vgl. VAN DE GRIEND und OWN 1993). Dieser gibt, basierend auf der Oberflächenbeschaffenheit der jeweiligen Pixel, die maximal zu erwartende Reflexion an und erlaubt es somit, mit der Helligkeitstemperatur die jeweils errechneten Temperaturwerte pro Pixel grafisch dazustellen. Die im Nachfolgenden im Detail beschriebenen Schritte orientieren sich an AVDAN und JOVANOVSKA (2016: 2f), sowie an ANANDABABU et al. (2018: 180).

In einem ersten Schritt werden zunächst die Daten des Bands 10 in die Strahlungsflussdichte am Oberrand der Atmosphäre umgewandelt, im Englischen *Top Of the Atmosphere Radiance* (TOA Radiance). Bei den Werten in den heruntergeladenen Landsat 8 Rohbildern handelt es sich um so genannte digitale Nummerndaten des Sensors. Diese müssen zunächst mit Hilfe der Strahlungsskalierungsfaktoren aus den Metadaten, die den Sensordaten angefügt sind,

nach folgender Gleichung in die Strahlungsflussdichte umgerechnet werden (USGS 2019: 54):

$$L_{\lambda} = M_L * Q_{cal} + A_L \quad 1$$

Dabei ist L_{λ} die beschriebene Strahlungsflussdichte am Oberrand der Atmosphäre in $\text{Watt/m}^2 \cdot \text{s rad} \cdot \mu\text{m}$, M_L der bandspezifische multiplikative Neuskalierungsfaktor (Radiance_Mult_Band_10 im Metadatenfile), Q_{cal} die Daten von Band 10 (bzw. der Bildebene), sowie A_L der bandspezifischer additive Reskalierungsfaktor („Radiance_add_band_10“ im Metadatenfile).

Nachdem nun die digitalen Daten in Strahlenflussdichten konvertiert wurden, kann die Helligkeitstemperatur oder Strahlungstemperatur bestimmt werden. Diese Temperatur ist die Temperatur eines schwarzen Strahlers im thermischen Gleichgewicht mit der maximalen Abstrahlung in dem verwendeten Wellenlängenbereich. Die folgende Gleichung wird verwendet um diese Umwandlung durchzuführen:

$$BT_{10} = \frac{K_2}{\ln \left[\left(\frac{K_1}{L_{\lambda}} \right) + 1 \right]} - 273,15 \quad 2$$

Dabei stehen K_1 und K_2 für die bandspezifischen thermischen Konversionskonstanten aus den Metadaten. L_{λ} wird in Form der zuvor erstellten Bildebene eingesetzt. Die Umwandlung der Helligkeitstemperatur von Kelvin (K) in Grad Celsius ($^{\circ}\text{C}$) wird durch die Subtraktion von $273,15 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (absoluter Nullpunkt) erreicht.

Anschließend wird mit den Daten aus den Bändern 4 und 5 weitergearbeitet, wobei das Band 4 den Spektralbereich von $0.630 \mu\text{m}$ bis $0.680 \mu\text{m}$ abdeckt und damit den Bereich der sichtbaren Rottöne (R) wiedergibt, während das Band 5 den Nah-Infrarot-Bereich (NIR) von $0.845 \mu\text{m}$ bis $0.885 \mu\text{m}$ abbildet. Daraus kann der normalisierte differenzierte Vegetationsindex (NDVI) berechnet werden. Die grafische Darstellung des NDVI allein gibt Raum für hilfreiche Erkenntnisse über die Untersuchungsgebiete, die Berechnung des NDVI ist aber auch unerlässlich für die Berechnung der Oberflächentemperatur, da aus dem NDVI der Anteil der Vegetation (P_V) abgeleitet werden kann. Der NDVI wird zunächst folgendermaßen berechnet:

$$NDVI = \frac{\text{Band 5 (NIR)} - \text{Band 4 (R)}}{\text{Band 5 (NIR)} + \text{Band 4 (R)}} \quad 3$$

Anschließend kann daraus nun der Vegetationsanteil (proportion of vegetation) P_V berechnet werden. Dazu werden die Minimal- und Maximalwerte der Berechnung des NDVI ausgelesen und in nachfolgender Formel eingesetzt:

$$P_V = \left(\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^2 \quad 4$$

Mit Hilfe des Vegetationsanteils kann nun der Emissionsgrad bzw. die Emissivität (ϵ) der Oberfläche bestimmt werden, welche benötigt wird, um die Helligkeitstemperatur zu korrigieren. Die Berechnung erfolgt nach der Formel:

$$\epsilon_\lambda = \epsilon_{V\lambda} P_V + \epsilon_{s\lambda} (1 - P_V) + C_\lambda, \quad 5$$

Die spezifischen Emissivitätswerte für Band 10 und Band 11 der Landsat 8 Mission wurden durch JIN et al. (2015: 4378) bestimmt. Diese geben bei einem absoluten Maximum von 1 die maximale Abstrahlung der jeweiligen Oberflächen an:

Tabelle 2: Emissivitätswerte für Band 10 und Band 11 der Landsat 8 Daten

	ϵ_V (Vegetation)	ϵ_S (Soil)
Band 10	0.984	0.964
Band 11	0.980	0.970

Daraus ergibt sich umgeformt nach ANANDABABU et al. (2018: 180) folgende Formel für Band 10:

$$\epsilon_{10} = 0.004 * P_V + 0.986 \quad 6$$

Damit ist es nun möglich, die Oberflächentemperatur (LST) der einzelnen Bildpunkte in °C zu errechnen und grafisch darzustellen. Dies wird nach nach AVDAN und JOVANOVSKA (2016: 3) mit folgender Formel errechnet:

$$LST = \frac{BT}{1 + \left[\left(\frac{\lambda BT}{\rho} \right) * \ln(\epsilon_\lambda) \right]} \quad 7$$

Dabei ist BT die zuvor errechnete Helligkeitstemperatur (brightness temperature), λ ist die durchschnittliche Wellenlänge von Band 10 und ϵ_λ ist der Emissionsgrad berechnet aus der zuvor erläuterten Gleichung. Die Variable ρ ist definiert als $h^*(c/\sigma)$, wobei σ die Boltzmann-Konstante ($1,38 * 10^{-23}$ J/K), h das Plancksche Wirkungsquantum (Planck-Konstante = $6,626 * 10^{-34}$ Js) und c die Lichtgeschwindigkeit mit $3 * 10^8$ m/s ist. Somit entspricht $\rho = 1,438 * 10^{-2}$ mK. Das Ergebnis ist die geschätzte Oberflächentemperatur für das betrachtete Pixel. Die

Abbildung 4 stellt die beschriebene Vorgehensweise grafisch als Flussdiagramm nach AVDAN und JOVANOVSKA (2016: 2) dar.

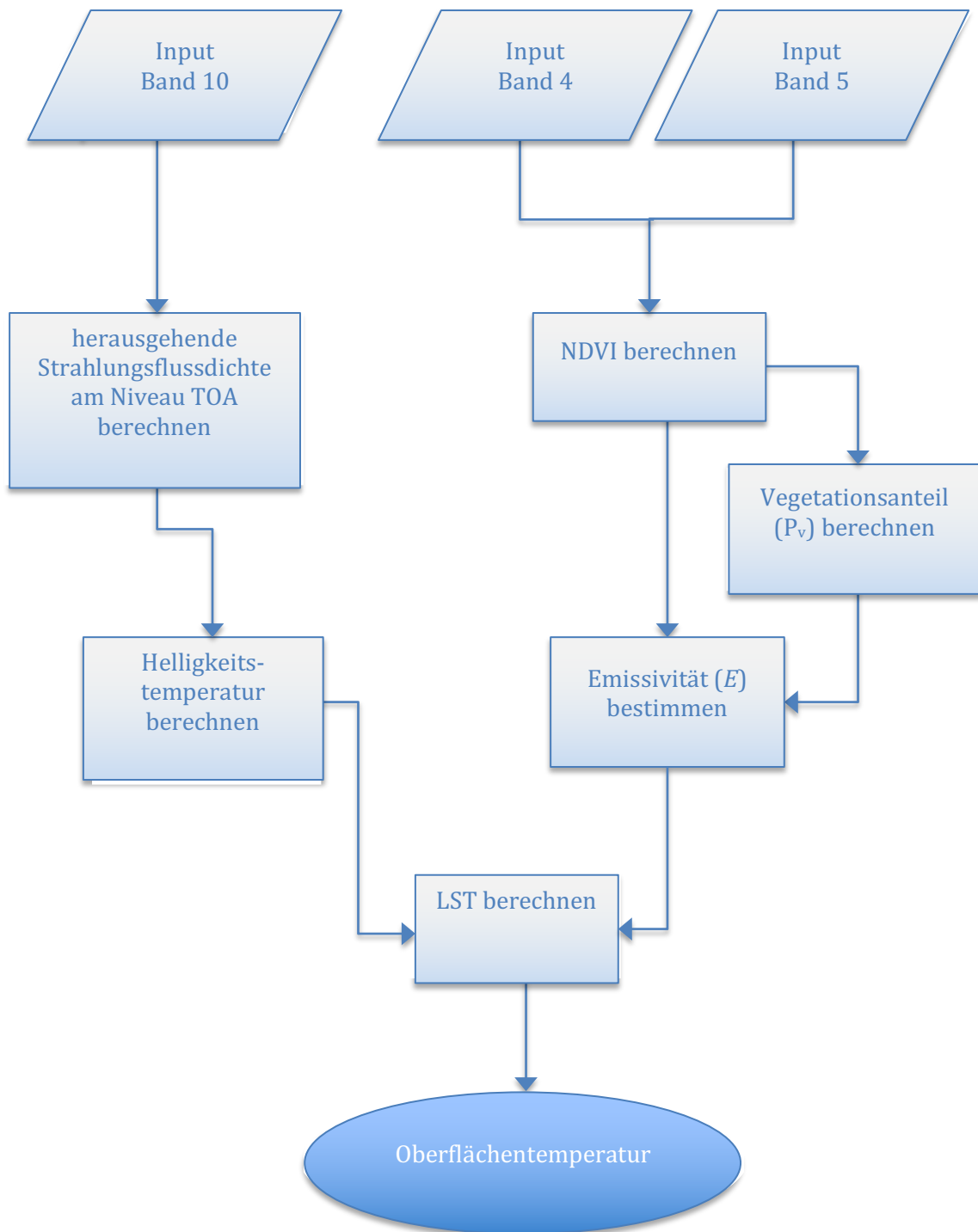


Abb. 4: Flussdiagramm der Berechnungen nach AVDAN und JOVANOVSKA (2016: 2)

5.4 Validierung der Daten

5.4.1 In-situ-Messungen

Um Aussagen zur Qualität der Satellitendaten und zur Messgenauigkeit der oben beschriebenen Methode im Fall des Untersuchungsgebiets um Santiago de Chile treffen zu können, soll zunächst eine Validierung der in 5.3 beschriebenen Methodik vorgenommen werden. Dazu sollen die Oberflächentemperaturen, die mittels Satellitendaten errechnet wurden, durch Messungen der Temperatur verschiedener Oberflächen vor Ort nachgemessen werden. Da Untersuchungen vor Ort im Untersuchungsgebiet zum Zeitpunkt der Untersuchungen zu aufwändig, wird zur Validierung der Methode ein Kontrollgebiet gewählt, das für Messungen jederzeit leicht erreichbar ist. Als Kontrollgebiet wurde daher der Großraum Wien gewählt.

Bei vergleichbaren Wetterlagen werden im Zuge der Validierung mit einem kontaktlosen Infrarot Temperaturmessgerät an ausgewählten Standorten die Oberflächentemperatur verschiedener Materialien bei vergleichbarer Sonneneinstrahlung gemessen. Parallel dazu wird mittels eines Wettersensors die Lufttemperatur protokolliert. Aufgrund der unregelmäßigen Verfügbarkeit verwertbarer Satellitendaten beschränkt sich diese Untersuchung bei der Validierung durch In-situ-Messungen auf einen Tag mit vergleichbaren metrologischen Parametern, der nicht dem Aufnahmezeitpunkt der Satellitendaten entspricht. Die Landsat 8 Mission liefert zwar im regelmäßigen Abstand von 16 Tagen Daten zu jedem definierten Kartenausschnitt, allerdings sind nur ausgewählte Datensätze für die Berechnung der Oberflächentemperatur verwertbar. Aufgrund von übermäßiger Bewölkung stehen manchmal über Monate keine Bilder zur Verfügung. Daher finden die Satellitenaufnahmen und die Validierung zu getrennten Zeitpunkten statt.

Mithilfe des Wetterdatenarchives Raspianalyse (RASPIANALYSE 2019), in dem eine Vielzahl an metrologischen Werten stündlich nach Standort archiviert werden (unter anderem auch der Wetterstation in Wien am Schottenstift mit der Stationsnummer 11034), ist es möglich, die Verhältnisse zum Aufnahmezeitpunkt jedes Landsat-8-Datensatzes in Wien zu analysieren. Nachdem über den EarthExplorer ein entsprechend wolkenfreier Datensatz gefunden wurde, können über Raspianalyse der Temperaturverlauf speziell während den Nacht- und Morgenstunden vor der Satellitenaufnahme analysiert werden und anschließend an einem

Tag unter vergleichbaren Bedingungen die Messungen am Boden vorgenommen werden. Diese Vorgehensweise wird außerdem als zulässig erachtet, da das Ziel der In-situ-Messungen ist, die Plausibilität der errechneten Werte für die jeweiligen Oberflächen, sowie der Extremwerte der Karten zu überprüfen. Besonderes Augenmerk soll dabei den Oberflächentemperaturen an Standorten mit besonders hoher bzw. besonders niedriger Temperatur gelten.

Als Sensor zum Messen der Oberflächentemperatur wird ein kontaktloser Infrarot-Temperaturmesser² von PASCO verwendet, zum Messen der Lufttemperatur ein Wettersensor³ der gleichen Firma. (siehe Abbildung 5) Bei dem kontaktlosen Infrarot-Temperaturmesser kommt ein ähnliches Prinzip zum Tragen, wie bei der Bestimmung der LST mittels Satellitenmeteorologie. Der Sensor misst die Infrarotstrahlung, die alle Objekte aussenden. Die Strahlungsleistung pro Flächeneinheit eines Objekts ergibt sich dabei aus dem Stefan-Boltzmann-Gesetz (PASCO 2011: 2):

$$I = \varepsilon \sigma T^4 \quad 8$$

Dabei ist T die absolute Oberflächentemperatur des Objekts und σ die Stefan-Boltzmann-Konstante. Der Emissionsgrad ε ist eine Eigenschaft der Objektoberfläche und kann von 0 bis 1 reichen, wobei ein Objekt mit $\varepsilon = 1$ als idealer schwarzer Strahler bezeichnet wird (PASCO 2011: 2). Eine Emissivität von 1 ist dabei auch ein guter Näherungswert für Oberflächen wie Farbe, Holz, Papier, Kunststoff, Wasser, Eis, menschliche Haut und Asphalt. Der Sensor misst daher unter der Annahme, dass alle gemessenen Objekte eine Emissivität von 1 besitzen (ebd.: 3). Zum Zweck der vorliegenden Untersuchung ist dieser Wert ebenfalls sehr passend. Da sich Strahlung in einer unendlichen Ebene als ebene Welle ausbreitet, entspricht der Leistungsfluss vom Objekt zum Detektor der Strahlung, die von einem Teil der Objektoberfläche emittiert wird, dessen Fläche der Fläche des Detektors entspricht, unabhängig vom Abstand zwischen dem Objekt und Detektor (PASCO 2011: 2). Unter Berücksichtigung der Eigentemperatur des Sensors und der Betriebsspannung, kann so schließlich durch den Mikroprozessor im Sensor die Oberflächentemperatur auf 0,5 °C genau angegeben werden, soweit Sensor- und Oberflächentemperatur zwischen 0 und 50°C liegen (ebd.: 2). Zur Ausgabe der Daten lassen sich die Sensoren mittels Bluetooth mit mobilen

² Produktbezeichnung laut Hersteller: „Non-contact Temperature Sensor PS-2197“

³ Produktbezeichnung laut Hersteller: „Humidity/Temperature/Dew Point Sensor PS-2124A“

Geräten wie Tablet-Computern oder Mobiltelefonen koppeln. Die Anzeige und Speicherung der gemessenen Werte erfolgt mittels der App SparkVue.



Abb. 5: Infrarotsensor und Wettersensor von PASCO

5.4.2 Vergleich der bestehenden UHI-Karten Wiens mit Landsat 8 Daten

Für die Auswahl Wiens als Kontrollgebiet spricht, dass für den Großraum Wien im Zuge von Thermalscannerbefliegungen im Auftrag der Stadt Wien hochauflösende Thermalkarten erstellt wurden. Mit diesen werden die Karten, welche aus den Landsat 8 Daten generiert werden, abgeglichen. Die Aufnahmen der Thermalscannerbefliegungen sind zwar sehr detailliert, stammen aber aus dem Jahr 2001 und sind lediglich ordinal skaliert. Somit können daraus keine quantifizierbaren Vergleichswerte entnommen werden, es kann aber überprüft werden, ob die Satellitendaten und Scannerdaten für einen definierten Raum eine ähnliche Varianz und Standardabweichung aufweisen und inwiefern die Satellitendaten die Raumstruktur des urbanen Raums wiedergeben können.

Um den Vergleich in Bezug auf Varianz und Standardabweichung durchführen zu können, werden zunächst in ArcMap georeferenzierte Shape-Files generiert, welche die verschiedenen Raumnutzungskategorien wiedergeben. Diese werden ebenfalls von der MA22 bezogen. Mit Hilfe dieser Datei können nun über das Zonal-Statistics-Tool in ArcMap statistische Werte zu den Gebieten, welche über das Shape-File definiert sind, ausgelesen

werden. Dies erlaubt den quantifizierbaren Vergleich der Gebietseinheiten zwischen den verschiedenen Datensätzen.

Mit dem Vergleich der generierten Karten aus den Landsat 8 Daten und den Karten aus den Thermalscannerbefliegungen der Stadt Wien kann somit auch die erste Forschungsfrage dieser Arbeit (siehe Kapitel 1.3) beantwortet werden. Im Zuge dieser Analyse soll diskutiert werden, ob die Daten, die aus den Landsat 8 Paketen (Level 1, Tire 1) gewonnen werden können, geeignete Instrumente zur Analyse urbaner Hitzeinseln sind. Eine Stadt stellt mit ihren stark strukturierten Gebäudekomplexen mit einer Vielzahl von Mikroklimata, die sich je nach Standort unterscheiden und von Schattenwurf und Oberflächenbeschaffenheit abhängig sind (KUTTLER 2004: 2) eine Herausforderung für das Landsat 8 System dar. Die maximale Auflösung der TIRS Kanäle beträgt 100m, während die flugzeuggestützten Aufnahmen der MA 22 eine Auflösung von 10 m besitzen. Ein besonderes Augenmerk soll bei diesem Vergleich daher einerseits darauf liegen, ob die beiden Systeme vergleichbare Werte liefern, andererseits soll aber auch die Abbildungsleistung des Landsat 8 Systems im Detail durch eine deskriptive Analyse geprüft werden.

5.5 Auswertung der Daten für das Untersuchungsgebiet

Die Auswertung der Daten für das Untersuchungsgebiet erfolgt zunächst analog der Vorgehensweise für das Kontrollgebiet. Um zunächst einen Überblick über das Untersuchungsgebiet zu erhalten, wird eine LST-Karte bei maximaler Strahlungswetterlage generiert, da hier die größte UHI Intensität erwartet wird und die städtische Überwärmung am deutlichsten sichtbar sein sollte. Dazu wird eine wolkenfreie Aufnahme Ende Dezember, also möglichst nahe an der Sommersonnenwende auf der Südhalbkugel angestrebt, da hier sowohl Sonnenscheindauer, als auch die Intensität der Sonneneinstrahlung am größten sind. Zunächst wird diese Karte des Untersuchungsgebiets in einem beschreibenden Verfahren analysiert. Aufgrund der Größe des Untersuchungsgebiets wird dies auf zwei Maßstabsebenen durchgeführt.

In einem weiteren Schritt wird dann wie beschrieben eine quantifizierbare Analyse des Untersuchungsgebiets durchgeführt. Dabei wird ähnlich vorgegangen wie für das Kontrollgebiet. Mit dem Zonal-Statistics-Tool von ArcMap werden verschiedene statistische

Größen für die unterschiedlichen Flächennutzungskategorien im Untersuchungsgebiet ausgewertet. Dazu wurde nach den Erkenntnissen in Kapitel 3 das Santiago Becken als Shape-File definiert. Die Flächennutzungsdaten für den Großraum Santiago stammen dabei von der Plattform „Atlas of Urban Expansion“ des Lincoln Institute of Land Policy. Um Aussagen zum Verlauf der UHI-Intensität im Jahresgang treffen zu können und damit Forschungsfrage 3 dieser Arbeit näher beleuchten zu können, wird der oben beschriebene Prozess für sechs möglichst gleichmäßig über ein Jahr verteilte Datensets wiederholt und grafisch dargestellt.

6 Ergebnisse

6.1 LST im Kontrollgebiet Wien

6.1.1 Qualitative Auswertung für den Großraum Wien

In einem ersten Schritt wurde nun für das Kontrollgebiet Wien ein geeigneter Landsat 8 Datensatz ausgewählt. Da das Entstehen urbaner Hitzeinseln unter anderem stark von der Strahlungsintensität der Sonne abhängt (KUTTLER 2009: 212) wurde die Auswahl eines Datensatzes angestrebt, bei dem vor dem Aufnahmezeitpunkt eine möglichst lange Sonneneinstrahlung aufgetreten ist. Somit wurde ein Zeitpunkt möglichst nahe an der Sommersonnenwende angestrebt. Außerdem sollte das Aufnahmegebiet im Großraum Wien möglichst wolkenlos sein, um eine verzerrungsfreie Analyse zu gewährleisten. Mit diesen Suchkriterien fiel die Auswahl auf den Datensatz vom 5.8.2013⁴. Dieser wurde wie in 5.2 beschrieben bearbeitet und die Ergebnisse sollen nun im Folgenden zunächst qualitativ beschrieben werden.

Auf den ersten Blick ergibt sich dem Betrachter der thermischen Karte (Abb. XX) ein gewohntes Bild der Region. Abgesehen von einigen Wolken-Artefakten ist der Hauptstrom der Donau mit Abstand jene Oberfläche mit der niedrigsten Temperatur. Dies ist insofern schlüssig, als dass sich in dem Kartenausschnitt keine Hochgebirgsregion befindet, wo niedrigere Temperaturen zu erwarten wären. Der einzige andere große Wasserkörper, der in Erscheinung tritt, ist die Nordspitze (Neusiedler Bucht) des Neusiedlersees. Da es sich dabei aber um einen maximal 2 Meter tiefen Steppensee handelt und zu dem Aufnahmezeitpunkt

⁴ Im *EarthExplorer* System ist dieser als „LC08_L1TP_190026_20130805“ ausgewiesen.

eine Hitzewelle vorangegangen war, erscheint dieser wesentlich wärmer, als die mit Schmelzwasser aus den Alpen gespeiste, schnell fließende Donau.

Die mit Abstand kühleren Landoberflächen sind Wald-, Au-, und Parkgebiete. Besonders hervor tritt hier der Wienerwald, der sich keilförmig vom südwestlichen Kartenrand nach Norden ausbreitet. Besonders an den Osthängen ist ein starker Temperatursprung zwischen den bewaldeten und den suburbanen bzw. urbanen Gebieten rund um Wien zu erkennen. Weitere große, zusammenhängende Waldgebiete können aufgrund ihrer deutlich niedrigeren Oberflächentemperatur identifiziert werden: die Donauauen im Nordwesten von Wien, die Donau- und Marchauen im Osten, sowie das Leithagebirge und das Arbesthaler Hügelland im Südosten. Dazwischen verlaufen die Leitha-Auen als schmales Band eines kühleren Waldgebiets. Im Nordosten können ebenfalls große zusammenhängende Waldstücke wie der Matznerwald, der Traunwald bzw. Waldbereiche Kreuttal aufgrund der niedrigeren gemessenen Oberflächentemperatur identifiziert werden.

Große Variation in der berechneten Oberflächentemperatur weisen hingegen die landwirtschaftlich genutzten Flächen auf. Hier reicht die gemessene Schwankungsbreite von Temperaturen, den jenen der bewaldeten Oberflächen sehr ähnlich ist, bis hin zu jenen, die bebauten bzw. versiegelten Oberflächen vergleichbar sind. Diese Unterschiede in der thermischen Signatur ergeben sich dabei durch die unterschiedliche Nutzung der Felder und die daraus resultierende Variation in der Oberflächenbeschaffenheit. Während viele Felder zu dem Aufnahmezeitpunkt bereits abgeerntet sind und somit der nicht bewachsene Boden sichtbar ist und andere Felder einen sehr trockenen Bewuchs ohne grünen Vegetationsanteil (d.h. Getreide, Weizen und Brachflächen) aufweisen, ist die Vegetation auf anderen Feldern noch im Wachstum und sehr grün (z.B. Sonnenblumen, Mais). Ein Vergleich mit dem Echtfarbenbild zeigt deutlich, dass Felder mit grüner Vegetation eine deutlich niedrigere thermale Signatur aufweisen, als abgeerntete Felder bzw. solche mit trockener Vegetation.

Während Kleinstädte und Dörfer im Umland von Wien kaum in Erscheinung treten, sind das Stadtgebiet von Wien und der suburbane Raum im Süden deutlich als eine nahezu kontinuierliche Fläche mit erhöhter Oberflächentemperatur zu erkennen. Spitzenwerte werden im Bereich der Industrie- und Gewerbegebiete im Süden (Industriegebiet Inzersdorf,

Gewerbegebiet Wiener Neudorf) verzeichnet, aber auch Verkehrsflächen wie der Wiener Hauptbahnhof, der Verschiebebahnhof Kledering oder der Flughafen Wien-Schwechat, welcher aufgrund seiner Größe in der Karte deutlich hervortritt. Aber auch innerstädtische Hauptstraßenverbindungen, wie der Landstraßer und Wiedner Gürtel und die Wiener Außenring Schnellstraße A23 sind als kontinuierliche Bänder mit überdurchschnittlich hoher Oberflächentemperatur in der Karte zu erkennen. Weiters ist zu beobachten, dass jene Stadtgebiete mit höherer Bevölkerungsdichte eine höhere Temperatursignatur aufweisen als die dünner besiedelten Randbereiche. Während die Flächenbezirke Donaustadt, Floridsdorf und Liesing, sowie die nordwestlichen Randbereiche des 13., 14., 17., 18. und 19. Bezirks Temperaturen aufweisen, die mit Grün-, bzw. Grasland vergleichbar sind, weisen die Innere Stadt, sowie die Bezirke 4 bis 9 und die unmittelbar angrenzenden Bereiche des 10., 12. und 15. bis 18. Bezirks eine höhere Temperatur auf.

Als jene Gebiete mit niedriger Oberflächentemperatur können im Stadtgebiet neben Gewässern zahlreichen Parkanlagen identifiziert werden. Während der Hauptstrom der Donau sowie die Alte und Neue Donau im Nordosten jener zuvor beschriebenen Zonen mit hoher Temperatur gelegen sind, fließt der Donaukanal direkt am Stadtzentrum vorbei. In diesem Bereich sind große Temperatursprünge festzustellen. In Bezug auf Parkflächen tritt der Prater am deutlichsten in Erscheinung. Er erstreckt sich vom Praterstern, wenige hundert Meter vom Zentrum entfernt, bis an die südöstliche Mündung des Donaukanals und bildet somit eine nahezu durchgehend bewaldete Fläche mit kühler Oberflächentemperatur, die von den Donauauen der Lobau im Südosten bis nahe an das Stadtzentrum reicht. Rund um die innere Stadt können außerdem der Stadtpark, Burg- und Volksgarten, sowie der Augarten identifiziert werden. Weitere große Parkflächen, die auf der Karte aufscheinen, aber weiter außerhalb des Stadtzentrums liegen, sind der Türkenschanzpark, die Parkanlage des Schlosses Schönbrunn sowie die Naherholungsgebiete Wienerberg und Laaerberg. Innerhalb der dicht bebauten Zonen der Bezirke 4 bis 9 können allerdings keine größeren Bereiche mit reduzierter Oberflächentemperatur festgestellt werden. Einzig die Begrünung des rund 20 bis 40 Meter breiten Mittelstreifen des Gürtels im Bereich zwischen dem Bezirk Margareten im Süden und dem Bezirk Währing im Norden tritt als dünnes Band mit kühlerer Oberflächentemperatur in Erscheinung.

Oberflächentemperatur im Großraum Wien, 5.8.2013 (10:34)

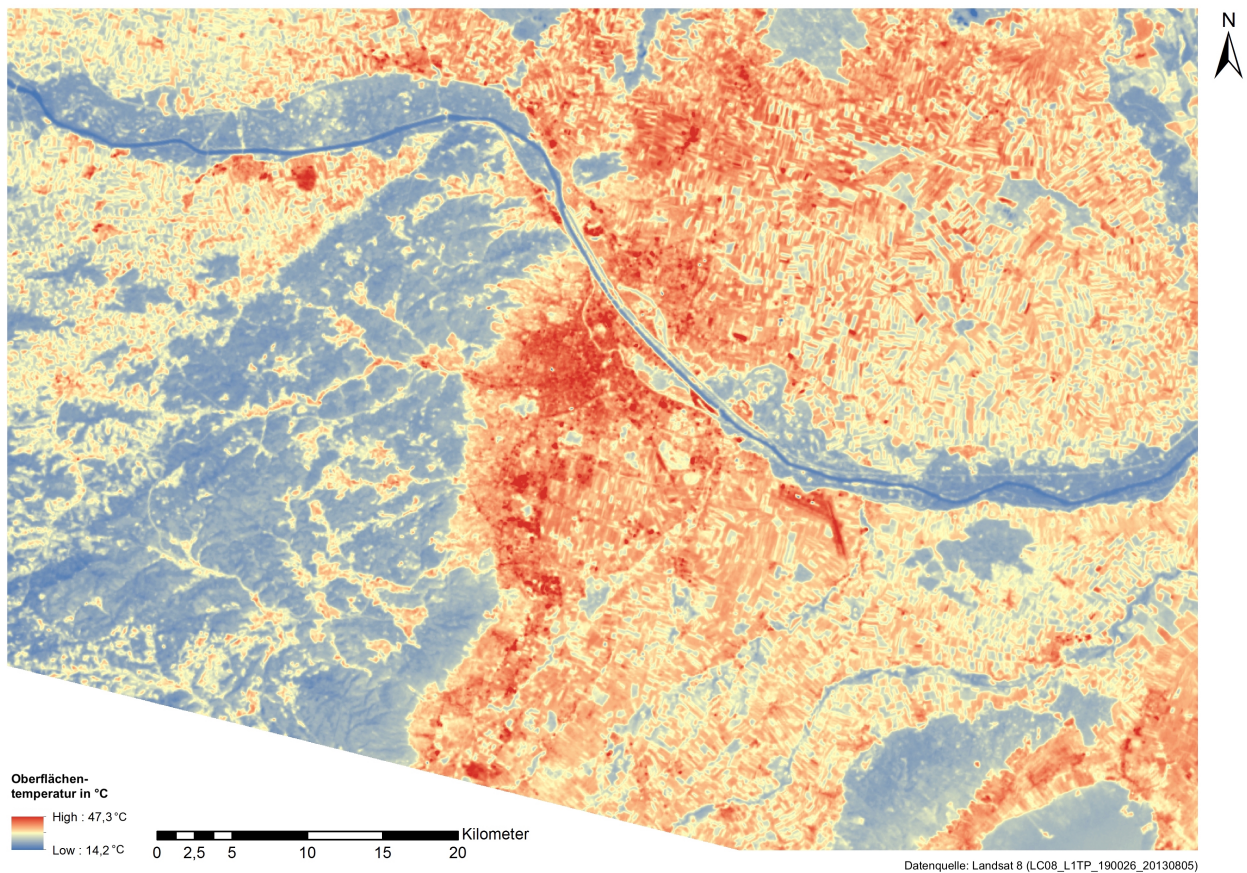


Abb. 6: Oberflächentemperatur im Großraum Wien

6.1.2 In-situ-Messungen

Im Folgenden sollen nun Temperaturwerte, die mittels Landsat 8 Daten berechnet wurden, durch Messungen vor Ort im Untersuchungsgebiet validiert werden. Besonders die Überprüfung der gemessenen Extremwerte soll hier im Vordergrund stehen. Immerhin überschreiten die gemessenen Oberflächentemperaturen von rund 50 °C die Komfortgrenze vieler Menschen in Bezug auf Berührungssensibilität. Die errechneten Werte wurden anfangs mit Skepsis betrachtet und vor allem die Spitzenwerte wurden als Überzeichnung durch generalisierte Emissivitätswerte gewertet. Aufgrund der in 5.3.1 beschriebenen Problematik, wurde für die Messungen ein Zeitfenster ausgewählt, das möglichst den Gegebenheiten zum Aufnahmezeitpunkt der Satellitendaten entspricht. Die Landsat Aufnahmen, die es zu validieren galt, stammten vom 5. August 2019 und wurden um 10:34 aufgenommen (Datensatz „LC08_L1TP_190026_20130805“). Um die astronomischen

Parameter wie Sonnenstand und Sonnenscheindauer (bzw. Zeitraum zwischen Sonnenaufgang und Messzeitpunkt) möglichst vergleichbar zu halten, wurde daher ebenfalls ein Tag in einem Rahmen von 10 Tagen vor bzw. nach dem 5. August angestrebt. Außerdem sollten die meteorologischen Parameter vergleichbar sein. Nach einer Hitzewelle Anfang August 2019 und einigen Fehlschlägen aufgrund von aufziehender Bewölkung, wurden am 12. August 2019 erfolgreich Vergleichsmessungen durchgeführt.

Die Unterschiede der astronomischen Parameter der zwei Tage sind vernachlässigbar gering: Am 5. August wurde der Sonnenaufgang in Wien um 5:35 Ortszeit verzeichnet, sieben Tage später, am 12. August, um 5:45, also um 10 Minuten später (ZAMG 2019). Am 5. August steht die Sonne demnach um 10:34 bei einer Höhe von 46,85° am Himmel. Am 12. August 2019 wird dieser Wert um 10:45 Uhr erreicht, da die Sonne um 10:34 erst bei 45,44° steht (SunSeeker 2019). Damit kann sowohl die Sonnenscheindauer als auch der Einstrahlwinkel zum Zweck der Messungen als ident betrachtet werden.

Tabelle 3: *Sonnenaufgang, Sonnenstand in Wien*

Datum	Sonnenaufgang	Sonnenstand um 10:34
5.8.2013	5:35	46,85°
12.8.2019	5:45	45,44°

Um valide Messergebnisse zu erhalten, sollten aber auch die meteorologischen Parameter des Aufnahmetages und der Messung vergleichbar sein. Dazu wurde Lufttemperatur, Bewölkungsgrad und Windgeschwindigkeit mit dem Wetterarchiv von Raspianalyse vom 5.8.2013 ausgewertet und mit jenen von potentiellen Messtagen abgeglichen. Am 12.8.2019 zeichnete sich in den frühen Morgenstunden ein ähnlicher Temperaturgradient und fehlende Bewölkung ab, sodass die Messungen durchgeführt werden konnten. Der Temperaturverlauf und die Windgeschwindigkeit an den beiden Tagen sind in den nachfolgenden Abbildungen zusammengefasst. Dabei ist anzumerken, dass die Temperaturen am Messtag durchschnittlich 2-3°C höher waren als am 5.8.2013, aber auch eine etwas höhere Windgeschwindigkeit gemessen wurde. Entscheidender Faktor bei der Wahl des Messtages war aber ein annähernd identer Temperaturverlauf während der Nacht- und Morgenstunden und das durchgehende Fehlen von Bewölkung.

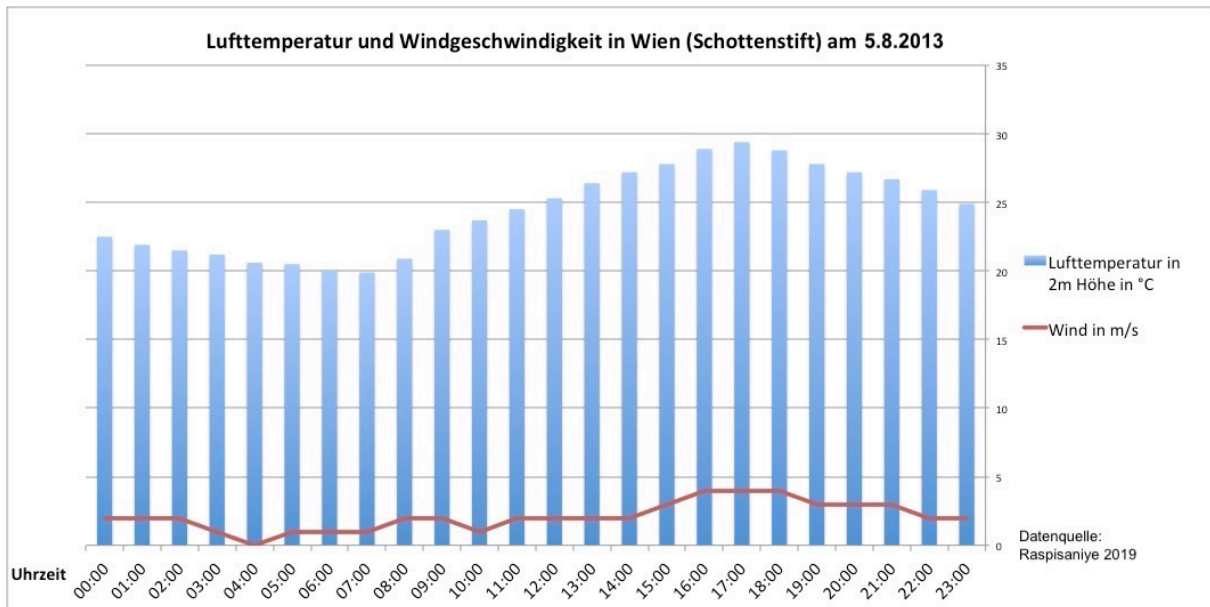


Abb. 7: Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit in Wien am 5.8.2013 (Quelle: RASPSIANALYSE 2019)

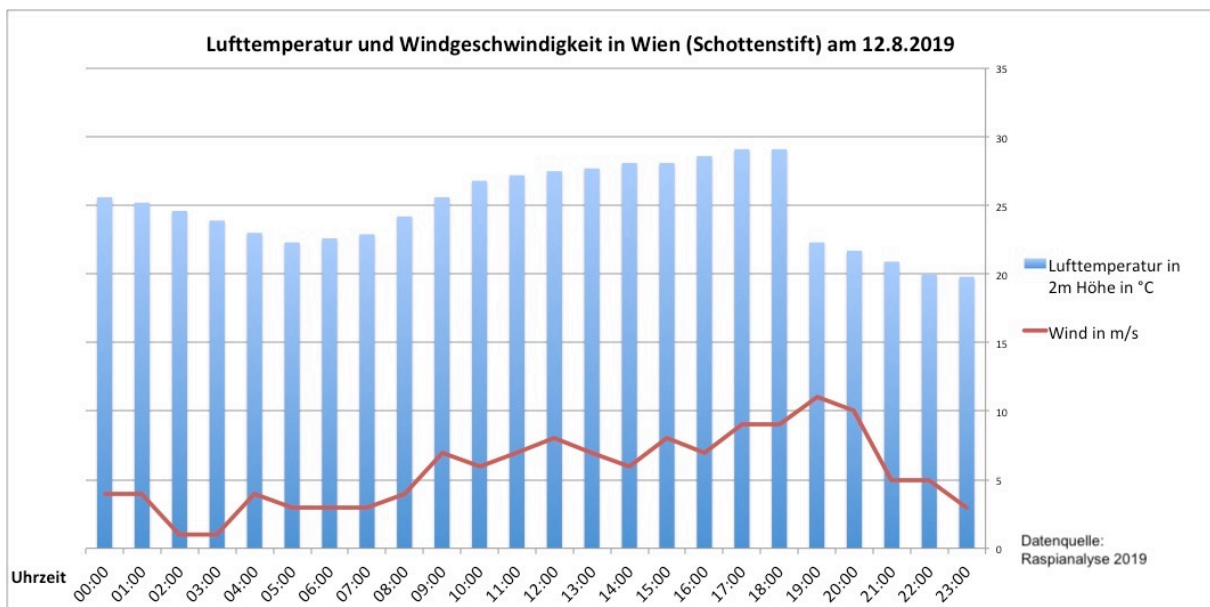


Abb. 8: Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit in Wien am 12.8.2019 (Quelle: RASPSIANALYSE 2019)

Um möglichst viele verschiedene Oberflächen und Standorte in einem möglichst kleinen Zeitfenster abdecken zu können, wurden Standorte rund um das Hauptgebäude der Universität Wien gewählt. Im Verlauf der Währingerstraße und der Universitätsstraße standen verschiedene Asphalttypen (dunkler, frisch gelegter, sowie hellgrauer, grobkörniger Mischbelag) zur Verfügung, der Votivpark und Sigmund-Freud-Park lieferten mit ausladenden Rasenfläche und Baumbeständen begrünte Standorte und am Neuen

Institutsgebäude ist eine stark exponierte Dachfläche im 7. Stock zugänglich. In einem nicht bepflanzten Grünstreifen wurde die Temperatur der blanken Erde gemessen. Alle diese Messstandorte liegen in einem Radius von 5 Gehminuten. Wo immer es möglich war, wurden dabei Vergleichsmessungen der gleichen Oberfläche unter voller Sonneneinstrahlung und an einem benachbarten Ort im Schatten durchgeführt. In der Stadt wurde mit den Messungen um 10:28 begonnen. 20 Minuten nach der ersten Messserie wurden außerhalb der Stadt, bei Schwechat eine zweite Messreihe (Messungen 14 bis 19) durchgeführt. In diesem Fall wurde die Oberflächentemperatur von bewachsenen und unbewachsenen Feldern bzw. von Blattoberflächen gemessen. Die Ergebnisse sind im Detail in der nachfolgenden Tabelle ersichtlich:

Tabelle 4: *Ergebnisse der Messungen*

Nr.	Uhrzeit	Standort	Exposition	Oberflächentemperatur	Umgebungstemperatur	Zusatzinformation
1	10:28	Asphalt (schwarz)	Sonne	49,9°C	27,6°C	exponiert seit ca. 7:30 Uhr
2	10:29	Asphalt (grau)	Sonne	45,6°C	27,9°C	exponiert seit ca. 7:30 Uhr
3	10:29	Asphalt (grau)	Schatten	26,3°C	27,7°C	ohne direkte Sonne
4	10:32	Wiese	Sonne	37,2°C	28,0°C	exponiert seit ca. 6:30 Uhr
5	10:33	Wiese	Halbschatten	26,8°C	27,0°C	durch Blätterdach beschattet
6	10:35	Asphalt (grau)	Sonne	41,5°C	28,2°C	exponiert seit ca. 7:30 Uhr
7	10:38	Beton	Sonne	44,8°C	29,9°C	exponiert seit ca. 7:30 Uhr
8	10:39	Beton	Schatten	27,5°C	27,3°C	ohne direkte Sonne
9	10:43	Blumenbeet (Erde)	Sonne	42,4°C	28,8°C	exponiert seit ca. 7:30 Uhr
10	10:44	Erdboden	Schatten	28,2°C	28,1°C	exponiert seit ca. 7:30 Uhr
11	10:44	Straßenmarkierung (weiß)	Sonne	37,1°C	28,2°C	exponiert seit ca. 7:30 Uhr
12	10:49	Dachfläche (Beton)	Sonne	47,3°C	29,9°C	exponiert seit ca. 6 Uhr
13	10:52	Randstein (Granit)	Sonne	45,3°C	28,7°C	exponiert seit ca. 8 Uhr
14	11:24	Brachwiese	Sonne	38,6°C	28,2°C	exponiert seit ca. 6 Uhr
15	11:24	trockenes Feld (abgeerntet)	Sonne	45,7°C	28,3°C	exponiert seit ca. 6 Uhr
16	11:25	Asphalt (grau)	Sonne	48,1°C	27,9°C	exponiert seit ca. 6 Uhr
17	11:26	Asphalt (grau)	Schatten	28,5°C	28,3°C	ohne direkte Sonnen

18	11:26	Asphalt (schwarz)	Schatten	28,2°C	28,4°C	ohne direkte Sonne
19	11:30	Asphalt (schwarz)	Sonne	51,8°C	27,9°C	exponiert seit ca. 6 Uhr

Die Spitzenwerte der ersten Messreihe wurden im Bereich der Kreuzung Währingerstraße und Universitätsstraße gemessen. Dabei handelt es sich um eine breite Kreuzung an der vor allem in Richtung der aufgehenden Sonne ein besonders hoher Himmelssichtfaktor (*sky view factor*) festgestellt werden kann (siehe dazu HENNINGER 2011: 67). Die hier gemessenen Oberflächen wurden zum Messzeitpunkt seit ca. 7:30 – also seit rund 3 Stunden – von der Sonne bestrahlt⁵. Frisch gelegter Asphalt erreichte dabei mit 49,9°C den höchsten gemessenen Wert in der ersten Messserie. Dieser Wert überschreitet damit sogar um rund 2°C den in der Karte oben ausgewiesenen Höchstwert von 47,7°C, welcher mittels Landsat 8 Daten ermittelt wurde.

Nicht ganz so hohe Werte erreichte eine ältere Asphaltenschicht (Mischbelag) mit 45,6°C. Dieser Straßenbelag war aufgrund seiner Zusammensetzung und seines Alters deutlich heller als der frisch gelegte Asphalt. Auf Beton, welcher als Straßenbelag in stark belasteten Kreuzungsbereichen und im Bereich von Straßenbahnschienen verwendet wird und eine ähnliche Farbe wie der ältere Asphalt aufweist, konnte unter direkter Sonneneinstrahlung ein Wert von 44,8°C gemessen werden. Weiße Straßenmarkierungen wiesen dagegen unter den gleichen Bedingungen nur 36,1°C auf. An Messstandorten mit kontinuierlichem Schatten bis zum Zeitpunkt der Messung wiesen die oben genannten Straßenbeläge hingegen Temperaturen auf, die der Lufttemperatur entsprachen bzw. diese sogar bei den frühen Messungen sogar noch unterschritten. An Extremstandorten wie etwa am Dach des Neuen Institutsgebäudes im 7. Stock, wo die Oberflächen seit kurz nach Sonnenaufgang (5:45) der direkten Sonnenausstrahlung ausgesetzt waren, wurden hingegen auch auf den hellen Betonplatten 47,3°C gemessen.

Bei Sonneneinstrahlung deutlich kühler verhielten sich natürliche, durchgängig bewachsene Oberflächen, Wiesen zeigten zum Beispiel eine überraschend niedrige Oberflächentemperatur. In einem dicht mit Gras und Moos bewachsenen Bereich der Wiese des Sigmund-Freud-Parks, welcher ebenfalls bereits seit ca. 6:30 direkter

⁵ Diese Erkenntnis stützt sich auf eine Sonnenstandsbestimmung mit der App „SunSeeker“.

Sonneneinstrahlung ausgesetzt war, wurden 37,2°C gemessen. Im Zuge der zweiten Messerie außerhalb der Stadt wurden auf einer Brachwiese, die eine Mischung aus grünem Bewuchs und trockenem, verdorrten Gras bildete, 38,6°C bei einer Lufttemperatur von 28,2°C gemessen. Während sich also natürliche Oberflächen, wie eine Wiese, ein dicht bewachsenes Feld oder das Blätterdach eines Waldes nicht so stark aufheizen wie versiegelte Oberflächen (Beton, Asphalt oder Pflastersteine), verhält sich blanker Erdboden wesentlich anders: mit Werten zwischen 42°C und 45 °C weist diese Form der Oberfläche ähnliche Werte wie Beton oder heller Asphalt auf. An ausgewählten Standorten war es zudem aufgrund der räumlichen Gegebenheiten möglich, die gleiche Oberfläche unter bis zu vier Stunden exponierten und beschatteten Bedingungen zu messen. Diese Ergebnisse sind im Speziellen im nachfolgenden Balkendiagramm dargestellt.

Abschließend ist somit festzuhalten, dass die Oberflächentemperaturen trotz gemäßigter Lufttemperaturen und relativ kurzer Sonneneinstrahlung schon früh im Tagesverlauf im Bereich von 50°C liegen können. Die Ergebnisse der In-situ-Messungen zeigen, dass die LST Werte, welche durch das Verfahren mittels Landsat 8 errechnet werden, auch tatsächlich vor Ort im Kontrollgebiet gemessen werden können. Die mittels Landsat 8 Daten errechneten

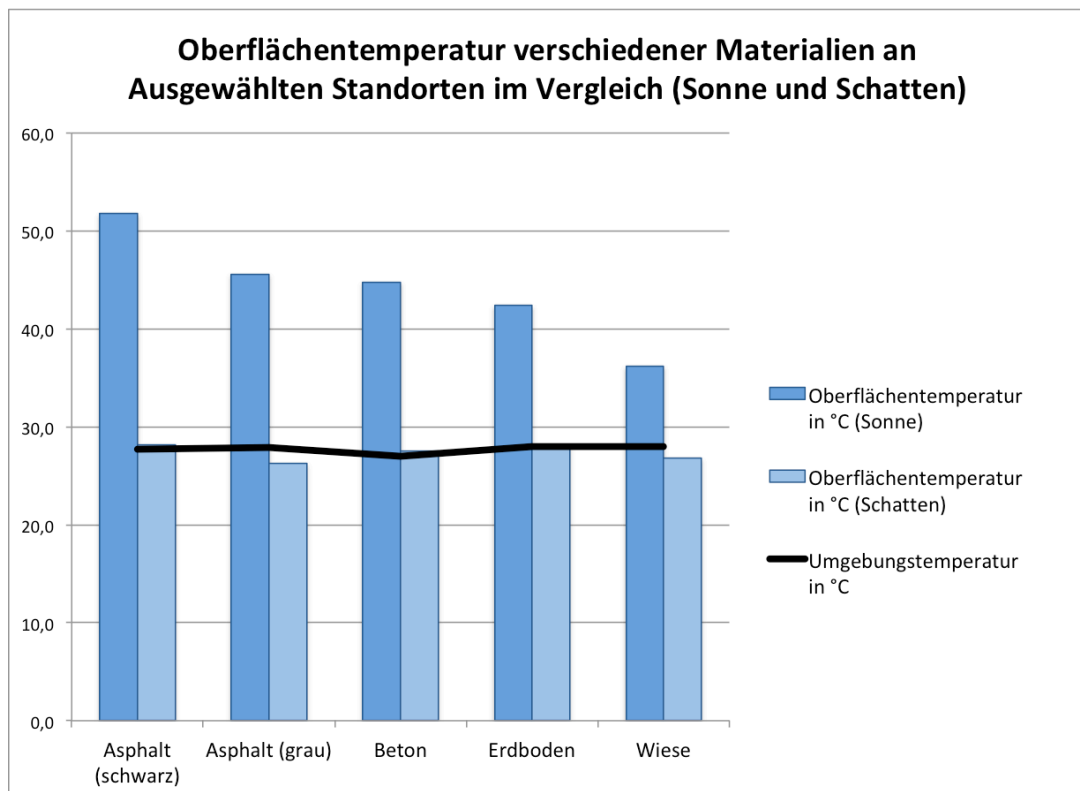


Abb. 9: Oberflächentemperatur verschiedener Materialien an ausgewählten Standorten

Temperaturen können somit als valide Näherungswerte betrachtet und der in 5.3 beschriebene Algorithmus auf das Untersuchungsgebiet angewendet werden.

6.1.3 Vergleich mit bestehenden Thermalscanneraufnahmen der MA 22

Nachdem nun also die Größenordnung der errechneten Werte validiert wurde, soll nun ein Vergleich der erstellten Karte mit bereits bestehenden Thermalscanneraufnahmen der MA 22 den Abschluss der Validierung bilden. Dazu wurden die Landsat-8-Daten und die Daten der Thermalscannerbefliegungen wie in 5.4.2 beschrieben ausgewertet und in den nachfolgenden Tabellen zusammengefasst.

Ordnet man nun die erhaltenen statistischen Werte absteigend nach Durchschnittswerten (Tabellen 5 und 6), so fällt auf, dass die ersten drei Ränge jeweils von den gleichen drei Zonen belegt werden. Sowohl in der Landsat-8-Aufnahme, als auch in der Thermalscannerbefliegung weist jene Zone, die als dichte Bebauung definiert wurde, die höchste durchschnittliche Oberflächentemperatur auf, danach folgen Gewerbe- und Industriegebiete, sowie Verkehrsflächen in absteigender Reihenfolge. In diesen drei Flächennutzungsklassen werden in beiden Messungen auch die höchsten Maximaltemperaturen gemessen. Während in der Thermalscanneraufnahme keine Abstufung wiedergegeben wird, wird in der Landsat-8-Aufnahme die höchste Temperatur auf den Verkehrsflächen gemessen, wobei hier der Unterschied zu den anderen Kategorien jeweils nur wenige Zehntelgrad beträgt.

Im Fall der Thermalscannerbefliegung folgen nach den Kategorien „dichte Bebauung“, „Gewerbe und Industrie“ und „Verkehrsflächen“ mit deutlichem Abstand zunächst „Parkflächen“, dicht gefolgt von „Wald“ und „offene Bebauung“. In einigem Abstand folgen die als „Freiland“ und als „Wasserflächen“ definierten Flächen. Betrachtet man die Ränge 4 bis 8 der Landsat-8-Daten, so fällt auf, dass die Plätze anders verteilt sind, als in der Thermalscanneraufnahme. Auf den Rängen 4 und 5 liegen die Flächen, die offene Bebauung und Parks beinhalten, mit jeweils gleicher Durchschnittstemperatur. Etwas weiter darunter finden sich Freilandflächen und mit deutlichem Abstand finden sich Wasserflächen und Waldflächen auf den letzten beiden Rängen.

In Bezug auf die Standardabweichung und die Spanne der gemessenen Werte liegen sowohl im Fall der Thermalscanneraufnahme als auch im Fall der Landsat-8-Aufnahme die Kategorien „Gewerbe- und Industrieflächen“ und „Verkehrsflächen“ mit Abstand auf den ersten beiden Plätzen. Sehr homogene Werte mit niedriger Spanne und geringer Standardabweichung weisen hingegen die Kategorien „Wald“ und die „offene Bebauung“ auf, welche weit abgeschlagen auf den letzten beiden Plätzen liegen; außerdem weisen auch die Parkanlagen relativ homogene Werte auf. Die Kategorie „dichte Bebauung“ liegt hier im Mittelfeld. Auffallend ist, dass die Kategorien nach Standardabweichung und Spanne geordnet, nahezu die gleiche Rangordnung aufweisen.

Betrachtet man die Maximalwerte, ergibt sich zunächst ein ähnliches Bild. Sowohl in den Landsat-8-Daten als auch auf der Thermalscanneraufnahme werden die höchsten Maximalwerte in den gleichen drei Kategorien mit den höchsten Durchschnittstemperaturen gemessen. Während auf der Thermalscanneraufnahme in den drei ersten Kategorien die gleichen Werte ausgelesen werden, wird der Maximalwert in den Landsat-8-Daten in der Kategorie „Verkehrsflächen“ gemessen, dicht gefolgt von „Gewerbe- und Industrieflächen“, sowie der Kategorie „dichte Bebauung“. Im Fall der Landsat-8- Daten folgen auf den Rängen 4 bis 8 in absteigender Reihenfolge „Wasserflächen“, „Parks“, „Wald“ und „offene Bebauung“. Im Fall der Thermalscannerbefliegung werden die Ränge 4 bis 8 in absteigender Reihenfolge von den Kategorien „offener Bebauung“, „Wasserflächen“, „Parks“ und „Freilandflächen“ belegt. Die hohe Platzierung der Kategorien „Wasserflächen“ und „Parks“ bei den Maximalwerten lässt sich durch eine unsaubere Abgrenzung der einzelnen Kategorien erklären, wodurch die Maximalwerte in diesen beiden Kategorien höchstwahrscheinlich durch andere Arten von Oberflächen verursacht werden.

Tabelle 5: Zonale Werte der Thermalscannerbefliegung (5:00 Uhr), sortiert nach Durchschnittswerten

Rang	Art	Min.	Max.	Spanne	Durchschnitt	Standardabweichung
1	dichte Bebauung	133	254	121	102,1	29,5
2	Gewerbe und Industrie	109	254	145	97,0	39,9
3	Verkehrsflächen	117	254	137	96,1	37,7
4	Parks	98	195	97	80,4	29,9
5	Wald	79	160	81	79,3	23,3
6	offen Bebauung	128	241	113	75,5	22,1
7	Freiland	124	195	71	55,9	26,3
8	Wasserflächen	56	229	173	51,2	33,2

Tabelle 6: Zonale Werte der Landsat 8 Daten (10:34 Uhr), sortiert nach Durchschnittswerten

Rang	Art	Min.	Max.	Spanne	Durchschnitt	Standardabweichung
1	dichte Bebauung	22,3°C	45,2°C	22,9	31,5°C	1,6
2	Gewerbe und Industrie	23,3°C	46,5°C	23,2	31,2°C	2,2
3	Verkehrsflächen	21,7°C	46,7°C	25,0	30,2°C	2,3
4	offen Bebauung	22,8°C	34,3°C	11,4	28,9°C	1,4
5	Parks	22,0°C	38,8°C	16,8	28,9°C	1,9
6	Freiland	21,8°C	35,5°C	13,7	27,3°C	2,1
7	Wasserflächen	14,5°C	38,9°C	17,5	25,9°C	2,5
8	Wald	21,8°C	36,2°C	14,4	24,5°C	1,4

Neben der statistischen Auswertung der Messwerte soll nun auch das Auflösungsvermögen der Landsat-8-Daten im Vergleich zu der Thermalscannerbefliegung betrachtet werden. Dazu soll die Auflösung der beiden Datenquellen auf zwei verschiedenen Maßstabsebenen miteinander verglichen werden. Schon bei der großmaßstäbigen Betrachtung fällt der erhöhte Detailreichtum der Thermalscanneraufnahme (Abbildung 10) auf. Während hier das höherrangige Straßennetz der Stadt deutlich als Netz aus dünnen Streifen mit höherer Oberflächentemperatur zu erkennen ist, können im Fall der Landsat-8-Daten nur die breitesten Verkehrsflächen, wie etwa der Flughafen Wien oder der Verschiebebahnhof Kledering deutlich erkannt werden. Nur breite Straßenzüge wie etwa die Tangente A23 oder die Südautobahn A2 können in isolierten Bereichen mit hohem Temperaturunterschied identifiziert werden. Darüber hinaus kann im Fall der Thermalscannerbefliegung auch das niederrangige Straßennetz und Details in der Raumstruktur wie etwa Brücken, Gärten und begrünte Mittelstreifen identifiziert werden, während diese Details in den Landsat-8-Daten fehlen. Dies wird aus den beiden nachfolgenden Aufnahmen in Abbildung 10 und Abbildung 11 ersichtlich:

Oberflächentemperatur in Wien - Detail (Thermalscannerbefliegung, 16.8.2001, morgens)

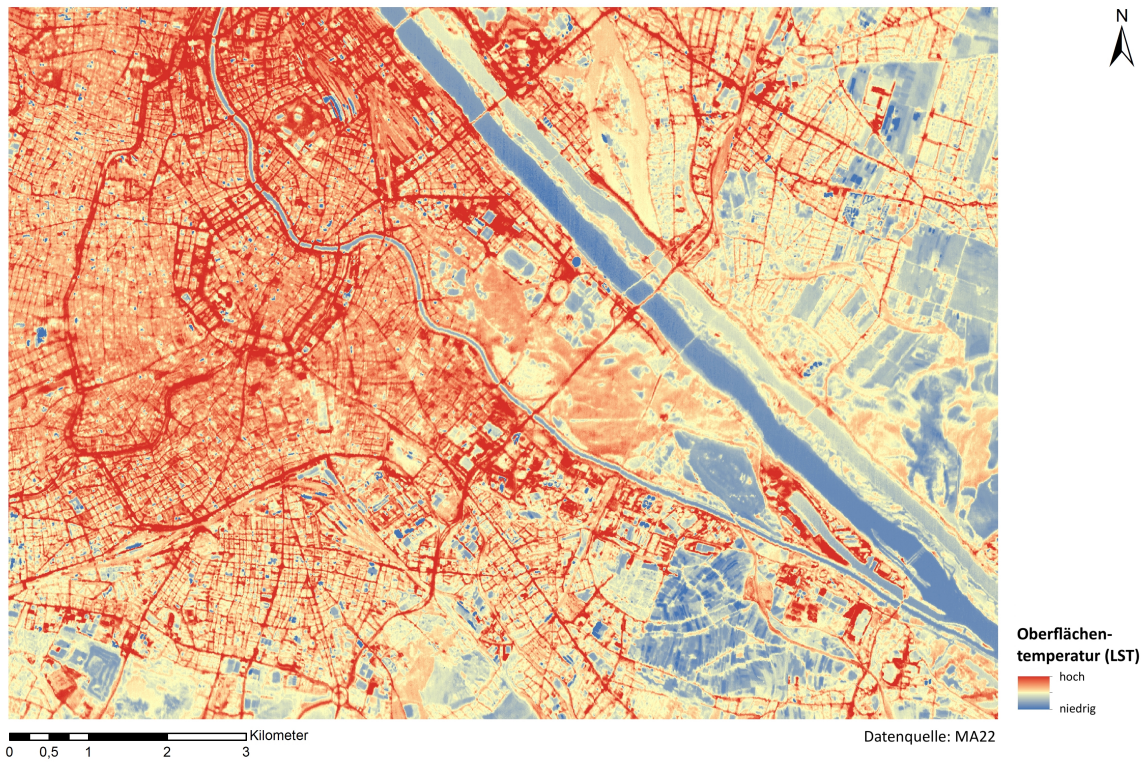


Abb. 10: Oberflächentemperatur im Großraum Wien, Thermalscannerbefliegung

Oberflächentemperatur in Wien - Detail (Landsat 8, 5.8.2013, 10:34)

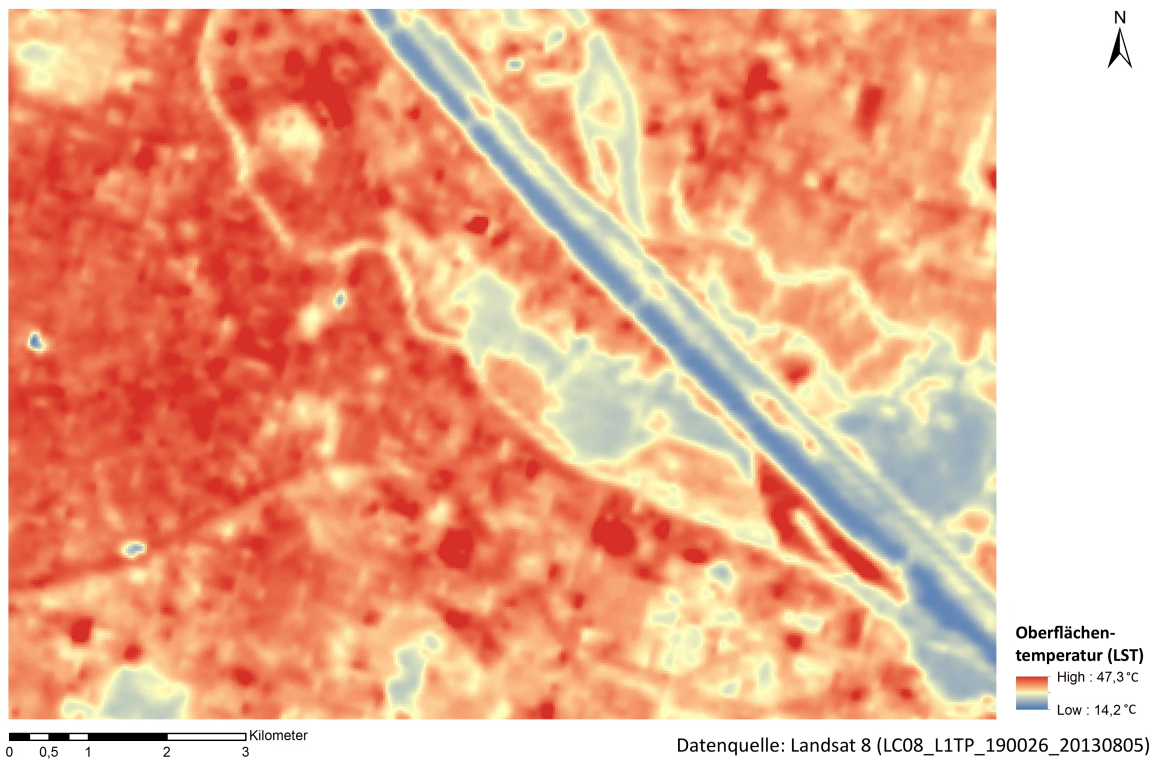


Abb. 11: Oberflächentemperatur im Großraum Wien, Landsat 8

6.2 LST im Untersuchungsgebiet Santiago de Chile

6.2.1 Qualitative Auswertung der großmaßstäbigen Betrachtung

Um die Oberflächentemperatur im Großraum Santiago de Chile zu analysieren wurde zunächst eine Aufnahme vom 25.3.2018 herangezogen⁶. Dieses Datenpaket wurde ausgewählt, da es die jüngste Aufnahme in vertretbarem Abstand zur Sommersonnenwende auf der Südhalbkugel darstellt, welche ein wolkenfreies Aufnahme Fenster vom Pazifik bis zu den Anden aufweist. Das Stadtzentrum wurde wieder in der Mitte des Kartenausschnitts platziert, es wurde jedoch ein kleinerer Maßstab als im Fall von Wien angewendet. Dies wurde einerseits so gewählt, da die Metropolregion Santiago mit einer Einwohnerzahl von über 7 Millionen (7 112 808 in der Región Metropolitana de Santiago im Jahr 2017 nach dem INE) eine deutlich größere Fläche verbraucht als die Metropolregion Wien, für die Eurostat 2019 im Vergleichszeitraum nur 2 811 186 Einwohner verzeichnete. Andererseits wurde der Ausschnitt so gewählt, dass alle in 3.2 beschriebene makroklimatischen Einflussfaktoren, wie etwa die Anden im Osten sowie das Meer und die Küstenkordillere im Westen, in die Analyse miteinbezogen werden können. Daher wirkt die Landschaft auf den ersten Blick auch weniger kleinräumig strukturiert als im Fall von Wien.

Im Vergleich zu der Messung im Großraum Wien ist zunächst auffällig, dass die gemessenen Temperaturdifferenzen im gewählten Kartenausschnitt von Santiago deutlich größer sind als jene im Fall von Wien. Während die Extremwerte in Abb. 11 bei 14,2°C und 47,3°C liegen, kann in Abb. 12 eine Temperaturdifferenz von -19,3°C bis 47,9°C gemessen werden, wobei die Extremwerte stellenweise in einem Abstand von nur rund 50 Kilometern beobachtet werden können. Die Tiefstwerte von fast -20°C weichen deutlich von den erwarteten Sommertiefstwerten bei rund 33° Süd ab. Anders als in Abbildung 6 kommen in diesem Fall allerdings nicht Wolken dafür in Frage, da der Kartenausschnitt nahezu wolkenfrei ist. Bei einem Abgleich mit einer Karte mit Höhenschichtlinien wird schnell klar, dass es sich bei jenen Bereichen unter 0°C um Hochgebirgsregionen mit weit über 3000 Meter handelt. Vergleicht man die extrem kalten Gebiete zudem mit dem Echtfarbenbild (Abbildung 12), ist festzustellen, dass es sich dabei um vergletscherte bzw. schneebedeckte Zonen handelt. Ebenfalls sehr kühl sind in diesem Bereich im Schatten liegende Hänge und Hochtäler. An

⁶ Datenpaket L1TP_233083_20180325

dieser Stelle ist auch anzumerken, dass die Sonne aufgrund der Lage südlich des Äquators und der Uhrzeit im Nordosten steht.

Außerhalb der Hochgebirgsregion im Osten ist der Pazifische Ozean im Westen die kälteste Oberfläche. Stichprobenartig können hier Pixelwerte zwischen 10,2 und 13,9°C gemessen werden. Trotz der hohen durchschnittlichen Lufttemperaturen in diesem Monat, steigt die Wassertemperatur in der Region nur sehr selten über 15°C (WORLD WEATHER 2019). Obwohl der in 5.1 beschriebene Algorithmus für Landoberflächentemperatur optimiert ist⁷, scheint die Temperatur der Meeresoberfläche nicht bedeutsam von der erwarteten Temperatur abzuweichen. Es ist sogar deutlich zu erkennen, dass die Höchstwerte von 13,9°C in einer der vorherrschenden Strömungsrichtung von Süden her abgewandten Bucht gemessen werden. Neben den abgeschatteten Hängen im Santiagobecken und der Küstenkordillere zählen daher auch die dem Meer zugewandten Küstenbecken im Bereich der Städte Valparaiso, Viña del Mar, Tunquen und San Antonio zu den kühleren Landoberflächen außerhalb des Hochgebirges.

Der Kartenausschnitt kann somit in drei nahezu gleich große Zonen eingeteilt werden (Abb. XX). Im westlichen Drittel befinden sich die zum Santiagobecken hin aufsteigenden Hänge der Küstenkordillere. Dieser Bereich ist durch eine im Allgemeinen niedrigere Oberflächentemperatur und eine geringe Schwankungsbreite gekennzeichnet. Im östlichen Drittel herrschen die steilen Gebirgszüge und tiefen Täler der westlichen Ausläufer der Anden vor. Die vorherrschende Oberflächentemperatur ist hier niedriger als im Santiagobecken im mittleren Drittel, allerdings ist in diesem Fall eine deutlich höhere Schwankungsbreite zu verzeichnen als im ersten Drittel. Dies ist einerseits durch den Einfallswinkel der Sonne zu erklären, wodurch die extrem hohen Werte auf den sonnenzugewandten Flächen generiert werden, andererseits ist die Höhenlage und Vergletscherung für die extrem niedrigen Werte verantwortlich. Das Santiagobecken füllt das mittlere Drittel aus und soll in 6.2.2 nun im Detail analysiert werden.

⁷ Für eine genaue Definition und Bestimmung der Meeresoberflächentemperatur (*sea surface temperature SST*) siehe GÜNTHER 2012: 138ff.

Oberflächentemperatur in °C im Großraum Santiago (25.3.2019)

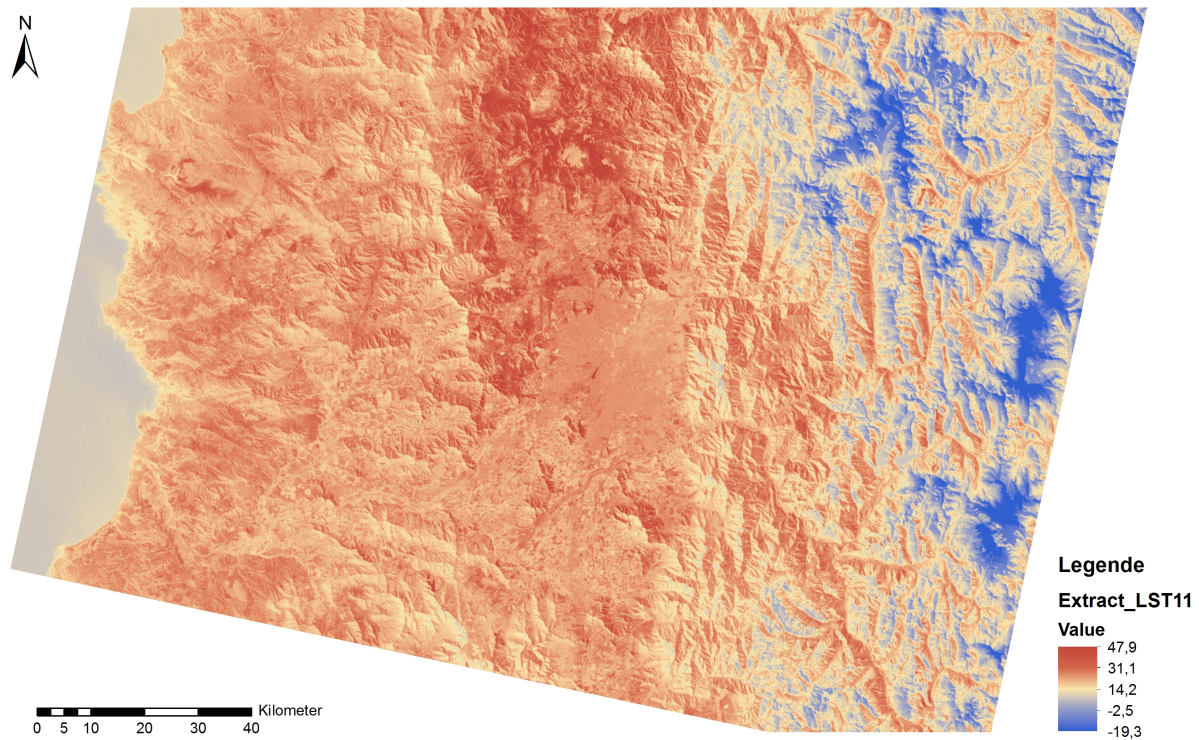


Abb. 12: Oberflächentemperatur im Großraum Santiago

6.2.2 Das Santiagobecken und die Stadt im Detail

Das Santiagobecken weist trotz seines homogenen Höhenprofils einen großen Temperaturgradient auf. Während die Oberflächentemperatur kaum so tief sinkt wie in den in 6.2.1 beschriebenen Bereichen der Karte, finden sich die höchsten gemessenen Werte am Gelände des ehemaligen internationalen Flughafens im Südosten des Stadtzentrums und in den nördlichen Randbereichen des Santiagobeckens. Vor allem in der Region der Stauseen von Huechún werden ähnliche Spitzenwerte gemessen wie im Bereich des ehemaligen internationalen Flughafens von Santiago. Im Süden des Santiagobeckens hingegen, wird durchwegs eine kühlere Oberflächentemperatur gemessen und es gibt kaum Extremstandorte mit stark abweichender Oberflächentemperatur. Wie in 3.2.1 beschrieben, wird diese Region, die an den südlichen Rand des Siedlungsgebiets von Santiago angrenzt, hauptsächlich landwirtschaftlich genutzt. Ein Abgleich mit dem NDVI bestätigt dies eindeutig. Der Flusslauf des *Rio Maipo*, welcher die meiste Zeit des Jahres über zum Großteil ausgetrocknet ist, und dessen ausladende Sand- und Schotterbänke kreuzen diese Region diagonal von Nordost nach Südwest und sind als breites Band mit höherer Oberflächentemperatur zwischen den bewässerten Feldern sichtbar.

Zwischen diesen beiden beschriebenen Regionen liegt im Zentrum des Santiagobeckens die Stadt selbst. Der Siedlungsraum ist dabei deutlich als eine nahezu homogene Fläche mit konstant höherer Oberflächentemperatur als jene des landwirtschaftlich genutzten Gebiets im Süden zu erkennen. Dieses soll nun im Detail analysiert werden. Als Hotspots sind dabei große Verkehrsflächen, wie etwa der neue internationale Flughafen im Nordwesten, sowie der Sportflughafen im Osten zu erkennen. Aber auch diverse höherrangige Straßenverkehrsverbindungen und Autobahnen, wie etwa die entlang des *Rio Mapocho* verlaufende *Costanera Norte* und die *Ruta 68* als Verlängerung der *Alameda Libertador General Bernardo O'Higgins Avenue* im Westen und die *Autopista del Sol (Ruta 78)* sind zu erkennen. Besonders deutlich tritt auch das teilweise zu Gewerbegebiet umfunktionierten Gelände des ehemaligen internationalen Flughafens nahe zum Stadtzentrum als Hotspot hervor. Südlich davon liegt das Industriegebiet von Maipú, welches sich ausgehend vom ehemaligen Flughafenareal in der Form eines spitzwinkligen Dreiecks zwischen der *Avenida General Velásquez* bzw. im weiter südlichen Verlauf *Autopista Central* und der *Avenida Camino a Melipilla* erstreckt. Während die Oberflächentemperatur auf den industriell bzw. kommerziell genutzten Bereichen und den Brachflächen Spitzenwerte erreicht, weisen die landwirtschaftlich genutzten Flächen, welche zum Großteil bewässert werden, deutlich niedrigere Oberflächentemperaturen auf als die umliegenden Gebiete.

Ebenfalls deutlich niedrigere Werte als im bebauten Gebiet können in den großen Parkanlagen der Stadt gemessen werden. Besonders deutlich treten dabei die Flächen des *Parque O'Higgins* im Süden des Stadtzentrums und der benachbarten Pferderennbahn, des weiter nordwestlich gelegenen *Parque Quintal Normal*, sowie des parkähnlich angelegten Friedhofs *Cementerio General* hervor. Im dicht bebauten Gebiet sind aber auch kleine begrünte Parkflächen, wie etwa der *Parque André Jarlán* und der *Parque Inés De Suárez* deutlich zu erkennen. In Bereichen, wo der Kontrast zwischen bebautem Gebiet und begrünten Flächen besonders groß ist, können sogar individuelle Fußballplätze, wie etwa im Fall des *Collegio Hispano Americano*, erkannt werden. Im weniger dicht bebauten Gebiet ist dies allerdings nicht möglich.

Auch innerhalb des bebauten Gebiets können subtile Unterschiede der Oberflächentemperatur festgestellt werden. So weisen etwa gewisse Stadtteile zum Aufnahmezeitpunkt geringere LST auf als der Rest des bebauten Gebiets. Dabei können drei große Bereiche identifiziert werden, die im Folgenden näher beschrieben werden sollen. Am deutlichsten ist dabei das in 3.4 beschriebene Zentrum Santiagos mit seinen zahlreichen hohen Büro- und Verwaltungsgebäuden und breiten, rechtwinkelig angelegten *Avenidas* zu erkennen. Diese Tatsache ist gegenläufig zu der Feststellung in HENNINGER (2011: 65), dass die Intensität der städtischen Überwärmung zum Zentrum hin zunimmt. Dies soll daher im Kapitel 7 speziell diskutiert werden. Auch der Bereich östlich des Zentrums weist eine niedrigere Oberflächentemperatur als der Rest der Stadt auf. Hierbei handelt es sich vor allem um die Bezirke Providencia, welcher das Hochhausviertel „Sanhattan“ beinhaltet und direkt an das Zentrum anschließt, und das weiter im Westen Richtung Berge gelegene Las Condes, welches sich immer mehr als Nobelgegend etabliert und das höchstgelegene Stadtgebiet beinhaltet. Diese Zone erstreckt sich auch in die Bezirke Ñuñoa und La Reina. Weiters ist eine isolierte Zone mit niedrigerer Oberflächentemperatur im Süden des Zentrums festzustellen. Hierbei handelt es sich vor allem um die Straßenblöcke entlang der *Gran Avenida Jose Miguel Carrera* in den Bezirken San Miguel und La Cisterna.

6.3 Räumliche Ausprägung (statistische Auswertung)

Nachdem nun das Untersuchungsgebiet einer deskriptiven Analyse unterzogen wurde, soll nun analog zur Untersuchung im Kontrollgebiet eine quantifizierende Analyse des Untersuchungsgebiets durchgeführt werden. Dazu wurde zunächst die Oberflächentemperatur für die Aufnahme vom 23. Jänner 2019⁸ berechnet. Dieser Datensatz stellt die jüngsten Aufnahmen in zeitlicher Nähe zur Sommersonnenwende auf der Südhalbkugel dar, welcher eine wolkenloses Untersuchungsgebiet aufweist. Dadurch soll zunächst die maximale UHI-Intensität untersucht werden, um in weiterer Folge leichter aussagen zur räumlichen Ausprägung machen zu können.

Um die statistische Auswertung durchführen zu können, wurden drei verschiedene Oberflächenkategorien generiert und diese als Shape-Files in ArcMap definiert. Die Datengrundlage stammt dabei aus dem *Atlas of Urban Expansion* des Lincoln Institute of

⁸ Datensatz L1TP_233083_20190123

Land Use (2019). Das Santiagobecken wurde auf Grundlage der Erkenntnisse aus Kapitel 3 selbst definiert. Aufgrund der limitierten verfügbaren Daten zur Flächennutzung im Großraum Santiago konnten im Fall des Untersuchungsgebiets weniger verschiedene Kategorien gebildet werden als im Fall des Kontrollgebiets. Die drei Kategorien zur Analyse des Untersuchungsgebiets reduzieren sich daher auf „bebautes Gebiet“, „unbebautes Gebiet“ und „Wasserflächen“. Unter die Kategorie „bebautes Gebiet“ fallen nach dem Lincoln Institute of Land Use (2019) alle Flächen, die von einer Metropole beansprucht werden, auch Freiflächen welche von bebautem Gebiet umschlossen werden und somit Teil des urbanen Raums sind. Die zweite große Kategorie stellen „unbebaute Flächen“ im Santiagobecken dar. Unter diese Kategorie fallen alle nicht bebauten Oberflächen außerhalb des urbanen Raums, wobei hier auch Verkehrsflächen und kleinere Siedlungsräume miteingeschlossen wurden. Weiters werden „Wasserflächen“ als eigene Kategorie geführt. Die drei Kategorien und die Flächen, welche ihnen zugeordnet wurden, sind aus Abbildung 13 unten ersichtlich.

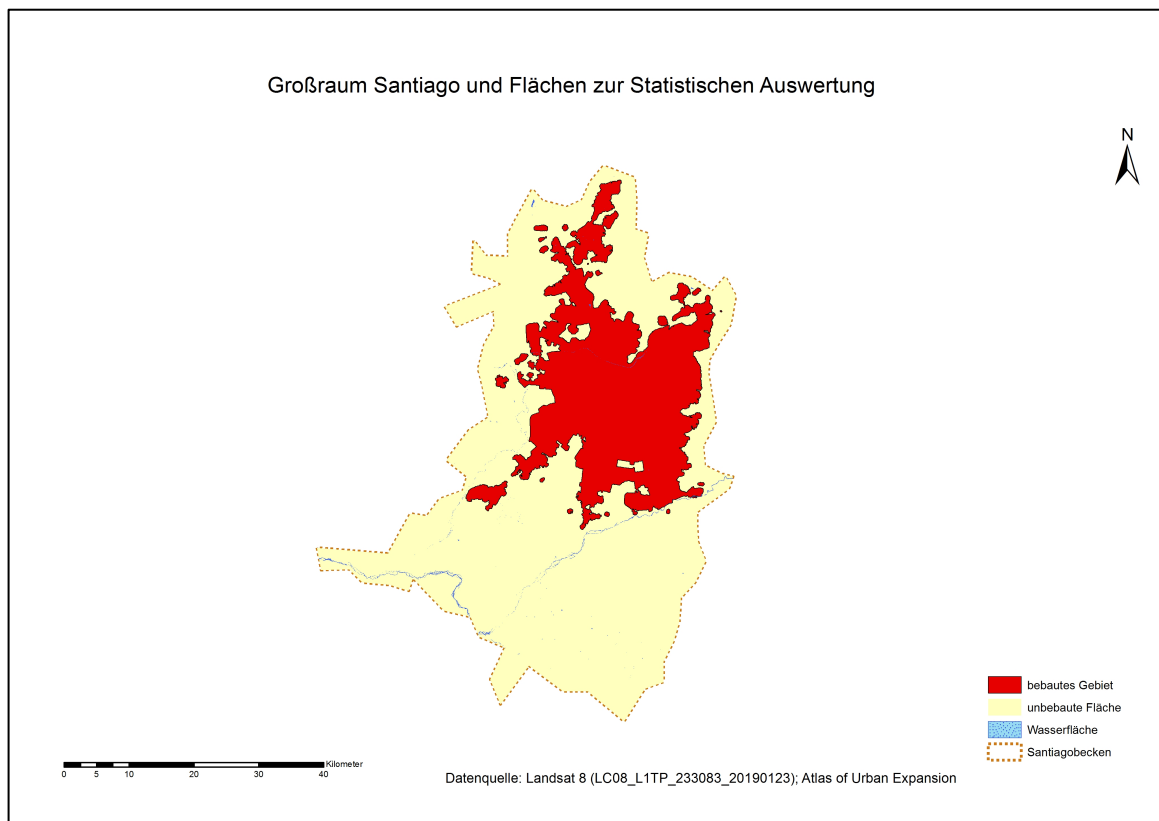


Abb. 13: Flächenkategorien im Großraum Santiago (Datenquellen: Landsat 8; Atlas of Urban Expansion; Santiagobecken: eigene Eingrenzung)

Nach der Berechnung der Oberflächentemperatur wurden wieder über das *Zonal Statistics-Tool* in ArcMap das jeweilige Minimum und Maximum, sowie Spanne, Durchschnittstemperatur und Standardabweichung ausgelesen. Sortiert man die Ergebnisse in absteigender Reihenfolge nach der Durchschnittstemperatur, so belegt die Kategorie „bebautes Gebiet“ den ersten Rang, dicht gefolgt von „unbebautes Gebiet“. Mit etwas Abstand folgen „Wasserflächen“ auf dem dritten und letzten Rang. Die absoluten Minimal- und Maximalwerte finden sich in der Kategorie „unbebautes Gebiet“, welche somit auch die größte Spanne aufweist. Die geringste Spanne weist die Kategorie „Wasserflächen“ auf, wobei hier die Standardabweichung genauso hoch ist, wie in der Kategorie „unbebautes Gebiet“. Die geringste Standardabweichung weist die Kategorie „bebautes Gebiet“ auf. Diese ist somit die homogenste der drei Kategorien. Die jeweiligen Werte sind in der nachfolgenden Tabelle 7 zusammengefasst.

Tabelle 7: Auswertung der Temperaturen im Großraum Santiago

Kategorie	Minimum	Maximum	Spanne	Durchschnitt	Standardabweichung
bebautes Gebiet	20,2°C	48,6°C	28,4	35,1°C	2,0
unbebautes Gebiet	11,8°C	51,8°C	40,0	34,6°C	4,8
Wasserflächen	22,8°C	45,3°C	22,5	32,2°C	4,8

6.4 Ausprägung der UHI im Jahresverlauf

Um die UHI-Intensität im Großraum Santiago de Chile im Jahresverlauf analysieren zu können, wurden neben dem Datensatz vom 23. Jänner 2019 fünf weitere Datensätze gesucht und mit dem *Zonal Statistics Tool* in ArcMap ausgewertet. Diese sollten zum einen wolkenlose Aufnahmen des Untersuchungsgebiets beinhalten, und zum anderen in gleichmäßigem Abstand über ein Jahr verteilt sein, um mögliche Veränderungen in der UHI-Intensität möglichst detailliert abbilden zu können. Zur erleichterten Übersicht und späteren Interpretation, und um eine gleichmäßige Verteilung zu garantieren, wurde nach WALTER und LIETH (1960-67 in MIEHE et al. 2001: 95) ein Klimadiagramm erstellt und die verwendeten Aufnahmezeitpunkte darin eingetragen (Abbildung 14). Die verwendeten Datensätze sind mit analogen Nummern in der nachfolgenden Tabelle 8 aufgetragen:

Tabelle 8: Landsat 8 Datensätze

Nr.	Datei (Landsat 8, Leven 1): Path/Row_Aufnahmedatum	Verwendete Bänder	Auflösun g (m)	Orts- zeit	Ort	Jahreszeit
1	LC08_L1TP_233083_20190803	3, 4, 5, 10	30/100	10:34	Santiago	Winter
2	LC08_L1TP_233083_20181003	3, 4, 5, 10	30/100	10:34	Santiago	Frühling
3	LC08_L1TP_233083_20181120	3, 4, 5, 10	30/100	10:35	Santiago	Sommer
4	LC08_L1TP_233083_20190123	2, 3, 4, 5, 10	30/100	10:34	Santiago	Sommer
5	LC08_L1TP_233083_20190312	3, 4, 5, 10	30/100	10:35	Santiago	Sommer
6	LC08_L1TP_233083_20180613	3, 4, 5, 10	30/100	10:36	Santiago	Herbst

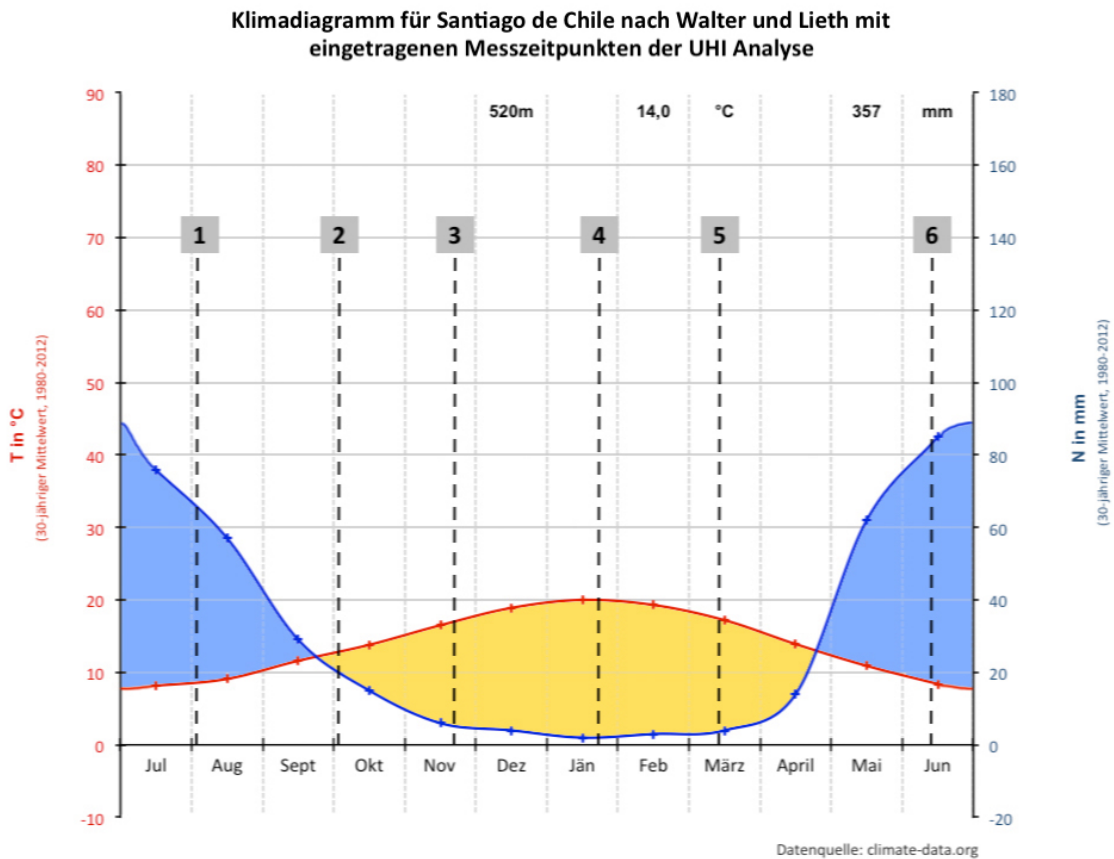


Abb. 14: Klimadiagramm für Santiago nach Walter und Lieth

Mit Hilfe dieser sechs Datensätze wurde die Oberflächentemperatur und auch der normierte differenzierte Vegetationsanteil zum jeweiligen Aufnahmezeitpunkt errechnet, da dieser die Oberflächentemperatur entscheidend beeinflussen kann, wie die Messungen in 6.1 gezeigt haben. Der Datensatz (1) fällt dabei in das Ende des Winters, der Datensatz (2) wurde im Frühling aufgenommen. Die Datensätze (3) – (5) stammen aus dem Südsommer, welcher am

Standort Santiago extrem niederschlagsarm ist, während der Datensatz (6) aus der ersten Winterhälfte stammt, wo die Niederschläge ihr Maximum erreichen.

6.4.1 Normierter differenzierter Vegetationsanteil

Betrachtet man zunächst den normalisierten differenzierten Vegetationsanteil (Abbildung 15), so ist festzustellen, dass die größten Veränderungen im Osten und Südosten der Kartenausschnitte stattfinden, während in der Hochgebirgsregion im Westen kaum saisonale Veränderungen in der Vegetation festgestellt werden können. Auch der dicht bebaute Stadtkern ist kaum Schwankungen unterworfen. Im Süden des Santiagobeckens und in der Ebene jenseits der Küstenkordillere im Osten sind hingegen enorme saisonale Unterschiede in Bezug auf den Grad der Oberflächenbedeckung durch grüne Vegetation feststellbar. Von Juni bis November ist diesen Bereichen ein signifikanter Vegetationsanteil feststellbar.

Während der Bewuchs dabei im Juni und August, also in den Wintermonaten, hauptsächlich auf den Hügeln, Randbereichen und Brachflächen des Santiagobeckens und der Küstenkordillere auftritt, ist ab Oktober bis Ende November ein sprunghafter Anstieg des Vegetationsanteils im Süden des Santiagobeckens festzustellen. Bei einer Analyse einer Echtfarbandarstellung können diese Flächen des Schwemmfächers des *Rio Maipo*, die den flachen Boden des Santiagobeckens bilden, als landwirtschaftlich genutzte Felder identifiziert werden. Während Anfang Oktober noch sowohl landwirtschaftliche Flächen als auch unbewirtschaftete Flächen hohe Vegetationsanteile aufweisen, verblassen die unbewirtschafteten Flächen Ende November zunehmend. Zum Ende des Sommers sind die landwirtschaftlichen Flächen schließlich die letzten verbleibenden Flächen, auf denen ein nennenswerter Vegetationsanteil festgestellt werden kann.

Normalisierter differenzierter Vegetationsanteil im Santiagobecken

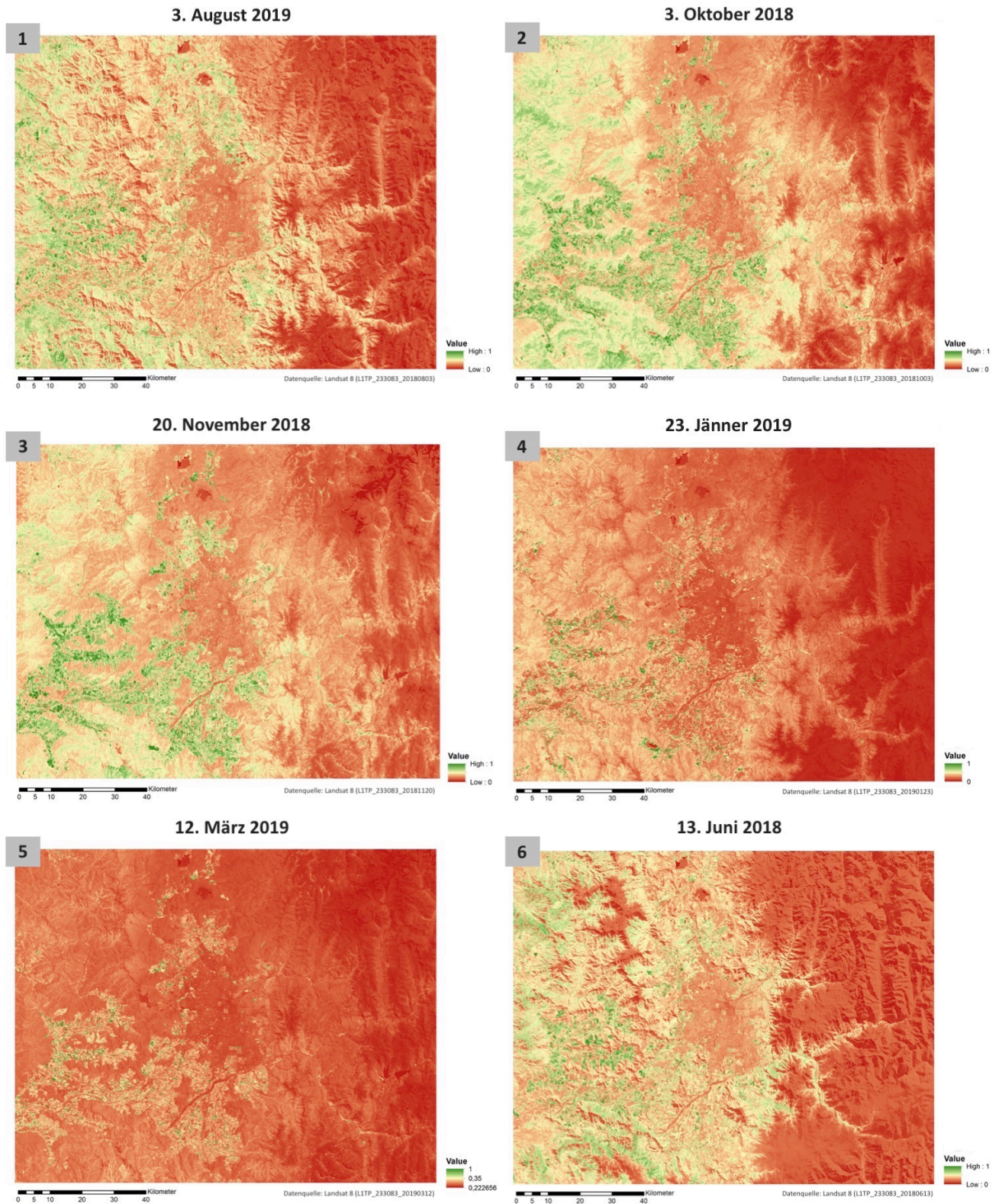


Abb. 15: Normalisierter differenzierter Vegetationsanteil im Santiagobecken

6.4.2 Deskriptive Analyse der Oberflächentemperatur

Eine Analyse der erstellten Karten sowie die Auswertung der Ergebnisse des *Zonal Statistics Tool* zeigt, dass die Oberflächentemperatur im Großraum Santiago im Jahresverlauf großen saisonalen Schwankungen unterliegt. Während im Stadtgebiet zwischen Juni und August zu den Aufnahmezeitpunkten eine Durchschnittstemperatur zwischen rund vier und sechs Grad Celsius gemessen wird, steigt diese im Jänner auf bis zu 38,1°C. Die saisonalen Schwankungen sind in Abbildung 16 gut erkennbar. Die sechs Karten verwenden dabei eine einheitliche Farbskala, sodass die Karten untereinander verglichen werden können. Da in den meisten Aufnahmen das Stadtgebiet aus Gründen, die in den folgenden Kapiteln näher behandelt werden sollen, nicht eindeutig erkennbar ist, wurde außerdem die administrative Grenze der Metropolregion Santiago als *Shape-File* zur erleichterten Orientierung eingefügt.

Betrachtet man nun die Kartenfolge (Abbildung 16), so fällt zunächst auf, dass in der Hochgebirgsregion im Osten stets deutlich niedrigere Temperaturen festgestellt werden können, als in den tiefer liegenden Regionen der Täler und des Santiagobeckens. Rund um die höchsten Gipfel, vor allem um den *Cerro El Plomo* und den *Nevado El Plomo* im nordöstlichen Eck der Kartenausschnitte und dem *Marmolejo* im südöstlichen Karteneck, erreichen die Temperaturen auch in den Aufnahmen, die im Hochsommer aufgenommen wurden, niemals über 0°C und bleiben das restliche Jahr über weit unter 0°C.

In den Aufnahmen von Oktober bis März ist eine ausgedehnte Zone hoher Oberflächentemperatur nördlich des Stadtzentrums zu erkennen. Das Stadtzentrum und die bebaute Fläche tritt in Bezug auf ihre Temperatursignatur wenig in Erscheinung. Die größtenteils unbebauten, unbewachsenen Flächen im Norden weisen vor allem in den Monaten Oktober bis März stets eine höhere Oberflächentemperatur auf. In den Aufnahmen der Monate November bis März ist die im Stadtgebiet gemessene Oberflächentemperatur dagegen allerdings stets wärmer als die der landwirtschaftlich genutzten Flächen im Süden.

Oberflächentemperatur in °C im Santiagobecken

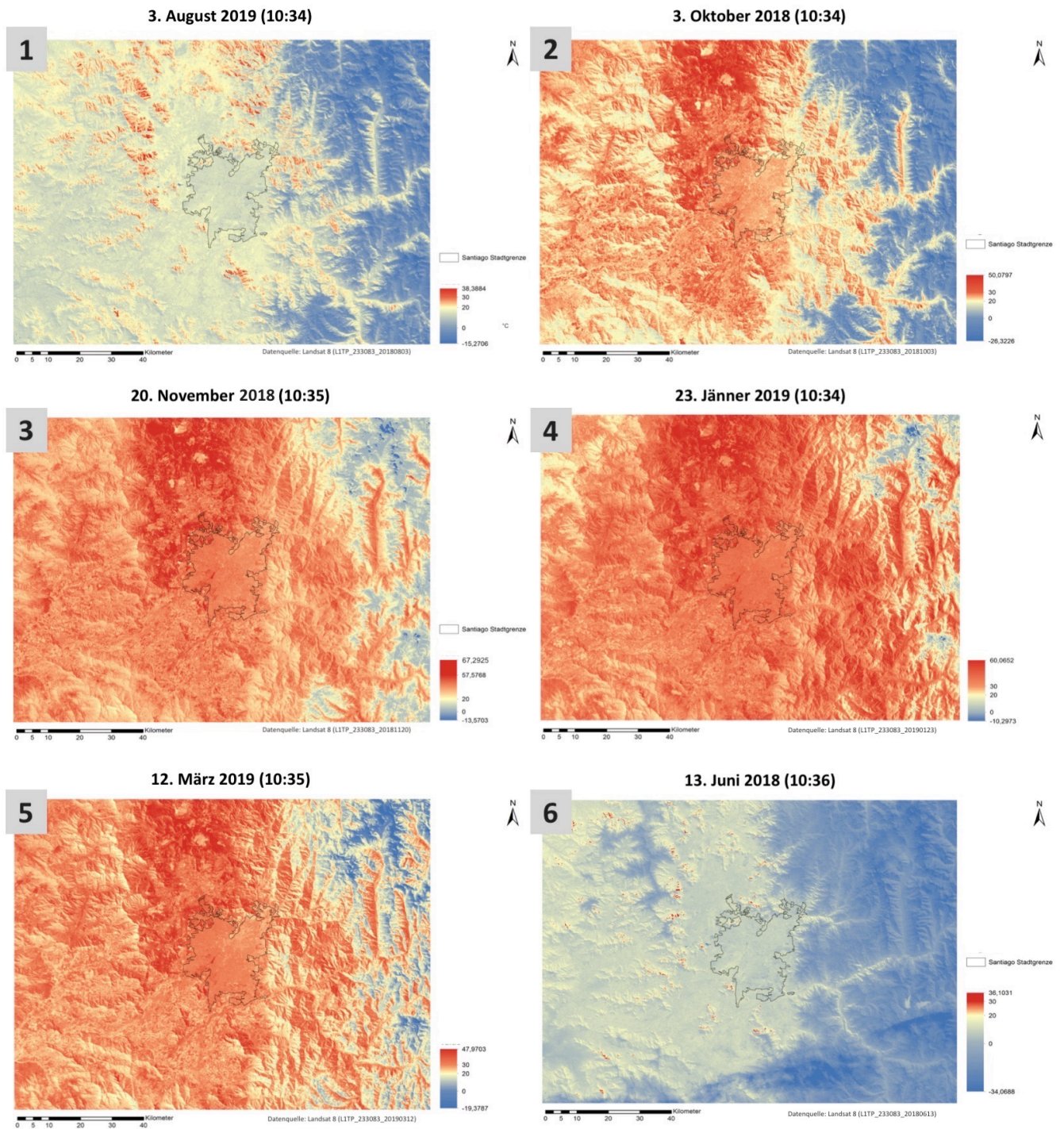


Abb. 16: Oberflächentemperatur im Großraum Santiago, Übersicht

Analysiert man den Jahresverlauf der Oberflächentemperatur im Stadtgebiet anhand der gleichen sechs Stichproben im Detail (Abbildung 16), so fällt auf, dass auch innerhalb des Stadtgebiets die Temperaturunterscheide während den kalten Monaten in der Regel geringer sind, als in den heißen Monaten. So sind etwa in den Aufnahmen (2) – (5), d.h. zwischen Oktober und März, die Hotspots im urbanen Bereich, wie etwa der ehemalige internationale Flughafen und die Industrie- und Gewerbegebiete im Südosten der Stadt deutlich zu erkennen. In den Aufnahmen, die aus den Wintermonaten August und Juni stammen, sind die Umrisse dieser Flächen dagegen kaum bis gar nicht zu erkennen, was bedeutet, dass keine nennenswerte Oberflächentemperaturdifferenz zu anderen Flächen festgestellt werden kann.

Auffallend ist, dass vor allem entlang des östlichen Stadtrands die Unterschiede zwischen Siedlungsfläche und Umland in den Aufnahmen von November und März besonders hoch sind. Dabei ist, entgegen der Erwartung, die Siedlungsfläche innerhalb der Stadtgrenze kühler als die unbesiedelte Fläche. Besonders deutlich kann dieser Effekt Ende des Sommers in der Aufnahme (5) von Mitte März beobachtet werden. Eine deutliche Korrelation ist in diesem Zusammenhang mit dem Verlauf des Vegetationsanteils festzustellen: Während in den Aufnahmen (2) und (3) der Vegetationsanteil in diesem Bereich im Siedlungsgebiet und außerhalb ähnlich stark ist, verschwindet die Vegetation gegen Ende des Sommers außerhalb des Siedlungsgebiets. Analog dazu wird eine steigende Oberflächentemperatur gemessen, wie in Abbildung 17 deutlich wird.

Oberflächentemperatur in °C im Raum Santiago de Chile

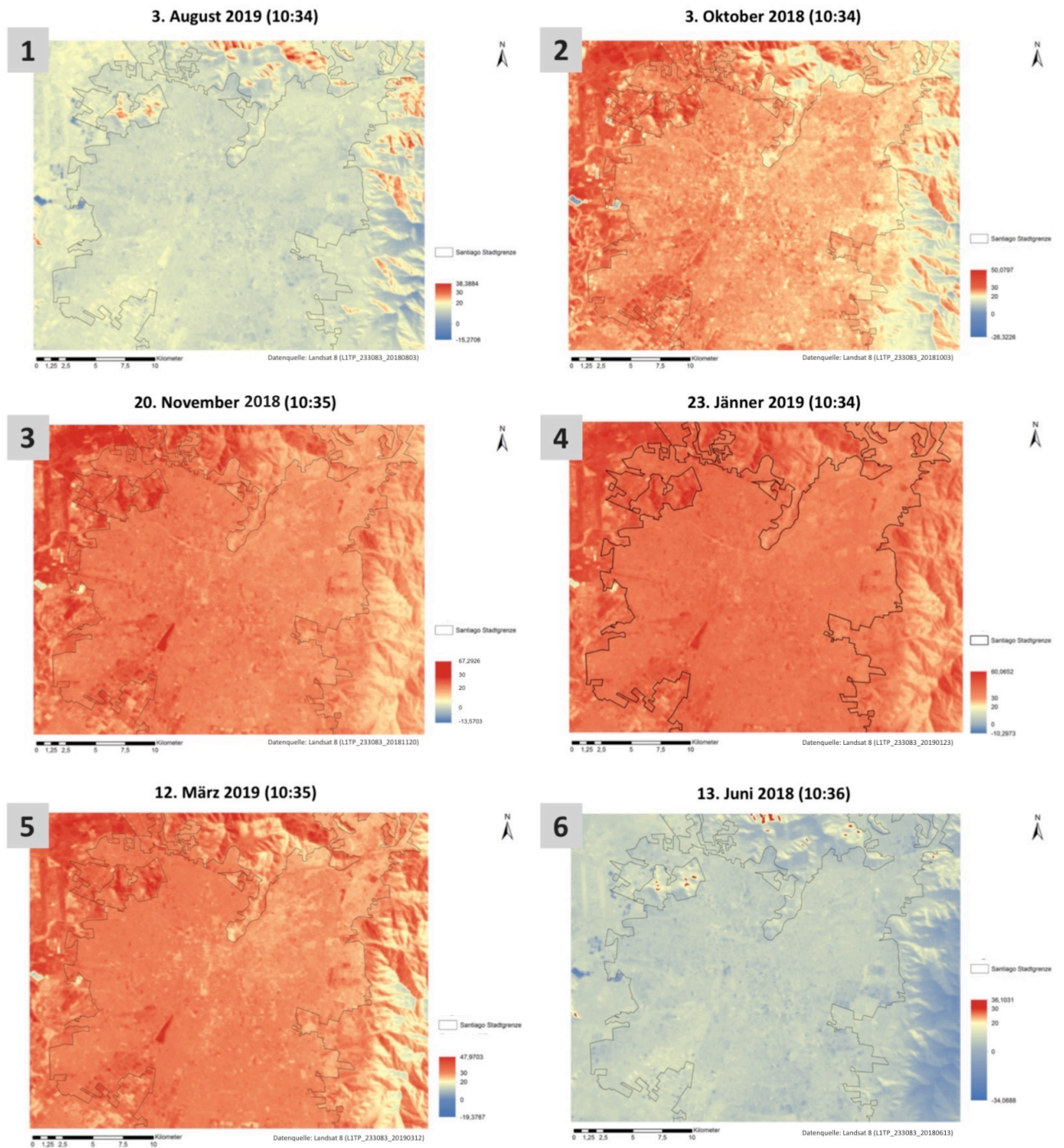


Abb. 17: Oberflächentemperatur im Großraum Santiago, Details

6.4.3 Statistische Auswertung

Unterzieht man nun die sechs errechneten Karten derselben statistischen Analyse wie in Kapitel 6.3, so lassen sich daraus verschiedene Trends ablesen, die Rückschlüsse auf den Verlauf der UHI Intensität im Großraum Santiago im Jahresverlauf zulassen. Für einen besseren Vergleich wurden die jeweiligen Durchschnittswerte der drei Oberflächenkategorien in Tabelle 9 zusammengefasst.

Tabelle 9: Oberflächentemperaturen im Großraum Santiago in °C nach Flächennutzungskategorien

	August (1)	Oktober (2)	November (3)	Jänner (4)	März (5)	Juni (6)
A Wasserfläche	5,8	24	28,2	30,2	31,5	4,9
B bebaute Fläche	5,9	37,3	37,9	38,1	36,7	4,2
C unbebaute Fläche	7,4	32,7	34,6	35,3	35,6	5,8
D Differenz B – C	-1,5	4,6	3,3	2,8	1,1	-1,6

Dabei zeigt sich, dass die Kategorie „bebaute Fläche“ in den Aufnahmen von Oktober bis März, also in den Sommermonaten, stets die höchste durchschnittliche Oberflächentemperatur aufweist, die Kategorie „unbebaute Fläche“ stets auf Rang 2 liegt und die Kategorie „Wasserflächen“ die niedrigste durchschnittliche Oberflächentemperatur aufweist. In den Wintermonaten Juni und August, d.h. in den Aufnahmen (6) und (1), liegt allerdings in beiden Aufnahmen die Kategorie „unbebaute Fläche“ auf Rang 1, während „bebaute Fläche“ im August (1) Rang zwei belegt und in der Aufnahme (6) sogar eine niedrigere durchschnittliche Oberflächentemperatur aufweist als die Kategorie „Wasserflächen“. Mögliche Erklärungen für diese Messungen sollen in Kapitel 7 diskutiert werden.

Weiters fällt auf, dass die Temperaturdifferenz zwischen den Kategorien „bebaute Fläche“ und „unbebaute Fläche“ vom Frühlingsbeginn im Oktober (2) bis Herbst (5) deutlich abnimmt und sich die durchschnittliche Oberflächentemperatur der Kategorie „unbebaute Fläche“ mit fortschreitendem Sommer immer mehr jener LST der Kategorie „bebaute Fläche“ annähert. Während in Aufnahme (2) von Oktober die Differenz noch 4,6°C beträgt, sinkt sie auf 3,3°C in Aufnahme (3), auf 2,8°C in Aufnahme (4) und schließlich zu Sommerende in Aufnahme (5) auf 1,1°C. Die Ergebnisse sind in einem Balkendiagramm grafisch dargestellt (Abbildung 18).

UHI Intensität im Großraum Santiago de Chile

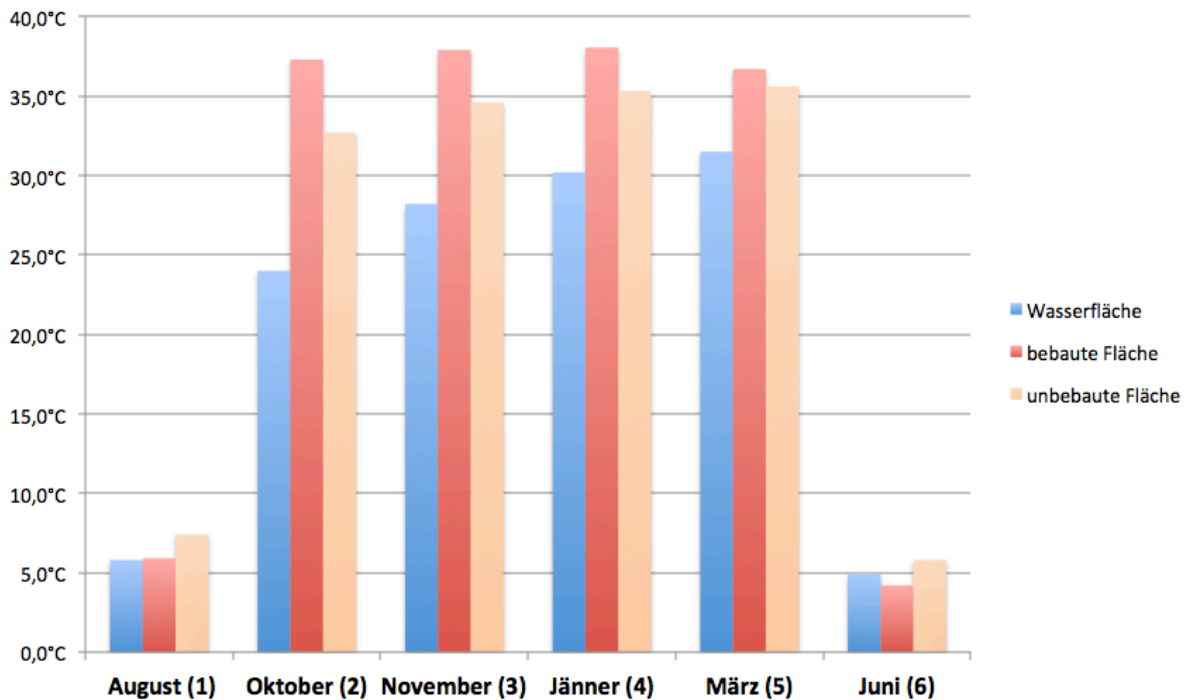


Abb. 18: UHI Intensität im Großraum Santiago

7 Diskussion

7.1 Zeitlicher Verlauf

In den nachfolgenden Kapiteln sollen nun die oben beschriebenen Werte genauer diskutiert werden. Dabei fällt zunächst deutlich auf, dass die UHI Intensität im jahreszeitlichen Verlauf nicht immer gleich ausfällt. In den verglichenen Aufnahmen fällt die Differenz zwischen Umland und urbaner Oberfläche zu Sommerbeginn am größten aus, während sie zu Sommerende nur noch schwach positiv ist. In den Aufnahmen aus den Wintermonaten ist die Differenz negativ, das heißt die urbanen Gebiete weisen zu den Aufnahmezeitpunkten eine niedrigere Oberflächentemperatur auf, als das Umland. Dies erscheint gegenläufig zur aufgestellten Hypothese (2) und deshalb soll zunächst der zeitliche Verlauf diskutiert werden.

Die Oberflächentemperaturen in den Aufnahmen (1) und (6), welche vom 3.8.2019 und vom 13.6.2018 stammen, weisen deutlich niedrigere Oberflächentemperaturen auf, als die

anderen Aufnahmen, welche aus den Monaten Oktober, November, Jänner und März stammen. Auf den ersten Blick erscheint eine solche Temperaturdifferenz zunächst aus mehreren Gründen fragwürdig. Zum einen weist die Kategorie „bebaute Fläche“ zwischen den Aufnahmen (1) und (2) eine Temperaturdifferenz von 31,4°C und zwischen den Aufnahmen (5) und (6) eine Differenz von 32,5°C auf, während die Werte der Aufnahmen (2) bis (5) nur innerhalb von 2°C schwanken. Außerdem erscheinen die errechneten Oberflächentemperaturen unter Berücksichtigung des erstellten Klimadiagramms (Abbildung 14) als sehr niedrig.

Um die errechneten Werte auf ihre Plausibilität hin zu prüfen wurde ähnlich vorgegangen, wie bei der Ermittlung der vorherrschenden Wetterbedingungen zum Aufnahmezeitpunkt der Daten im Kontrollgebiet: Mit Hilfe der Daten des Wetterarchives Raspianalyse wurden die Wetterdaten für den jeweiligen Aufnahmetag der Aufnahmen (1) und (6) und für die Nacht davor aufgerufen und ausgewertet. Dabei zeigte sich, dass die Nacht wolkenlos verlief und Tiefstwerte von 2°C verzeichnet wurden. Die dem Aufnahmezeitpunkt am nächsten gelegenen Messungen von 10:00 Uhr und 11:00 Uhr werden mit 6°C und 12°C angegeben. Demnach kann zum Aufnahmezeitpunkt eine Lufttemperatur von rund 9°C angenommen werden. Diese ist übersteigt die errechnete durchschnittliche Oberflächentemperatur zum Aufnahmezeitpunkt zwar um rund 4°C, angesichts der kalten vorhergehenden Nacht und einer verzögerten Erwärmung der Baumaterialien bzw. des Bodens erscheinen die errechneten Werte aber als plausibel. Auch die anderen errechneten Oberflächentemperaturen der Aufnahmen (2) bis (6) wurden mit den Daten des Wetterarchives abgeglichen und auf ihre Plausibilität hin überprüft. In allen Fällen lag die im Archiv verzeichnete Lufttemperatur im Bereich der errechneten Oberflächentemperatur.

Angesichts des zeitlichen Verlaufs der Intensität der UHI im Tagesverlauf (vgl. Kapitel 2.2.5) ist anzunehmen, dass die Intensität der UHI in den Abendstunden in den betroffenen Gebieten Santiagos deutlich höher ausfällt als in dieser Arbeit errechnet. Da die zugänglichen Daten in dieser Untersuchung auf den Aufnahmezeitpunkt der Landsat 8 Mission beschränkt sind, konnte die Oberflächentemperatur nur zwischen 10:32 und 10:36 Uhr vormittags gemessen werden. Vergleicht man den Aufnahmezeitpunkt allerdings mit der durchschnittlichen Intensität der UHI im Tagesverlauf nach KUTTLER (2009: 225), so fällt das

Aufnahmefenster am Vormittag in eine Phase mit relativ niedriger bzw. sogar leicht negativer UHI Intensität. Daher ist davon auszugehen, dass zum Ende des Tages eine noch viel deutlichere UHI Intensität gemessen werden könnte.

7.2 Räumliche Verteilung der Oberflächentemperatur

7.2.1 Santiago als urbane Hitzeinsel

Nachdem nun der zeitliche Verlauf der Oberflächentemperaturen ausreichend auf seine Plausibilität geprüft und diskutiert wurde, soll in den folgenden Kapiteln die räumliche Verteilung der Oberflächentemperaturen genauer analysiert werden. Zunächst soll Aufgrund der errechneten Werte, welche in den Kapiteln 6.4.2 und 6.4.3 oben im Detail dargelegt werden, nun die Frage diskutiert werden ob das urbane Gebiet Santiago de Chiles eine Urbane Hitzeinsel darstellt.

Hierzu wird zunächst die Differenz zwischen den Kategorien „bebaute Fläche“ und „unbebaute Fläche“ berechnet. Wenngleich die Stichprobe in dieser Arbeit quantitativ sehr eingeschränkt ist und auf das Überflugfenster des Landsat 8 Satelliten kurz nach 10:30 beschränkt ist, kann aus den gesammelten Daten errechnet werden, dass die Oberflächentemperatur innerhalb der Kategorie „bebaute Fläche“ im Jahresmittel um 1,45°C höher ist, als in der Kategorie „unbebaute Fläche“. Nimmt man als Grundlage lediglich die Werte der warmen Monate Oktober bis März, so steigt die durchschnittliche Differenz der Oberflächentemperaturen auf 2,95°C. Wie in Kapitel 2.2.2 analysiert, liegt die Lufttemperatur urbaner Gebiete in den gemäßigten Breiten im Jahresmittel um 1 bis 2°C über jener des Umlandes. Damit liegt die Differenz im Jahresmittel niedriger als ursprünglich erwartet. Obwohl Santiago der subtropischen Klimazone zugeordnet wird (siehe Kapitel 3.2.1 und 3.2.2), so entspricht die in dieser Arbeit errechnete Differenz nach den Erkenntnissen von KUTTLER (2009: 213) und SCHÖNWIESE (2013: 343) eher den gemäßigten Breiten. Im tropischen und subtropischen Bereich hingegen orten HUNG et al (2006: 47) in ihrer Untersuchung von 8 asiatischen Megastädten UHIs mit einer durchschnittlichen Ausprägung von 5 bis 8°C über der Umgebungstemperatur. Nichtsdestotrotz ist die errechnete Differenz zwischen Santiago und seinem Umland signifikant, sodass eine urbane Hitzeinsel vorliegt.

7.2.2 Einfluss von Vegetation auf die Oberflächentemperatur

Die vorliegenden Untersuchungen zeigen, dass die Oberflächentemperatur bei Strahlungswetterlagen stark von der Oberflächenbeschaffenheit des jeweils beobachteten Untergrunds abhängt. Während sich dunkle, versiegelte Oberflächen wie etwa Asphalt oder Beton unter Sonneneinstrahlung sehr schnell aufheizen, steigt die Temperatur heller Oberflächen nicht so stark an. Oberflächen, die über eine vollständige Bedeckung mit grünen Pflanzen verfügen, weisen dagegen eine deutlich niedrigere Oberflächentemperatur auf als andere Flächen. Da der UHI Effekt in der vorliegenden Arbeit nur unter wolkenlosen Bedingungen beobachtet werden konnte, ergibt sich daraus, dass die beobachtete UHI Intensität, also die Differenz zwischen Durchschnittstemperatur von bebauter Fläche (Stadtgebiet) und unbebauter Fläche (Umland), stark von dem Bewuchs und der Landnutzung im Umland abhängt.

Dies wird besonders deutlich, wenn man die Untersuchung des Kontrollgebiets Wien im Vergleich zum Untersuchungsgebiet Santiago betrachtet. Im Fall von Wien tritt das Stadtgebiet bei einer Strahlungswetterlage im Hochsommer (5.8.2013) deutlich als Wärmeinsel aus dem kühleren Umland hervor (Abbildung 10). Vergleicht man die Aufnahme nun mit der Übersichtskarte des Untersuchungsgebiets Santiago, so fällt auf, dass das Stadtzentrum optisch kaum hervortritt, obwohl die Aufnahme ebenfalls im Hochsommer (25.3.2018) bei Strahlungswetterlage aufgenommen wurde. Es bedarf hier erst der statistischen Auswertung in 6.3, um klar vom Auftreten einer urbanen Hitzeinsel sprechen zu können. Es stellt sich somit die Frage, weshalb die gemessene Differenz zwischen Stadt und Umland im Fall von Wien stärker ausfällt als im Fall von Santiago de Chile.

Eine möglicher Erklärungsansatz dafür ist die jeweils vorherrschende Vegetation im Umland, welche über den NDVI analysiert werden kann und welcher auch in weiterer Folge zur Berechnung der LST herangezogen wird. An das Stadtgebiet von Wien angrenzend befindet sich der Wienerwald, der als ausgedehntes Waldgebiet von Nordwesten bis Südwesten die Stadt umgibt, im Osten dringt der Auwald der Donauauen bis weit in die Stadt vor und die überwiegende Mehrheit der Flächen im Umland wird landwirtschaftlich genutzt. Von diesen Flächen ist zum Zeitpunkt der Aufnahme auch ein Großteil mit grünen Pflanzen bewachsen. Der Wienerwald entspräche auch in etwa der in diesem Bereich natürlich vorkommenden

Vegetation, wäre nicht der Großteil der Landschaft zu Kulturland umgeformt worden. Die natürliche Vegetation im Santiagobecken hingegen ist sehr spärlich ausgeprägt. An trockenen Extremstandorten fehlt sie oft vollständig und bis auf einzelne Bäume und Sträucher der Hartlaubgewächse sind die Nutzpflanzen der bewässerten Felder oft die einzige grüne Vegetation. Wie sehr sich die Vegetation im Jahresverlauf verändert und im Verlauf des Sommers auf die bewässerten Bereiche zurückzieht ist in Abbildung 15 zu erkennen.

Dieser Rückgang des Vegetationsanteils im Umland von Santiago verursacht eine Steigerung der Oberflächentemperatur. Die Vegetation weist außerhalb der bewässerten Flächen kaum grüne Pflanzenbestandteile auf und kann somit wenig zur Bodenkühlung beitragen. CRISTÓBAL et al. (2008: 12) zeigen in ihrer Studie auf, dass unbelastete Vegetation oder gut bewässerte landwirtschaftliche Kulturen tendenziell höhere NDVI-Werte aufweisen als unbedeckte Böden oder belastete Vegetation, die normalerweise niedrigere NDVI-Werte aufweisen. PALLAS et al. (1967: 87) zeigen außerdem in ihrer wegweisenden Studie, dass die Blatttemperatur grüner Pflanzen und Laubgewächse bei unbegrenzter Wasserversorgung die Umgebungstemperatur im Tagesverlauf nie um mehr als 3,5°C überschreitet. Dies wird auf den Mechanismus der Blattkühlung zurückgeführt, welcher durch Photosynthese und Transpiration der Pflanzen verursacht wird (ebd.). Im Zuge der Messungen im Kontrollgebiet wurde in dieser Arbeit zwischen Luft- und Oberflächentemperatur eine Differenz von 9,2°C gemessen, allerdings handelte es sich dabei keineswegs um einen idealen Standort und es kann auch nicht davon ausgegangen werden, dass unbegrenzt Feuchtigkeit zur Verfügung stand. Es ist also davon auszugehen, dass die Pflanzen Stress ausgesetzt waren und somit weniger Feuchtigkeit zur Transpiration freigegeben wurde, was wiederum eine erhöhte Oberflächentemperatur bewirkte. Welchen Effekt das Vorhandensein von grüner Vegetation und damit die erhöhte Evaporation durch Transpiration haben kann zeigt die stadtklimatische Untersuchung von PENG et al. (2012: 698). Es wurde festgestellt, dass Oasenstädte, die von Vollwüsten umgeben sind (hier Jeddah und Mosul) aufgrund der erhöhten Verdunstung durch die Vegetation, welche in jenen Gebieten auf größeren Flächen nur durch menschliches Zutun bestehen kann, sogar eine niedrigere Oberflächentemperatur aufweisen, als die umgebende Wüste. Dieser Effekt ist allerdings in Santiago vernachlässigbar.

Die karge Oberfläche entlang der Hänge des Santiagobeckens ist zudem an vielen Stellen zum Aufnahmezeitpunkt zum Sonnenstand (nach Nordosten) geneigt. Dies beschleunigt das Aufheizen jener Gebiete und führt zu einer erhöhten Oberflächentemperatur. Viele dieser zur Sonne geneigten Hänge sind Teil der Kategorie „unbebaute Fläche“ und heben somit den Durchschnittswert der Oberflächentemperatur jener Kategorie.

7.2.3 Urban cool island

Im Stadtzentrum Santiagos, rund um die Plaza de Armas und hin zum modernen Hochhausviertel, dem Barrio Alto, lässt sich wie in 6.2.2 beschrieben, eine Zone mit niedrigerer Oberflächentemperatur beobachten, die auch im zeitlichen Verlauf bestehen bleibt. Diese und zwei weitere Zonen wurden in Abbildung 19 eingezeichnet. Die Zone rund um das Zentrum wurde dabei als (1) beschriftet. Das Auftreten einer lokal begrenzten Zone niedrigerer Oberflächentemperatur inmitten der urbanen Hitzeinsel spricht dafür, dass um das Zentrum von Santiago ein sogenanntes „urban cool island“ beobachtet werden kann. Dies kann auf mehrere Faktoren zurückgeführt werden, die im Folgenden diskutiert werden sollen.

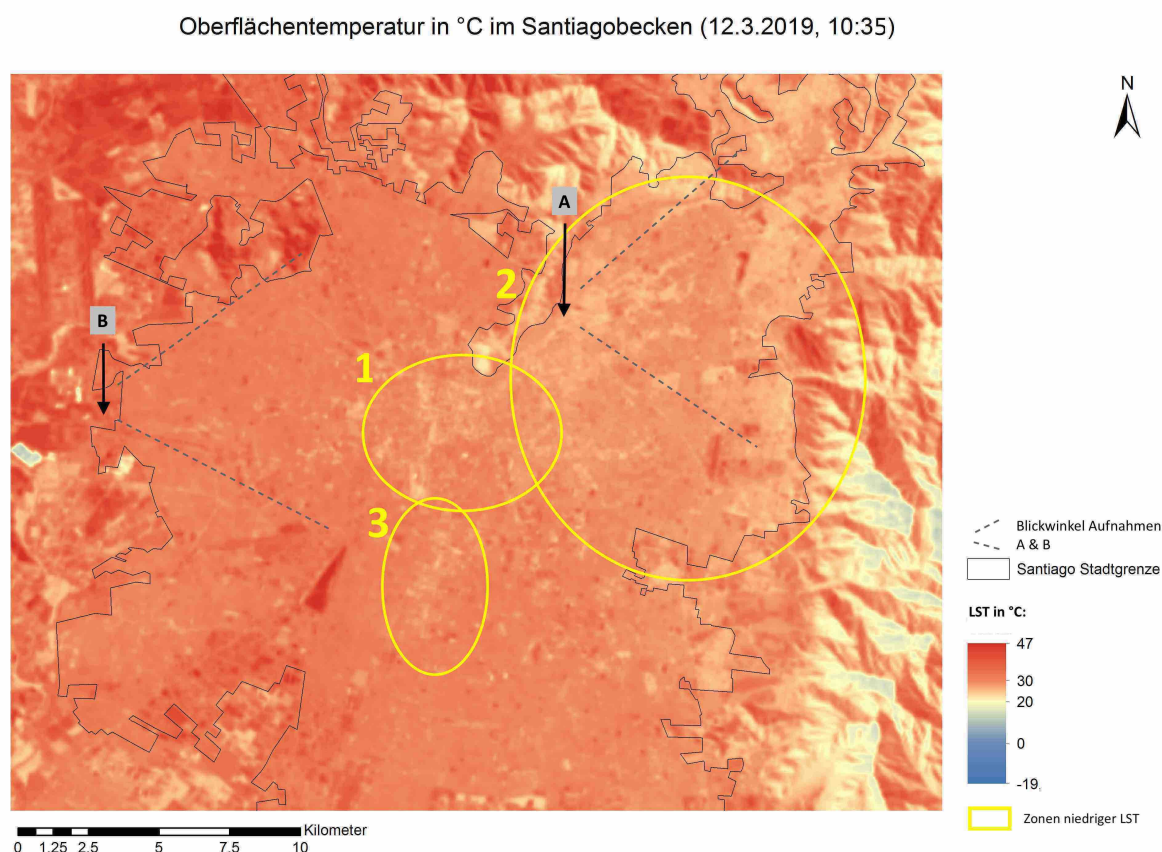


Abb. 19: Oberflächentemperatur im Santiago Becken, 12.3.2019

HENNINGER (2011: 66) sieht das Auftreten von „urban cool islands“ von der Tatsache verursacht, dass wegen der komplexen urbanen Bebauungsstruktur die einfallende Sonnenstrahlung aufgrund des Einstrahlungswinkels die horizontalen Oberflächen nicht so gleichmäßig erwärmen kann wie Flächen im Umland. Mehrstöckige Gebäude und Hochhäuser sorgen für einen entsprechenden Schattenwurf und verhindern die direkte Sonneneinstrahlung auf die betroffenen Flächen. Dadurch verlagern sich die maßgeblichen Strahlungsreferenzflächen vom Straßen- ins Dachniveau und die Wärme wird zunächst in die Baumaterialien abgeleitet (KUTTLER 2009: 225). Dieses Phänomen ist allerdings nur unter starker Sonneneinstrahlung und um die Mittagszeit bzw. am späten Vormittag zu beobachten (KUTTLER 2009: 225). Da es sich dabei aber um exakt jene Bedingungen bzw. um den Zeitpunkt handelt, während die für die gegenwärtige Analyse verwendeten Landsat 8 Daten aufgenommen wurden, ist die Beobachtung eines „urban cool island“ wenig überraschend. Darüber hinaus verursacht die starke horizontale Ausprägung der Bausubstanz im Zentrum Santiagos mit seinen verhältnismäßig schmalen Straßen die von HENNINGER (2011: 66) beschriebene ungleichmäßige Erwärmung der Oberflächen (siehe Abbildung 20 unten).



Abb. 20: Blick Richtung Südwesten vom Cerro Santa Lucía auf das Stadtzentrum Santiagos rund um die Plaza de Armas. Auffallend sind das durchgängig hohe Dachniveau, was den Schattenwurf begünstigt, und die vergleichsweise engen Straßenzüge. (aufgenommen am 4.2.2018)

Weiters spielt die Vegetation bei der Ausbildung von „urban cool islands“ eine große Rolle. Für KEERATIKASIKORN und BONAFONI (2018: 10) ist die kronenbildende Vegetation in den Straßenzügen ein ausschlaggebender Faktor für das Ausbilden von „urban cool islands“. Anders als KUTTLER (2009: 225) sehen KEERATIKASIKORN und BONAFONI (2018: 10) das Auftreten von kühleren Zonen innerhalb des Stadtgebiets nicht nur auf die früheren Tagesstunden beschränkt, sondern sie sehen in der erhöhten Begrünung auch einen Faktor dafür, dass sich die niedrigere Temperatur über den gesamten Tagesverlauf hält. Eine Erklärung dafür liefert ENNOS (2015): Das Kronendach der Bäume kann dem Prozess der Oberflächenerwärmung entgegenwirken, indem es die Strahlung abfängt, bevor sie den Boden erreicht und die Energie für die Evapotranspiration nutzt. Auch dieser Umstand kann im Stadtzentrum Santiagos beobachtet werden. Viele der Straßen rund um die Plaza de Armas sind mit Alleebäumen gesäumt, die einen Großteil der Sonneneinstrahlung abfangen können (siehe Abbildung 21).

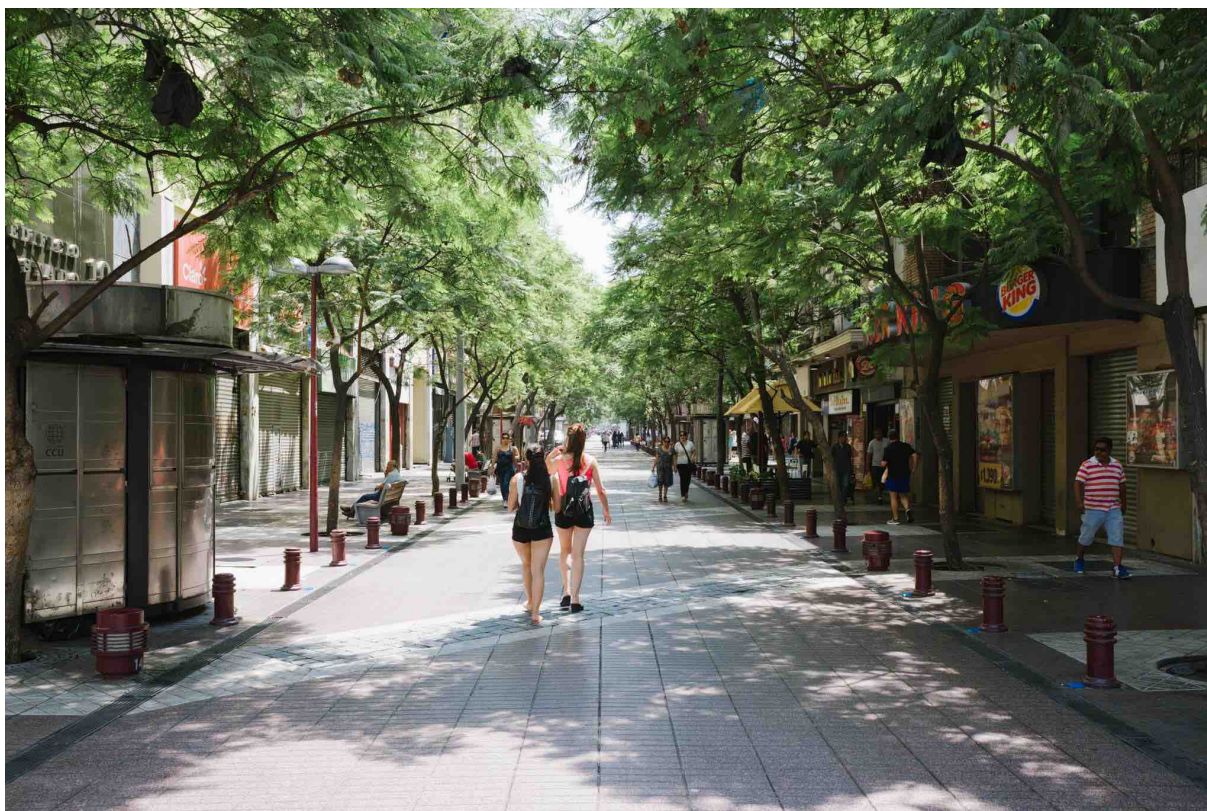


Abb. 21: Ein hoher Anteil der Fläche der Via Estado wird von Baumkronen beschattet, wodurch ein Großteil der Sonneneinstrahlung zur Evapotranspiration aufgewendet wird und weniger Energie in fühlbare Wärme umgesetzt wird. (aufgenommen am 4.2.2018)

7.2.4 Oberflächentemperatur und sozioökonomische Faktoren

Neben dem Stadtzentrum gibt es allerdings noch weitere Gebiete mit niedrigerer Oberflächentemperatur. Diese Gebiete sind zum einen das Zentrum von Las Condes und die angrenzenden Bezirke Ñuñoa und La Reina im Nordosten, in Abbildung 19 als (2) markiert und zum anderen davon isoliert, weiter südlich des Zentrums eine Zone entlang der *Gran Avenida Jose Miguel Carrera* in den Bezirken San Miguel und La Cisterna, welche in Abbildung 19 als (3) gekennzeichnet ist.

Einen möglichen Erklärungsansatz für die niedrigere Oberflächentemperatur in der Zone 2 (Las Condes und die angrenzenden Bezirke Ñuñoa und La Reina) liefert der atmosphärische Temperaturgradient. Innerhalb der Troposphäre nimmt die Lufttemperatur mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel linear ab. GOODY und WALKER (1972: 64) geben bis zu einer Höhe von 11 Kilometern über dem Meeresspiegel eine durchschnittliche Temperaturabnahme von rund 6,5K pro 1000 Metern Höhensteigerung an. Ein großer Teil des Stadtteils Las Condes liegt tatsächlich deutlich höher als das Stadtzentrum und der Rest der Stadt (siehe Kapitel 3.4). Während das Stadtzentrum auf einer durchschnittlichen Höhe von 572 Metern liegt, befindet sich der Großteil des Siedlungsgebiets von Las Condes auf einer durchschnittlichen Höhe von 695 Metern (LA MUNICIPALIDAD 2019). Mit dieser Höhendifferenz von 123 Metern ergibt sich eine Temperaturdifferenz von 0,8°C. Die tatsächliche gemessene Temperaturdifferenz ist allerdings größer und der Höhenunterschied erscheint als zu gering, als dass der atmosphärische Temperaturgradient allein für den beobachteten Temperaturabfall verantwortlich sein kann. Außerdem liefert dies keine schlüssige Erklärung für die niedrigere gemessene Oberflächentemperatur im Bereich (3), da dieser auf gleicher Höhe wie das Zentrum liegt.

Vergleicht man aber den Verlauf der Oberflächentemperatur mit der Verteilung des Vegetationsanteils, so scheint zunächst eine vordergründige Erklärung für die geringere Oberflächentemperatur gefunden zu sein. Es zeichnet sich der gleiche Trend ab, wie auch außerhalb der Stadt: Oberflächen, die über einen hohen Vegetationsanteil verfügen, erscheinen in den Berechnungen als deutlich kühler. Während im Umland ein überwiegender Teil der Grünflächen der landwirtschaftlichen Aktivität zuzuordnen ist und saisonalen Schwankungen unterworfen ist (vgl. Abbildung 15), bleibt der Vegetationsanteil

im Stadtgebiet annähernd konstant. Auffallend dabei ist, dass die Verteilung des Vegetationsanteils (und damit die Oberflächentemperatur) nahezu deckungsgleich der Verteilung von sozioökonomischen Merkmalen folgt, wie ein Vergleich mit einer Karte von ROSAS J. GREENE M. und VALENZUELA L. (2008: 11) zeigt.

Jene Gebiete, die in der oben genannten Karte von ROSAS J. GREENE M. und VALENZUELA L.

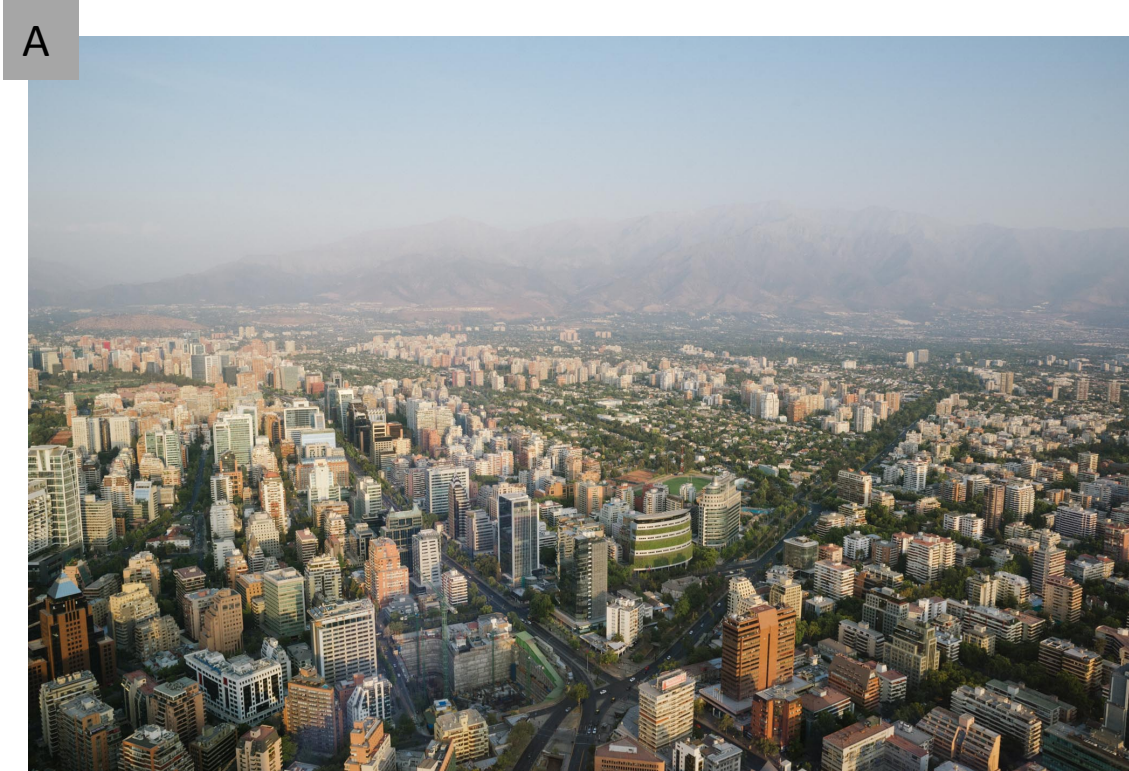


Abb. 22: Santiago de Chile, Wohnviertel in Las Condes (aufgenommen am 4.2.2018)

(2008: 11) über ein hohes Durchschnittseinkommen verfügen, weisen in der gegenwärtigen Untersuchung stets eine niedrigere Oberflächentemperatur und deutlich mehr Begrünung auf. Diese Unterschiede lassen sich auch rein optisch feststellen, wie aus Abbildung 22 hervorgeht. Foto A (Abbildung 22) zeigt, wie in Abbildung 23 oben eingezeichnet, Las Condes und seine Wohnviertel, die entlang der Sierra Ramon aufsteigen. Die Freiflächen weisen einen hohen Anteil von Grünflächen auf und ein Großteil der Straßen ist durchgängig mit Bäumen bepflanzt. Mit zunehmender Entfernung vom Zentrum nimmt der Anteil von Grünflächen zu. Der Stadtteil Cerro Navia, welcher den Vordergrund im Luftbild B füllt (Abbildung 23), weist dagegen kaum grüne bzw. schattenspendende Vegetation auf und die meisten Freiflächen sind trockener, blanker Boden. Während das stark begrünte Las Condes in Abb. XX mit 2,3% mit Abstand den geringsten Armutsanteil von allen Stadtteilen aufweist,

wird der Stadtteil Cerro Navia in Abbildung 23 mit knapp über 17% Urmutsanteil nur vom Stadtteil La Pintana übertroffen und zählt zu den ärmsten Regionen in der Metropolregion Santiago⁹ (GCMP 2006: 17). Es ist somit eine starke Korrelation zwischen dem Durchschnittseinkommen und dem Vegetationsanteil und damit auch mit der Oberflächentemperatur der Stadtteile feststellbar.



Abb. 23: Santiago de Chile, Stadtteil Cerro Navia (aufgenommen am 18.2.2018)

8 Schlussfolgerungen

8.1 Landsat-8-Daten als Instrumente zur Analyse urbaner Hitzeinseln

Wie die Ergebnisse der Untersuchung der Kontrollgebiets Wien gezeigt haben, ist es möglich, mittels Landsat-8-Szenen valide Daten zur Oberflächentemperatur zu sammeln und diese zu berechnen. Aufgrund der von der Landsat 8 Mission erhaltenen Daten wurden Oberflächentemperaturen berechnet, die durch in-situ Messungen bestätigt werden

⁹ Der Durchschnitt in der Metropolregion Santiago liegt bei 9,8%.

konnten. Auch im Untersuchungsgebiet Santiago de Chile lieferte die angewandte Methode konstante und schlüssige Ergebnisse, die durch bestehende Literatur unterstützt werden.

Die räumliche Auflösung der TIRS Bänder der Landsat 8 Mission erscheint außerdem als ausreichend, um die Strukturen des urbanen Raums zu erfassen und im Hinblick auf ihre thermischen Eigenschaften zu analysieren. Die Auflösung erweist sich als ausreichend, um die Raumstruktur (unter anderem Parks, große Verkehrsflächen, Wasserkörper und Siedlungsmuster) optisch anhand ihrer thermischen Signatur zu erkennen. Darüber hinaus lieferte der in Kapitel 6.1.3 durchgeführten Vergleich der statistischen Auswertung der Flächennutzungskategorien zwischen Landsat-8-Daten und Thermalscannerbefliegungen in vielen Bereichen übereinstimmende Werte.

Dieser Vergleich der beiden Datenquellen zeigt aber auch, dass selbst ältere flugzeuggestützte Thermalscanneraufnahmen eine deutlich höhere räumliche Auflösung liefern können als die aktuellen Daten der Landsat 8 Mission. Im Hinblick auf die Analyse kleinmaßstäbiger Details erweisen sich die Landsat-8-Daten als unzureichend. Während es in den Daten der Thermalscannerbefliegung der Stadt Wien (vgl. SCHWAB und STEINICKE 2003) möglich ist, den Raum auf der Mikroebene zu analysieren und es etwa möglich ist, den Schattenwurf individueller Gebäude und großer Bäume zu erkennen, ist eine derart detaillierte Untersuchung mit den Landsat-8-Daten nicht möglich (siehe Kapitel 6.1.3).

Als einschränkend erweist sich die Tatsache, dass die Aufnahmen des Landsat 8 Systems nur einen Zeitpunkt am Vormittag (10:30 bis 10:40 Uhr Ortszeit im Untersuchungsgebiet) abbilden. Mittels Landsat-8-Daten ist es somit nicht möglich, die Veränderungen der Oberflächentemperatur im Tagesverlauf zu berechnen. Dies ist wesentlich, da nach KUTTLER (2009: 225) die UHI Intensität erst im späteren Tagesverlauf bzw. in den Nachtstunden ihren Höhepunkt erreicht. Zu jener Zeit, zu der die Landsat 8 Aufnahmen von Santiago erfolgen, fällt die UHI Intensität dagegen viel geringer aus. Somit ist schwierig, Aussagen über das tatsächliche Ausmaß der UHI treffen zu können.

Des Weiteren ist zu beachten, dass es sich bei den errechneten Werten lediglich um die Oberflächentemperatur handelt und die tatsächliche meteorologische Größe der

Lufttemperatur davon erheblich abweichen kann. Um jedoch die Auswirkungen auf Mensch und Umwelt besser abschätzen zu können, ist es wichtig, diese Größe zu kennen. Dem gegenüber steht allerdings die Erkenntnis aus KUTTLER (2004: 4), dass die Lufttemperatur stark von der Oberflächentemperatur abhängig ist. CRISTOBAL et al. (2008: 12) schließen daher: „Remote sensing variables have shown themselves to be robust predictors of air temperature, especially LST and NDVI“. Die in dieser Arbeit gewonnenen Daten können somit durchaus zur Analyse urbaner Hitzeinseln und deren Auswirkungen auf tierische, menschliche und pflanzliche Organismen herangezogen werden.

8.2 UHI-Effekt in der Metropolregion Santiago de Chile

Im Großraum Santiago de Chile kann in Bezug auf die Oberflächentemperatur eine deutliche Temperaturdifferenz zwischen bebauten und unbebauten Gebieten festgestellt werden. Auf Grundlage der errechneten lokalen Unterschiede der Oberflächentemperatur in den Aufnahmen zwischen Oktober und März lässt sich die ursprüngliche Hypothese (siehe Kapitel 1.3), dass das bebaute Gebiet im Großraum Santiago de Chile eine urbane Hitzeinsel bildet bestätigen.

Es wurden in diesem Zeitraum deutliche Unterschiede in der Oberflächentemperatur zwischen den Kategorien „bebautes Gebiet“ und „unbebautes Gebiet“ festgestellt. In Aufnahme (2) vom 3. Oktober 2018 (siehe Abbildung 17) kann die größte Differenz von 4,6°C festgestellt werden. Mit fortschreitendem Sommer kann allerdings eine stärkere Temperaturzunahme in der Kategorie „unbebautes Gebiet“ im Vergleich zu der Kategorie „bebautes Gebiet“ festgestellt werden, welche mit einem Rückgang des normierten differenzierten Vegetationsanteils korreliert. Im Vergleich zu einer relativ konstanten durchschnittlichen Oberflächentemperatur in der Kategorie „bebautes Gebiet“ verringert sich die Temperaturdifferenz und damit die UHI Intensität in Aufnahme (3) vom 20.11.2018 auf 3,3°C, in Aufnahme (4) vom 23.1.2019 auf 2,8°C und schließlich zu Sommerende in Aufnahme (5) vom 12.3.2019 auf 1,1°C (siehe Abbildung 17). Damit mit einem Rückzug der grünen Vegetation im Umland sinkt zwar die UHI-Intensität relativ zum Umland, die Temperaturen in der Stadt bleiben allerdings konstant hoch.

Für die Wintermonate kann die im Zuge der in dieser Arbeit aufgestellte Hypothese (2) (siehe Kapitel 1.3) jedoch nicht bestätigt werden. In Aufnahmen (1) und (6) von Abbildung 17 weist die Kategorie „bebautes Gebiet“ eine geringere durchschnittliche Oberflächentemperatur auf, als die Kategorie „unbebautes Gebiet“.

8.3 Unterschiede zwischen den jeweiligen Landnutzungskategorien

Im Zuge der Analyse der Oberflächentemperaturen konnten deutliche Unterschiede zwischen den verschiedenen Arten von Oberflächen und den Landnutzungskategorien festgestellt werden. Auf Grundlage der erhaltenen Flächennutzungsdaten (WIENER UMWELTSCHUTZABTEILUNG 2001; LINCOLN INSTITUTE OF LAND USE 2019) konnten die mittels Landsat-8-Daten errechneten Oberflächentemperaturen nach den ausgewiesenen Kategorien ausgewertet werden. Die erhaltenen Ergebnisse stimmen zum Großteil mit den erwarteten Werten überein und die Methode konnte im Zuge des Vergleichs mit den Werten der Thermalscanneraufnahmen des Kontrollgebiets validiert werden (siehe Kapitel 6.1.3).

Als ausschlaggebender Faktor erweist sich dabei die Vegetation. Je geringer der Vegetationsanteil einer Oberfläche ausfällt, desto höher ist die berechnete Oberflächentemperatur. Demnach wurden die höchsten Oberflächentemperaturen im Kontrollgebiet in den Kategorien „Verkehrsflächen“, „dicht bebautes Gebiet“ und „Industrie- und Gewerbeflächen“ festgestellt. Im Untersuchungsgebiet wies die Kategorie „bebaute Fläche“ unter Sonneneinstrahlung ebenfalls deutlich höhere Oberflächentemperaturen auf als die Kategorie „unbebaute Fläche“. Mit abnehmendem Vegetationsanteil im Verlauf des Sommers konnte allerdings eine Abnahme der Differenz beobachtet werden. Während im Oktober noch ein Unterschied von 4,6°C festgestellt werden kann, steigt die durchschnittliche Temperatur der Kategorie „unbebaute Fläche“ bis Sommerende mit abnehmendem Vegetationsanteil, bis sie schließlich im März nur noch 1,1°C unter der durchschnittlichen Oberflächentemperatur der Kategorie „bebaute Fläche“ liegt.

Es konnten aber auch innerhalb des bebauten Gebiets teils deutliche Unterschiede in der Oberflächentemperatur festgestellt werden. Zonen mit hoher Bebauungsdichte und wenigen Grünzonen, sowie Gewerbegebiete weisen eine vergleichsweise hohe Oberflächentemperatur auf, während diese in Zonen mit niedriger Bebauungsdichte geringer

ausfällt. In diesem Zusammenhang kann eine deutliche Korrelation zwischen Oberflächentemperatur bedingt durch den Vegetationsanteil und sozioökonomischen Indikatoren festgestellt werden. Demnach folgt die Oberflächentemperatur im urbanen Gebiet dem Durchschnittseinkommen eines Viertels.

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Mittlere stündliche Differenzen der Lufttemperatur zwischen Innenstadt und Umland (Datenquelle: KUTTLER 2009: 225)	15
Abb. 2: Westlicher Rand des Santiagobeckens mit Blick Richtung Südwesten. Deutlich zu erkennen sind der Rio Mapocho und der scharfe Übergang zwischen grüner Ebene und den spärlich bewachsenen Hängen (aufgenommen am 18.2.2018)	28
Abb. 3: Flussdiagramm zur Vorgehensweise in der Arbeit	31
Abb. 4: Flussdiagramm der Berechnungen nach AVDAN und JOVANOVSKA (2016: 2)	38
Abb. 5: Infrarotsensor und Wettersensor von PASCO	41
Abb. 6: Oberflächentemperatur im Großraum Wien	46
Abb. 7: Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit in Wien am 5.8.2013 (Quelle: RASPSIANALYSE 2019)	48
Abb. 8: Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit in Wien am 12.8.2019 (Quelle: RASPSIANALYSE 2019)	48
Abb. 9: Oberflächentemperatur verschiedener Materialien an ausgewählten Standorten	51
Abb. 10: Oberflächentemperatur im Großraum Wien, Thermalscannerbefliegung	55
Abb. 11: Oberflächentemperatur im Großraum Wien, Landsat 8	55
Abb. 12: Oberflächentemperatur im Großraum Santiago	58
Abb. 13: Flächenkategorien im Großraum Santiago (Datenquellen: Landsat 8; Atlas of Urban Expansion; Santiagobecken: eigene Eingrenzung)	61
Abb. 14: Klimadiagramm für Santiago nach Walter und Lieth	63
Abb. 15: Normalisierter differenzierter Vegetationsanteil im Santiagobecken	65
Abb. 16: Oberflächentemperatur im Großraum Santiago, Übersicht	67
Abb. 17: Oberflächentemperatur im Großraum Santiago, Details	69
Abb. 18: UHI Intensität im Großraum Santiago	71
Abb. 19: Oberflächentemperatur im Santiagobecken, 12.3.2019	76
Abb. 20: Blick Richtung Südwesten vom Cerro Santa Lucía auf das Stadtzentrum Santiagos rund um die Plaza de Armas. Auffallend sind das durchgängig hohe	

<i>Dachniveau, was den Schattenwurf begünstigt, und die vergleichsweise engen Straßenzüge. (aufgenommen am 4.2.2018)</i>	77
<i>Abb. 21: Ein hoher Anteil der Fläche der Via Estado wird von Baumkronen beschattet, wodurch ein Großteil der Sonneneinstrahlung zur Evapotranspiration aufgewendet wird und weniger Energie in fühlbare Wärme umgesetzt wird. (aufgenommen am 4.2.2018)</i>	78
<i>Abb. 22: Santiago de Chile, Wohnviertel in Las Condes (aufgenommen am 4.2.2018)</i>	80
<i>Abb. 23: Santiago de Chile, Stadtteil Cerro Navia (aufgenommen am 18.2.2018)</i>	81

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: <i>Landsat 8 Datensätze</i>	34
Tabelle 2: <i>Emissivitätswerte für Band 10 und Band 11</i>	37
Tabelle 3: <i>Sonnenaufgang, Sonnenstand in Wien</i>	47
Tabelle 4: <i>Ergebnisse der Messungen</i>	49
Tabelle 5: <i>Zonale Werte der Thermalscannerbefliegung (5:00 Uhr), sortiert nach Durchschnittswerten</i>	53
Tabelle 6: <i>Zonale Werte der Landsat 8 Daten (10:34 Uhr), sortiert nach Durchschnittswerten</i>	54
Tabelle 7: <i>Auswertung der Temperaturen im Großraum Santiago</i>	62
Tabelle 8: <i>Landsat 8 Datensätze</i>	63
Tabelle 9: <i>Oberflächentemperaturen im Großraum Santiago in °C nach Flächennutzungskategorien</i>	70

Literaturverzeichnis

- ALAVIPANAH S., WEGMANN M., QURESHI S., WENIG Q., und KÖLLNER T. (2014): The Role of Vegetation in Mitigating Urban Land Surface Temperatures: A Case Study of Munich, Germany during the Warm Season. – In: Sustainability (2015) 7, 4689-4706.
- ANDERSON B.G., und BELL M.L., (2009): Weather-related mortality: how heat, cold, and heat waves affect mortality in the United States. – In: Epidemiology 20 (2), 205– 213.
- ANALITIS A., KATSOUYANNI K., BIGGERI A., BACCINI M., FORSBERG B., BISANTI L., KIRCHMAYER U., BALLESTER F., CADUM E., GOODMAN P.G., HOJS A., SUNYER J., TIITTANEN P. und MICHELOZZI P. (2008): Effects of cold weather on mortality: results from 15 European cities within the PHEWE project. – In: American Journal of Epidemiology 168 (12), 1397–1408.
- ANANDABABU D., PURUSHOTHAMAN B M, S. SURESH BABU (2018): Estimation of Land Surface Temperature using LANDSAT 8 Data. – In: International Journal of Advance Research, Ideas and Innovations in Technology 4 (2), 177-186.
- ARTAXO P. OYOLA P. und MARTINEZ R. (1999): Aerosol composition and source apportionment in Santiago de Chile. – In: Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 150, 409-416.
- ATLAS OF URBAN EXPANSION (2016): The City as a Unit of Analysis and the Universe of Cities: Santiago; online: <http://www.atlasofurbanexpansion.org/cities/view/Santiago> (12.12.2019).
- AVDAN U. und JOVANOVSKA G. (2016): Algorithm for Automated Mapping of Land Surface Temperature Using LANDSAT 8 Satellite Data. – In: Journal of Sensors 2016 (1), 1-8.
- BALLESTER F., CORELLA D., PÉREZ-HOYOS S., SÁEZ M. und HERVÁS A., (1997): Mortality as a function of temperature. A study in Valencia, Spain, 1991-1993. – In: International Journal of Epidemiology 26 (3), 551-612.
- BARNETT A.G., TONG S. und CLEMENTS A.C.A. (2010): What measure of temperature is the best predictor of mortality? – In: Environmental Research 110, 604-611.
- BASU R. (2009): High ambient temperature and mortality: a review of epidemiologic studies from 2001 to 2008. – In: Environmental Health 2009 (8), 40-53.
- BASU R. und SAMET J.M. (2002): Relation between elevated ambient temperature and mortality: a review of the epidemiologic evidence. – In: Epidemiological Reviews 24, 190-202.
- BASU R, DOMINICI F and SAMET J.M. (2005): Temperature and mortality among the elderly in the United States: a comparison of epidemiological methods. – In: Epidemiology 16, 58-66.
- BLÜTHGEN J. (1966): Allgemeine Klimageographie. – Berlin.

- BNC (Biblioteca del Congreso Nacional de Chile) (Hrsg.) (2019): Relieve Región Metropolitana de Santiago; online <https://www.bcn.cl/siit/nuestropais/region13/relieve.htm> (12.12.2019).
- BORSODORF A. und HELLER A. (Hrsg.) (1995): Chile im Profil. Landeskundliche Beobachtungen auf einer geographischen Exkursion 1995. – Innsbruck.
- BRÖNNIMANN S. (2018): Klimatologie. – Bern.
- CRISTOBAL J., NINYEROLA M. und PONS X. (2008): Modeling air temperature through a combination of remote sensing and GIS data. – In: Journal of Geophysical Research 113, 2-14.
- CORDERO A. R., SECKMEYER G., DAMIANIA A., JORQUERA J., CARRASCOC J., MUÑOZ R., DA SILVAE L., LABBEE F., LAROZE D. (2014): Aerosol effects on the UV irradiance in Santiago de Chile. – In: Atmospheric Research 149, 282-291.
- DALLMAN, P. R. (1998): Plant Life in the World's Mediterranean Climates. – Berkeley.
- D'IPPOLITI, D., MICHELOZZI, P., MARINO, C. et al. (2010): The impact of heat waves on mortality in 9 European cities: results from the EuroHEAT project. – In: Environmental Health 9 (37), 1-9.
- DIRECCION METEOROLÓGICA DE CHILE (2013): Informe de datos climáticos 2012; online: <http://www.meteochile.gob.cl/PortalDMC-web/index.xhtml> (12.12.2019).
- DOCKEMDORFF E., RODRÍGUEZ A. und WINCHESTER L. (2000): Santiago de Chile: metropolization, globalization and inequity. – In: Environment & Urbanization 12 (1), 171-183.
- DONALDSON G. C., RINTAMÄKI H. und NÄYHÄ S. (2001): Outdoor clothing: its relationship to geography, climate, behaviour and cold-related mortality in Europe. – In: International Journal of Biometeorology 45 (1), 45-51.
- EEA (EUROPEAN ENVIRONMENTAL AGENCY) (Hrsg.) (2016): Climate change, impacts and vulnerability in Europe 2016. – Kopenhagen.
- ENNOS R. (2015): Can trees really cool our cities down? online 22.12.2015: <http://theconversation.com/can-trees-really-cool-our-cities-down-44099> (12.12.2019).
- ERRÁZURIZ A., CERECEDA P., GONZALEZ J., GONZALES M., HENRIQUEZ M. und RIOSECO R. (1998): Manual de geografía de Chile. – Santiago de Chile.
- FLOHN H. (1950) Witterung und Klima in Mitteleuropa. – Stuttgart. (= Forschungen zur Deutschen Landeskunde).
- GASPARRINI A., GUO Y., HASHIZUME M., LAVIGNE E., ZANOBETTI A., SCHWARTZ J., TOBIAS A., TONG S., ROCKLÖV J., FORSBERG B., LEONE M., DE SARIO M., BELL M. L., GUO Y.-L. L., WU C., KAN H., YI

- S.-M., DE SOUSA ZANOTTI STAGLIORIO COELHO M. und SALDIVA P. H. N. (2015): Mortality risk attributable to high and low ambient temperature: a multicountry observational study. – In: *The Lancet* 386 (9991), 369-375.
- GCMP (Ministry of Planning of Chile) (Hrsg.) (2006): Poverty in the Santiago Metropolitan Region 2006. – Santiago.
- GOODMAN P.G., DOCKERY D.W. und CLANCY L (2004): Cause-specific mortality and the extended effects of particulate pollution and temperature exposure. – In: *Environmental Health Perspectives* 112, 179-185.
- GOODY, R. M. und WALKER J. C. G. (1972): *Atmospheres*. – Yale und Harvard.
- HELBIG A., BAUMÜLLER J. und KERSCHGENS M. J. (Hrsg.) (1999): *Stadtklima und Luftreinhaltung*. – Berlin.
- HENNINGER S. (2011): *Stadtökologie. Bausteine des Ökosystems Stadt*. – Paderborn.
- HOWARD L. (1833): *Climate of London deduced from meteorological observations*. – London.
- HUNG T., UCHIHAMA D., OCHI S. und YASUOKA Y. (2006): Assessment with satellite data of the urban heat island effects in Asian mega cities. – In: *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 8, 34–48
- JENDRITZKY G. (1992): *Wirkungen von Wetter und Klima auf die Gesundheit des Menschen*. – In: WICHMANN H. E., SCHLIPKÖTER H. W. und FÜLGRAFF G. (Hrsg.): *Handbuch Umweltmedizin*, 1-14.
- JORQUERA H. und BARRAZA F. (2012): Source apportionment of ambient PM_{2.5} in Santiago, Chile: 1999 and 2004 results. – In: *Science of the Total Environment* 435/436, 418–429.
- JUNK J. (2010): *Ausgewählte meteorologische und lufthygienische Aspekte des Stadtklimas von Trier*. – Dissertation, Universität von Trier, Trier.
- KALIN-ARROYO M., Seque F., Armesto J. und VILLAGRAN C. (1988): Effects of Aridity on Plant Diversity in the Northern Chilean Andes: Results of a Natural Experiment. – In: *Annals of the Missouri Botanical Garden* 75 (1), 55-78.
- KEERATIKASIKORN C. und BONAFONI S. (2018): Urban Heat Island Analysis over the Land Use Zoning Plan of Bangkok by Means of Landsat 8 Imagery. – In: *Remote Sensing* 10 (3), 440-453.
- KÖPKE P. (2012): *Wie fliegt ein Satellit? Wie wird ein Signal gemessen und genutzt?* - In: KÖPKE P. und SACHWEH M. (Hrsg.): *Satellitenmeteorologie*. – Stuttgart, 101-129.
- KOVATS R.-S. und HAJAT S. (2008): Heat Stress and Public Health: A Critical Review. – In: *Annual Review of Public Health* 29, 41-55.

- KRATZER A. (1956): Das Stadtklima. – Braunschweig.
- KUTTNER W. (1987): Stadtklimatologie. Eine Bildmediensammlung zur Westfälischen Landeskunde. – Münster. (= Grundlagen und Probleme der Ökologie, Heft 4).
- KUTTNER W. (2004): Beitragsserie Stadtklima, Teil 1: Grundzüge und Ursachen. – In: Umweltwissenschaften und Schadstoff-Forschung: Zeitschrift für Umweltchemie und Ökotoxikologie 16 (3), 187-199.
- KUTTNER W. (2009): Klimatologie. – Paderborn. (= Grundriss Allgemeine Geographie).
- LA MUNICIPALIDAD (2019): El Municipio de Las Condes; online: <https://www.la-municipalidad.cl/municipalidad-las-condes.html> (12.12.2019).
- LAALIDI K., ZEGHNOUN A., DOUSSET B., BRETIN P., VANDENTORREN S., GIRAUDET E., et al. (2012): The impact of heat islands on mortality in Paris during the August 2003 heat wave. – In: Environmental Health Perspectives 120, 254-259.
- LANDSBERG H. E. (1981): The Urban Climate. – New York (= International Geophysics Series 28).
- LINCOLN INSTITUTE OF LAND POLICY (2019): Atlas of Urban Expansion; online: <https://www.lincolninst.edu/research-data/data/atlas-urban-expansion> (12.12.2019).
- MATZARAKIS A. (2013): Stadtklima vor dem Hintergrund des Klimawandels. – In: Gefahrstoffe - Reinhaltung der Luft 73 (3), 115-118.
- MERGILI M. (2019): Entdecke die Anden. Interaktiver Exkursionsführer; online 3.2.2019: <http://www.anden.at/de/santiagodechile.php> (12.12.2019).
- METZGER KB, ITO K. und MATTE T.D. (2010): Summer heat and mortality in New York City: how hot is too hot? – In: Environ Health Perspectives 118 (1), 80-86.
- MIEHE, G., WINIGER, M., BÖHNER, J., & YILI, Z. (2001): Klimadiagramm-Karte von Hochasien. Konzept und Anwendung. – In: Erdkunde, 55(1), 94-97.
- MOSER A., UHL E., RÖTZER T., BIBER P., CALDENTES J. und PRETZSCH H. (2018): Effects of climate trends and drought events on urban tree growth in Santiago de Chile. – In: Ciencia Investigación Agraria 45 (1)35-50.
- NASA (Hrsg.) (2019): Landsat Science: Mission Details; online 29.6.2019: <https://landsat.gsfc.nasa.gov/landsat-8/mission-details/> (12.12.2019).
- NEMEC, ŽUVELA-ALOISE (2011): Temperaturunterschiede in der Stadt – Stadtklima der Zukunft in Wien. – Wien.
- NWS (NATIONAL WEATHER SERVICE) (Hrsg.) (2018): Natural Hazard Statistics. Weather Fatalities 2017; online 25.4.2018 <http://www.nws.noaa.gov/om/hazstats.shtml> (9.4.2019).

- ODEPA (OFICINA DE ESTUDIOS Y POLÍTICAS AGRARIAS) (Hrsg.) (2014): Región Metropolitana: Información Regional 2014. – Santiago, Chile.
- O'NEILL M.S., ZANOBETTI A. und SCHWARTZ J. (2003): Modifiers of the temperature and mortality association in seven US cities. – In: American Journal of Epidemiology 157 (12), 1074-1082.
- PALLAS J. E., MICHEL B. E. und HARRIS D. G. (1967): Photosynthesis, transpiration, leaf temperature, and stomatal activity of cotton plants under varying water potentials. – In: Plant Physiology 42, 76-88.
- PASCO (2011): Instruction Sheet: Non-contact Temperature Sensor PS-2197. – PASCO scientific, Roseville; online: https://www.pasco.com/file_downloads/Downloads_Manuals/PASPORT-Non-contact-Temperature-Sensor-Manual-PS-2197.pdf (12.12.2019).
- PEÑA M. (2009): Examination of the Land Surface Temperature Response for Santiago, Chile. – In: Photogrammetric Engineering & Remote Sensing 75 (10), 1191–1200.
- PEÑA M. und BRENNING A. (2015): Assessing fruit-tree crop classification from Landsat-8 time series for the Maipo Valley, Chile. – In: Remote Sensing of Environment 171, 234-244.
- PENG S., PIAO S., CIAIS P., FRIEDLINGSTEIN P., OTTLE C., BREÓN F.-M., NAN H., ZHOU L. und MYNENI R. B. (2012): Surface Urban Heat Island Across 419 Global Big Cities. – In: Environmental Science and Technology 46, 696–703.
- PETKOVA E.P., MORITA H. und KINNEY P.L. (2014): Health Impacts of Heat in a Changing Climate: How Can Emerging Science Inform Urban Adaptation Planning? – In: Epidemiological Reviews 2014 (1), 67-74.
- PROPLANTA (Hrsg.) (2019): Wetterrückblick Wien; online: <https://www.proplanta.de/Wetter-Oesterreich/Bundesland/Wien/Rueckblick/19-06-2019/> (12.12.2019).
- RAHMSTORF S. und SCHELLNHUBER H.-J. (2012²): Der Klimawandel – Diagnose, Prognose, Therapie. – München.
- RASPIANALYSE (Hrsg.)(2019): Wetterarchiv für Wien; online http://rp5.ru/Wetterarchiv_in_Wien (12.12.2019).
- ROBINE J.-M., CHEN S.L., LE ROY S., VAN OYEN H., GRIFFITHS C., MICHAEL J.-P. und HERRMANN F.R. (2008): Death toll exceeded 70,000 in Europe during the summer of 2003. – In: Comptes Rendus Biologies 331, 171-178.
- ROMERO H., IHL M., RIVERA A., ZALAZAR P. und AZOCAR P. (1999): Rapid urban growth, land use changes and air pollution in Santiago, Chile. – In: Atmospheric Environment 33, 4039-4047.

- ROSAS J., GREENE M. und VALENZUELA L. (2008): Plano de Santiago, según Grupos Socioeconómicos Predominantes. – In: Revista Foco 76 (5), 4-10.
- SCHÖNWIESE C.D. (2013): Klimatologie. – Stuttgart.
- SCHULTZ J. (2016⁵): Die Ökologie der Erde. – Stuttgart.
- SCHWAAB, U. und STEINICKE W. (2003): Stadtklimauntersuchung Wien. – Wien.
- SONG X., WANG S., HU Y., YUE M., ZHANG T. LIU Y. TIAN J. und SHANG K. (2017): Impact of ambient temperature on morbidity and mortality: An overview of reviews. – In: Science of the Total Environment 586, 241-254.
- VAN DE GRIEND A. A., OWE M. (1993): On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. – In: International Journal of Remote Sensing 14, 1119-1131.
- VENKATESH V. (2012): Growing up in Sanhattan: Cartographies of the "Barrio Alto". – In: Hispanic Review 80 (2), 313-328.
- WHO (WORLD HEALTH ORGANISATION) (Hrsg.) (2018): Global Health Observation Data (GHO); online https://www.who.int/gho/urban_health/situation_trends/urban_population_growth_text/en/ (12.12.2019).
- WIENER UMWELTSCHUTZABTEILUNG (2001): Thermalscannerbefliegung „Morgen“ und „Abend“. (Datensatz im Zuge eines Kooperationsvertrags).
- WORLD WEATHER (Hrsg.) (2019): March Weather in Valparaiso. online <http://weather.com/Chile/Valparaiso/march/#sst> (12.12.2019).
- XU Z., CHENG J., HU W. und TONG S. (2018): Heatwave and health events: A systematic evaluation of different temperature indicators, heatwave intensities and durations. – In: Science of the Total Environment 630, 679-689.
- ZAMG (2019): Zweitwärmster Sommer der Messgeschichte; online (27.8.2019) <https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/news/zweitwaermster-sommer-der-messgeschichte> (12.12.2019).
- ZANOBETTI A. und SCHWARTZ J. (2008): Temperature and mortality in nine US cities. – In: Epidemiology 19, 563-570.
- ZINZI M. und AGNOLI S. (2012): Cool and green roofs. An energy and comfort comparison between passive cooling and mitigation urban heat island techniques for residential buildings in the Mediterranean region. – In: Energy and Buildings 55, 66-76.