Die approbierte Originalversion dieser Diplom-/Masterarbeit ist in der Hauptbibliothek der Technischen Universität Wien aufgestellt und zugänglich.
http://www.ub.tuwien.ac.at

The approved original version of this diploma or master thesis is available at the main library of the Vienna University of Technology.
http://www.ub.tuwien.ac.at/eng

TECHNISCHE UNIVERSITÄT WIEN
Vienna University of Technology

DIPLOMARBEIT

Informationsgehalt GNSS-basierter Troposphärenparameter für die Vorhersage regionaler Niederschlagsereignisse

Ausgeführt am

Department für Geodäsie und Geoinformation (E120-4)
der Technischen Universität Wien

unter der Anleitung von

Ao.Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Robert Weber

unter Mitwirkung von

Univ.Ass. Dipl.-Ing. Gregor Möller

durch

Janina Boisits
Weinberggasse 23-25/5/6
3400 Klosterneuburg

Wien, Dezember 2016

Danksagung

Meine größte Anerkennung verdient Robert Werber als mein Betreuer. Durch ihn war es möglich, meine Idee für die vorliegende Arbeit umzusetzten. Ich möchte ihm dafür danken, dass ich von Anfang an seine größte Unterstützung erhalten habe. Er hatte immer ein offenes Ohr für meine Überlegungen und Fragen, brachte die richtigen Anregungen ein, wenn ich einmal nicht weiter wusste, und holte mich auf den Boden der Realität und des Machbaren zurück, wenn ich mein Ziel aus den Augen verlor.

An Gregor Möller möchte ich meine größte Hochachtung aussprechen. Mit seinem umfangreichen Fachwissen und seinen Erfahrungen auf diesem Gebiet war er für mich Ansprechpartner für Fragen jeglicher Art, die er mir immer mit viel Geduld beantwortete. Außerdem möchte ich ihm für die Organisation und den reibungslosen Ablauf der Datenübermittlung in Kooperation mit der ZAMG danken.

Mein größter Dank gilt auch Elke Umnig für die Bereitstellung sämtlicher benötigter GNSS-Daten. Egal mit welchem Anliegen ich zu ihr kam, es war innerhalb kürzester Zeit erledigt und sie ermöglichte mir so ein rasches Vorankommen meiner Arbeit.

Die meteorologischen Daten wurden mir von der ZAMG zur Verfügung gestellt. Dafür möchte ich mich insbesondere bei Christoph Wittmann und Nauman Khurshid Awan bedanken, ohne deren Kooperation die Ausführung meiner Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

Schließlich möchte ich auch meinen Eltern meine Annerkennung aussprechen, die mir dieses Studium ermöglichten, und meinen Freunden, die mich in meinen Vorhaben stets motivierten und für die notwendige Ablenkung sorgten, wenn ich einmal feststeckte.

Vielen Dank für die vielseitige Unterstützung!

Janina Boisits, Dezember 2016

Kurzfassung

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird das Potential GNSS-basierter Troposphärenparameter für die regionale Niederschlagsvorhersage untersucht. Dazu werden die Messdaten eines regionalen GNSS-Referenzstationsnetzes (betrieben durch EPOSA, EVN und EAG) herangezogen und troposphärische Zenitverzögerungen und troposphärische Gradienten geschätzt. Die totalen Zenitverzögerungen werden mit Hilfe der meteorologischen Daten der ZAMG auf feuchte Zenitverzögerungen (ZWD) reduziert.

In den ZWD- und Gradientenzeitserien werden vor Niederschlagsereignissen folgende Charakteristika erwartet. Die durch eine herannahende Front entstehende Asymmetrie der troposphärischen Laufzeitverzögerung bewirkt einen großen Gradientenabsolutbetrag und die Gradienten richten sich gegen die Front aus. Durch die erhöhte Wasserdampfmenge in der Atmosphäre kurz vor dem Niederschlagsereignis steigt der ZWD an, nach Abregnen des Wasserdampfes nimmt er wieder ab. Als Referenz für die Untersuchungen dienen Niederschlagsdaten der ZAMG.

Für die Analyse werden zwei Testgebiete innerhalb Österreichs definiert. Als Untersuchungszeitraum werden die Monate April bis September 2014 gewählt. Anhand von Testereignissen wird mittels Kreuzkorrelation der ZWD-Zeitserien festgestellt, in welcher Reihenfolge und in welchem zeitlichen Abstand der ZWD an den einzelnen GNSS-Stationen innerhalb eines Testgebietes ansteigt. Dies gibt Aufschluss über die Richtung, aus der die Front zu erwarten ist. Anhand des Gradientenabsolutbetrages wird der Zeitpunkt ermittelt, ab dem die Gradienten unter dem Einfluss der herannahenden Front stehen und somit ebenfalls eine Richtungsinformation liefern. Abschließend wird für jede GNSS-Station der Zeitpunkt des einsetzenden Niederschlages berechnet und die Ergebnisse miteinander verglichen.

Die Reihenfolgen des ZWD-Anstieges und des einsetzenden Niederschlages an den GNSS-Stationen zeigen bei den meisten Testereignissen ein nahezu identes Muster. Die Gradienten lassen auf eine Front aus der annähernd gleichen Richtung, wie anhand der ZWD-Anstiege erwartet, schließen. Durch den Vergleich mit den Niederschlagsanalysedaten kann festgestellt werden, dass die Gradienten vorwiegend mit der Bewegungsrichtung und die ZWD-Anstiege vorwiegend mit der Ausrichtung der Grenzlinie einer Front korrelieren. Die Einbeziehung von Gradienten in die Niederschlagsprädiktion ermöglicht außerdem eine sehr frühzeitige Vorhersage. Als zusätzliche Eingangsparameter von Wettervorhersagemodellen könnten GNSS-Troposphärenparameter so zu einer wesentlichen Verbesserung beitragen.

Abstract

In this master thesis the potential of GNSS-based tropospheric parameters for the forecast of regional precipitation events is investigated. A regional GNSS reference station network (operated by EPOSA, EVN and EAG) is used to extract relevant parameters, such as tropospheric zenith delays and tropospheric gradients. In order to obtain zenith wet delays (ZWD) from zenith total delays meteorological data from ZAMG are used.

The following characteristic features can be anticipated in ZWD and gradient time series in case of precipitation events. First, an asymmetry in tropospheric delays induced by approaching weather fronts leads to increased gradient values. Furthermore, the direction of the gradients will point towards the weather front. Second, the increasing water vapor concentration right before a precipitation event results in larger ZWD values. After the event the ZWD will consequently diminish again. As a reference for these precipitation events weather data from ZAMG are used.

Two test areas within Austria were specified to be analyzed. The investigations cover a time period of six months, starting with April 2014. To derive relevant information for predicting precipitation events exemplary test events are processed. On the one hand, the order of the anticipated increase in ZWD at each GNSS station within the test area indicates the direction of the approaching weather front. Therefore, ZWD time series are cross correlated. The resulting time delays provide the requested information. On the other hand, gradient time series are scanned to locate the increased absolute value induced by the approaching weather front, which allows the deduction of the direction of movement as well. Furthermore, for purposes of comparison the epoch of starting precipitation at each GNSS station is calculated.

The order of ZWD increase almost matches the sequence of incipient precipitation. The directions of the gradients roughly agree as well. Using the weather data from ZAMG for verification it can be observed, that ZWD time series rather indicate the orientation of the air mass boundary and gradients rather indicate the direction of movement of an approaching weather front. Additionally, using tropospheric gradients for weather prediction allows a first indication of precipitation events well in advance. Thus, it can be concluded that the utilization of GNSS tropospheric parameters would improve weather forecasting models substantially.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung und Motivation **1**

1.1 Niederschlag und Klimawandel 1

1.2 Grundgedanke der vorliegenden Arbeit 2

2 Theoretische Grundlagen und bisherige Forschungsarbeiten **3**

2.1 Troposphärenparameter aus GNSS-Beobachtungen 3

2.1.1 GNSS-Grundprinzip 3

2.1.1.1 Bestimmung der geometrischen Distanz 4

2.1.1.2 Fehlereinflüsse bei der Positionsbestimmung 5

2.1.1.3 Erweiterte Beobachtungsgleichung und Fehlerbudget 7

2.1.2 Troposphärische Laufzeitverzögerung 9

2.1.3 Troposphärische Gradienten 14

2.2 Niederschlagsbildung 15

2.2.1 Schichtung der Atmosphäre 15

2.2.2 Voraussetzungen für die Niederschlagsbildung 16

2.2.3 Physik der Kondensation 16

2.2.4 Beeinflussung von Troposphärenparameter durch Niederschlagsbildung . . . 18

2.3 Bisherige Forschungsarbeiten 19

2.3.1 Integrierter ausfällbarer Wassersdampf 19

2.3.2 Schätzung von Wasserdampfvariationen 20

2.3.3 Bestimmung von Frontgrenzen mittels Boden-RADAR 21

2.3.4 Atmosphären-Tomographie zur Ermittlung von Refraktivitätsfeldern 22

3 Aufbau und Durchführung der Untersuchungen **24**

3.1 Wahl der Testgebiete und des Testzeitraumes 24

3.2 Erhebung der notwendigen Daten 27

3.2.1 GNSS-Datensatz 27

3.2.2 TAWES-Datensatz 30

3.2.3 INCA-Datensatz 31

3.3 Prozessierung und Auswertung der Daten 32

3.3.1 Erste Betrachtung der Daten und Prüfung der Zusammenhänge 32

3.3.2 Entwicklung einer Auswertestrategie . . . 34
3.3.3 Prozessierung der Daten in MATLAB . . . 36
3.3.3.1 Ausgangssituation . . . 36
3.3.3.2 Importieren der GNSS-Daten . . . 38
3.3.3.3 Importieren der TAWES-Daten . . . 40
3.3.3.4 Aufbereiten der Troposphärenparameter . . . 41
3.3.3.5 Importieren der INCA-Daten . . . 42
3.3.3.6 Analyse der Daten auf deren Informationsgehalt . . . 43

4 Interpretation der Ergebnisse 50
4.1 Ergebnisse der Testereignisse unter optimalen Bedingungen . . . 50
4.1.1 Testgebiet 1 . . . 51
4.1.2 Testgebiet 2 . . . 57
4.2 Ergebnisse der Sonderfälle . . . 64
4.2.1 Testgebiet 1 . . . 64
4.2.2 Testgebiet 2 . . . 68
4.3 Ableitung weiterer Informationen . . . 73
4.3.1 Bestimmung einer Zeitfunktion . . . 73
4.3.2 Bestimmung der Niederschlagsmenge an den einzelnen Stationen . . . 75
4.3.3 Bestimmung eines Grenzwertes zur Niederschlagsvorhersage . . . 77

5 Diskussion und Ausblick 79
5.1 Diskussion der Ergebnisse . . . 79
5.2 Ausblick . . . 81

Abkürzungsverzeichnis 83

Abbildungsverzeichnis 84

Tabellenverzeichnis 86

Literaturverzeichnis 87

Kapitel 1

Einleitung und Motivation

Niederschlagsbildung ist ein komplexer Prozess und die Vorhersage von Niederschlagsereignissen ist äußerst anspruchsvoll. In diesem Kapitel wird einleitend kurz erläutert, welche Bedeutung Niederschlag zukommt und welchem Wandel er aufgrund der Klimaveränderung unterliegt. Aufbauend darauf wird der grundlegende Gedanke dieser Arbeit vorgestellt.

1.1 Niederschlag und Klimawandel

Das globale System des Wasserhaushaltes basiert grob gesprochen auf dem Gleichgewicht zwischen Verdunstung und Niederschlag, wobei diese beiden Prozesse räumlich voneinander getrennt sein können. Der Klimawandel greift auf verschiedene Arten in dieses System ein und ändert dadurch das Niederschlagsverhalten. Im Folgenden wird der Kern dieses Mechanismus kurz angeführt, wobei die einzelnen Auswirkungen nur oberflächlich angeschnitten werden.

Laut dem Bericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) 2013 (Kirtman *et al.*, 2013) steigt die mittlere globale, jährliche Lufttemperatur an der Erdoberfläche bis zum Jahr 2050 um etwa 1.5°C im Vergleich zur Periode 1986 – 2005 an. Die Unsicherheit der Vorhersage liegt allerdings bei ungefähr ±0.75°C. Bei der sogenannten *Free Atmospheric Temperature*, also bei der Temperatur der freien, höheren Schichten der Atmosphäre, wird laut IPCC ein Sinken in der Stratosphäre und ein Steigen in der Troposphäre um einige Grad Celsius innerhalb der nächsten Jahrzehnte erwartet.

Eine der Auswirkungen eines Temperaturanstieges wurde unter anderen von Trenberth (1999) beschrieben. Eine Erwärmung der Troposphäre bewirkt eine höhere Speicherkapazität für Wasserdampf. Dies ermöglicht einen Anstieg der Wasserdampfmenge in der Atmosphäre, was zum Zeitpunkt der Studie bereits in mehreren Regionen beobachtet werden konnte. Ein weitaus wesentlicherer Faktor bezogen auf den Niederschlag ist allerdings die durch den Temperaturanstieg verstärkte Verdunstung. Die erhöhten Verdunstungsmengen (natürlich je nach Verfügbarkeit von Wasser in den einzelnen Regionen) sind bedeutend größer als die zusätzliche Speicherkapazität der Atmosphäre (Kirtman *et al.*, 2013). Um das Gleichgewicht im Wasserhaushalt zu wahren,

bedeutet dies erhöhte Niederschlagsmengen. Außerdem wurde im Bericht des IPCC 2013 bestätigt, dass tendenziell trockene Regionen weiter austrocknen und feuchte Klimaregionen mit zunehmenden Niederschlagsmengen rechnen müssen.

Des Weiteren wird die langfristige und kontinuierliche Untersuchung von Extremen von Temperatur und Niederschlag immer bedeutender (Alexander, 2016). Die Zunahme von extremen Niederschlagsereignissen (schwere Regenfälle in kürzer werdenden Abständen und höhere Niederschlagsmengen) wurde im IPCC Bericht 2013 mit "*likely more land areas with increases than decreases*" eingestuft. *Likely* wurde im Bericht als Wahrscheinlichkeit von 66-100% definiert, dass der genannte Fall tatsächlich eintritt.

Die oben beschriebenen Mechanismen sind stark vereinfacht dargestellt. Generell kann gesagt werden, dass der Wasserkreislauf ein wesentlicher Faktor bei der Ausbildung der Klimazonen ist und die An- oder Abwesenheit von Niederschlag große wirtschaftliche und soziale Bedeutung hat. So entscheidet etwa die Verfügbarkeit von Wasser über die Bewohnbarkeit und die Möglichkeit der Bewirtschaftung einzelner Regionen. Mit den momentan ertwarteten Entwicklungen steigt die Wahrscheinlichkeit für Dürren und Überflutungen mitsamt deren ökonomischen Auswirkungen, wodurch Niederschlag weiter ins Blickfeld der Wissenschaft rückt. Aufgrund der derzeitigen Genauigkeit von Niederschlagssimulationen ist die Qualität der Vorhersage mittels Klimamodellen diesbezüglich allerdings beschränkt.

1.2 Grundgedanke der vorliegenden Arbeit

Die Motivation dieser Arbeit liegt in der Frage, welchen Beitrag geodätische Weltraumverfahren, speziell globale Navigationssatellitensysteme (englisch *Global Navigation Satellite Systems*, GNSS), zur Beobachtung von Wetter- und Klimaphänomenen leisten können. Die aus GNSS-Messungen ableitbaren Parameter liefern Informationen über Zustand und Eigenschaften der Atmosphäre. Anhand von Langzeitstudien dieser Parameter können Entwicklungen, Trends oder periodische Variationen dieser Größen verfolgt werden. Speziell troposphärische Parameter können auf diese Weise zur Beobachtung klimabedingter Änderungen herangezogen werden.

Das höhere Potential troposphärischer Parameter liegt allerdings in der Bestimmung meteorologischer Größen. Beispiele für diese Größen sind die Refraktivität der Troposphäre oder die Menge des ausfällbaren Wassers. Die Bestimmung der räumlichen Verteilung mancher dieser Parameter kann zur Verbesserung meteorologischer Vorhersagemodelle verwendet werden. Auf diesem Gebiet gibt es bereits eine Vielzahl von Studien, die sich mit der Ableitung meteorologischer Parameter aus GNSS-Messungen befassen. Einige davon werden in Kapitel 2.3 vorgestellt.

Im Rahmen der Untersuchung des Potentials GNSS-basierter Troposphärenparameter stellen sich folgende Fragen. Welche Informationen können aus GNSS-Beobachtungen abgeleitet werden und wo liegt der Zusammenhang zur Niederschlagsbildung? Wie können diese Parameter zur Vorhersage von Niederschlagsereignissen beitragen?

Kapitel 2

Theoretische Grundlagen und bisherige Forschungsarbeiten

In diesem Kapitel werden das Grundprinzip der GNSS-Parameterbestimmung und die Ableitung von troposphärischen Laufzeitverzögerungen aus GNSS-Beobachtungen erklärt. Außerdem wird kurz auf den Prozess der Niederschlagsbildung eingegangen, um einen theoretischen Zusammenhang zwischen GNSS-Troposphärenparametern und der Niederschlagsbildung herzustellen. Anschließend werden einige bereits veröffentlichte Forschungsprojekte und Studien auf diesem Gebiet vorgestellt.

2.1 Troposphärenparameter aus GNSS-Beobachtungen

2.1.1 GNSS-Grundprinzip

Das bekannteste GNSS ist das *Global Positioning System* (GPS). Sämtliche nachfolgend angeführten Gleichungen und Modelle gelten gleichermaßen für alle GNSS.

Die Positionsbestimmung mittels GNSS basiert auf einem sogenannten geometrischen Messprinzip. Bildlich gesprochen handelt es sich bei der Bestimmung der Koordinaten eines Neupunktes E um den Schnitt von mindestens drei Kugeloberflächen (siehe Abb. 2.1). Diese Kugeloberflächen sind definiert durch die Position des Satelliten als Mittelpunkt und die geometrische Distanz zwischen Satellit und Neupunkt E als Radius.

Mathematisch betrachtet wird ein Gleichungssystem mit drei Gleichungen (eine Gleichung je Satellit) der untenstehenden Form gelöst (Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2003). Der Index S bezeichnet dabei die Koordinaten des jeweiligen Satelliten, der Index E jene des Neupunktes.

$$\rho = \sqrt{(x^S - x_E)^2 + (y^S - y_E)^2 + (z^S - z_E)^2} \tag{2.1}$$

Die Position der Satelliten wird hier als bekannt vorausgesetzt. Die Koordinaten des Neupunk-

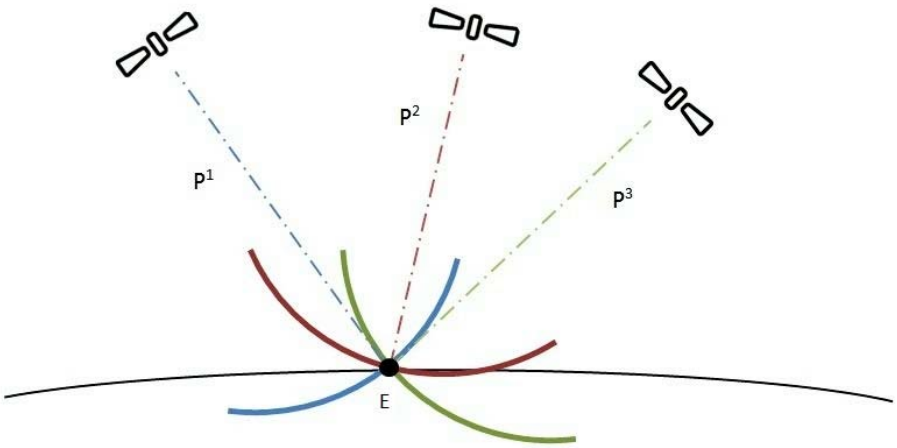


Abbildung 2.1: GNSS-Messprinzip. Die Koordinaten des Punktes E werden durch den Schnitt der drei Kugeln mit den Radien P^1, P^2 und P^3 (geometrische Distanz zwischen Satellit und Neupunkt) bestimmt.

tes im dreidimensionalen Raum sind die drei Unbekannten des Gleichungssystems. Die Distanz ρ ist die Messgröße, die nun etwas genauer betrachtet werden soll.

2.1.1.1 Bestimmung der geometrischen Distanz

Die geometrische Distanz ρ wird nicht direkt über eine Streckenmessung, sondern über die Laufzeitmessung eines Signales bestimmt. Dieses wird von den Satelliten ausgesendet und mit einer Antenne und einem GNSS-Empfänger am Neupunkt empfangen. Das Signal besteht aus einer Trägerwelle im L-Band des Mikrowellenbereiches (1-2GHz), einem durch Phasenmodulation aufgeprägten Datensignal und einem ebenfalls mittels Phasenmodulation aufgeprägten Code. Dieser Code ist von pseudo-zufälliger Natur und wird daher als *pseudorandom noise (PRN) Code* bezeichnet. Das mit dem PRN Code versehene Signal wird zu einem gewissen Sendezeitpunkt t^S vom Satelliten abgestrahlt.

Der PRN Code des zum Zeitpunkt t_E eintreffenden Signales wird mittels Korrelation mit dem im Empfänger generierten Replika-Code verglichen und so die Laufzeit τ bestimmt. Multiplikation mit der Lichtgeschwindigkeit c liefert im Fall synchronisierter Uhren die gesuchte geometrische Distanz ρ. Die einfachste Form der GNSS-Beobachtungsgleichung ist mit Formel 2.2 angeführt (Kaplan & Hegarty, 2006).

$$\rho = c \cdot \tau = c \cdot (t_E - t^S) \tag{2.2}$$

Da die Wellenlänge der Trägerwelle bedeutend kleiner als jene des aufgeprägten PRN Codes ist, erreicht man bei der Bestimmung der Laufzeit τ mittels Phasen-Messung der Trägerwelle eine höhere Genauigkeit. Jedoch muss die Problematik der unbekannten Zahl an ganzen Wellenlängen zwischen Satellit und Empfänger (Mehrdeutigkeiten) gelöst werden. Die Unterschiede zwischen Phasen- und Code-Messungen sind in Kapitel 2.1.1.3 anhand der vollständigen Beobachtungsglei-

chung angeführt. Die nachfolgend ausgeführten Fehlereinflüsse gelten für beide Beobachtungsgrößen.

2.1.1.2 Fehlereinflüsse bei der Positionsbestimmung

Der bedeutendste, in Formel 2.2 vernachlässigte Einfluss ist der **Empfängeruhrfehler** Δt_E. Dieser beschreibt im Wesentlichen den Offset der Empfängeruhr zum Zeitsystem der Satellitenuhr. Dieses Zeitsystem ist eine für jedes Navigationssatellitensystem definierte Referenzzeit. Im Fall von GPS wurde das Zeitsystem am 06. Jänner 1980 um 00:00 mit der Koordinierten Weltzeit (französisch *Temps Universel Coordonné*, UTC) synchronisiert und gestartet. GPS-Zeit und UTC unterscheiden sich um die seither in die UTC eingefügten Schaltsekunden.

Der gemessene Empfangszeitpunkt weicht vom theoretischen Empfangszeitpunkt des Referenzzeitsystems um Δt_E ab und es ergibt sich ein Streckenfehler von $c \cdot \Delta t_E$ (siehe Abb. 2.2). Man spricht nun nicht mehr von der geometrischen Distanz ρ, sondern von der Pseudorange P.

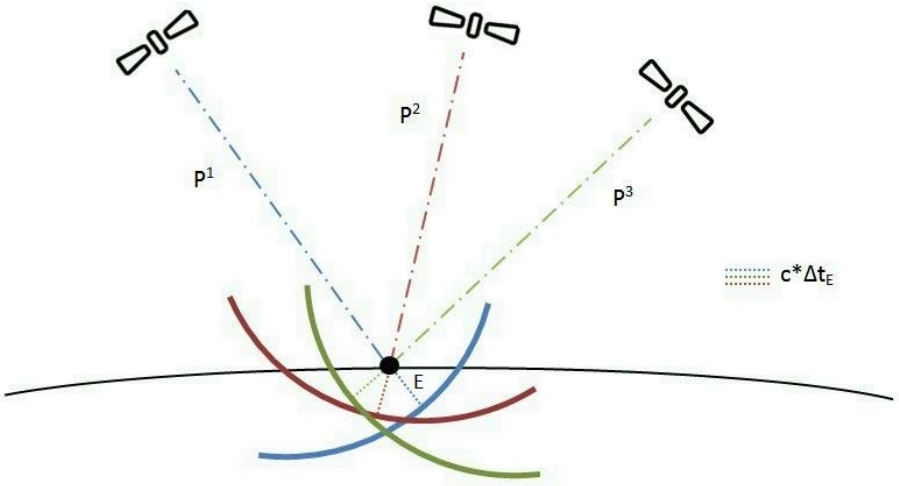


Abbildung 2.2: GNSS-Messprinzip und Empfängeruhrfehler. Der Empfängeruhrfehler Δt_E bewirkt eine Messung der Pseudoranges P^1, P^2 und P^3 anstelle der geometrischen Distanzen. Die Einführung von Δt_E als zusätzliche Unbekannte in der Beobachtungsgleichung verlangt die Beobachtung von mindestens vier Satelliten.

Der Wert des Empfängeruhrfehlers ist aufgrund der Instabilität der Empfängeruhr nicht konstant und von einer Größenordnung bis in den Millisekundenbereich. Die Beobachtungsgleichung wird daher um Δt_E als Unbekannte und um die Pseudorange P als Messgröße erweitert (Formel 2.3). Es sind also Beobachtungen zu mindestens vier Satelliten notwendig.

$$\begin{aligned} P &= \sqrt{(x^S - x_E)^2 + (y^S - y_E)^2 + (z^S - z_E)^2} + c \cdot \Delta t_E \\ P &= c \cdot (t^S - t_E) + c \cdot \Delta t_E = \rho + c \cdot \Delta t_E \end{aligned} \tag{2.3}$$

Satellitenuhrfehler: Auch die Satellitenuhren weisen einen Offset zum theoretischen Zeitsystem auf. Dieser ist aufgrund der wesentlich stabileren Uhren deutlich kleiner. Das der Trägerwelle

aufgeprägte Datensignal enthält die Koeffizienten eines Polynoms 2. Grades zur Korrektur des jeweiligen Satellitenuhrfehlers. Der Restfehler Δt^S liegt umgerechnet bei bis zu 1.5m.

Orbitfehler: Bisher wurden die Koordinaten des Satelliten zum Sendezeitpunkt als bekannt vorausgesetzt, da sie während der Messung aus den Broadcast-Ephemeriden berechnet werden können. Diese Bahndaten sind allerdings fehlerbehaftet, wodurch auch die Messung der Pseudorange um die Größe ΔOrb beeinflusst wird. Die größte Auswirkung hat dabei die radiale Komponente des Bahnfehlers, wobei diese bei der Orbitbestimmung am genauesten geschätzt werden kann. Die Größenordnung des effektiven Orbitfehlers liegt bei unter einem Meter.

Relativistische Effekte: Die Laufzeitmessung wird durch mehrere relativistische Effekte beeinflusst, die in Formel 2.5 im Term ΔRel zusammengefasst werden. Einerseits sind aufgrund der Relativbewegung von Satellit und Empfänger Korrekturen hinsichtlich der speziellen Relativitätstheorie notwendig. Andererseits verlangt die unterschiedliche Lage im Gravitationspotential eine Korrektur bezüglich der allgemeinen Relativitätstheorie. Diese Effekte enthalten aufgrund des leicht elliptischen Orbits einen periodischen Anteil. Hinzu kommt außerdem der *Sagnac Effekt*, welcher durch die Rotation des Empfängers mit der Erde zwischen Sende- und Empfangszeitpunkt hervorgerufen wird. Alle diese Effekte sind rechnerisch gut beherrschbar. Unberücksichtigt bewirken sie jedoch einen Streckenfehler von mehreren Zehnermetern.

Ionosphärenkorrektur: Als Ionosphäre werden in diesem Zusammenhang jene Schichten der Atmosphäre bezeichnet, in denen die Absorbtion von Sonneneinstrahlung zur Ionisierung der Moleküle führt. Dies geschieht in einer Höhe von etwa 70-1000km (wobei die Werte für obere und untere Grenze in der Literatur zwischen 40km und 2000km variieren). Die freien Elektronen beeinflussen den Brechungsindex der Ionosphäre und somit die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen. Die tatsächliche Signallaufzeit berechnet sich aus dem Integral über den Brechungsindex entlang des Ausbreitungsweges. Die resultierende Streckendifferenz ΔIon zur geometrischen Distanz kann wie folgt dargestellt werden (Kaplan & Hegarty, 2006). Das zweite Integral liefert dabei die geometrische Distanz und wird daher vom tatsächlichen Signalweg abgezogen.

$$\begin{aligned} \Delta Ion &= \int_E^S n_g \, ds - \int_E^S dl \\ \text{mit} \quad n_g &= 1 + \frac{40.3 \, n_e}{f^2} \end{aligned} \tag{2.4}$$

Der angeführte Brechungsindex n_g bezieht sich auf die Gruppengeschwindigkeit und gilt daher für die Code-Messungen. Bei der Phasen-Messung dreht sich das Vorzeichen im Brechungsindex um. Formel 2.4 zeigt, dass die ionosphärische Refraktion nicht nur von der Anzahl der freien Elektronen n_e, sondern auch von der Frequenz f der Trägerwelle abhängig ist (dispersives Me-

dium). Der resultierende Fehler in der Streckenmessung ist also für die verschiedenen Signale je nach Trägerwelle unterschiedlich groß. Unberücksichtigt kann der Effekt bei tief stehenden Satelliten (langer Weg durch die Ionosphäre) bis zu 100m oder mehr betragen. Durch die Korrektur mit einfachen Modellen kann der Restfehler aber leicht auf wenige Meter reduziert werden.

Troposphärenkorrektur: Die Laufzeitverzögerung in den unteren Schichten der Atmosphäre wird als troposphärische Laufzeitverzögerung ΔTro bezeichnet, obwohl streng genommen die gesamte neutrale Atmosphäre gemeint ist. Der Einfluss auf die Streckenmessung liegt bei einigen Metern, wobei ein Teil davon gut modelliert werden kann. Der Restfehler liegt bei ungefähr 0.2m. Der Effekt der Troposphäre wird in den Kapiteln 2.1.2 und 2.1.3 genauer ausgeführt.

Empfängerrauschen: Ein weiterer Effekt, der die Streckenmessung beeinflusst, ist das thermische Rauschen des Empfängers, welches das aufgenommene Signal überlagert. Die Größenordnung dieses Fehlers liegt bei Code-Messungen bei etwa 0.1-0.3m.

Mehrwegeffekte: Wenn GNSS-Signale an Objekten reflektiert werden und erst dann zum Empfänger gelangen, spricht man von Mehrwegeffekten (englisch *Multipath*, MP). Durch die Vermischung des reflektierten mit dem direkten Signal kann es vorkommen, dass mittels Korrelation eine falsche Laufzeit bestimmt oder die Korrelationsfunktion eventuell gar nicht gelöst wird. Die MP Effekte können also ein beträchtliches Ausmaß annehmen. Um sie möglichst klein zu halten, sollte der Standpunkt des Empfängers sorgfältig gewählt werden. Für Code-Messungen liegt dieser Fehlereffekt im Meterbereich. Für Phasen-Messungen beträgt der Fehler maximal ein Viertel der Wellenlänge der Trägerwelle.

2.1.1.3 Erweiterte Beobachtungsgleichung und Fehlerbudget

Unter Berücksichtigung der im vorangegangenen Abschnitt diskutierten Fehlerquellen kann nun die vollständige GNSS-Beobachtungsgleichung wie folgt angeschrieben werden:

$$\begin{aligned} P &= \rho + c \cdot \Delta t_E + c \cdot \Delta t^S + \Delta Orb + \Delta Rel + \Delta Ion + \Delta Tro + \Delta Noise + \Delta MP + \epsilon \\ L &= \rho + c \cdot \Delta t_E + c \cdot \Delta t^S + \Delta Orb + \Delta Rel - \Delta Ion + \Delta Tro + \Delta Noise + \Delta MP + \lambda N + \epsilon \end{aligned} \tag{2.5}$$

P	Code-Messung in [m]	ΔIon	Ionosphärische Laufzeitverzögerung
L	Phasen-Messung in [m]	ΔTro	Troposphärische Laufzeitverzögerung
ρ	Geometrische Distanz	$\Delta Noise$	Empfängerrauschen
Δt_E	Empfängeruhrfehler	ΔMP	Mehrwegeffekte
Δt^S	Satellitenuhrfehler	N	Anzahl der ganzen Wellenlängen
ΔOrb	Orbitfehler	λ	Wellenlänge der Trägerwelle
ΔRel	Relativistische Effekte	ϵ	Restfehler

Wie im vorangegangenen Kapitel beschrieben, können einige dieser Einflussgrößen mit Hilfe von Modellen stark reduziert werden. Der Restfehler ϵ enthält Größen von systematischer wie auch zufälliger Natur. Einige Effekte, die darin zusammengefasst sind, wären beispielsweise die Verzögerung der Signale in Satelliten- und Empfängerhardware, der Effekt von nicht perfekt synchronisierten Signalen oder zufällige Messabweichungen. Für die Beobachtungsgleichung von Phasen-Messungen gilt auch hier wieder ein umgekehrtes Vorzeichen beim Einfluss der Ionosphäre ΔIon. Außerdem enthält sie den Term der Mehrdeutigkeiten λN.

All diese Fehlergrößen beziehen sich direkt auf die Pseudoranges zu den einzelnen Satelliten. Das sich daraus ergebende effektive Fehlerbudget von Pseudorange-Messungen wird als *user-equivalent range error* (UERE) bezeichnet. Die jeweiligen Anteile sind in Tabelle 2.1 zusammengefasst. Der Empfängeruhrfehler ist hier nicht angeführt, da er nicht als Fehlergröße, sondern als Unbekannte gesehen wird. Auch die relativistischen Effekte sind nicht in der Tabelle gelistet, da sie rechnerisch weitgehend eliminierbar sind.

Tabelle 2.1: Typisches UERE Budget für die Positionierung mittels Pseudorange-Messungen (nach Kaplan & Hegarty (2006), eigene Überarbeitung, 2016). Die angegebenen Werte beziehen sich auf ein Fehlerniveau von 1σ. Die atmosphärischen Einflüsse wurden mit Standardmodellen korrigiert.

Fehlerquelle	**Streckenfehler [m]**
Satellitenuhr	1.1
Satellitenorbit	0.8
Ionosphäre (Restfehler)	1.5
Troposphäre (Restfehler)	0.2
Empängerrauschen	0.1
Mehrwegeffekte	1.0
Total	**2.3**

Um die Positionierungsgenauigkeit zu erhöhen, können spezielle Messverfahren angewendet werden. Wie bereits erwähnt, ist die Positionierung mittels Phasen-Beochachtungen genauer, solange die Mehrdeutigkeiten gelöst werden können. Bei differentiellen Messverfahren wird die Basis vom Neupunkt zu einer Referenzstation mit bekannten Koordinaten bestimmt, wodurch viele Fehlergrößen wegfallen oder reduziert werden. Bei Beobachtung auf zwei Frequenzen kann der Effekt der Ionosphäre aufgrund ihrer dispersiven Eigenschaften weitgehend eliminiert werden. Es gibt noch viele weitere Möglichkeiten, auf die hier nicht genauer eingegangen werden soll. Bei Anwendung dieser Verfahren ist eine Positionierungsgenauigkeit von wenigen Zentimetern in Echtzeit erreichbar. Im Postprocessing ist eine Genauigkeit von wenigen Millimetern erreichbar.

Für detailliertere Ausführungen sei an dieser Stelle auf die umfangreiche Fachliteratur, wie etwa Kaplan & Hegarty (2006) oder Hofmann-Wellenhof *et al.* (2008), verwiesen.

2.1.2 Troposphärische Laufzeitverzögerung

Im folgenden Abschnitt wird die troposphärische Laufzeitverzögerung näher erläutert, da sie die Grundlage der vorliegenden Arbeit bildet. Die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen wird vom Brechungsindex n beeinflusst. In den unteren, neutralen Schichten der Atmosphäre ist dieser nicht von der Anzahl der freien Elektronen n_e abhängig und auch die Frequenzabhängigkeit ist im Wellenlängenbereich der GNSS-Signale praktisch nicht gegeben, wie in Abbildung 2.3 zu sehen. Da der Brechungsindex der neutralen Atmosphäre sehr nahe an eins liegt, wird stattdessen die Refraktivität N eingeführt:

$$N = (n-1) \cdot 10^6 \tag{2.6}$$

N ist eine komplexe Größe, wobei der Imaginärteil die Absorbtion beschreibt und der Realteil die Signalverzögerung sowie die Krümmung des Signalweges verursacht. Die folgenden Ausführungen sind stets ausschließlich auf den Realteil bezogen.

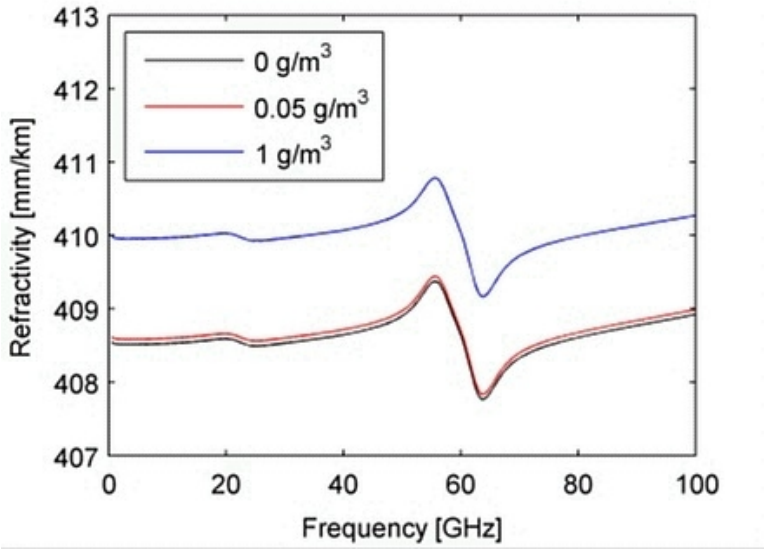


Abbildung 2.3: Wellenlängenabhängigkeit der Refraktivität N. Die Abbildung zeigt die Refraktivität für Frequenzen zwischen 0GHz und 100GHz in ppm. Die Berechnung von N erfolgte mit Hilfe des *Millimeter-wave Propagation Model* (MPM) nach Liebe (1989). Dabei wurde ein Luftdruck von 1013hPa, eine Temperatur von 300K und eine relative Luftfeuchte von 100% angenommen. Außerdem wurde zwischen drei unterschiedlichen Konzentrationen an flüssigem Wasser in der Atmosphäre (0g/m^3, 0.05g/m3 und 1g/m3) unterschieden. Im Bereich der GNSS-Signale (1-2GHz) ist faktisch keine Wellenlängenabhängigkeit gegeben. (Böhm & Schuh, 2013)

Die Refraktivität kann als Funktion von Dichte und Temperatur ausgedrückt werden. Die Dichte wiederum kann aus Druck und Feuchte berechnet werden. Somit lässt sich nach Böhm & Schuh (2013) mit ein paar Vereinfachungen die Refraktivität N wie folgt berechnen:

$$N = k_1 \frac{p_d}{T} Z_d^{-1} + k_2 \frac{p_w}{T} Z_w^{-1} + k_3 \frac{p_w}{T^2} Z_w^{-1} \tag{2.7}$$

p_d	Partialdruck der trockenen Luft in hPa
p_w	Partialdruck des Wasserdampfes in hPa
T	Temperatur in K
Z_d, Z_w	Kompressibilitätsfaktor von trockener Luft und Wasserdampf
k_1, k_2, k_3	empirisch bestimmte Koeffizienten

Die Kompressibilitätsfaktoren beschreiben die Abweichung der jeweiligen Bestandteile der Atmosphäre von einem idealen Gas. Für das ideale Gas gilt $Z = 1$. Die Berechnung dieser Faktoren für die i-ten Komponenten der Atmosphäre ist mit Formel 2.8 gegeben, wobei p und T Druck und Temperatur der Atmosphäre, M_i und ρ_i molare Masse und Dichte der jeweiligen Komponente und R die universelle Gaskonstante sind.

$$Z_i = \frac{p\, M_i}{\rho_i R\, T} \tag{2.8}$$

Somit lässt sich Formel 2.7 in folgenden Ausdruck für die Refraktivität umwandeln:

$$\begin{aligned} N &= k_1 \frac{R}{M_d} \rho + k_2^{'} \frac{p_w}{T} Z_w^{-1} + k_3 \frac{p_w}{T^2} Z_w^{-1} \\ \text{mit} \quad k_2^{'} &= k_2 - k_1 \frac{M_w}{M_d} \end{aligned} \tag{2.9}$$

Der erste Term beschreibt einen Zustand hydrostatischen Gleichgewichts, während der zweite und dritte Term von der Menge des Wasserdampfes in der Luft abhängig sind. Die Refraktivität N lässt sich also in einen sogenannten hydrostatischen Teil N_h und einen feuchten (auch nicht-hydrostatischen) Teil N_w aufspalten.

$$\begin{aligned} N_h &= k_1 \frac{R}{M_d} \rho \\ N_w &= k_2^{'} \frac{p_w}{T} Z_w^{-1} + k_3 \frac{p_w}{T^2} Z_w^{-1} \end{aligned} \tag{2.10}$$

Der hydrostatische Anteil der Refraktivität N_h ist nur von der Gesamtdichte ρ der Luft abhängig und zeigt einen dementsprechenden Verlauf mit der Höhe, wie in Abbildung 2.4 in blau dargestellt. Der feuchte Anteil N_w ist hingegen vom Partialdruck des Wasserdampfes und der Temperatur abhängig und somit räumlich und zeitlich sehr variabel. Abbildung 2.4 zeigt für N_w nicht

nur zwei sehr unterschiedliche Profile zu den jeweiligen Aufnahmezeitpunkten, sondern auch, dass der Wert in der Höhe null offensichtlich keinen Aufschluss über den weiteren Verlauf des Refraktivitätsanteiles mit der Höhe gibt.

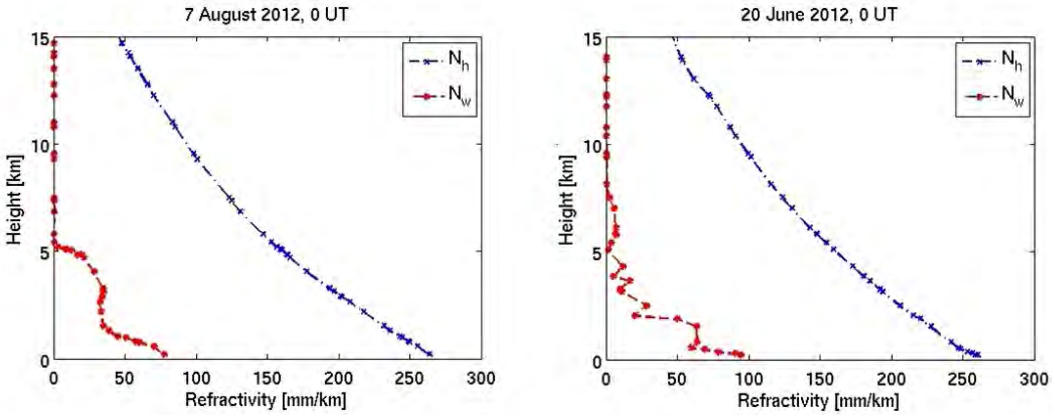


Abbildung 2.4: Höhenprofile des hydrostatischen Anteils N_h und des feuchten Anteils N_w der Refraktivität zu zwei unterschiedlichen Zeitpunkten. Die Profile wurden an der gleichen Station zur gleichen Tageszeit ermittelt. N_h weist ein stabiles Profil auf, während N_w zeitlich als auch räumlich sehr variabel ist.
(T. Nilsson, J. Böhm, D. Wijaya, A. Tresch, V. Nafisi und H. Schuh: Path Delays in the Neutral Atmosphere, in Böhm & Schuh (2013))

Um die troposphärische Laufzeit zu erhalten, muss das Integral über den Brechungsindex entlang des Signalweges gebildet werden. Dabei ergeben sich zwei Effekte. Einerseits verlangsamt sich die Ausbreitungsgeschwindigkeit mit zunehmender Dichte. Andererseits breitet sich das Signal aufgrund des Fermat'schen Prinzips entlang eines gekrümmten Pfades aus. Der tatsächliche Weg S ist somit länger als die geometrische Distanz G (hier G, um eine Verwechslung mit der Dichte ρ zu vermeiden), wie in Abbildung 2.5 dargestellt.

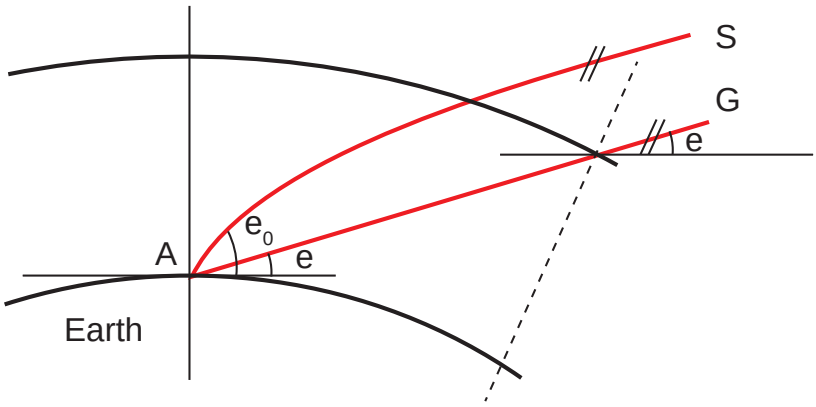


Abbildung 2.5: Signalweg durch die Troposphäre. Der tatsächliche Ausbreitungsweg S ist aufgrund der Brechung gegenüber der geometrischen Distanz G gekrümmt und somit länger.
(T. Nilsson, J. Böhm, D. Wijaya, A. Tresch, V. Nafisi und H. Schuh: Path Delays in the Neutral Atmosphere, in Böhm & Schuh (2013))

Um die Verzögerung des Signals beim Durchlaufen der Troposphäre zu berechnen, wird

die Differenz zwischen oben genanntem Integral und der geometrischen Distanz G gebildet (Böhm & Schuh, 2013).

$$\Delta Tro = \int_S n(s)\,ds - G = \int_S [n(s)-1]\,ds + \int_S ds - G = 10^{-6}\int_S N(s)\,ds + S - G \tag{2.11}$$

Die Laufzeitverzögerung setzt sich also aus dem Integral über die Refraktivität N und der geometrischen Differenz von tatsächlichem und direktem Signalweg zusammen. Das Intergal lässt sich nach 2.10 in einen hydrostatischen und einen feuchten Anteil der Verzögerung aufteilen. Die Laufzeitverzögerung, die über das Integral berechnet wird, liegt umgerechnet im Meterbereich und kann bei tiefen Elevationen mehrere Zehnermeter betragen. Der Term $S - G$ hingegen beträgt bei mittleren Elevationen nur wenige Millimeter und verursacht nur bei äußerst niedrigen Elevationen einen Streckenfehler von bis zu 3m, wie in Abbildung 2.6 dargestellt.

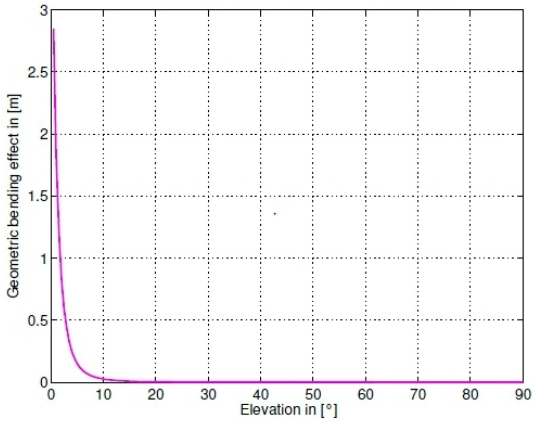


Abbildung 2.6: Größenordnung des Krümmungseffektes in der Troposphäre. Der Term $S-G$ (in der Grafik als *geometric bending effect*) ist von der Elevation abhängig. Generell liegt der Fehler im Millimeterbereich, bei sehr tiefen Elevationen kann er aber bis zu 3m betragen. (Hofmeister, 2016)

Gleichung 2.11 bezieht sich auf die Verzögerung entlang des Signalweges und ist daher abhängig von der Elevation des beobachteten Satelliten. Allgemeiner können die troposphärische Laufzeitverzögerung und ihre Anteile in Zenitrichtung angegeben werden, wie in Formel 2.12 für die beiden Anteile dargestellt. Das Integral wird ab der Höhe des Empfängers h_0 entlang der Vertikalen gebildet. Man spricht von der hydrostatischen und feuchten Zenitverzögerung (englisch *zenith hydrostatic delay*, ZHD und *zenith wet delay*, ZWD).

$$\begin{aligned} ZHD &= 10^{-6}\int_{h_0}^{\infty} N_h(z)\,dz \\ ZWD &= 10^{-6}\int_{h_0}^{\infty} N_w(z)\,dz \end{aligned} \tag{2.12}$$

z bezeichnet hier die Höhe. Um Formel 2.12 zu lösen, muss die Refraktivität N entlang des gesamten Signalweges (hier also entlang der Vertikalen) vorliegen. Die räumliche und vorallem vertikale Verteilung von N ist jedoch selten bekannt.

Für die Verzögerung in Richtung des Satelliten werden ZHD und ZWD mit Hilfe sogenannter Mapping Funktionen (MF) auf die entsprechende Elevation projiziert. Die MF sind dementsprechend in erster Linie von der Elevation e abhängig. Das Projizieren erfolgt meist für die beiden Anteile getrennt, da die unterschiedlichen MF auf die jeweiligen Eigenschaften angepasst sind. Außerdem wird in der hydrostatischen MF häufig der Term $S - G$ mitberücksichtigt, da er per Konvention zum hydrostatischen Anteil gezählt wird.

Für die hydrostatische Verzögerung gilt die hydrostatische Gleichung mit Druck p, Höhe z, Dichte ρ und der Schwerebeschleunigung g:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho(z)\, g(z) \tag{2.13}$$

Durch Lösung dieser lassen sich relativ leicht Gleichungen zur Bestimmung der hydrostatischen Verzögerungen finden, wie etwa jene von Saastamoinen (1972), die ausschließlich von der (groben) Position des Empfängers (Breite φ und Höhe h_0) sowie dem Druck p_0 vor Ort abhängig ist:

$$ZHD = \frac{0.0022768\, p_0}{1 - 0.00266\, cos(2\varphi) - 0.00028\, h_0} \tag{2.14}$$

Um die Formel von Saastamoinen (1972) aus der hydrostatischen Gleichung abzuleiten, müssen die Gradienten von Dichte ρ und Schwerebeschleunigung g angenommen werden. Diese Werte sind hinreichend genau bekannt. Im Gegensatz zu Gleichung 2.12 gehen in die Formel von Saastamoinen (1972) folglich nur Bodenwerte ein. Somit kann diese leicht gelöst werden.

Eine ähnliche Formel für den ZWD wäre wesentlich komplexer bzw. es fließen mehr meteorologische Parameter ein. Der ZWD macht aber nur einen sehr geringen Teil der Gesamtverzögerung (*zenith total delay*, ZTD) aus, welche für eine Höhe $h_0 = 0$ bei ungefähr 2.2m liegt.

Anhand von entsprechenden Formeln kann die Gesamtverzögerung in Zenitrichtung etwa auf 3.5cm genau berechnet werden, wobei der limitierende Faktor die Ermittlung des ZWD ist. Eine genauere Bestimmung ist bei geringen Genauigkeitsanforderungen jedoch nicht zwingend notwendig. Bei ausreichend Beobachtungen kann die troposphärische Zenitverzögerung bzw. der feuchte Anteil als Unbekannte neben den Empfängerkoordinaten und der Empfängeruhr mitgeschätzt werden. Für die Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit wurde ein regionales Stationsnetzwerk gelöst, wie in Kapitel 3.2.1 beschrieben. Auf diese Art kann der ZTD auf wenige Millimeter genau geschätzt werden.

2.1.3 Troposphärische Gradienten

Die im vorigen Abschnitt angeführte Vorgehensweise (Projizieren der Zenitverzögerung mittels MF auf die Beobachtungsrichtung) berücksichtigt keine Asymmetrien der neutralen Atmosphäre. Die MF sind nur von der Elevation e, nicht aber vom Azimut a des beobachteten Satelliten abhängig. Tatsächlich variiert die troposphärische Verzögerung mit dem Azimut. Ein systematischer Einfluss ergibt sich aus der größeren Ausdehnung der neutralen Atmosphäre über dem Äquator als über den Polen (Böhm & Schuh, 2013), wie in Abbildung 2.7 dargestellt. Bei gleicher Elevation e ist der Signalweg S_1 Richtung Norden kürzer als S_2 in Richtung Äquator. Weitere vom Azimut abhängige Abweichungen ergeben sich beispielsweise aus Wetterphänomenen und der ungleichmäßigen Verteilung des Wasserdampfes.

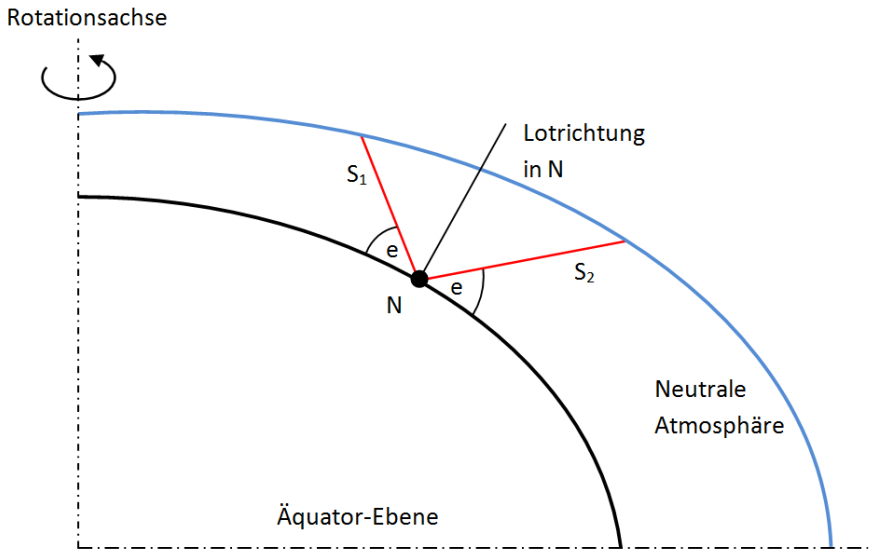


Abbildung 2.7: Asymmetrie der neutralen Atmosphäre. Die Ausdehnung der neutralen Atmosphäre über dem Äquator ist größer als über den Polen. Für die troposphärische Laufzeitverzögerung ergeben sich somit systematische, vom Azimut abhängige Variationen.

Um diese Effekte auszugleichen, wird ein horizontaler troposphärischer Gradient eingeführt. Nach Davis *et al.* (1993) geschieht dies mittels Taylor-Approximation bis zum Grad 1 der Refraktivität $N(\boldsymbol{x}, z)$ an der Position des Empfängers.

$$N(\boldsymbol{x}, z) = N_0(z) + \boldsymbol{\xi}(z)\,\boldsymbol{x} \tag{2.15}$$

$N_0(z)$ bezeichnet die Refraktivität in der Vertikalen über dem Empfänger, $\boldsymbol{x}$ ist ein horizontaler Vektor in Richtung des Azimuts mit Nord- und Ostkomponente und $\boldsymbol{\xi}(z)$ enthält die partiellen Ableitungen der Refraktivität nach $\boldsymbol{x}$ in der Höhe z. Die troposphärische Verzögerung erhält man durch Integration der Gleichung 2.15 entlang des Ausbreitungsweges. Berücksichtigt man den

Anteil des Gradienten in der MF $mf(a,e)$, kann die Verzögerung wie folgt dargestellt werden:

$$\Delta Tro(a,e) = ZTD \cdot mf(a,e) \tag{2.16}$$

Um die troposphärischen Gradienten (Gradient der Verzögerung, nicht der Refraktivität) explizit zu berechnen, wird komponentenweise über die horizontalen Gradienten der Refraktivität ξ entlang der Vertikalen integriert (Formel 2.17). Der ermittelte troposphärische Gradient G setzt sich aus einer Nord- und Ostkomponente, berücksichtigt durch den Index i, zusammen.

$$G_i = 10^{-6} \int_0^\infty \xi_i \, z \, dz \tag{2.17}$$

In der Praxis werden die asymmetrischen Anteile beispielsweise von Chen & Herring (1997) wie in Formel 2.18 angeführt modelliert. Die hier verwendete MF $mf_g(e)$ ist speziell für die Anwendung des Gradienten G adaptiert. ΔTro_0 ist die troposphärische Verzögerung ohne Anteil des Gradienten und daher nur von der Elevation e abhängig.

$$\Delta Tro(a,e) = \Delta Tro_0(e) + mf_g(e)(G_n \, cos(a) + G_e \, sin(a)) \tag{2.18}$$

Für die Schätzung der Gradienten sind ausreichend Beobachtungen auch in tieferen Elevationen und unterschiedlichen horizontalen Richtungen notwendig. Aus Gleichung 2.18 geht hervor, dass der troposphärische Gradient mit den Komponenten G_n in Nord-Süd-Richtung und G_e in Ost-West-Richtung in die Richtung der größeren Verzögerung zeigt. Der systematische Anteil muss also gegen den Äquator gerichtet sein, wie in Abbildung 2.7 visualisiert. Bei starken Unterschieden in der Luftfeuchtigkeit deutet der Gradient in Richtung des größeren Brechungsindexes, also in Richtung der höheren Konzentration von Wasserdampf in der Atmosphäre.

2.2 Niederschlagsbildung

Die physikalischen Vorgänge bei der Kondensation von Wasserdampf in der Atmosphäre sind sehr komplex und teilweise noch nicht vollständig bekannt. In diesem Abschnitt werden daher nur überblicksartig die Grundvoraussetzungen für Niederschlagsbildung nach Leeb (2009) diskutiert.

2.2.1 Schichtung der Atmosphäre

Für Wettergeschehen und Wasserhaushalt sind im Grunde nur Troposphäre und Stratosphäre relevant. In diesen Schichten sind die einzelnen Komponenten der Atmosphäre homogen durchmischt und man spricht daher auch von der Homosphäre, die etwa in einer Höhe von 80km endet.

Die beiden Abschnitte unterscheiden sich jedoch durch ihre jeweiligen thermodynamischen Zustände. In der Stratosphäre herrscht ein Strahlungsgleichgewicht. In der Troposphäre, also den unteren 10-20km, überwiegen turbulente, konvektive Prozesse.

Wie schon in Abbildung 2.4 in Kapitel 2.1.2 indirekt am Verlauf des feuchten Anteils der Refraktivität zu sehen ist, befindet sich ab einer Höhe von etwa 10km praktisch kein Wasserdampf mehr in der Atmosphäre. Außerdem nimmt aufgrund der vorherrschenden Strahlungsverhältnisse die Temperatur bis in eine Höhe von ungefähr 10-15km annähernd linear ab. Das bedeutet, dass aufsteigende Luftmassen abkühlen. Diese Eigenschaften sind relevant für die Niederschlagsbildung.

2.2.2 Voraussetzungen für die Niederschlagsbildung

Die wichtigste Voraussetzung für Kondensation ist die Übersättigung. Das heißt, es befindet sich mehr Wasserdampf in der Luft als theoretisch aufgenommen werden kann. Bei welcher Menge an Wasserdampf eine Übersättigung eintritt, hängt zu einem großen Teil von Druck und Temperatur ab. Bei höheren Temperaturen kann mehr Wasserdampf aufgenommen werden als bei niedrigen.

Es gibt zwei wesentliche Prozesse, durch die eine Übersättigung erreicht wird. Einerseits kann durch diverse Strömungsprozesse oder Luftbewegungen zusätzlicher Wasserdampf zugeführt werden. Andererseits sinkt die Aufnahmekapazität beim Abkühlen von Luft, wie oben erwähnt, und es tritt bei gleichbleibendem Wasserdampfgehalt eine Übersättigung ein. Die Abkühlung der Luft kann aufgrund von zwei Vorgängen geschehen.

Isobare Abkühlung: Isobar bedeutet gleichbleibende Druckverhältnisse. Die Luftmassen bleiben also auf gleicher Höhe und kühlen beispielsweise durch fehlende Wärmezufuhr oder Durchmischung mit kühleren Luftmassen aus.

Adiabatische Abkühlung: Wie im vorigen Abschnitt erwähnt, kühlen aufsteigende Luftmassen auch ohne Wärmeaustausch mit der Umgebung ab. Man spricht daher von adiabatischer Abkühlung. Der Grund für die Abkühlung liegt hier also im Heben der feuchten Luftmassen.

2.2.3 Physik der Kondensation

Kondensation führt nicht direkt zu Niederschlag. Kleine Tröpfchen, so wie sie bei der Kondensation entstehen, haben eine sehr geringe Fallweite, bevor sie wieder verdampfen (siehe Tabelle 2.2). Es bilden sich also zuerst Wolken und Nebel. Erst durch weitere Prozesse wachsen die Tröpfchen bis zu einer Größe, in der sie als Niederschlag den Erdboden erreichen.

Bedingung ist aber die Kondenstation. Es kann zwischen zwei Arten unterschieden werden (Leeb, 2009).

Homogene Kondensation: Diese Art der Kondensation basiert auf dem statistischen Zusammentreffen von Dampfmolekülen, die so ein Tröpfchen bilden. Bei sehr kleinem Tropfenradius ist die Bindungsenergie sehr gering und es kommt wieder zur Verdampfung. Diese zwei Prozesse stehen üblicherweise im Gleichgewicht. Um die niedrige Bindungsenergie bei sehr kleinem Tropfenradius aufzuwiegen, müssen große Mengen an Wasserdampf vorliegen. Bei hoher Übersättigung und dem Überschreiten einer gewissen Schwellenenergie überwiegt der Prozess der Kondensation.

Heterogene Kondensation: Bei der Kondensation an sogenannten Kondensationskeimen ist durch den Keim ein großer Anfangsradius gegeben. Kondensationskeime können beispielsweise Aerosole sein. Durch den größeren Anfangsradius wird die Schwellenenergie leichter überschritten und es tritt bereits bei geringer Übersättigung Kondensation ein.

Tabelle 2.2: Fallstrecke von Tröpfchen. Um nicht bereits nach einer sehr kurzen Fallstrecke wieder zu verdampfen, muss ein Radius in der Größenordnung von etwa 500μm erreicht werden. (Leeb, 2009)

Tröpfchenradius	**Fallstrecke**
10μm	1mm
100μm	1m
500μm	1km

Rein durch den Prozess der Kondensation entstehen Tröpfchen mit einem Radius von maximal etwa 20μm. Für die Niederschlagsbildung sind daher weitere Mechanismen notwendig, um entsprechend große Tröpfchenradien zu erreichen.

Einer dieser Mechanismen ist das Einfangen kleinerer Tröpfchen durch größere, schneller fallende Tropfen. Dieser Vorgang wird Koaleszenz genannt. Der Wirkungsgrad hängt vom Verhältnis der beiden Radien ab, die Wachstumsrate zusätzlich auch von der relativen Fallgeschwindigkeit der beiden Tröpfchen zueinander. Die Wachstumsrate durch Koaleszenz ist allerdings, vorallem bei noch kleinen Radien, sehr gering. Bis heute ist der genaue Vorgang, wie ein Radius von mehr als 50μm erreicht wird, nicht bekannt.

Ein weiterer Mechanismus ist die Regenbildung über die Eisphase. Unter gewissen Bedingungen können in kurzer Zeit relativ große Eisnadeln entstehen. Bei -15°C, zum Beispiel, erreichen Eisnaldeln in wenigen Minuten eine Länge von bis zu 150μm. Dadruch wird sehr schnell ein großer Anfangsradius erreicht.

2.2.4 Beeinflussung von Troposphärenparameter durch Niederschlagsbildung

Wie in Kapitel 2.2.2 beschrieben, tritt Übersättigung entweder durch Zufuhr von zusätzlichem Wasserdampf oder durch Abkühlung feuchter Luft ein. Durch Kondensation und Niederschlag wird Wasserdampf aus der Atmosphäre abgeführt. Die Frage, die sich nun stellt, ist, wie sich diese Prozesse auf die troposphärische Laufzeitverzögerung, speziell auf den feuchten Anteil, auswirken. Zur Überlegung der theoretischen Zusammenhänge wird die Formel für die Refraktivität hier noch einmal angeführt. Das Augenmerk wird dabei auf die Temperatur T sowie den Partialdruck des Wasserdampfes p_w gelegt.

$$N = k_1 \frac{p_d}{T} Z_d^{-1} + k_2 \frac{p_w}{T} Z_w^{-1} + k_3 \frac{p_w}{T^2} Z_w^{-1} \tag{2.19}$$

Kommt es durch die Abkühlung feuchter Luftmassen zur Übersättigung, muss zwischen den zwei Mechanismen unterschieden werden. Bei isobarer Abkühlung ändert sich der Partialdruck des Wasserdampfes am jeweiligen Punkt nicht, die Temperatur sinkt allerdings. Dies bewirkt einen Anstieg der Refraktivität. Bei adiabatische Abkühlung ändert sich die Temperatur nicht, die aufsteigende feuchte Luft bewirkt allerdings in den entsprechenden Höhen eine Zunahme des Wasserdampfgehaltes. Die Refraktivität steigt somit ebenfalls. Je nachdem, wie sich nun die Eigenschaften im gesamten Höhenverlauf verändern, ist eine Zunahme der troposphärischen Laufzeitverzögerung zu erwarten. Diese Prozesse sind also vermutlich schwer zu erfassen.

Durch Wolkenbildung und Niederschlag nimmt anschließend der Partialdruck des Wasserdampfes ab und die Laufzeitverzögerung wird geringer. Diese Vorgänge wirken sich also auf die mittels GNSS bestimmten Parameter aus und sind somit zumindest teilweise theoretisch beobachtbar.

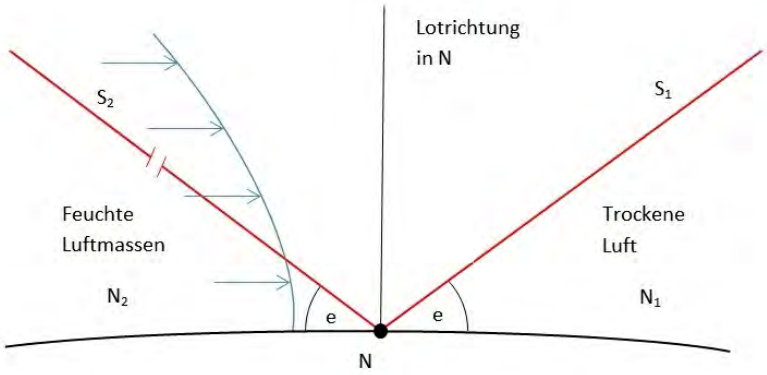


Abbildung 2.8: Asymmetrie durch Herannahen feuchter Luftmassen. Die Refraktivität N_2 der feuchten Luftmassen ist größer als jene der trockenen Luft N_1. Im Punkt N entsteht für Beobachtungen unter dem gleichen Elevationswinkel e eine Asymmetrie für die Laufzeiten S_1 und S_2.

Bei Übersättigung durch Zufuhr von zusätzlichem Wasserdampf treten ähnliche Phänomene

auf. Es steigt der Wasserdampfdruck und erhöht somit die Refraktivität. Unabhängig davon kann ein gleichzeitiges Abkühlen der Luft den Effekt verstärken. Ein Beispiel dafür wäre das Herannahen einer Kaltfront mit feuchten Luftmassen nach einer trockenen Schönwetterphase. Nach Abregnen der Luftfeuchtigkeit nimmt die Laufzeitverzögerung wieder ab. Dieser Prozess sollte sich also relativ klar auf die GNSS-Troposphärenparameter auswirken.

Hinzu kommt hier, dass durch das Herannahen der feuchten Luftmassen eine vom Azimut abhängige Asymmetrie der Refraktivität entsteht (siehe Abb. 2.8). Vor dem Anstieg der Zenitverzögerung über der Station schlägt der Gradient also in Richtung der feuchten Luftmassen aus. Ein theoretischer Zusammenhang zwischen Niederschlagsbildung und den im vorigen Abschnitt erläuterten troposphärischen Parametern ist also gegeben.

2.3 Bisherige Forschungsarbeiten

Der Zusammenhang zwischen troposphärischer Laufzeitverzögerung und meteorologischen Parametern ist bereits in mehreren Forschungsprojekten und Studien untersucht worden. Im folgenden Kapitel werden nun einige dieser Arbeiten vorgestellt, angefangen von einer bereits vor vielen Jahren hergestellten Verbindung bis hin zu sehr aktuellen Studien.

2.3.1 Integrierter ausfällbarer Wassersdampf

In der Meteorologie gibt es den Begriff des integrierten ausfällbaren Wasserdampfes (englisch *integrated precipitable water vapor*, IPWV). Dieser meteorologische Parameter ist wie folgt definiert, wobei ρ_l die Dichte von flüssigem Wasser ist, R_w die spezifische Gaskonstante von Wasserdampf und e der Partialdruck des Wasserdampfes.

$$IPWV = \frac{1}{\rho_l R_w} \int_H^\infty \frac{e}{T}\, dz \tag{2.20}$$

Der IPWV entspricht der äquivalenten Wassersäule in der Atmosphäre und ist daher ein Maß dafür, wie viel Wasser im Fall von Niederschlag abregnen kann. Der Zusammenhang zur feuchten Zenitverzögerung ist nach Askne & Nordius (1987) wie folgt gegeben:

$$\begin{aligned} ZWD &= \frac{1}{\Pi} \cdot IPWV \\ \Pi &= \frac{10^5}{(k_2^{'} + k_3/T_m)\, R_w} \end{aligned} \tag{2.21}$$

In der obenstehenden Form wurde für ρ_l ein Wert von 1000kg/m^3 gewählt und bereits eingesetzt. Die Parameter $k_2^{'}$ und k_3 sind die in Kapitel 2.1.2 eingeführten Koeffizienten. T_m ist die gewichtete mittlere Temperatur der Atmosphäre. Typischerweise ist für Π ein Wert von etwa 0.16

in der Literatur zu finden. Bei genauerer Betrachtung dieses Terms Π lassen sich folgende Aussagen über dessen Fehlerbudget treffen (Bevis *et al.*, 1994). Die Parameter R_w und ρ_l sind hinreichend genau bekannt und haben keinen nennenswerten Einfluss auf die Genauigkeit von Π. Der gesamte Ausdruck lässt sich als Funktion von T_m umschreiben. Bei der Genauigkeit, mit der sich T_m ermitteln lässt (etwa 1% relativer Fehler), lässt sich in guter Näherung sagen, dass der relative Fehler von Π dem relativen Fehler von T_m entspricht.

2.3.2 Schätzung von Wasserdampfvariationen

In einer Arbeit von Shoji (2016) werden die räumlichen Variationen von Wasserdampf in der Troposphäre mittels GNSS-Messungen untersucht. Die Grundidee liegt darin, die unterschiedlichen Korrelationsmaxima von Bodenfeuchte Q_{sfc} und IPWV mit der spezifischen Feuchte $Q(H)$ entlang des vertikalen Profiles zu nutzen. In Abbildung 2.9 sind die Korrelationskoeffizienten für jedes Monat dargestellt. Die Bodenfeuchte wurde an meteorologischen Stationen erfasst, der IPWV aus GNSS-basierten troposphärischen Laufzeitverzögerungen ermittelt und der Referenzwert für die spezifische Feuchte stammt aus Messungen von Radiosonden. In Abbildung 2.9 sind saisonale Abhängigkeiten der Korrelationskoeffizienten zu erkennen. Dennoch ergibt sich ein deutliches Maximum für den Korrelationskoeffizienten zwischen Bodenfeuchte Q_{sfc} und spezifischer Feuchte $Q(H)$ an der Erdoberfläche bis zu einer Höhe von etwa 1km (Abb. 2.9, links). Das Maximum für den Korrelationskoeffizienten zwischen IPWV und $Q(H)$ liegt in einer Höhe von etwa 2-5km (Abb. 2.9, rechts).

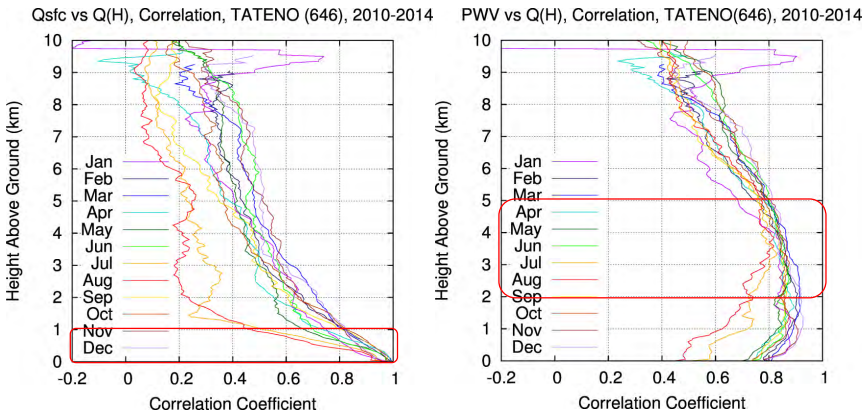


Abbildung 2.9: Korrelation von Bodenfeuchte und IPWV mit der spezifischen Feuchte.Das Maximum der Korrelation zwischen Q_{sfc} und $Q(H)$ liegt bei 0-1km Höhe, jenes zwischen IPWV und $Q(H)$ bei etwa 2-5km Höhe. Beide Korrelationskoeffizienten zeigen deutliche saisonale Variationen.(Shoji, 2016)

Die Bestimmung des Höhenprofils von $Q(H)$ erfolgt mittels multipler linearer Regression, wie in Formel 2.22 angeführt. Die Koeffizienten a, b und c sind von der Höhe H abhängig. Der Koeffizient a beträgt in Bodennähe etwa 1, erreicht ein Minimum von ca. -0.2 in 3-4km Höhe und geht in 10km Höhe gegen Null. Der Koeffizient b beträgt an der Erdoberfläche etwa Null, erreicht sein Maximum von etwa 0.25 in ca. 3km Höhe und geht anschließend ebenfalls gegen Null. Der

Koeffizient c weist deutliche jährliche Variationen auf und es empfiehlt sich daher, die saisonale Abhängigkeit weiter zu berücksichtigen.

$$Q(H) = a \cdot Q_{sfc} + b \cdot IPWV + c \tag{2.22}$$

Durch Interpolation der am Boden erfassten Daten und Berechnung des vertikalen Profils an diesen Punkten ergibt sich ein dreidimensionales Modell der spezifischen Feuchte $Q(H)$. Die spezifische Feuchte kann in Wasserdampfgehalt der Luft umgerechnet werden. Die räumliche Verteilung von Wasserdampf in den unteren Schichten der Atmosphäre hilft zusammen mit anderen meteorologischen Parametern bei der Vorhersage extremer Regenereignisse, wie in der Arbeit von Shoji (2016) anhand eines Beispieles gezeigt wird.

2.3.3 Bestimmung von Frontgrenzen mittels Boden-RADAR

Die Abhängigkeit der Refraktivität N vom Partialdruck des Wasserdampfes e nutzten auch Fabry & Creese (1999) bei Untersuchungen mittels Boden-RADAR. Durch Messungen zu fixen Zielen werden Änderungen in der Phasenlage des RADAR-Signals beobachtet, die Aufschluss über die Refraktivität N bzw. die Änderung dieses Parameters in Bodennähe geben. Dadurch lassen sich warme, trockene Luftmassen von kalten, feuchten Luftmassen trennen. Bei Kalt- und Warmfronten bildet sich die Grenzlinie der beiden Luftmassen deutlich ab, wie in Abbildung 2.10 dargestellt. In diesem Fall bewegen sich warme, trockene Luftmassen Richtung Südosten, wo sie auf kalte, feuchte Luft treffen und sich Niederschlag bildet. In Abbildung 2.10 ist die Refraktivität N in Bodennähe dargestellt. Die gleiche Grenzlinie zeichnete sich auch in Messungen der Reflektivität, also dem Rückstreuvermögen der Luft für RADAR-Signale, in 2.5km Höhe ab.

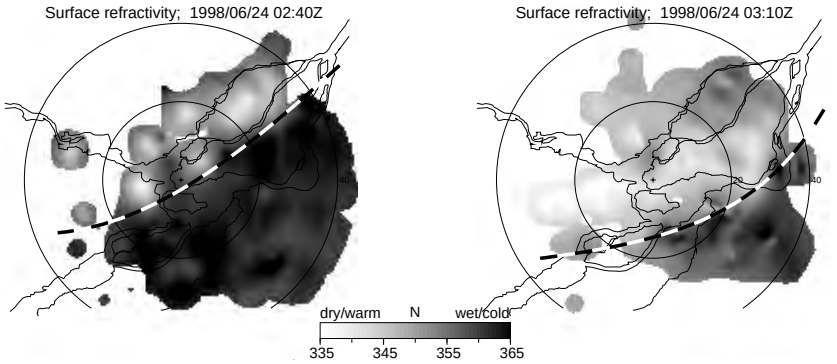


Abbildung 2.10: Ausprägung von Frontgrenzen in RADAR-Bildern. Durch Messung der Refraktivität N können Grenzlinien zwischen warmer, trockener und kalter, feuchter Luft detektiert werden. (Fabry & Creese, 1999)

Wie in einem späteren Artikel (Fabry, 2006) erläutert, ist der Informationsgehalt dieser Boden-RADAR-Daten aus meteorologischer Sicht sehr hoch. Kombiniert mit Doppler-Beobachtungen und

Messungen der Refletivität geben diese Daten Aufschluss über die dynamischen Prozesse an einer Frontgrenze und an Konvergenzlinien. Die Refraktivität als meteorologischer Parameter hilft bei der Beobachtung von Mechanismen, die zu Niederschlagsbildung führen.

2.3.4 Atmosphären-Tomographie zur Ermittlung von Refraktivitätsfeldern

Wie bereits in den beiden vorangegangenen Abschnitten erwähnt, spielt die räumliche und vor allem vertikale Verteilung von Wasserdampf in der Troposphäre eine wichtige Rolle bei der Niederschlagsvorhersage. Im Rahmen eines Projektes am Department für Geodäsie und Geoinformation, Technische Universität Wien wurden zu diesem Zweck Refraktivitätsfelder mittels sogenannter Atmosphären-Tomographie abgeleitet (Möller *et al.*, 2016).

Es wurden zwei Testgebiete mit jeweils sechs GNSS-Stationen ausgewählt (eines im flacheren Osten und eines im Gebirge im Westen von Österreich), um den Einfluss unterschiedlicher Topographien auf die Berechnung der Refraktivitätsfelder mitzutesten. Die Troposphäre über den Testgebieten wurde in Volumenelemente, sogenannte Voxels, unterteilt. Die horizontale Auflösung liegt ungefähr bei 20x20km, in vertikaler Richtung wurden elf Schichten bis zu einer Höhe von 11.8km gewählt, wobei die vertikale Ausdehnung der Voxels mit der Höhe zunimmt (siehe Abb. 2.11). Da über einer Höhe von ca. 11.8km kein Wasserdampf mehr in der Atmosphäre zu erwarten ist, wurde für die letzte Schicht eine Beschränkung der Refraktivität N als Bedingung festgelegt.

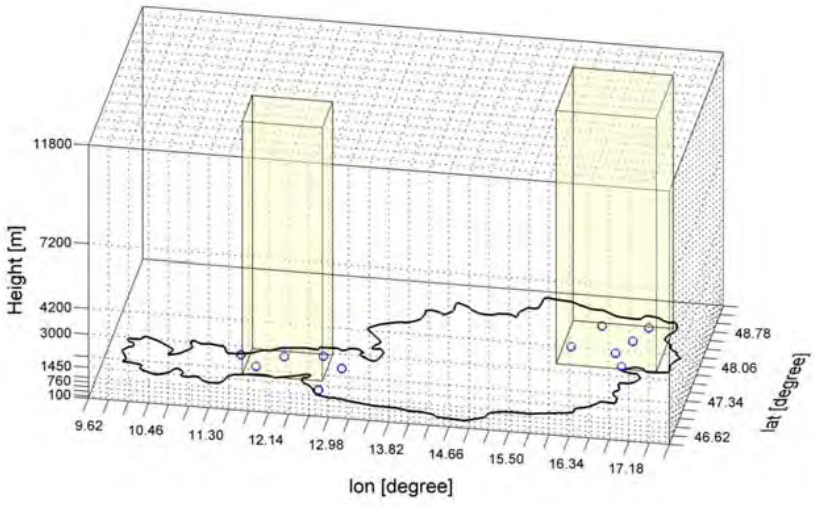


Abbildung 2.11: Voxel-Modell der Atmosphären-Tomographie. Es wurde je ein Testgebiet im Osten und im Westen Österreichs ausgewählt. Die horizontale Ausdehnung der Voxels beträgt etwa 20x20km, die vertikale Ausdehnung nimmt mit der Höhe zu. (Möller *et al.*, 2016)

Bei der Tomographie kann die Refraktivität nur für jene Voxels berechnet werden, die von der gedachten Beobachtungslinie geschnitten werden. Die Zahl der geschnittenen Voxels hängt von der Satellitenkonstellation zum Beobachtungszeitpunkt ab. Generell kann aber gesagt werden, dass es sich bei der Atmosphären-Tomographie, besonders in den untersten Voxel-Schichten, um

ein schlecht konditioniertes mathematisches Problem handelt. Um dem entgegen zu wirken, wurden a priori Refraktivitätswerte abgeleitet aus Druck-, Temperatur- und Wasserdampfdruckmodellen der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) für jedes Voxel eingeführt.

Der Fokus lag bei der Berechnung der Refraktivitätsfelder am feuchten Anteil N_w. Aus den mittels GNSS-Beobachtungen bestimmten troposphärischen Laufzeitverzögerungen wurde daher der hydrostatische Anteil mit Hilfe der Formel von Saastamoinen (1972) herausgerechnet. Die so erhaltenen feuchten Verzögerungen in Beobachtungsrichtung (*slant wet delays*, SWD) wurden für die Tomographie herangezogen.

Die Refraktivitätsfelder dienten versuchsweise als zusätzliche Eingangsparameter eines numerischen Wettervorhersagemodells der ZAMG. Dazu wurde die Refraktivität N in Temperatur und Wasserdampfdruck aufgespalten, um Größen zu erhalten, die der Modellalgorithmus verarbeiten kann. Nach erfolgtem Prädiktionsschritt wurde das Modell mit der aktuellen Wetterlage in Relation gesetzt. Vor allem die vertikale Information über den Wasserdampfdruck ist von großem Interesse für die Regenvorhersage. In ausführlichen Tests konnte so das Potential der Refraktivitätsfelder zur Verbesserung des Wettervorhersagemodells bestätigt werden.

Kapitel 3

Aufbau und Durchführung der Untersuchungen

In Kapitel 2.3 wurde anhand einiger beispielhafter Studien das meteorologische Potential von troposphärischen Laufzeitverzögerungen gezeigt. Diese Verzögerungen können mit sämtlichen Mikrowellen-basierten Verfahren beobachtet werden. Im Fokus dieser Arbeit steht jedoch die Ableitung troposphärischer Parameter aus GNSS-Messungen.

Viele Arbeiten, so auch einige der oben angeführten, konzentrieren sich auf die Bestimmung der Refraktivität N und deren räumliche Verteilung. Diese liefert wertvolle Informationen über die vertikale Verteilung des Wasserdampfes in der Troposphäre. Die gewonnenen Parameter alleine besitzen jedoch oft nur wenig Aussagekraft. Ihr Verlauf liefert in Verbindung mit anderen meteorologischen Parametern Indizien für extreme Wetterereignisse. Als zusätzliche Eingangsgröße tragen sie zur Verbesserung der Wettermodelle und speziell der Regenvorhersage bei.

In der vorliegenden Arbeit soll nun der Informationsgehalt von alleinstehenden GNSS-basierten Troposphärenparametern untersucht werden. Laut den in Kapitel 2.2.4 angestellten theoretischen Überlegungen ist ein klarer Zusammenhang zwischen Troposphärenparametern und Niederschlagsbildung gegeben. Die erwarteten Muster im Verlauf der Troposphärenparameter sollen anhand von ZWD- und Gradienten-Zeitserien untersucht werden. Dazu wird ein Testzeitraum mit möglichst durchmischtem Niederschlagsverhalten ausgewählt.

In diesem Kapitel wird nun erläutert, welche Überlegungen zur Wahl von Testzeitraum und Testgebieten geführt haben sowie welche Daten benötigt werden. Darauf aufbauend wird ein Konzept zur Auswertung erstellt. Anschließend werden die Schritte der Prozessierung detailliert angeführt.

3.1 Wahl der Testgebiete und des Testzeitraumes

Die Wahl des Testzeitraumes wurde durch mehrere Kriterien beeinflusst.

- Das Niederschlagsverhalten soll während dieses Zeitraumes möglichst durchmischt sein,

dass heißt, längere Trockenperioden wechseln sich mit kurzen, heftigen Schauern bzw. Regenphasen von mehreren Tagen ab.

- Variationen der Refraktivität N werden zum größeren Teil von Änderungen der Luftfeuchtigkeit hervorgerufen. Speziell im Sommer ist die Abhängigkeit von der Temperatur klein (Fabry & Creese, 1999).
- Für den Testzeitraum müssen die notwendigen GNSS-Beobachtungen und die daraus abgeleiteten Parameter zur Verfügung stehen.
- Der Testzeitraum muss ausreichend lange sein, um verschiedene Ereignisse zu untersuchen.

Unter Berücksichtigung dieser Bedingungen wurden die Monate April bis September im Jahr 2014 gewählt. Wie in Abbildung 3.1 zu sehen, beginnt das Jahr 2014 trockener als der Durchschnitt des Bezugszeitraumes 1981 – 2010. Am Ende des Jahres liegt die Summe des Niederschlages allerdings weit über dem Durchschnitt. Der meiste Niederschlag ereignet sich im Mai und Ende August / Anfang September. Im Juni gibt es sehr wenig Niederschlag. Es kann also davon ausgegangen werden, dass dieser Zeitraum unterschiedliche Wettersituationen abdeckt.

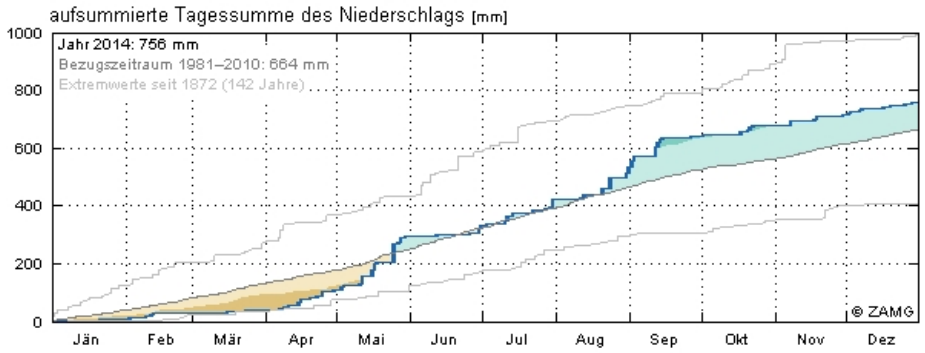


Abbildung 3.1: ZAMG Klimaspiegel – Niederschlag 2014. Blaue Flächen bedeuten mehr Niederschlag als durchschnittlich im Bezugszeitraum 1981 – 2010, orange Flächen bedeuten trockenere Phasen. Die hellgrauen Linien zeigen die Extremwerte der vorangegangenen 142 Jahre an. Die Daten beziehen sich auf die Station Hohe Warte, Wien. (ZAMG, 2016a)

Das Gebiet, auf dem die Untersuchungen durchgeführt werden sollen, ist grundsätzlich Österreich, da alle notwendigen Daten somit leicht zu beziehen sind. Aufgrund der sehr ausgeprägten Topographie kommt es bezüglich des Wettergeschehens zu starken regionalen Unterschieden. Die Untersuchung von zwei kleineren Testgebieten, die jeweils ein ähnliches Niederschlagsverhalten auf diesem Gebiet zeigen, erwies sich daher als sinnvoller.

In Abbildung 3.2 ist der Gesamtniederschlag des Jahres 2014 über Österreich aufgetragen. Nördlich des Alpenhauptkammes wird ein Großteil des Niederschlages abgefangen, aber auch an der Südgrenze Kärntens sind die Niederschlagsmengen sehr hoch. Nördlich der Donau sowie im Wiener Becken und Nordburgenland (beginnende pannonische Tiefebene) ist es deutlich trockener. Auch das Hügelland der Oststeiermark und des Südburgenlandes zählt aufgrund der Lage südöstlich der Gebirgsregion zu den trockeneren Gebieten Österreichs.

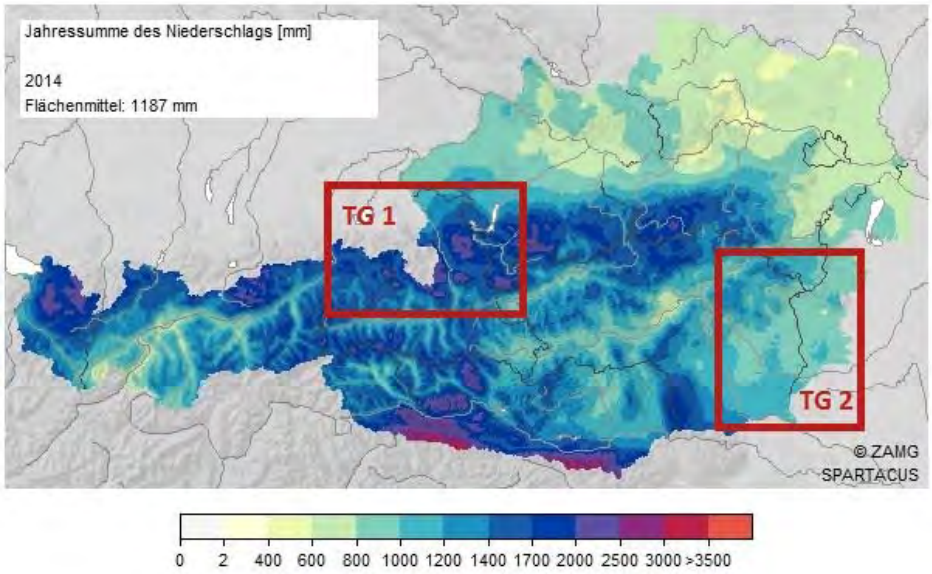


Abbildung 3.2: ZAMG Klimatothek – Niederschlag 2014. Testgebiet (TG) 1 liegt in der niederschlagsreichen Region Salzburgs, Testgebiet (TG) 2 im Hügelland von Oststeiermark und Südburgenland. (ZAMG, 2016b)

Die zwei gewählten Testgebiete (TG) sind ebenfalls in Abbildung 3.2 dargestellt. TG 1 umfasst im Wesentlichen das Bundesland Salzburg nördlich von Salzach- und Ennstal und stellt ein niederschlagsreiches Gebiet dar. Für die Untersuchungen wurden acht GNSS-Stationen innerhalb dieser Region ausgewählt (siehe Tab. 3.1). TG 2 liegt im Hügelland von Oststeiermark und Südburgenland und ist somit trockener. Für diese Region wurden sieben GNSS-Stationen ausgewählt (Tab. 3.1). Die beiden Testgebiete wurden so gewählt, dass aufgrund ihrer Lage die Wettergeschehen kaum korrelieren, um unterschiedliche Ereignisse untersuchen zu können.

Tabelle 3.1: Ausgewählte GNSS-Stationen der beiden Testgebiete.

	Stationskurzname	**Betreiber**		**Stationskurzname**	**Betreiber**
TG 1	ATPU	EPOSA	**TG 2**	GOSD	EAG
TG 1	BADG	EAG	**TG 2**	GRAR	EPOSA
TG 1	KIBG	EPOSA	**TG 2**	GUES	EPOSA
TG 1	RIE2	EAG	**TG 2**	HART	EAG
TG 1	SAA1	EPOSA	**TG 2**	KRUM	EVN
TG 1	SALZ	EPOSA	**TG 2**	LEIB	EPOSA
TG 1	SHLA	EPOSA	**TG 2**	OBE1	EPOSA
TG 1	UNTE	EAG			

Bei der Wahl der GNSS-Stationen in den einzelnen Testgebieten wurde darauf geachtet, dass sie möglichst im gleichen Einflussbereich von Wettergeschehen liegen, um regionale Ereignisse gemeinsam auswerten zu können. Zugleich sollten aber auch ausreichend Stationen miteinbezogen werden, damit die Ergebnisse für die gesamte Region repräsentativ sind.

3.2 Erhebung der notwendigen Daten

Für die Ausführung werden unterschiedliche Datensätze benötigt. Die Art und Herkunft der Daten bzw. wofür sie verwendet werden, ist im folgenden Abschnitt beschrieben.

3.2.1 GNSS-Datensatz

Für die Ableitung der Troposphärenparameter wurde ein Netzwerk mit 98 GNSS-Referenzstationen in und um Österreich prozessiert. Die Kurznamen sämtlicher Stationen sind in Tabelle 3.2 aufgelistet, die Lage der Stationen wird in Abbildung 3.3 gezeigt. Die in der Karte rot dargestellten Stationen sind jene, die für die Auswertungen in den Testgebieten herangezogen wurden (vgl. Tab. 3.1). Das Prozessieren von GNSS-Beobachtungen im Netzwerk-Modus erlaubt es, auch bei hoher zeitlicher Auflösung ausreichend Beobachtungen für eine stabile Schätzung von troposphärischen Gradienten und Zenitverzögerungen zur Verfügung zu haben.

Tabelle 3.2: Kurznamen aller GNSS-Referenzstationen des Netzwerkes.

AFAL	AIGE	ALST	AMS1	AMS3	AMST	ANDA
ANDF	ARD2	ARNR	ATPU	BADE	BADG	BDAL
BLEO	BOZN	BRAM	BUDW	BUTE	BZRG	COMO
DALA	DEUT	GOSD	GRA2	GRAR	GRAZ	GRGE
GROA	GROS	GSR1	GUES	GUMM	HART	JENB
KIBG	KIRC	KLAG	KNIT	KRUM	KUNZ	LAND
LEIB	LEOB	LEOP	LIEZ	LINZ	LIZ1	LOOS
MATR	MATT	MIST	MUER	MURZ	NZAY	OBE1
OBER	OCHS	PAMA	PENC	PFA2	PRED	RIE2
ROET	ROHR	SAA1	SAA2	SALZ	SAR2	SATT
SBG2	SEEF	SHEI	SHLA	SIL1	SPRN	STGA
STRA	TIME	TRAI	TREB	TRES	TRF2	TUBO
TUWI	UNTE	VACO	WEGS	WELA	WEYE	WIN2
WOBG	WOFU	WTZR	ZIDF	ZIMM	ZNAI	ZOUF

Die Prozessierung des Netzwerkes wurde mit der Software *Bernese GNSS Software Version 5.2* durchgeführt. Bei dieser Software erfolgt die Lösung in mehreren Schritten. Grob gesprochen wird im ersten Teil der Auswertung, im sogenannten *GPSEST*-Schritt, der Beitrag jeder Basislinie zwischen je zwei Stationen in Form der Normalgleichungsmatrix gespeichert. Im zweiten Teil, dem sogenannten *ADDNEQ*-Schritt, werden durch Stapeln dieser Normalgleichungsmatrizen die gewünschten Parameter im Netzwerk ermittelt.

Bei den Berechnungsschritten können verschiedene Einstellungen gewählt werden. Einige wesentliche davon sind in Tabelle 3.3 angegeben. Für die nachfolgenden Untersuchungen wurden zwei unterschiedliche Datensätze zur Verfügung gestellt. Einer beinhaltet hochauflösende

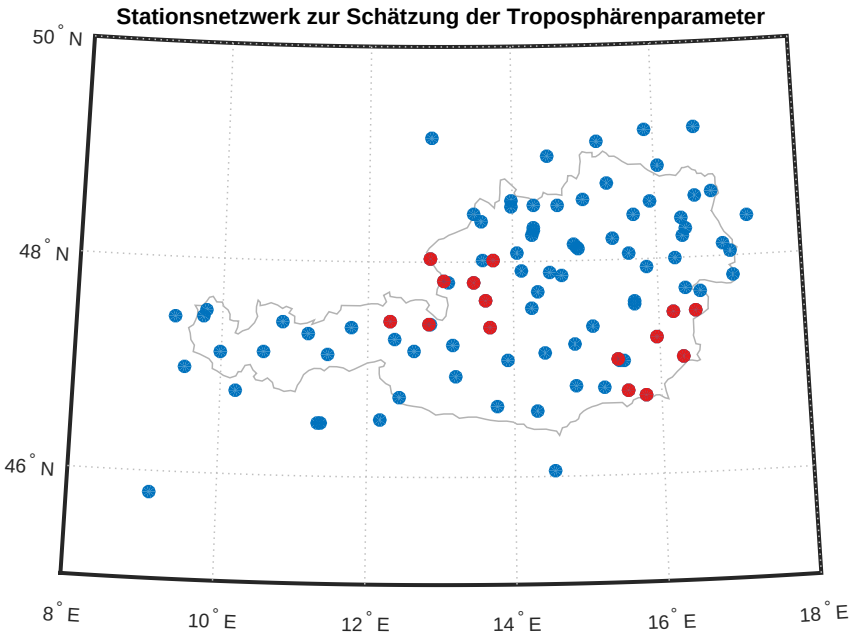


Abbildung 3.3: Netzwerk der GNSS-Referenzstationen. Für die Schätzung der troposphärischen Parameter wurde das gesamte Netzwerk gelöst. Die rot eingezeichneten Stationen sind jene, die für die Testgebiete ausgewählt wurden.

1-Tages-Lösungen, das heißt, die Parameter werden für einen Tag geschätzt und in einer Datei abgespeichert. Der andere Datensatz besteht aus 3-Tages-Lösungen. Hier werden die Parameter nicht nur für den ausgewählten, sondern auch für den Tag davor und danach geschätzt, um Sprünge im Verlauf der Parameter an den Tagesgrenzen zu vermeiden. Bei dieser Art ist die Berechnung aufgrund der höheren Parameterzahl speicherplatz- und rechenzeitintensiver und die Gradienten können daher zeitlich nicht so hochauflösend geschätzt werden. Die Unterschiede in den Einstellungen der beiden Datensätze sind ebenfalls in Tabelle 3.3 dargestellt.

Die gewählte Mapping Function *WET_GMF* ist eine Adaption der *Global Mapping Function*, GMF (Böhm *et al.*, 2006), die speziell auf die Eigenschaften des feuchten Anteils der troposphärischen Verzögerung abgestimmt ist. Das Modell zur Schätzung der Gradienten, *CHENHER*, ist nach Chen & Herring (1997) in Kapitel 2.1.3 kurz angeführt. Die in der Tabelle angegebenen Werte für die *a priori Sigmas* werden im *ADDNEQ*-Schritt als a priori Gewichtung für den Ausgleich eingeführt und gelten für die oben angegebene Zeitspanne.

Die in der Tabelle angegebenen Intervalle haben folgende Bedeutung. Im *GPSEST*-Schritt werden die Basislinien mit relativ hoher zeitlicher Auflösung gebildet. Die Schätzung der Troposphärenparameter findet im *ADDNEQ*-Schritt statt. Bei der 1-Tages-Lösung werden die Zenitverzögerungen stündlich und die Gradienten alle zwei Stunden berechnet. In der 3-Tages-Lösung werden die Zenitverzögerungen ebenfalls stündlich, die Gradienten allerdings nur alle 24 Stunden berechnet. Die Abspeicherung der Parameter in den Ausgabedateien erfolgt mit einer Auflösung von einer Stunde, das heißt, die Gradienten werden innerhalb der Schätzungsintervalle interpoliert.

Tabelle 3.3: Einstellungen in der Software *Bernese GNSS Software Version 5.2* für die Berechnung der troposphärischen Parameter.

Option	**1-Tages-Lösung**	**3-Tages-Lösung**
***GPSEST*-Schritt**		
ZENITH PATH DELAY PAR.		
Mapping function	WET_GMF	WET_GMF
Parameter spacing	30min	30min
HORIZONTAL GRADIENT PAR.		
Gradient estimation model	CHENHER	CHENHER
Parameter spacing	01h	24h
A PRIORI SIGMAS		
Zenith path delay abs.	5.0m	5.0m
Horizontal gradients abs.	5.0m	5.0m
Zenith path delay rel.	0.002m	0.002m
Horizontal gradients rel.	0.0002m	0.0002m
***ADDNEQ*-Schritt**		
INTERVAL OF CONSTRAINT		
Zenith path delays	01h	01h
Horizontal gradients	02h	24h
EXTRACTION OF PARAMETERS		
Time resolution	01h	01h

```
123 +TROP/SOLUTION
124 *SITE ____EPOCH___ TROTOT STDDEV  TGNTOT STDDEV  TGETOT STDDEV
125  AFAL 14:091:00000 1777.6    1.8  -0.748  0.212  -0.029  0.192
126  AFAL 14:091:03600 1777.5    1.5  -0.553  0.154  -0.021  0.140
127  AFAL 14:091:07200 1777.6    1.5  -0.357  0.138  -0.012  0.136
128  AFAL 14:091:10800 1776.6    1.5  -0.005  0.106  -0.328  0.113
129  AFAL 14:091:14400 1778.0    1.4   0.347  0.109  -0.643  0.125
130  AFAL 14:091:18000 1777.3    1.4  -0.253  0.099  -0.553  0.111
131  AFAL 14:091:21600 1772.2    1.5  -0.854  0.126  -0.462  0.141
132  AFAL 14:091:25200 1771.2    1.4  -0.920  0.102  -0.451  0.111
133  AFAL 14:091:28800 1774.0    1.4  -0.986  0.117  -0.440  0.120
134  ...
```

Abbildung 3.4: Ausgabedatei der Software *Bernese*. Für jede Station wird zu jeder Epoche der ZTD sowie die Nord- und Ostkomponente des Gradienten samt Standardabweichung in Millimeter angegeben.

Die Speicherung erfolgt automatisch in *TRP*- und *TRO*-Dateien, wobei sich diese im Wesentlichen durch die Formatierung unterscheiden. Für die vorliegende Arbeit wurden die *TRO*-Dateien herangezogen. Wie in Abbildung 3.4 zu sehen, enthalten diese den Stationskurznamen, die Epo-

che sowie die totale Zenitverzögerung und die beiden Komponenten der Gradienten samt Standardabweichung. Die Angaben sind in Millimeter.

Tabelle 3.4: Mittlere Genauigkeit der geschätzten Troposphärenparameter, berechnet als Mittelwert über alle Standardabweichungen.

	1-Tages-Lösung	**3-Tages-Lösung**
Totale Zenitverzögerung	1.8mm	1.2mm
Gradienten (Nord-Komponente)	0.124mm	0.050mm
Gradienten (Ost-Komponente)	0.118mm	0.049mm

Die Zenitverzögerungen sind auf Zehntel-Millimeter, die Gradienten auf Tausendstel-Millimeter genau angegeben. Die Standardabweichungen stellen den formalen Fehler des Ausgleiches dar und sind somit stark von der Anzahl der Beobachtungen abhängig. Die mittleren Genauigkeiten (Mittelwert über alle Standardabweichungen) der Parameter sind in Tabelle 3.4 aufgelistet. Zu beachten ist, dass sich der niedrige Wert für die Gradienten bei der 3-Tages-Lösung durch das größere Schätzungsintervall ergibt. Diese Angaben lassen sich daher nicht ohne Weiteres auf die äußere Genauigkeit der Lösungen umlegen.

Die GNSS-Daten bilden den Kern der Untersuchungen. Die Zeitserien werden in Verknüpfung mit meteorologischen Daten (siehe folgende Abschnitte) auf ihren Informationsgehalt bezüglich Niederschlagsereignissen getestet.

3.2.2 TAWES-Datensatz

Die teilautomatischen Wetterstationen (TAWES) bilden mit rund 250 Standorten einen Großteil des Messnetzes der ZAMG. Die Lage der einzelnen Stationen ist in Abbildung 3.5 zu sehen. An den Messstellen werden meteorologische Parameter, wie etwa Windrichtung, Bodentemperatur oder Globalstrahlung, mit hoher zeitlicher Auflösung erfasst. An vielen TAWES-Stationen werden zusätzlich durch Betreuer klimatologische Aufzeichnungen durchgeführt.

Für die vorliegende Arbeit wurden folgende meteorologische Messgrößen des TAWES-Netzwerkes herangezogen:

- Temperatur, auf Zehntel Grad Celsius genau angegeben
- Luftdruck, auf Zehntel Hektopascal genau angegeben
- Relative Luftfeuchte in Prozent, auf die Einerstelle genau angegeben

Die Daten liegen mit einer zeitlichen Auflösung von 10min für den gesamten Testzeitraum (April bis September 2014) vor. Die Koordinaten der Stationen sind in einer externen Datei gespeichert. Die angeführten Größen werden für die Reduktion der ZTDs auf ZWDs benötigt, wie in Kapitel 3.3.3.4 beschrieben.

Abbildung 3.5: Wetterstationen der ZAMG. Die 253 TAWES-Stationen (Stand Juli 2016) sind in gelb eingezeichnet, Stationen von Ö3 in rot und Stationen der Austro Control in blau. (ZAMG, 2016c)

3.2.3 INCA-Datensatz

Das *Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis* (INCA) System der ZAMG ermittelt Analysedaten der meteorologischen Parameter, die an den Wetterstationen aufgezeichnet werden, mit einer räumlichen Auflösung von 1x1km. Die Werte für diesen feinen Raster werden mittels Kombination von Daten aus numerischen Wettervorhersagemodellen (NWM), aktuellen Messwerten und einem hochauflösenden Geländemodell berechnet. Das INCA System liefert somit aktuelle, hochauflösende Analysedaten. Durch die Korrektur der Prognose der NWM mit Hilfe der akutellen Messwerte kann die Wettervorhersage für die nächsten Stunden deutlich verbessert werden. Die Analysedaten selbst werden stündlich (Niederschlag, Niederschlagsart und Bewölkung viertelstündlich) aktualisiert und stehen etwa 15-35min nach dem Analysezeitpunkt zur Verfügung.

Folgende INCA-Daten wurden für die vorliegende Arbeit zur Verfügung gestellt:

- Temperatur in 2m Höhe sowie Taupunkttemperatur, auf Hundertstel Grad Celsius genau angegeben
- Windgeschwindigkeit aufgespalten in Nord- und Ostkomponente, auf Hundertstel Meter pro Sekunde genau angegeben
- Relative Luftfeuchte in Prozent, auf die Hundertstelstelle genau angegeben
- Niederschlag, auf Tausendstel Millimeter pro Stunde genau angegeben

Die angegebenen Stellen der Analysedaten bedeuten nicht notwendigerweise eine dementsprechende Genauigkeit. Für die Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit war die Genauigkeit bei Weitem ausreichend.

Sämtliche Daten liegen in einer zeitlichen Auflösung von 1h für den gesamten Testzeitraum vor. Die Koordinaten der Gitterpunkte des 1x1km Rasters sind in einer externen Datei gespei-

chert. Die Niederschlagsdaten sind notwendig, um die in den Zeitserien der Troposphärenparameter untersuchten Muster mit dem tatsächlichen Niederschlag zu vergleichen. Die übrigen INCA-Daten liegen vor, um eventuell GNSS-Troposphärenparameter mit meteorologischen Parametern zu kombinieren und sich so der Niederschlagsvorhersage auf physikalischerer Ebene zu nähern.

3.3 Prozessierung und Auswertung der Daten

3.3.1 Erste Betrachtung der Daten und Prüfung der Zusammenhänge

Bevor ein genaues Konzept zur Auswertung der Daten erstellt werden konnte, wurden sämtliche Daten in MATLAB eingelesen, visualisiert und auf einfache Zusammenhänge geprüft. Wie in Abbildung 3.6 zu sehen, wird der Verlauf von Temperatur und relativer Feuchte durch ein Niederschlagsereignis deutlich beeinflusst und es gibt klare Abweichungen zum sonst relativ gleichmäßigen, täglichen Zyklus.

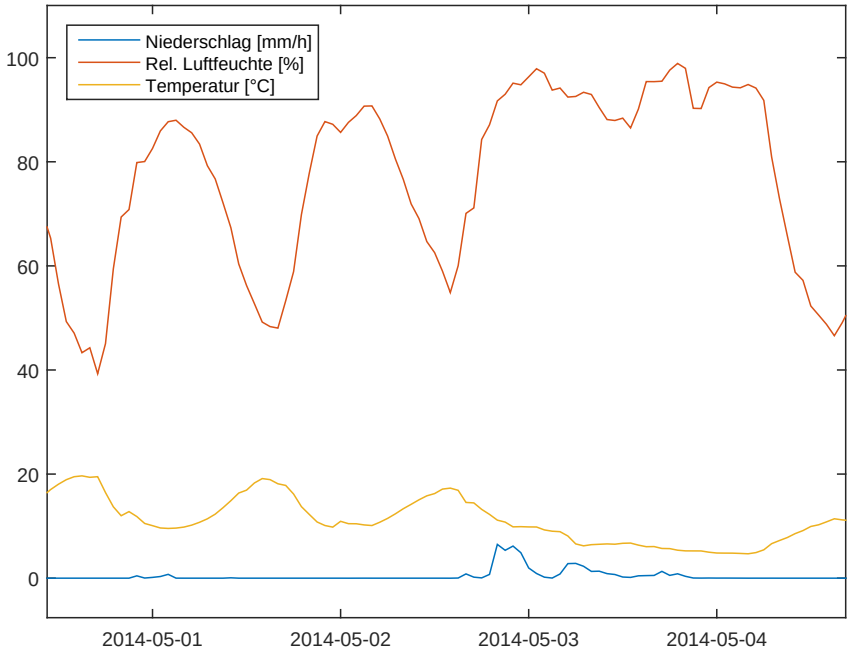


Abbildung 3.6: Verlauf von rel. Feuchte und Temperatur im Vergleich mit Niederschlag. In der Nacht von 2. auf 3. Mai ereignet sich bei der Station ATPU starker Niederschlag. Temperatur und relative Feuchte sind dadurch in ihrem periodischen Verlauf gestört.

Diese Abweichungen sollten sich nach den Überlegungen in Kapitel 2.2.4 im Verlauf der Refraktivität N und somit auch im Verlauf der troposphärischen Laufzeitverzögerung widerspiegeln. In Abbildung 3.7 ist der ZWD an der Station ATPU kurz vor bis kurz nach einem Niederschlagsereignis dargestellt. Vor dem Niederschlagsereignis ist ein deutlicher Anstieg zu erkennen. Nach der

Kondensation und dem Abregnen des Wasserdampfes geht der ZWD stark zurück. Der grundsätzliche Zusammenhang ist also gegeben.

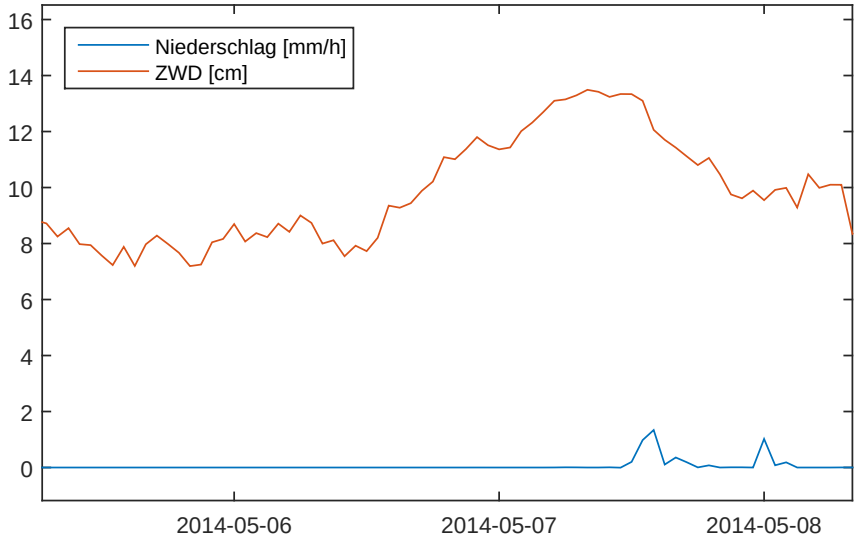


Abbildung 3.7: Verlauf des ZWD an der Station ATPU im Vergleich mit Niederschlag. Vor dem Ereignis am 7. Mai steigt der ZWD deutlich an, nach dem ersten Niederschlag fällt er wieder stark ab.

Das in der Abbildung gezeigte Beispiel lässt vermuten, dass eine Spitze in der Zeitserie des Niederschlages mit einem mehr oder weniger stark ausgeprägten lokalen Maximum des ZWD verbunden ist. Des Weiteren ist erkennbar, dass der Niederschlag mit einer leichten Zeitverzögerung dem lokalen Maximum des ZWD folgt. Die einfachste Herangehensweise wäre, diesen Zeitversatz mittels Kreuzkorrelation der beiden Signale zu bestimmen und bei einem merkbaren Anstieg des ZWD so den Zeitpunkt des darauffolgenden Niederschlagsereignisses zu prognostizieren.

Dieser Ansatz wurde für beide Testgebiete geprüft. Als Referenzwerte wurden der über das gesamte Testgebiet gemittelte Niederschlag sowie der Mittelwert der ZWD-Werte aller Stationen in einem Testgebiet herangezogen. Das Ergebnis der Kreuzkorrelation ist in Tabelle 3.5 angegeben. Außerdem wurde eine Kreuzkorrelation zwischen Niederschlag und dem Mittelwert der Gradientenabsolutbeträge aller Stationen in einem Testgebiet durchgeführt. Das Ergebnis ist ebenfalls in Tabelle 3.5 dargestellt.

Die erhaltenen Werte der Korrelationskoeffizienten zeigen, dass dieser Ansatz nicht zielführend ist. Die Kreuzkorrelation von Niederschlag und mittlerem Gradientenabsolutbetrag liefert kein sinnvolles Ergebnis, da sie auf der Annahme basiert, dass sich jedes Niederschlagsereignis in der Zeitserie der Gradienten abbildet. Wie in Kapitel 2.2.4 diskutiert, wirken sich jedoch nicht alle niederschlagsbildenden Mechanismen auf die troposphärischen Gradienten aus.

Bei genauerer Betrachtung der Zeitserien von Niederschlag und ZWD lässt sich feststellen, dass der Zeitversatz nicht immer gleich groß ist. Manchmal steigt der ZWD langsam und erst mit einiger Verzögerung beginnt das Niederschlagsereignis, manchmal setzt der Regen beinahe gleichzeitig mit einem steilen Anstieg der ZWD ein. Das bedeutet, dass es bei der Kreuzkorrelation nicht möglich ist, für alle Niederschlagsereignisse den optimalen Zeitversatz zu ermitteln. Die

Tabelle 3.5: Ergebnisse der Kreuzkorrelation. Die Kreuzkorrelation wurde zwischen Niederschlag und ZWD bzw. Niederschlag und mittlerem Gradientenabsolutbetrag über den gesamten Testzeitraum durchgeführt.Eine negative Zeitdifferenz bedeutet, dass der Niederschlag entsprechend später eintritt.

	Korr.koeffizient	**Zeitdifferenz**
TG 1		
Niederschlag – ZWD	0.34	-02h
Niederschlag – Betrag Gradienten	0.04	-39h
TG 2		
Niederschlag – ZWD	0.31	-01h
Niederschlag – Betrag Gradienten	0.04	-44h

gemeinsame Auswertung des gesamten Testzeitraumes ist daher nicht sinnvoll.

Auf Basis der in dieser ersten Betrachtung gewonnenen Erkenntnisse wurde ein Konzept entwickelt, wie der Informationsgehalt der GNSS-Troposphärenparameter genauer untersucht werden kann. Die Überlegungen dazu sind im folgenden Kapitel ausgeführt.

3.3.2 Entwicklung einer Auswertestrategie

Eine Alternative zu der gemeinsamen Auswertung des gesamten Testzeitraumes ist, sich auf einzelne, ausgewählte Testereignisse zu konzentrieren. Abbildung 3.8 zeigt ein Niederschlagsereignis im Testgebiet 1. In blau ist der Niederschlag, gemittelt über das gesamte Testgebiet, dargestellt. Die anderen Farben zeigen den ZWD-Verlauf der acht Stationen im TG 1. Folgende Eigenschaften sind mit freiem Auge zu erkennen:

- Die Zeitserien des ZWD an den einzelnen Stationen weisen untereinander eine sehr hohe Korrelation auf.
- Anstieg und Abfall der einzelnen ZWD-Zeitserien sind gegeneinander zeitlich verschoben.
- Der Niederschlag setzt nach dem Anstieg des ZWD ein.

Diese Eigenschaften gelten für alle betrachteten Niederschlagsereignisse, sie sind jedoch immer unterschiedlich stark ausgeprägt.

Um die Gradienten in die Überlegungen mit einzubinden, wurden mit Hilfe von MATLAB Animationen erstellt. Dazu wurden die INCA-Niederschlagsdaten für die beiden Testgebiete eingelesen, für jede Stunde in einer Karte graphisch dargestellt und anschließend zu einem Video aneinandergereiht. Zusätzlich sind in den Karten an den Koordinaten der GNSS-Stationen die Gradienten als Pfeile eingezeichnet. Zwei Beispielbilder aus der Animation für TG 1 sind in Abbildung 3.9 dargestellt.

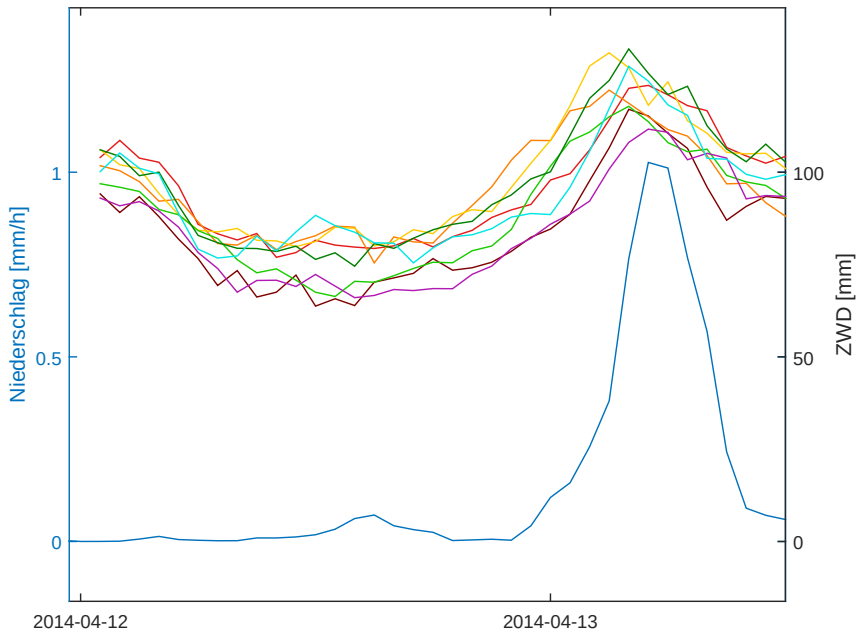


Abbildung 3.8: Beispielhaftes Niederschlagsereignis im TG 1. In blau ist der über das gesamte Testgebiet gemittelte Niederschlag eingetragen. Die übrigen Linien zeigen den Verlauf des ZWD an allen acht Stationen des Testgebietes.

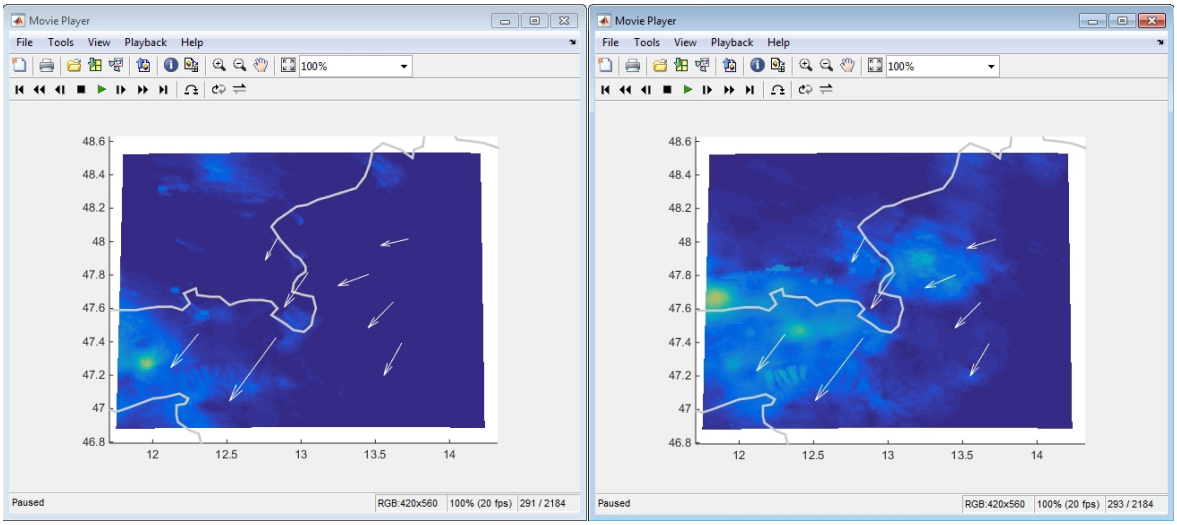


Abbildung 3.9: Beispielbilder aus der Niederschlagsanimation. Die Ausschnitte zeigen die Situation im TG 1 mit einem Abstand von 2h. Dunkelblau bedeutet kein Niederschlag, gelb bedeutet starker Niederschlag mit 10mm/h oder mehr.

Beim Betrachten dieser Animationen können gewisse Zusammenhänge zwischen Richtung und Betrag der Gradienten sowie herannahenden Regenfronten festgestellt werden. Die Anzeichen der Gradienten weisen dabei immer einen Zeitversatz von mehreren Stunden bis zum einsetzenden Niederschlag auf. Dieser Zeitversatz variiert jedoch stark. Bei komplexeren Frontsystemen

sind oft keine klaren Zusammenhänge erkennbar.

Die bisherigen Auswertungen zeigen, dass sowohl der ZWD als auch die Gradienten deutlich im Vorhinein auf Niederschlagsbildung reagieren. Die in Kapitel 3.2.3 beschriebenen INCA-Daten stehen erst mit einer gewissen Verzögerung zur Verfügung. Die Überlegung, die meteorologischen Daten für die Vorhersage von Niederschlagsbildung miteinzubeziehen, wurde somit nicht weiter verfolgt. In der weiteren Vorgehensweise lag der Fokus ausschließlich auf GNSS-basierten Troposphärenparametern.

Für die weiteren Auswertungen wurde die Untersuchung der Daten auf folgende Informationen anhand von Testereignissen festgelegt:

- Mittels Kreuzkorrelation der ZWD-Zeitserien untereinander soll die ungefähre Richtung der herannahenden Front bestimmt werden.
- Durch die Kreuzkorrelation des mittleren ZWD und des mittleren Gradientenabsolutbetrages in einem engen Zeitfenster rund um das Ereignis soll ausgehend vom Maximum des mittleren ZWD jener Zeitpunkt ermittlet werden, ab dem die Gradienten unter dem Einfluss der Front stehen und daher große Absolutbeträge vorweisen. Die Richtung der Gradienten zu diesem Zeitpunkt stimmt im Optimalfall mit der zuvor ermittelten Richtung überein.
- Anhand des Zeitpunktes, an dem der Niederschlag an den einzelnen Stationen im Testgebiet einsetzt, sollen die Ergebnisse verifiziert werden.
- Über die Zeitdifferenz zwischen Maximum der Gradientenabsolutbeträge und Anstieg des ZWD soll versucht werden, die Zeit bis zum eintretenden Niederschlag vorauszusagen.
- Die Ableitung eventueller weiterer Informationen soll überprüft werden.

3.3.3 Prozessierung der Daten in MATLAB

In diesem Kapitel wird die genaue Vorgehensweise bei der Prozessierung und Auswertung der Daten beschrieben. Sämtliche Berechnungen wurden mit der Software MATLAB*, Release R2014b, Version 8.4* durchgeführt.

3.3.3.1 Ausgangssituation

Für die Auswertung wurden pro Testgebiet drei Testereignisse (TE) gewählt. Zusätzlich wurden für jedes Testgebiet zwei Sonderfälle ausgewählt. Die Charakteristika dieser Sonderfälle bzw. was sie zu Sonderfällen macht, ist in Kapitel 4.2 beschrieben. Die Prozessierung erfolgte genau gleich wie bei den übrigen Testereignissen. Die ausgewählten Zeiträume sind in Tabelle 3.6 zusammengefasst.

Die Auswahl dieser Testereignisse wurde manuell auf Basis der ZWD-Zeitserien mit einem darauffolgenden Niederschlagsereignis durchgeführt. Bei der Prozessierung wird jedes Ereignis

Tabelle 3.6: Liste der Testereignisse. Die gewählten Zeiträume sind angegeben als *Day of year* (DOY) sowie Stunden ab Beginn des gesamten Testzeitraumes. Die Stunde 1 bezeichnet den 01.04.2016, DOY 091, 00:00.

Testzeitraum gesamt	01.04.2014 – 30.09.2014	DOY 091 – DOY 273
	Gewählter Zeitraum	**Stunden ab DOY 091 00:00**
TG 1		
TE 1	DOY 102 11:00 – DOY 103 08:00	0276 – 0297
TE 2	DOY 200 08:00 – DOY 202 00:00	2625 – 2665
TE 3	DOY 267 04:00 – DOY 268 04:00	4229 – 4253
TE 4 (Sonderfall 1)	DOY 116 20:00 – DOY 117 11:00	0621 – 0636
TE 5 (Sonderfall 2)	DOY 169 04:00 – DOY 169 19:00	1877 – 1892
TG 2		
TE 1	DOY 097 00:00 – DOY 099 10:00	0145 – 0203
TE 2	DOY 129 05:00 – DOY 130 03:00	0918 – 0940
TE 3	DOY 221 02:00 – DOY 221 20:00	3123 – 3141
TE 4 (Sonderfall 1)	DOY 134 19:00 – DOY 136 09:00	1052 – 1090
TE 5 (Sonderfall 2)	DOY 202 22:00 – DOY 204 01:00	2687 – 2714

über die Anzahl an Stunden ab DOY 091 00:00 angesprochen, daher sind in Tabelle 3.6 sowohl das Datum, als auch die Stunden ab Beginn des gesamten Testzeitraumes angegeben.

Zum Zweck der Übersicht und dem besseren Verständnis der folgenden Ausführungen ist in Abbildung 3.10 die genaue Lage der einzelnen Stationen in den jeweiligen Testgebieten dargestellt. Die ausgewählten Stationen sowie die oben angeführten Testereignisse bilden die Grundlage der Auswertungen.

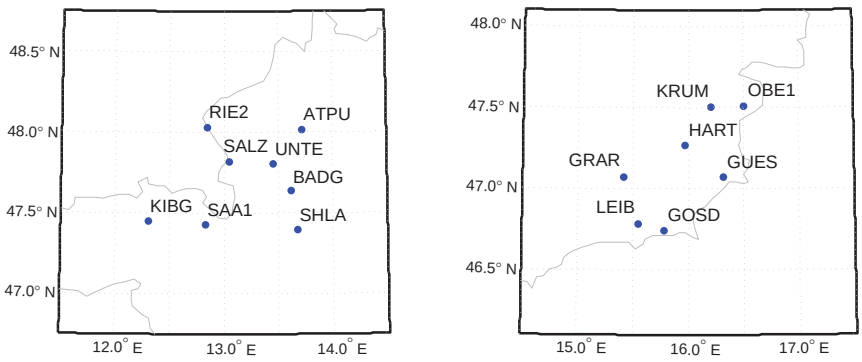


Abbildung 3.10: Lage der Stationen in den jeweiligen Testgebieten (links: TG 1, rechts: TG 2).

Alle wesentlichen Einstellungen können im Skript *MAIN.m* festgelegt werden. Sämtliche Berechnungsschritte werden anschließend über Funktionen aufgerufen. Die Optionen sind in Tabelle

3.7 zusammengefasst.

Tabelle 3.7: Wählbare Einstellungen im Skript *MAIN.m*.

Option	**Variable**	**Wert**	**Erklärung**
Testgebiet (*Test Area*)	TA	1	*Testgebiet 1*
		2	*Testgebiet 2*
Testzeitraum (*Test Period*)	TP	ddd:ddd	*Werte zwischen DOY 091 und DOY 273*
GNSS-Lösung (*Solution Type*)	ST	1	*1-Tages-Lösung*
		3	*3-Tages-Lösung*
Testereignis (*Test Event*)	TE	hhhh:hhhh	*Stunden ab DOY 091 00:00, für n Testereignisse als nx2 Matrix*

Die Wahl der Variablen TP wurde vorwiegend zu Testzwecken eingeführt. Für die eigentliche Prozessierung wurde immer der gesamte Zeitraum (DOY 091 bis DOY 273) angegeben. Bei der Eingabe der Testereignisse ist darauf zu achten, dass diese innerhalb des angegebenen Zeitraumes liegen.

Für die Prozessierung ergeben sich durch die jeweiligen Optionen keine Unterschiede. Die einzelnen Schritte sind in den folgenden Kapiteln ausgeführt.

3.3.3.2 Importieren der GNSS-Daten

Vor dem Einlesen der GNSS-Daten wird je nach gewähltem Gebiet eine Stationsliste generiert. Dazu wird eine vorbereitete Textdatei gelesen und die Stationskurznamen als Variable gespeichert. Die Stationsliste ist ausschlaggebend dafür, welche Troposphärenparameter extrahiert werden.

Aus den TRO-Dateien (Kapitel 3.2.1) werden die folgenden Daten ausgelesen:

- Kartesische Koordinaten aller Stationen aus der Stationsliste.
- Totale troposphärische Zenitverzögerung (ZTD) für jede Station der Stationsliste und jede Epoche (stündlich).
- Nord- und Ostkomponente der troposphärischen Gradienten (GradN, GradE) für jede Station der Stationsliste und jede Epoche (stündlich).

Die Troposphärenparameter sind für jeden Tag in einer eigenen Datei gespeichert. Für den gesamten Testzeitraum werden somit Informationen aus 183 Dateien eingelesen und es liegen insgesamt 4392 Epochen vor.

Für die weiteren Berechnungen empfiehlt sich eine Umwandlung der kartesischen Stationskoordinaten in ellipsoidische Koordinaten. Die kartesischen Koordinaten liegen im *International*

Terrestrial Reference Frame ITRF08 vor. Bei der Umrechnung werden für den Äquatorradius a und die Erdabplattung f die Standardwerte des *International Earth Rotation and Reference Systems Service* (IERS) verwendet.

$$\begin{aligned} a &= 6378136.6m \\ f &= 1/298.25642 \end{aligned} \tag{3.1}$$

Die ellipsoidische Länge λ ergibt sich aus den X- und Y-Koordinaten nach Formel 3.2.

$$\lambda = atan(y/x) \tag{3.2}$$

Ellipsoidische Breite φ und Höhe h werden iterativ berechnet. Als Näherungswert φ_0 für die Breite kann der Winkel zwischen X-Y-Ebene und der Z-Komponente herangezogen werden.

$$\begin{aligned} \varphi_0 &= atan\left(\frac{z}{\sqrt{x^2+y^2}}\right) \\ N_{i+1} &= \frac{a}{\sqrt{1-e^2\,sin^2(\varphi_i)}} \\ h_{i+1} &= \frac{\sqrt{x^2+y^2}}{cos(\varphi_i)} - N_{i+1} \\ \varphi_{i+1} &= atan\left(\frac{z\,(N_{i+1}+h_{i+1})}{\sqrt{x^2+y^2}\,((1-e^2)\,N_{i+1}+h_{i+1})}\right) \end{aligned} \tag{3.3}$$

mit $e^2 = 2f - f^2$

Außerdem wird für die weitere Auswertung aus der Nord- und Ostkomponente der Betrag A_{Grad} der Gradienten und anschließend für jede Epoche der Mittelwert $\overline{A}_{Grad}$ über alle n Stationen berechnet.

$$\begin{aligned} A_{Grad} &= \sqrt{GradN^2 + GradE^2} \\ \overline{A}_{Grad} &= \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} A_{Grad,i} \end{aligned} \tag{3.4}$$

Für die Umwandlung der ZTDs in ZWDs werden die Daten der TAWES-Stationen benötigt.

3.3.3.3 Importieren der TAWES-Daten

Mit Hilfe der meteorologischen Daten der TAWES-Stationen kann der Luftdruck an den GNSS-Stationen berechnet werden. Dazu wird der gemessene Wert an den TAWES-Stationen auf die Höhe der GNSS-Stationen extrapoliert. Um den Fehler der Extrapolation gering zu halten, wird für jede GNSS-Station eine möglichst nahe TAWES-Station mit möglichst geringem Höhenunterschied gesucht.

Die Koordinaten-Datei der TAWES-Stationen enthält die Stations-ID sowie die ellipsoidischen Koordinaten Länge, Breite und Höhe. Die Datei wird in MATLAB eingelesen und für jede GNSS-Station die Distanz zu sämtlichen TAWES-Stationen berechnet. Ist die Distanz kleiner als 30km, wird zusätzlich die Höhendifferenz berechnet. Die maximal erlaubte Höhendifferenz ist auf 200m festgelegt. Erfüllen mehrere TAWES-Stationen diese Kriterien, wird jene mit der geringsten Höhendifferenz ausgewählt. Das Ergebnis ist eine Liste von Stations-IDs und ellipsoidischen Höhen der TAWES-Stationen, bei der jede Position der Liste einer GNSS-Station zugeordnet ist.

Die meteorologischen Daten der TAWES-Stationen sind in Textdateien gespeichert und wie in Abbildung 3.11 strukturiert. Für jeden Tag des Testzeitraumes liegt eine eigene Datei vor. Die Dateien werden eingelesen und aneinandergereiht. Anschließend werden die Daten anhand der Stations-IDs gefiltert und umsortiert. Die Zeitreihen haben eine Auflösung von 10min, daher werden jene Werte der Epochen der GNSS-Daten (stündlich) extrahiert.

		Epoche hhmm	Stations-ID	Temp.	Druck	rel. Feuchte
22247	...					
22248	20140401	1320	11194	188	9943	47
22249	20140401	1320	11197	163	9392	51
22250	20140401	1320	11198	200	9864	39
22251	20140401	1320	11200	156	8607	24
22252	20140401	1320	11201	150	8886	30
22253	20140401	1320	11204	202	9335	32
22254	...					

Abbildung 3.11: Struktur der meteorologischen Daten innerhalb der Datei. Die Epoche ist in Stunden und Minuten gegeben. Temperatur und Druck liegen in Zehntel Grad Celsius bzw. Hektopascal vor, die relative Feuchte in Prozent.

Nach dem Auslesen von Temperatur T, Druck p und relativer Feuchte H werden der Wasserdampfdruck e sowie die virtuelle Temperatur T_v berechnet.

$$\begin{aligned} e &= H \cdot 6.1078 \cdot exp^{\frac{17.1\,T}{235+T}} \\ T_v &= (T + 273.15)\left(1 + \frac{0.378\,e}{p}\right) \end{aligned} \tag{3.5}$$

Anhand dieser Größen kann nun die Extrapolation des Druckes auf die Höhe der GNSS-Stationen durchgeführt werden, um die ZTDs auf ZWDs zu reduzieren.

3.3.3.4 Aufbereiten der Troposphärenparameter

Um die eingelesenen ZTDs auf ZWDs zu reduzieren, wird die Formel von Saastamoinen (1972) herangezogen (siehe Kapitel 2.1.2). Die Eingangsparameter sind die Breite φ und die Höhe h_{GNSS} der GNSS-Stationen sowie der dort vorherrschende Luftdruck p_{GNSS}.

Der an den meteorologischen Stationen gemessene Luftdruck p_{TAWES} wird mit Hilfe der folgenden Formel auf die Höhe der GNSS-Stationen extrapoliert, wobei sowohl h_{GNSS}, als auch h_{TAWES} die ellipsoidische Höhe der Stationen bezeichnet:

$$p_{GNSS} = p_{TAWES} \cdot exp^{\frac{-g\,M_d}{R_g\,T_v}(h_{GNSS} - h_{TAWES})} \tag{3.6}$$

g	$= 9.80665\ m/s^2$	mittlere Gravitationsbeschleunigung
M_d	$= 28.965\ g/Mol$	molare Masse der trockenen Luft
R_g	$= 8314.3\ (g\ m^2)/(s^2\ K\ Mol)$	universelle Gaskonstante

In Formel 3.6 wirken sich bei einer Höhendifferenz von ca. 200m Fehler in p_{TAWES} etwa in der gleichen Größenordnung auf p_{GNSS} aus. Die Druck-Daten der TAWES-Stationen liegen mit einer Genauigkeit von etwa 0.1hPa vor. Es kann also von einer Genauigkeit von etwa 0.1hPa für p_{GNSS} ausgegangen werden. Die Genauigkeit der GNSS-Stationskoordinaten liegt im Zentimeterbereich. Bei der Umwandlung in ellipsoidische Koordinaten wurde bis zur entsprechenden Nachkommastelle iteriert. Die Abweichungen von p_{GNSS} aufgrund der resultierenden Fehler in der Höhendifferenz sind von untergeordneter Größenordnung.

Nach der Extrapolation des Luftdruckes liegen alle Parameter zur Berechnung des ZHD mit Hilfe der Formel von Saastamoinen (1972) vor. Die Formel wird für alle Stationen zu jeder Epoche ausgewertet.

$$ZHD = \frac{0.0022768\ p_{GNSS}}{1 - 0.00266\ cos(2\varphi) - 0.00028\ h_{GNSS}} \tag{3.7}$$

Unter der Annahme eines auf etwa 0.1hPa genauen Luftdruckes p_{GNSS} liefert die Formel von Saastamoinen (1972) ZHD-Werte auf 1mm genau. Dies ist für die Untersuchungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit ausreichend. Fehler aufgrund von Abweichungen in Breite und Höhe im Zentimeter- bis Dezimeterbereich sind von wesentlich geringerer Größenordnung. Die Berechnung eines repräsentativen Druckwertes steht also im Vordergrund.

Die gesuchten ZWD-Werte ergeben sich aus der Differenz zwischen ZTD und ZHD.

$$ZWD = ZTD - ZHD \tag{3.8}$$

Die ZTD-Werte in den Ausgabedateien der Software *Bernese* liegen mit einer Genauigkeit

von etwa 1mm vor. Für die ZWD-Werte kann aufgrund der vorangegangenen Überlegungen eine Genauigkeit im Bereich von 2-3mm angenommen werden.

Für die weiteren Berechnungen wird außerdem der Mittelwert des ZWD je Epoche über alle n Stationen bestimmt.

$$\overline{ZWD} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} ZWD_i \tag{3.9}$$

Es liegen somit alle benötigten Troposphärenparameter in der entsprechenden Form vor.

3.3.3.5 Importieren der INCA-Daten

Von den INCA-Daten wird nach den Überlegungen in Kapitel 3.3.2 für die Auswertung nur die Niederschlagsanalyse herangezogen. Das Einlesen des gesamten Rasters ist sehr rechenaufwendig, daher wird der Bereich des jeweiligen Testgebietes ausgeschnitten. Die Koordinaten der Eckpunkte werden aus minimaler und maximaler Breite bzw. Länge der GNSS-Stationen zuzüglich eines 0.5° breiten Randes bestimmt. Anhand dieser Werte werden die nächstgelegenen Gitterpunkte in der Koordinaten-Datei des INCA-Rasters gesucht. Diese Gitterpunkte bilden die südwestliche sowie die nordöstliche Ecke der Maske. Da die Daten als Rechteck aus einer Matrix ausgeschnitten werden, liegen die Kanten der Maske nicht notwendigerweise entlang von Breiten- bzw. Längengraden.

Der Raster besteht aus 401x701 Gitterpunkten (Breite x Länge). Die eingelesenen Koordinaten werden daher komponentenweise als 401x701 Matrix gespeichert. Die Positionen der zuvor ermittelten Eckpunkte liefern die Indizes der Matrix zum Ausschneiden der meteorologischen Daten. Diese werden epochenweise eingelesen, ebenfalls als 401x701 Matrix zwischengespeichert und anschließend auf das Testgebiet zurechtgeschnitten. Die Epochen werden in der dritten Dimension aneinandergereiht (Breite x Länge x Epoche).

Die stündlichen Niederschlagsdaten auf dem dichten Raster können als Bildfolge interpretiert werden. Diese Bildfolge wurde zur Erstellung der in Kapitel 3.3.2 beschriebenen Animationen herangezogen.

Da die weiteren Auswertungen auf Stationsbasis durchgeführt werden, wird aus der zweidimensionalen Verteilung des Niederschlags im Testgebiet eine Zeitserie für jede Station abgeleitet. Die Troposphärenparameter sind nicht nur für die genauen Stationskoordinaten, sondern für ein kleines Gebiet rund um die GNSS-Station repräsentativ. Sollte es durch Zufall genau an der Station (bzw. am nächstgelegenen Gitterpunkt) nicht regnen, im näheren Umkreis allerdings schon, bildet sich dieses Niederschlagsereignis vermutlich trotzdem in den Troposphärenparametern ab. Um den dadurch möglicherweise entstehenden Widerspruch gering zu halten, wird die Zeitserie des Niederschlags als Mittelwert von 5x5 Gitterpunkten gebildet, wie in Abbildung 3.12 dargestellt. Es ist somit ein Gebiet von 5x5km rund um die GNSS-Station abgedeckt.

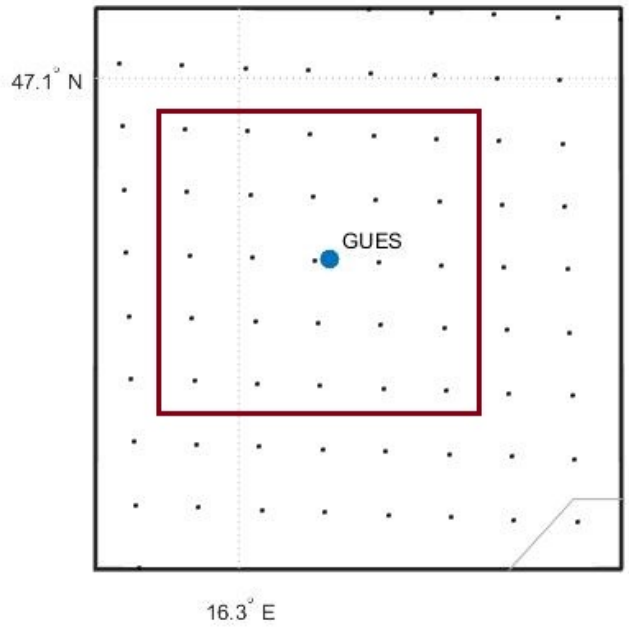


Abbildung 3.12: Berechnung des Niederschlags für GNSS-Stationen. Für die Berechnung wird nicht nur der Wert des nächsten Gitterpunktes herangezogen, sondern der Mittelwert über 5x5 Gitterpunkte rund um die Station gebildet.

3.3.3.6 Analyse der Daten auf deren Informationsgehalt

Die Analyse besteht im Wesentlichen aus drei Schritten:

- Kreuzkorrelation der ZWD-Zeitserien für den Zeitraum eines Testereignisses
- Bestimmung des Zeitpunktes des darauf einsetzenden Niederschlages
- Ermittlung des Zeitpunktes in der Zeitserie der Gradientenabsolutbeträge, ab dem die Gradienten unter dem Einfluss der herannahenden Front stehen

Kreuzkorrelation der ZWD-Zeitserien

Die Kreuzkorrelation der ZWD-Zeitserien wird für alle in Kapitel 3.3.3.1, Tabelle 3.6 aufgelisteten Testereignisse durchgeführt. Als Referenz wird die in der Stationsliste erste genannte GNSS-Station herangezogen. Die Zeitdifferenz der anderen GNSS-Stationen wird relativ zur ZWD-Zeitserie dieser Station bestimmt. Weist die Zeitserie der Referenzstation Datenlücken auf, wird wie folgt vorgegangen:

- Besteht eine Datenlücke von nur einer Epoche, zum Beispiel aufgrund eines kurzen Ausfalls der zugehörigen TAWES-Station, wird zwischen der davorliegenden und der darauffolgenden Epoche linear interpoliert.
- Bestehen größere Datenlücken, wird die nächste GNSS-Station in der Liste als Referenz herangezogen.

Bei den zu korrelierenden Zeitserien wird auf die gleiche Weise vorgegangen. Einfache Datenlücken werden interpoliert, für Stationen mit größeren Ausfällen werden keine Zeitdifferenz und kein Korrelationskoeffizient berechnet.

Die Kreuzkorrelation wird mittels der eigens erstellten MATLAB-Funktion *calc_xcorr()* durchgeführt. Die wählbaren Eingangsparameter sind in Tabelle 3.8 angeführt. Hier ist die Einstellung 'Z' (für ZWD) relevant, sie steht für die Kreuzkorrelation der ZWD-Zeitserien untereinander. Die Einstellung 'G' (für Gradient) wird für einen späteren Berechnungsschritt herangezogen.

Tabelle 3.8: Eingangsparameter der Funtkion *calc_xcorr()* für die Kreuzkorrelation der ZWD-Zeitserien.

Eingangsparameter	**Gewählt**
Zu korrelierende Zeitserien (Epoche x Anzahl Zeitserien)	ZWD-Zeitserien
Zeitraum (Intervall für Kreuzkorrelation)	TE laut Tab. 3.6
Maximale Zeitdifferenz (entspricht Verschiebung)	[-5;5] Stunden
Minimaler Korrelationskoeffizient	0.7
Typ der zu korrelierenden Zeitserie ('Z' oder 'G')	'Z'

Eine negative Zeitdifferenz bedeutet einen früheren Anstieg des ZWD an der entsprechenden Station als an der Referenzstation. Die maximale Zeitdifferenz wurde recht eng gewählt, da die Zeitserien innerhalb eines Testereignisses sehr kurz sind. Bei zu großen Verschiebungen (bedeutet gleichzeitig eine Verkürzung des überlappenden Bereiches) liefert die Kreuzkorrelation möglicherweise falsche Korrelationsmaxima. Außerdem kann bei der Größe der Testgebiete davon ausgegangen werden, dass eine Regenfront innerhalb von nicht mehr als elf Stunden aufzieht.

Ein minimaler Korrelationskoeffizient wurde eingeführt, um nicht repräsentative Stationen auszuschließen. Liegt eine GNSS-Station außerhalb des Einflussbereiches des momentanen Wettergeschehens, bildet sich das untersuchte Niederschlagsereignis nicht in den ZWD-Zeitserien ab. Dennoch liefert die Kreuzkorrelation ein, wenn auch kleines, Maximum. Diese fälschlicherweise bestimmten Zeitverzögerungen beeinflussen die spätere Inerpretation und werden daher anhand des minimalen geforderten Korrelationskoeffizienten von der Auswertung ausgeschlossen.

Die eigentliche Korrelation erfolgt mit Hilfe der MATLAB-internen Funktion *corrcoef()*, da diese Datenlücken (in den Zeitserien als NaN) bei der Berechnung ignoriert. Die zu korrelierenden Zeitserien müssen die gleiche Länge aufweisen. Mathematisch betrachtet basiert die Berechnung des Korrelationskoeffizienten ρ auf folgender Formel:

$$\rho(A,B) = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N} \left(\frac{A_i - \mu_A}{\sigma_A} \right) \left(\frac{B_i - \mu_B}{\sigma_B} \right) \tag{3.10}$$

A und B bezeichnen die zu korrelierenden Zeitserien und N die Anzahl deren Elemente. $\mu_{A,B}$ bzw. $\sigma_{A,B}$ sind Mittelwert bzw. Standardabweichung der Zeitserien.

Die Verschiebung wird in der Funktion *calc_xcorr()* durch ein Kürzen der Zeitserien am Anfang bzw. Ende realisiert. Sämtliche Korrelationskoeffizienten, eingeschränkt durch die gewählte maximale Zeitdifferenz, werden berechnet, das Maximum für jede Station bestimmt und die entsprechende Zeitdifferenz gespeichert.

Mit Hilfe der Kreuzkorrelation werden nur relative Zeitdifferenzen berechnet. Es ist also die Bestimmung eines absoluten Referenzzeitpunktes notwendig. Hier unterscheidet sich die Vorgehensweise der Einstellung 'Z' von jener der Einstellung 'G'.

Bei der Variante 'Z' erfolgt eine willkürliche Wahl des Referenzzeitpunktes $T0_Z$, da es keinen ausgezeichneten Punkt in den Zeitserien gibt. Innerhalb des ausgeschnittenen Intervalls des jeweiligen Testereignisses wird die ZWD-Zeitserie der Referenzstation durch ein Polynom 3. Grades approximiert, wie in Abbildung 3.13 dargestellt. Dazu wird die MATLAB-Funktion *polyfit()* herangezogen. Diese berechnet die Approximation über die Vandermonde-Matrix und anschließendes Lösen des linearen Gleichungssystems:

$$\begin{pmatrix} x_1^{n-1} & \dots & x_1 & 1 \\ x_2^{n-1} & \dots & x_2 & 1 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ x_n^{n-1} & \dots & x_n & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} p_1 \\ p_2 \\ \vdots \\ p_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_n \end{pmatrix} \tag{3.11}$$

Dabei ist n die Anzahl der Stützstellen $(x_{1,\dots,n}, y_{1,\dots,n})$, der Grad des Polynoms ist somit $n-1$. Die Stützstellen bestehen aus der Epoche und den zugehörigen ZWD-Werten. Die Werte $p_{1,\dots,n}$ sind die gesuchten Koeffizienten des Polynoms. Nach Formel 3.11 sind für ein Polynom 3. Grades vier Stützstellen notwendig. Im Fall der ZWD-Zeitserien liegen weit mehr Epochen vor und das überbestimmte Gleichungssystem wird in einem Ausgleich nach kleinsten Quadraten gelöst.

Anhand dieses Polynoms werden zwei Marker, M_1 und M_2, gesetzt. M_1 markiert die Stelle der stärksten Steigung des Polynoms, M_2 das lokale Maximum des Polynoms. Der Wert der Marker entspricht den Stunden ab Beginn des Testereignisses. Dieser entspricht einem definierten Zeitpunkt (siehe Kapitel 3.3.3.1, Tab. 3.6). Der Referenzzeitpunkt der einzelnen Testereignisse wird somit wie folgt bestimmt:

$$T0_Z = TE_{Beginn} + M_1 + \frac{M_2 - M_1}{3} - 1 \tag{3.12}$$

Wie bereits erwähnt, ist die Wahl von $T0_Z$ willkürlich. Nach mehreren Varianten hat sich herausgestellt, dass Formel 3.12 am ehesten jenen Zeitpunkt liefert, der auch visuell gewählt werden würde, da es im ZWD-Anstieg meistens einen markanten Knickpunkt gibt, ab dem die Steigung deutlich zunimmt (siehe Abbildung 3.13). $T0_Z$ liegt somit etwa in der Mitte des Gesamtanstieges und wurde rein aus den Eigenschaften des approximierenden Polynoms berechnet.

Anhand von $T0_Z$ und den bestimmten Zeitdifferenzen kann für jede GNSS-Station der Zeit-

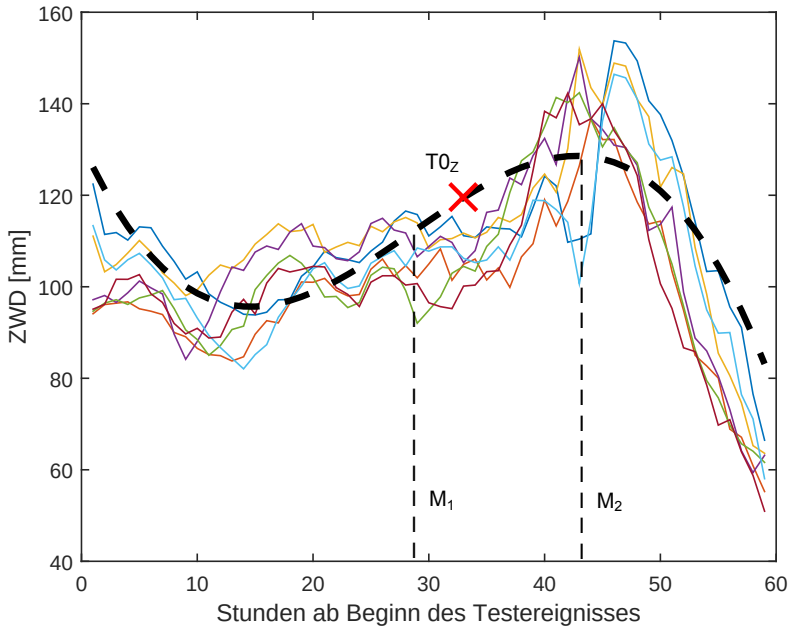


Abbildung 3.13: Bestimmung eines absoluten Referenzzeitpunktes in den ZWD-Zeitserien. Schwarz strichliert ist das approximierende Polynom 3. Grades eingetragen. Das rote X markiert den bestimmten Referenzzeitpunkt $T0_Z$.

punkt für den Anstieg des ZWD ermittelt werden.

Bestimmung des einsetzenden Niederschlages

Im nächsten Schritt wird ausgehend vom Referenzzeitpunkt $T0_Z$ ermittelt, wie viele Stunden bis zum einsetzenden Niederschlag an den einzelnen Stationen (bzw. auf dem 5x5km Gebiet um die Stationen) vergeht. Dazu werden ab $T0_Z$ die Epochen gezählt, bis die Zeitserie des Niederschlags eine gewisse Schranke überschreitet, wie in Abbildung 3.14 dargestellt. Der Wert der Schranke wurde empirisch auf Basis der vorliegenden Testereignisse gewählt. Da Niederschlagsereignisse im Verlauf sehr unterschiedlich sein können, ist es schwer, einen allgemein gültigen Wert zu ermitteln. Für die automatische Auswertung längerer Zeitserien wäre vermutlich eine dynamische Schranke sinnvoller. Die Festlegung eines fixen Wertes war für die vorliegenden Untersuchungen jedoch ausreichend.

Der Wert wurde auf 0.28mm/h festgelegt. Übersteigt die Zeitserie des Niederschlages diesen Wert, wird der entsprechende Zeitpunkt $T0_P$ je GNSS-Station und Testereigniss gespeichert. Wird die Schranke innerhalb von 30h nicht überschritten, wird kein Wert für die jeweilige Station gespeichert. Bei einem Niederschlagsereignis mehr als 30h später, kann davon ausgegangen werden, dass dieses nicht mehr mit dem untersuchten Anstieg des ZWD zusammenhängt.

Zusätzlich wird der Mittelwert $\overline{T0}_P$ über alle GNSS-Stationen für jedes Testereignis berechnet. Dieser repräsentiert den Beginn des Niederschlagsereignisses im gesamten Testgebiet.

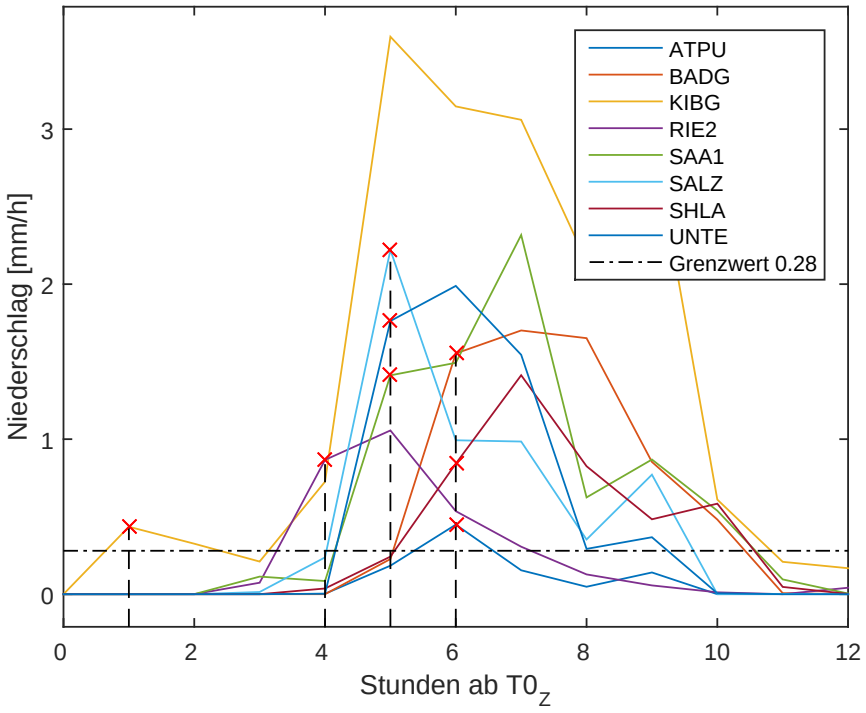


Abbildung 3.14: Bestimmung des Zeitpunktes des einsetzenden Niederschlages. In der Abbildung sind die Niederschlagszeitserien für die Stationen des Testgebietes 1 dargestellt. Der Ausschnitt zeigt den Niederschlag zu Testereignis 1, beginnend mit $T0_Z$. Die ermittelten Zeitpunkte $T0_P$, zu denen der Niederschlag an den Stationen den Grenzwert das erste Mal überschreitet, sind mit einem roten Kreuz markiert. Der Mittelwert $\overline{T0}_P$ liegt für dieses Niederschlagsereignis bei gerundet 5h nach $T0_Z$.

Ermittlung des maßgebenden Zeitpunktes in der Gradientenzeitserie

Wie in Kapitel 2.2.4 diskutiert, zeigen die troposphärischen Gradienten ein systematisches Verhalten, lange bevor sich ein Anstieg im ZWD bemerkbar macht. Bei den Gradienten sollte also ein großer Absolutbetrag beobachtbar sein. Um diesen Zeitpunkt $T0_G$ zu ermitteln, wird erneut die MATLAB-Funktion *calc_xcorr()*, diesmal mit der Einstellung 'G', herangezogen. Die übergebenen Paramter sind in Tabelle 3.9 angeführt.

Tabelle 3.9: Eingangsparameter der Funtkion *calc_xcorr()* zur Ermittlung von $T0_G$.

Eingangsparameter	**Gewählt**
Zu korrelierende Zeitserien (Epoche x Anzahl Zeitserien)	$\overline{ZWD}$, $\overline{A}_{Grad}$
Zeitraum (Intervall für Kreuzkorrelation)	[$T0_Z$–30;$T0_Z$+10] Stunden
Maximale Zeitdifferenz (entspricht Verschiebung)	[-30;0] Stunden
Minimaler Korrelationskoeffizient	0.1
Typ der zu korrelierenden Zeitserie ('Z' oder 'G')	'G'

Für die Kreuzkorrelation werden die Mittelwerte des ZWD sowie der Gradienten herangezo-

gen, da der ermittelte Zeitpunkt für das gesamte Testgebiet repräsentativ sein soll. Das Zeitfenster wurde so gewählt, dass sowohl das Maximum des $\overline{ZWD}$ als auch jenes von $\overline{A}_{Grad}$ noch enthalten ist. Die Verschiebung wird nur in eine Richtung zugelassen, da nach den theoretischen Überlegungen das Maximum des Gradientenabsolutbetrages jedenfalls vor dem Maximum des ZWD auftritt.

Wie in Abbildung 3.15 zu sehen, weisen die beiden Zeitserien keine sehr große Ähnlichkeit auf. Der minimale Korrelationskoeffizient wurde daher sehr niedrig gewählt. Die Ermittlung des Zeitpunktes $T0_G$ erfolgt anhand der Zeitdifferenz τ, für die die Zeitserien von $\overline{ZWD}$ und $\overline{A}_{Grad}$ die höchste Korrelation aufweisen.

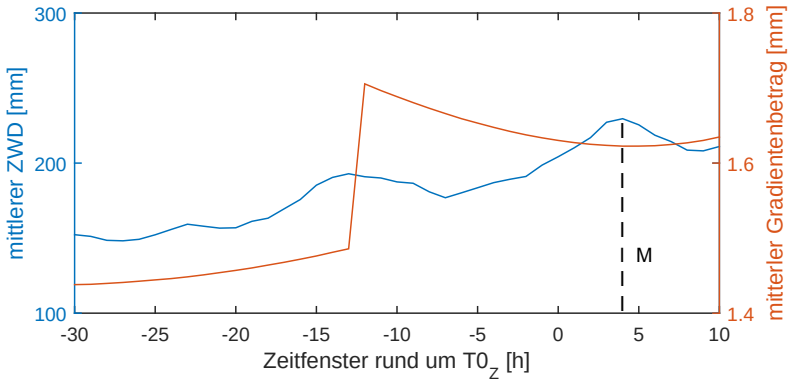


Abbildung 3.15: Bestimmung der Zeitdifferenz zwischen Ausschlag der Gradienten und Anstieg des ZWD. Durch Kreuzkorrelation von mittlerem ZWD und mittlerem Gradientenabsolutbetrag wird jener Zeitpunkt $T0_G$ ermittelt, ab dem die Gradienten unter dem Einfluss einer herannahenden Front stehen. $T0_G$ liegt nach den theoretischen Überlegungen immer vor dem ZWD-Maximum (Marker M).

Der Unterschied zwischen der Einstellung 'Z' bzw. 'G' in der Funktion *calc_xcorr()* liegt in der Berechnung des Referenzzeitpunktes. Bei der Einstellung 'G' wird nur ein Marker M ermittelt, der das Maximum von $\overline{ZWD}$ bezeichnet. Dieser steht aufgrund seiner Position im gewählten Zeitfenster in Bezug zum absoluten Wert $T0_Z$. Die Berechnung des absoluten Referenzzeitpunktes der Gradienten $T0_G$ erfolgt über die mittels Korrelation bestimmte Zeitdifferenz τ (immer negativ). $T0_G$ bezeichnet daher nicht notwendigerweise das Maximum im Gradientenabsolutbetrag.

$$T0_G = T0_Z + M + \tau \tag{3.13}$$

$T0_G$ wird für jedes Testereignis berechnet und ist für das gesamte Testgebiet gültig.

Berechnungsergebnis

Die Berechnungen liefern die Größen $T0_G$, Referenzzeitpunkt der Gradienten, $T0_Z$, Referenzzeitpunkt des ZWD-Anstieges, mitsamt der zeitlichen Verschiebung an den einzelnen Stationen und $T0_P$, der Zeitpunkt des einsetzenden Niederschlages an jeder Station. Zusätzlich wurde der Mittelwert $\overline{T0}_P$ als für das gesamte Testgebiet repräsentativer Wert berechnet. Die ermittelten

Zeitpunkte sind in Abbildung 3.16 beispielhaft für Testereignis 3 in Testgbiet 1 dargestellt.

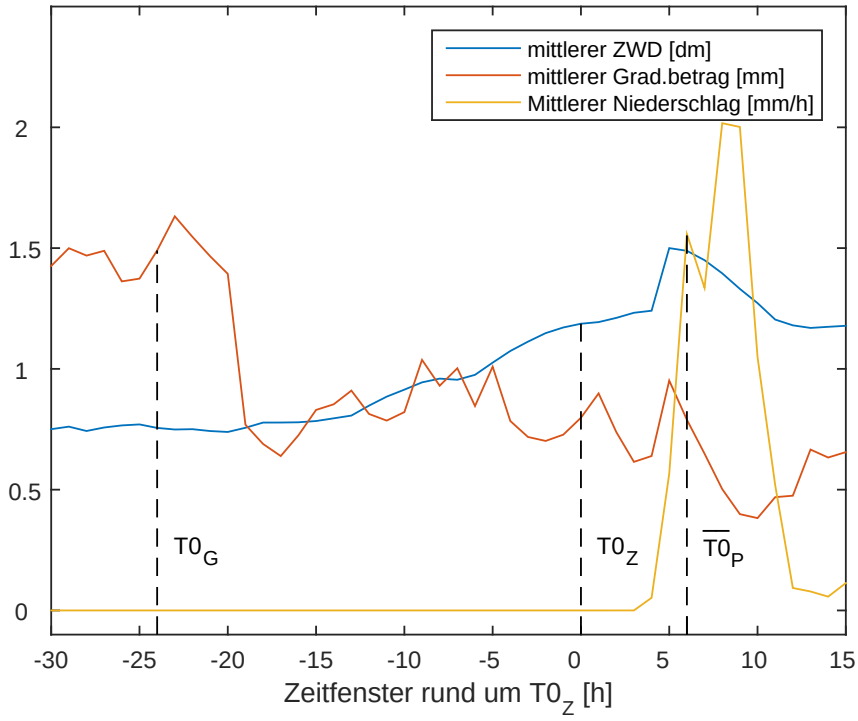


Abbildung 3.16: Referenzzeitpunkte von Gradienten, ZWD und Niederschlag. Zum Zweck der Übersichtlichkeit wurden jeweils die Zeitserien der Mittelwerte (mittlerer Gradientenabsolutbetrag, mittlerer ZWD, mittlerer Niederschlag) über das Gebiet dargestellt. Zu sehen ist das Testereignis 3 in Testgebiet 1. $T0_G$ liegt 24h vor $T0_Z$, $\overline{T0}_P$ 6h danach. Bei der Erstellung der Grafik wurden die 1-Tages-Lösungen herangezogen.

Aus allen drei Parametern (Gradienten, ZWD und Niederschlag) lassen sich anhand der Berechnungsergebnisse Richtungsinformationen ableiten, wie in Kapitel 4 gezeigt. Für die Interpretation werden die Ergebnisse mit den Niederschlagsanimationen verglichen.

Kapitel 4

Interpretation der Ergebnisse

In diesem Abschnitt sind die Ergebnisse der in Kapitel 3 beschriebenen Berechnungsszenarien detailliert angeführt. Die Darstellung erfolgt im Wesentlichen als Grafiken, da die abgeleiteten Informationen auf diese Art gut zusammengefasst und anschaulich präsentiert werden können.

4.1 Ergebnisse der Testereignisse unter optimalen Bedingungen

Testereignisse unter optimalen Bedingungen sind jene, die in Kapitel 3.3.3.1, Tabelle 3.6 als TE 1-3 für beide Testgebiete aufgelistet sind. Sie zeichnen sich im Wesentlichen durch zwei Eigenschaften aus. Vor dem Testereignis liegt eine längere Periode ohne Niederschlag und im ZWD-Verlauf sind keine markanten Muster zu erkennen. Nach dem Testereignis klingen die Niederschläge wieder ab. Es handelt sich also nicht um den Beginn einer längeren Regenperiode. Die durchziehende Front hebt sich dadurch deutlich vom übrigen Wettergeschehen ab.

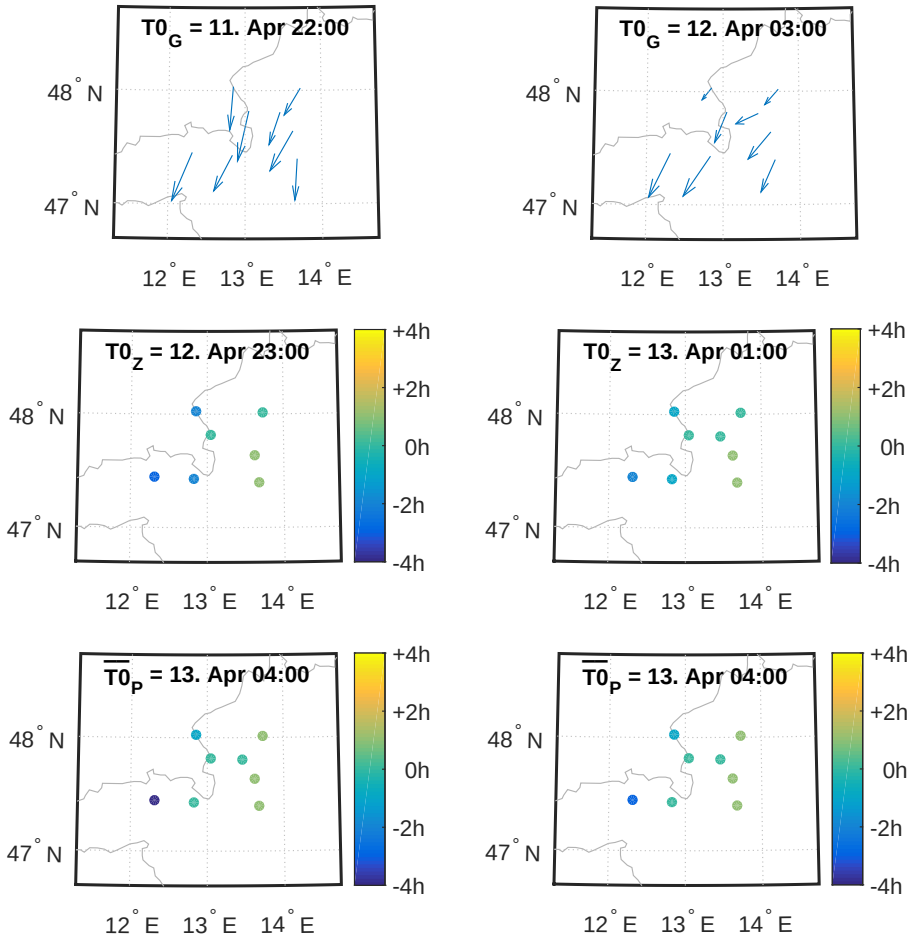
Im Folgenden ist für jedes Testereignis eine Bildfolge von drei Grafiken dargestellt. Dabei wird zwischen 1-Tages-Lösung und 3-Tages-Lösung unterschieden. Die erste Grafik zeigt den Zeitpunkt $T0_G$, zu dem die Gradienten einen sehr großen Absolutbetrag aufweisen und vermutlich unter dem Einfluss der herannahenden Front stehen. In der zweiten Grafik ist die zeitliche Verzögerung des ZWD-Anstieges der einzelnen Stationen dargestellt, mit dem Referenzzeitpunkt $T0_Z$ als Nullpunkt. In der dritten Grafik ist der Zeitpunkt $T0_P$ des einsetzenden Niederschlages je Station mit dem Mittelwert $\overline{T0}_P$ als Nullpunkt visualisiert.

Alle drei Grafiken geben eine Information darüber, aus welcher Himmelsrichtung die Regenfront zu erwarten ist, bzw. im Fall von $T0_P$, welche Stationen als erstes betroffen sind. Diese Richtungsinformation kann auf Konsistenz überprüft werden. Anschließend wird das Ergebnis mit Hilfe der Animationen verifiziert. Die Animationen geben einen weit besseren Aufschluss über die Bewegungsrichtung einer Front als die einzelnen Zeitpunkte $T0_P$, da die Frontlinie in den meisten Fällen nicht senkrecht auf die Bewegungsrichtung steht.

Des Weiteren gibt es Differenzen zwischen 1-Tages-Lösung und 3-Tages-Lösung. Die unterschiedliche Berechnungsart der Troposphärenparamter wirkt sich besonders auf die Gradienten aus. Die 2-stündlich geschätzten Gradienten (1-Tages-Lösung) weisen einen deutlich unruhigeren

Verlauf vor. Auf besonders starke Unterschiede wird im Einzelfall genauer eingegangen.

4.1.1 Testgebiet 1



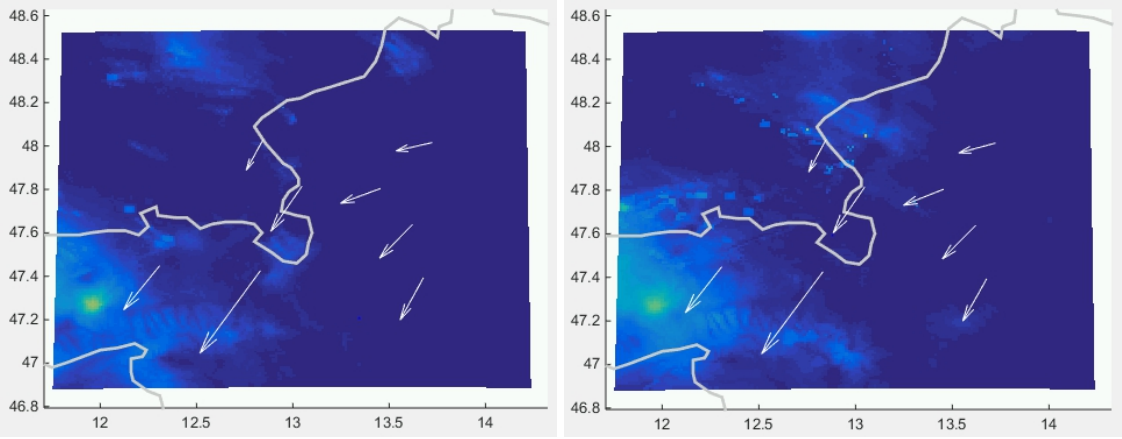
(a) TE 1, 1-Tages-Lösung

(b) TE 1, 3-Tages-Lösung

Abbildung 4.1: Ergebnisse TE 1 im Testgebiet 1. Beide Berechnungsarten liefern ähnliche Ergebnisse, wobei die Zeitpunkte $T0_G$ und $T0_Z$ jeweils um einige Stunden differieren. Generell liegt zwischen Ausschlag der Gradienten und Anstieg des ZWD eine Zeitspanne von etwa einem Tag, während auf den Anstieg des ZWD der Niederschlag relativ bald folgt. Bei der 1-Tages-Lösung gibt es einen Ausfall der Station UNTE zum Zeitpunkt des ZWD-Anstieges. Für die Interpretation sind ausreichend Daten der anderen Stationen vorhanden.

In Abbildung 4.1 sind die Ergebnisse für TE 1 in Testgebiet 1 dargestellt. Bei beiden Lösungen weisen die Gradienten etwa nach Süden bis Südwest. Der Anstieg des ZWD an den einzelnen Stationen lässt das Eintreffen einer Front aus etwa Westen vermuten. Die Zeitpunkte des einsetzenden Niederschlages zeigen ein fast identes Muster und deuten daher ebenfalls auf eine Front aus Westen hin.

Die Ausschnitte der Niederschlagsanimation in Abbildung 4.2 zeigen die Situation zwei Stunden vor bis eine Stunde nach $\overline{T0}_P$. Es ist zu erkennen, dass der Niederschlag tatsächlich von Wes-



(a) 13. April 2014, 02:00

(b) 13. April 2014, 03:00

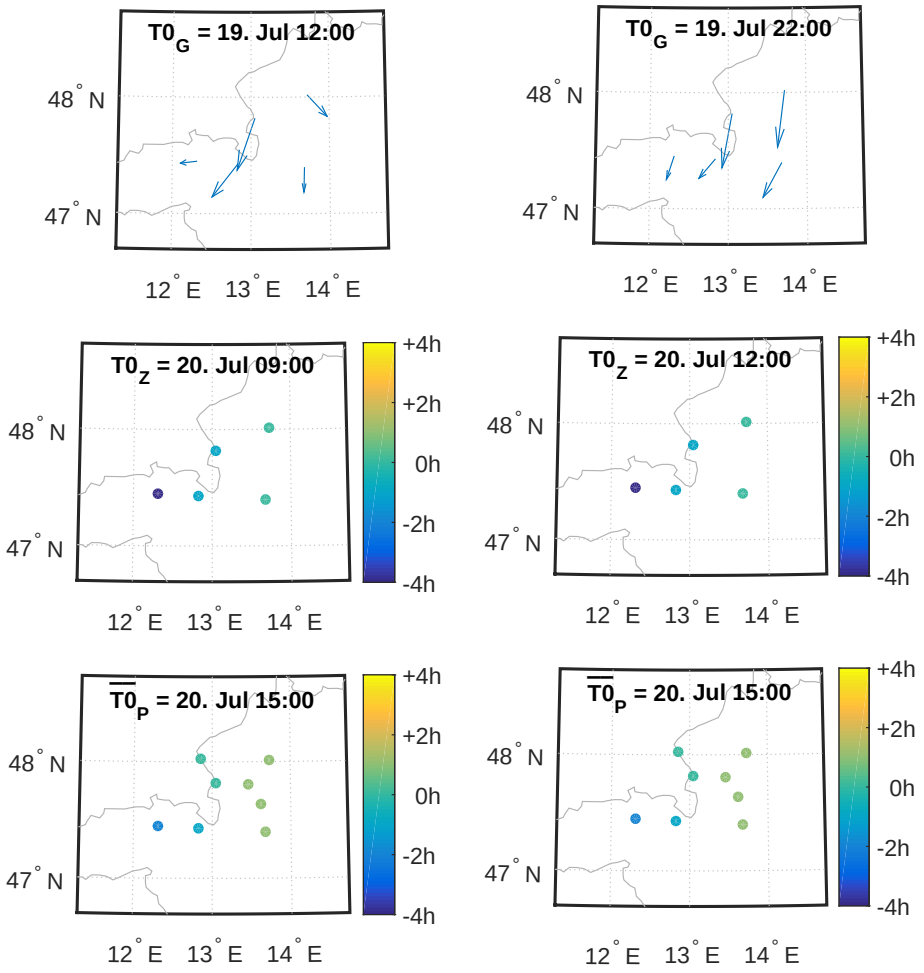
(c) 13. April 2014, 04:00

(d) 13. April 2014, 05:00

Abbildung 4.2: Niederschlagsanimation TE 1 im Testgebiet 1. Die Ausschnitte der Animation zeigen den Niederschlag in einem zeitlichen Abstand von einer Stunde, beginnend zwei Stunden vor bis eine Stunde nach $\overline{T0}_P$. An dunkelblauen Flächen fällt kein Niederschlag, gelb bedeutet einen Niederschlag von 10mm/h oder mehr. Der Niederschlag zu diesem Testereignis setzt von Westen her ein. An den jeweiligen Stationskoordinaten sind die Gradienten in weiß dargestellt. Zum dargestellten Zeitpunkt weisen diese jedoch nicht mehr notwendigerweise in Richtung der Front, da die Luftmassen bereits das Testgebiet erreicht haben.

ten her einsetzt. Bei Beobachtung des Zentrums mit den größten Niederschlagsmengen (gelb) zeigt sich auch eine schwach ausgeprägte Richtungskomponente nach Norden. Die Richtung aus den Anstiegen des ZWD sagt die Bewegungsrichtung der Front gut voraus. Die Gradienten weisen zu stark nach Süden, wobei allerdings der Ausschnitt der Animation die großräumige Wettersituation nicht zeigt.

Abbildung 4.3 zeigt die Ergebnisse für TE 2 in Testgebiet 1. Die Gradienten weisen sowohl bei der 1-Tages-Lösung, als auch bei der 3-Tages-Lösung nach Südwesten. Ausnahme bildet die Station ATPU im Nordosten des Testgebietes in der 1-Tages-Lösung, die zu diesem Zeitpunkt die



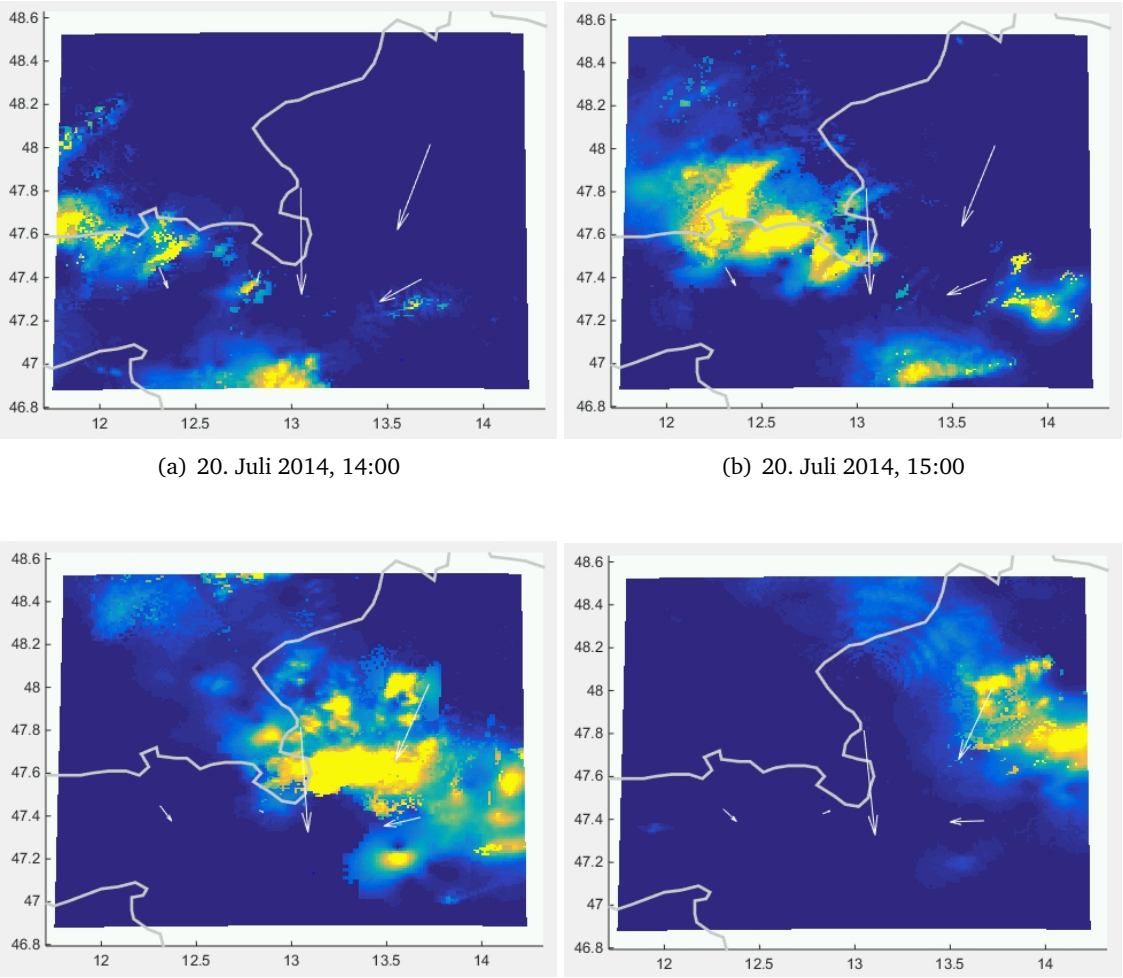
(a) TE 2, 1-Tages-Lösung

(b) TE 2, 3-Tages-Lösung

Abbildung 4.3: Ergebnisse TE 2 im Testgebiet 1. Die Zeitpunkte $T0_G$ der beiden Lösungen unterscheiden sich um 10h, dennoch weisen die Gradienten in eine ähnliche Richtung. Eine Ausnahme bildet der Gradient der Station im Nordosten (ATPU) der 1-Tages-Lösung. Die Zeitpunkte $T0_Z$ der beiden Lösungen unterscheiden sich um 3h, das Muster ist allerdings praktisch ident. Der Niederschlag wenige Stunden später setzt in ähnlicher Reihenfolge ein.

herannahende Front vermutlich noch nicht erfasst. Bei der 3-Tages-Lösung bezeichnet $T0_G$ einen Zeitpunkt zehn Stunden später als in der 1-Tages-Lösung. Plötzliche Veränderungen in den Gradienten können aufgrund der Interpolation zwischen den Schätzungen alle 24h nicht gut erfasst werden.

Die Stationen BADG, RIE2 und UNTE zeichneten während dieses Testereignisses keine Daten auf, daher gibt es für diese Stationen weder eine Gradientenlösung, noch konnte der Zeitpunkt des ZWD-Anstieges ermittelt werden. Die übrigen ZWD-Anstiege weisen auf eine Fornt von Westen hin. Die Verschiebung des ZWD-Anstieges untereinander zeigen bei beiden Lösungen das gleiche Muster, der Referenzzeitpunkt $T0_Z$ unterscheidet sich jedoch um drei Stunden. Der einsetzende Niederschlag beginnt von Westen bis Südwesten.



(a) 20. Juli 2014, 14:00

(b) 20. Juli 2014, 15:00

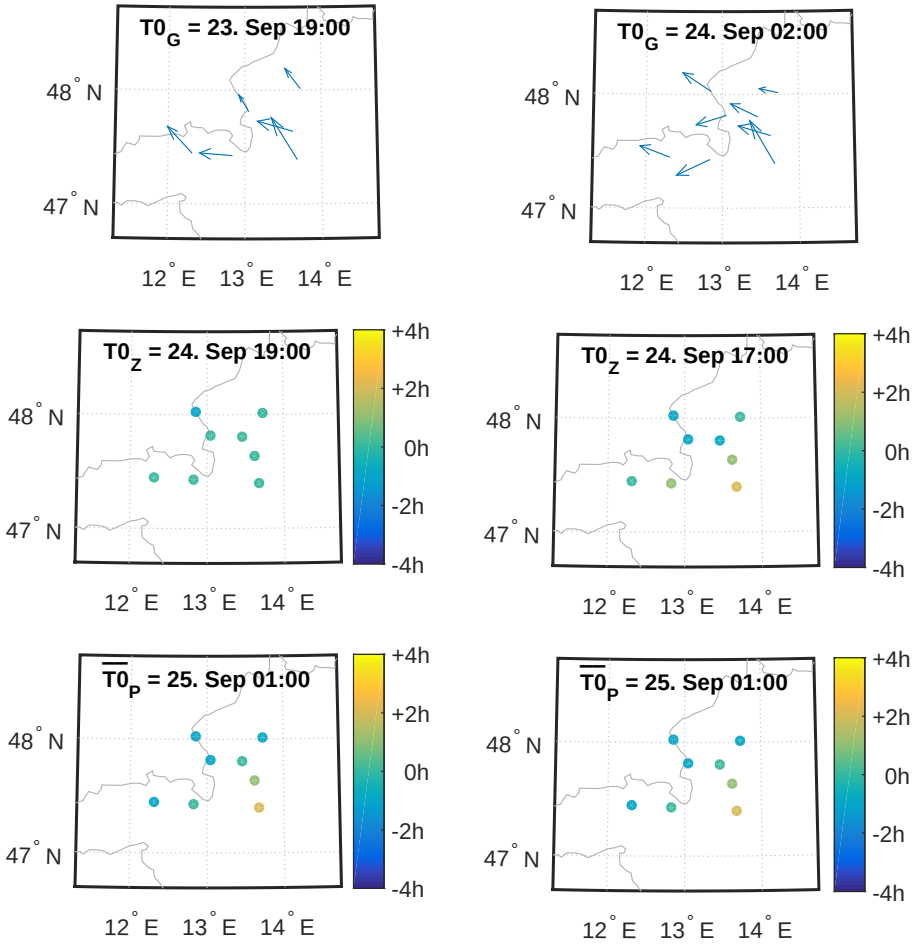
(c) 20. Juli 2014, 16:00

(d) 20. Juli 2014, 17:00

Abbildung 4.4: Niederschlagsanimation TE 2 im Testgebiet 1. Die Bilder aus der Niederschlagsanimation liegen eine Stunde auseinander und zeigen die Situation eine Stunde vor bis zwei Stunden nach $\overline{T0}_p$. Es ist zu erkennen, dass der Niederschlag von Südwesten her einsetzt. Die Schauer sind in einigen Regionen sehr stark (gelbe Flächen, entspricht einem Niederschlag von 10mm/h oder mehr) und klingen danach schnell wieder ab.

In Abbildung 4.4 sind wiederum Ausschnitte der Niederschlagsanimation zu sehen. Die gewählten Bilder zeigen den Niederschlag eine Stunde vor bis zwei Stunden nach $\overline{T0}_p$. Die Front zieht mit heftigen Niederschlägen von Südwesten durch das Testgebiet. Die Gradienten erfassen bei diesem Testereignis die Front zum Zeitpunkt $T0_G$ sehr gut. Der Anstieg des ZWD ist aufgrund der Stationsausfälle schwer zu interpretieren. Die Vermutung auf Basis des ZWD, dass sich die Front von Westen nähert, liegt eventuell daran, dass die Frontlinie nicht senkrecht zur allgemeinen Bewegungsrichtung verläuft, wie in Abbildung 4.4 (a) zu erkennen ist.

In Abbildung 4.5 sind die Ergebnisse für TE 3 in Testgebiet 1 angeführt. Sowohl bei der 1-Tages-Lösung, als auch bei der 3-Tages-Lösung weisen annähernd alle Gradienten nach Nordwesten. Bei

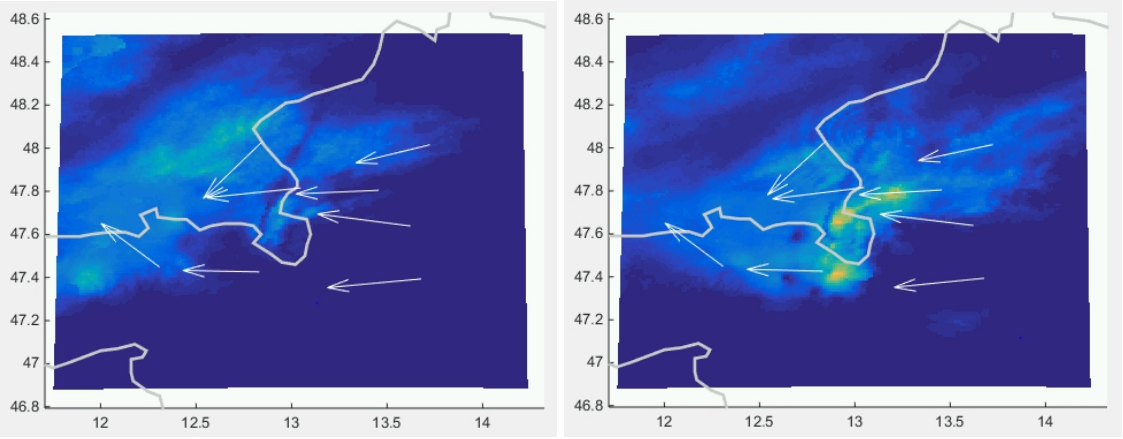


(a) TE 3, 1-Tages-Lösung (b) TE 3, 3-Tages-Lösung

Abbildung 4.5: Ergebnisse TE 3 im Testgebiet 1. Zum Zeitpunkt $T0_G$ der 1-Tages-Lösung liegen keine Daten der Stationen RIE2 und UNTE vor. Die Gradienten der übrigen Stationen weisen trotz eines Unterschiedes von 7h annähernd in die gleiche Richtung. Die Zeitpunkte $T0_Z$ unterscheiden sich je nach Lösung um zwei Stunden. Bei der 1-Tages-Lösung verursacht der Übergang von 24. auf 25. September 2014 einen sehr starken Sprung in den Werten. Die Kreuzkorrelation liefert daher ein verfälschtes Ergebnis, bei dem nahezu alle Stationen keine Verschiebung zur Referenzstation ATPU aufweisen. Eine Interpretation der 3-Tages-Lösung ist dagegen leichter möglich. Diese zeigt ein nahezu identes Muster mit den Grafiken des einsetzenden Niederschlages einige Stunden später.

den Stationen RIE2 und UNTE gibt es in der 1-Tages-Lösung einen Ausfall zum entsprechenden Zeitpunkt, dennoch ist das Ergebnis leicht zu deuten. Die $T0_G$ Lösungen sind um 7h zeitlich getrennt. Die Differenzen ergeben sich vermutlich durch die unterschiedlichen Schätzungsintervalle der Gradienten.

Die ermittelten Zeitpunkte des ZWD-Anstieges relativ zum Referenzzeitpunkt $T0_Z$ der 3-Tages-Lösung deuten in Übereinstimmung mit den Gradienten auf eine Regenfront aus Nordwesten kommend hin. Die Kreuzkorrelation des ZWD-Verlaufes der 1-Tages-Lösung ist durch einen sehr markanten Sprung an der Tagesgrenze stark beeinflusst, wodurch eine Interpretation der Richtung kaum möglich ist. Die einzige Station, bei der eine Verschiebung erkannt werden konn-



(a) 25. September 2014, 00:00

(b) 25. September 2014, 01:00

(c) 25. September 2014, 02:00

(d) 25. September 2014, 03:00

Abbildung 4.6: Niederschlagsanimation TE 3 im Testgebiet 1. Die Ausschnitte der Niederschlagsanimation zeigen die Situation über einen Verlauf von vier Stunden, beginnend eine Stunde vor $\overline{T0}_P$. Die Regenfront nähert sich aus Nordwesten und bleibt für einige Zeit am Alpenhauptkamm hängen. Die Frontlinie steht nahezu senkrecht auf die Bewegungsrichtung, da aus dieser Richtung kommend kaum Verzögerungen durch die Topographie entstehen. Der Niederschlag fällt relativ flächendeckend aus. Es gibt nur wenige Regionen mit intensiveren Niederschägen (gelb).

te, liegt im Nordwesten des Testgebietes (RIE2). Der Anstieg des ZWD beginnt hier eine Stunde früher. Dies deutet ebenfalls auf eine Front aus Nordwesten hin. Die Unterschiede in den ZWD-Verläufen der beiden Lösungen verursachen eine Differenz der Referenzzeitpunkte $T0_Z$ von zwei Stunden.

Der einsetzende Niederschlag zu den Zeitpunkten $T0_P$ an den einzelnen Stationen zeigt ein zu den ZWD-Anstiegen der 3-Tages-Lösung nahezu identes Muster. Der Niederschlag beginnt von Nordwesten her kommend.

Abbildung 4.6 zeigt die entsprechenden Zeitreihen der Niederschlagsanimation. Die Ausschnitte haben eine zeitliche Auflösung von einer Stunde und beginnen eine Stunde vor $\overline{T0}_G$.

Anhand der Grafik ist die Bewegungsrichtung der Front relativ schwer zu erkennen, da die Luftmassen einige Zeit am Alpenhauptkamm hängen bleiben. In der gesamten Animation ist eindeutig zu sehen, dass die Front von Nordwesten kommend auf das Testgebiet trifft. Die Bewegungsrichtung ist annähernd senkrecht zur Frontgrenze, da keine Scherungen durch Verzögerungen an der Topographie auftreten.

Generell lässt sich zu den ersten drei Testereignissen in Testgebiet 1 folgendes sagen. Die vorhergesagten Richtungen aus Gradienten und ZWD-Verlauf stimmen mit einer maximalen Abweichung von etwa 45° relativ gut mit jener der eintreffenden Front überein. Unterschiede zwischen 1-Tages-Lösung und 3-Tages-Lösung ergeben sich weniger in der Richtungsbestimmung als in den berechneten Referenzzeitpunkten.

Es ist eine Tendenz zu erkennen, dass die Gradienten vorwiegend die Bewegungsrichtung der Luftmassen voraussagen. Der Anstieg in den ZWD-Zeitserien gibt dagegen besser Aufschluss über die Ausrichtung der Frontgrenze. Dadurch zeigen ZWD-Anstieg und einsetzender Niederschlag meist sehr ähnliche Muster. Diese Annahme erklärt die leichten Unterschiede der Richtungen aus Gradienten bzw. aus ZWD-Zeitserien. Gut erkennen lässt sich dies bei TE 3 insofern, dass beide Parameter hier die gleiche Richtung liefern. TE 3 zeigt auch den einzigen Fall, bei dem die Grenzlinie der eintreffenden Front annähernd senkrecht auf die Bewegungsrichtung steht.

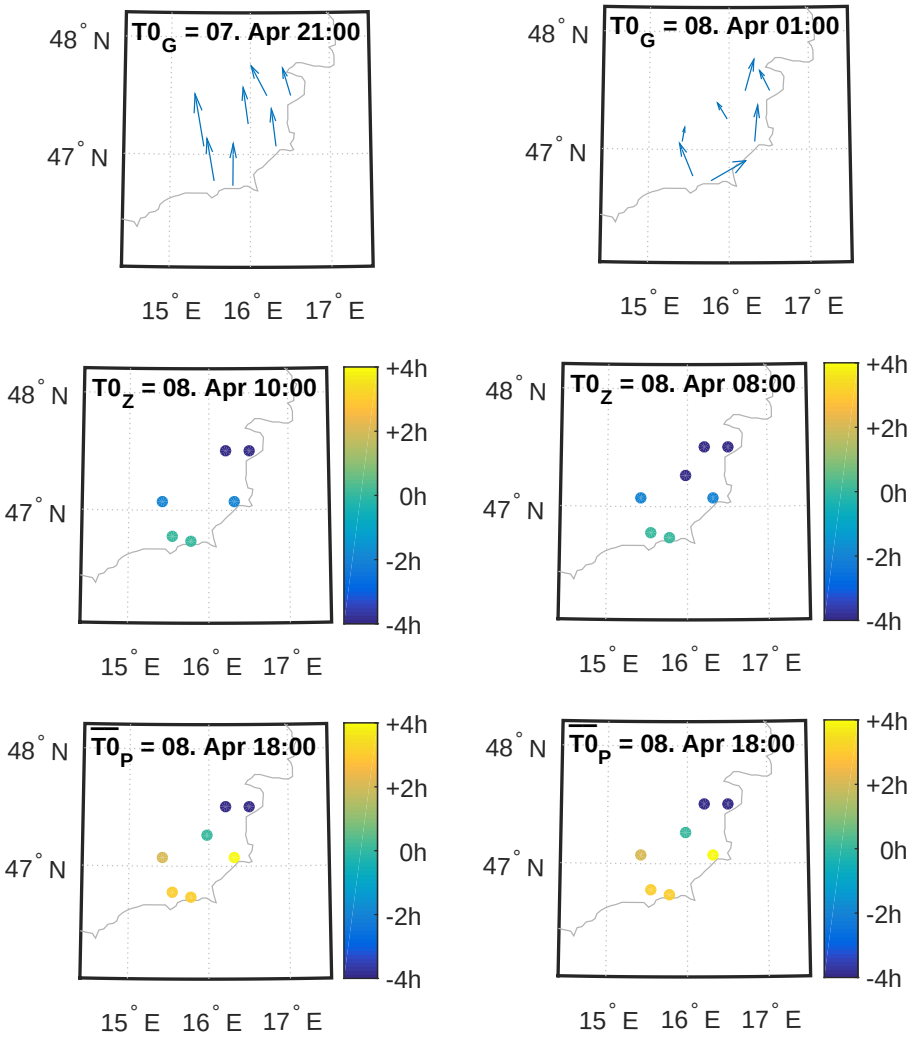
4.1.2 Testgebiet 2

Abbildung 4.7 zeigt die Ergebnisse der Berechnungen für TE 1 in Testgebiet 2. Die Gradienten weisen zum entsprechenden Zeitpunkt nach Norden mit einer minimalen West-Komponente. Im Gegensatz zur 1-Tages-Lösung stellen die Gradienten der 3-Tages-Lösung ein wesentlich unruhigeres Bild dar. Die Zeitpunkte $T0_G$ der beiden Lösungen weisen eine Differenz von vier Stunden auf, was auf die unterschiedlichen Schätzungsintervalle zurückzuführen ist.

Der Anstieg der ZWD-Zeiserien lässt bei beiden Lösungen eine Front aus Nordosten vermuten. Dies liegt an der relativen Lage der Stationen zueinander. Bei genauerer Betrachtung wäre das Herannahen einer Front aus Nordwesten ebenfalls möglich. Eine Station im Nordwesten des Testgebietes würde diesbezüglich mehr Information liefern. Aufgrund der Topographie wurde aber keine weitere Station ausgewählt.

Die Reihenfolge des einsetzenden Niederschlages zu den Zeitpunkten $T0_P$ zeigt auf den ersten Blick kein klares Muster. Die östliche Station in der Mitte des Testgebietes (GUES) macht vorerst den Eindruck eines Ausreißers. Generell gesprochen setzt der Niederschlag an den nördlichen Stationen füher als bei jenen im Süden ein.

In Abbildung 4.8 sind die entsprechenden Ausschnitte der Niederschlagsanimation, beginnend mit $\overline{T0}_P$, zu sehen. Bei diesem Niederschlagsereignis ist keine klare Frontgrenze zu erkennen. Die Front zieht generell von Norden bis Nordwesten kommend durch das Testgebiet. Die Niederschlagsverteilung innerhalb dieses Ereignisses, wie sie in Abbildung 4.8 zu erkennen ist, erklärt die eher zufällig wirkende Reihenfolge des einsetzenden Niederschlages an den Stationen,



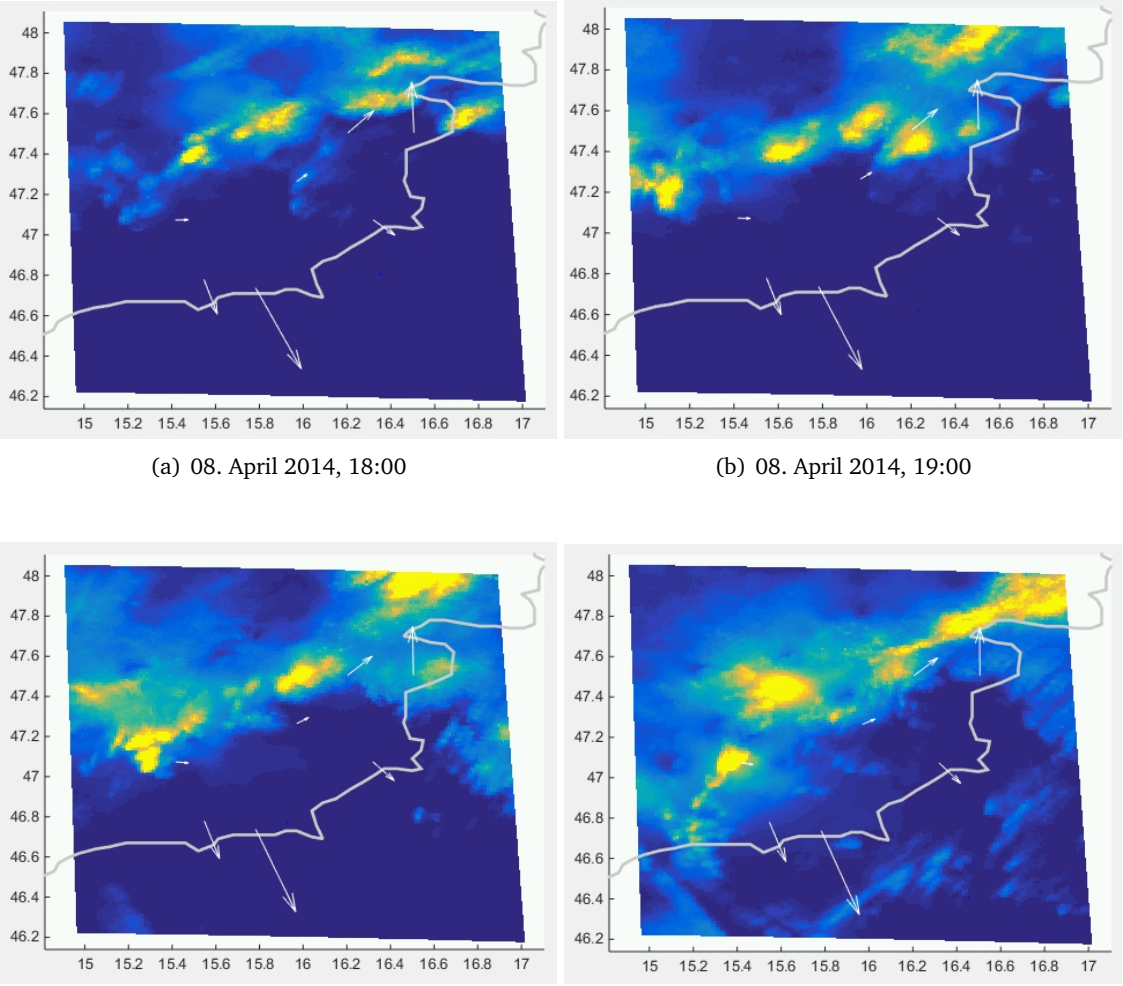
(a) TE 1, 1-Tages-Lösung

(b) TE 1, 3-Tages-Lösung

Abbildung 4.7: Ergebnisse TE 1 im Testgebiet 2. Die Gradienten der 1-Tages-Lösung weisen bei diesem Testereignis deutlich klarer in eine Richtung als jene der 3-Tages-Lösung. Im Mittel ergibt sich jedoch ungefähr die gleiche Richtung. Die Zeitpunkte $T0_G$ der beiden Lösungen liegen wiederum einige Stunden auseinander. Die ZWD-Verläufe liefern für beide Lösungen das gleiche Muster, bei der 1-Tages-Lösung gibt es für die Station HART allerdings kein Ergebnis. Die Lage der Stationen zueinander lassen ein recht breites Spiel bei der Interpretation des einsetzenden Niederschlages zu. Eindeutig ist, dass bei den Stationen im Norden des Testgebietes der Niederschlag früher einsetzt als im Süden.

wie in Abbildung 4.7 zu sehen.

In Abbildung 4.9 sind die Ergebnisse für TE 2 in Testgebiet 2 dargestellt. Die Gradienten beider Lösungen weisen nach Westen, einige auch nach Südwesten. Der Referenzzeitpunkt $T0_G$ der 3-Tages-Lösung liegt 17h nach jenem der 1-Tages-Lösung. Die verschiedenen Schätzungsintervalle dürften hier in den Gradientenzeitserien besonders starke Unterschiede verursachen.



(a) 08. April 2014, 18:00

(b) 08. April 2014, 19:00

(c) 08. April 2014, 20:00

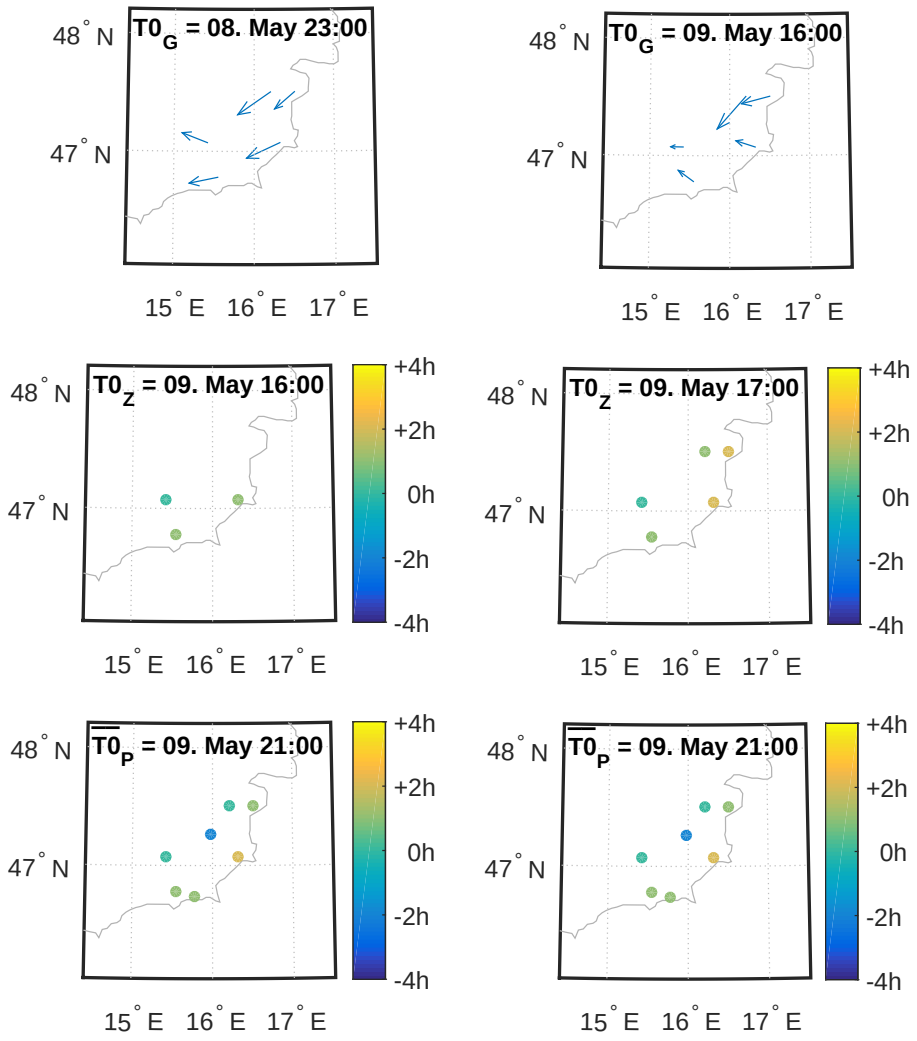
(d) 08. April 2014, 21:00

Abbildung 4.8: Niederschlagsanimation TE 1 im Testgebiet 2. Die Bildfolge zeigt vier aufeinanderfolgende Ausschnitte der Niederschlagsanimation, beginnend mit $\overline{T0}_P$. Die Front bewegt sich sehr langsam und zeigt keine klare Grenzlinie. Tendenziell zieht der Niederschlag von Norden bis Nordwesten her durch das Testgebiet.

Bei der 1-Tages-Lösung gibt es größere Datenlücken bei den Stationen GOSD, HART, KRUM und OBE1, bei der 3-Tages-Lösung nur bei der Station HART. Die Lücken rühren nicht zwangsläufig von Ausfällen der GNSS-Stationen her. Fehlende Daten der TAWES-Stationen verhindern eine Reduktion des ZTD auf den ZWD. Aus den Stationen mit Ergebnissen für den ZWD-Anstieg ist abzuleiten, dass die Front etwa aus Nordwesten zu erwarten ist.

Die Zeitpunkte des einsetzenden Niederschlages deuten ebenfalls auf eine Front aus Westen bis Nordwesten kommend hin. Bei der westlichen Station in der Mitte des Testgebietes (HART) setzt der Regen bereits sehr früh ein.

Die Ausschnitte der Niederschlagsanimation sind in Abbildung 4.10 zu sehen. Die Bildfolge beginnt mit dem Zeitpunkt $\overline{T0}_P$ und zeigt den Verlauf über vier Stunden. Die Bewegungsrichtung der Front verläuft, wie die Gradienten vermuten lassen, in West-Ost-Richtung. Die Frontlinie steht



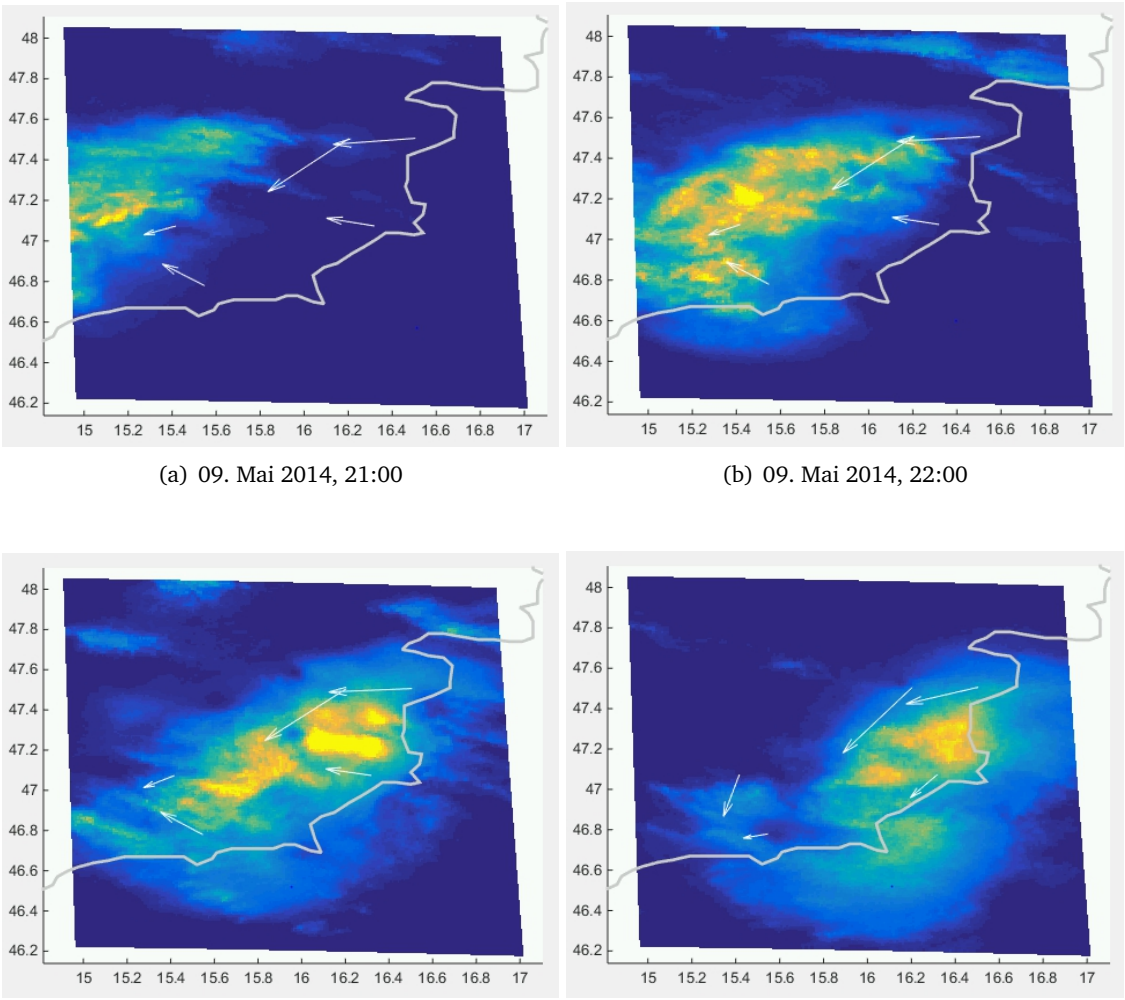
(a) TE 2, 1-Tages-Lösung

(b) TE 2, 3-Tages-Lösung

Abbildung 4.9: Ergebnisse TE 2 im Testgebiet 2. Die Gradienten der beiden Lösungen zeigen zwar teilweise sehr unterschiedliche Beträge, weisen jedoch etwa in die gleiche Richtung. Zu beachten ist die hier sehr große Differenz der ermittelten Zeitpunkte $T0_G$. Für den ZWD-Anstieg liegen vor allem bei der 1-Tages-Lösung für sehr viele Stationen aufgrund von Ausfällen keine Ergebnisse vor. Für jene Stationen mit Ergebnis liefern beide Lösungen ein ähnliches Muster. Die Referenzzeitpunkte $T0_Z$ unterscheiden sich im Gegensatz zu $T0_G$ nur noch um eine Stunde. Das Muster des einsetzenden Niederschlages macht eine Interpretation ein wenig schwer, die Front ist aber generell aus Westen oder Nordwesten zu erwarten.

sehr schräg auf die Bewegungsrichtung und erklärt das Muster des ZWD-Anstieges, das eine Front aus Nordwesten vermuten lässt. Der Niederschlag setzt dadurch am westlichen Rand auch an den nördlichen Stationen sehr früh ein, wie das Muster in Abbildung 4.9 zeigt.

Abbildung 4.11 zeigt die Ergebnisse für TE 3 in Testgebiet 2. Die Gradienten der 3-Tages-Lösung weisen relativ einheitlich nach Westen. Bei der 1-Tages-Lösung liegt der Zeitpunkt $T0_G$ bereits im beginnenden Niederschlagsereignis. Möglicherweise handelt es sich hier um ein falsch ermitteltes



(a) 09. Mai 2014, 21:00

(b) 09. Mai 2014, 22:00

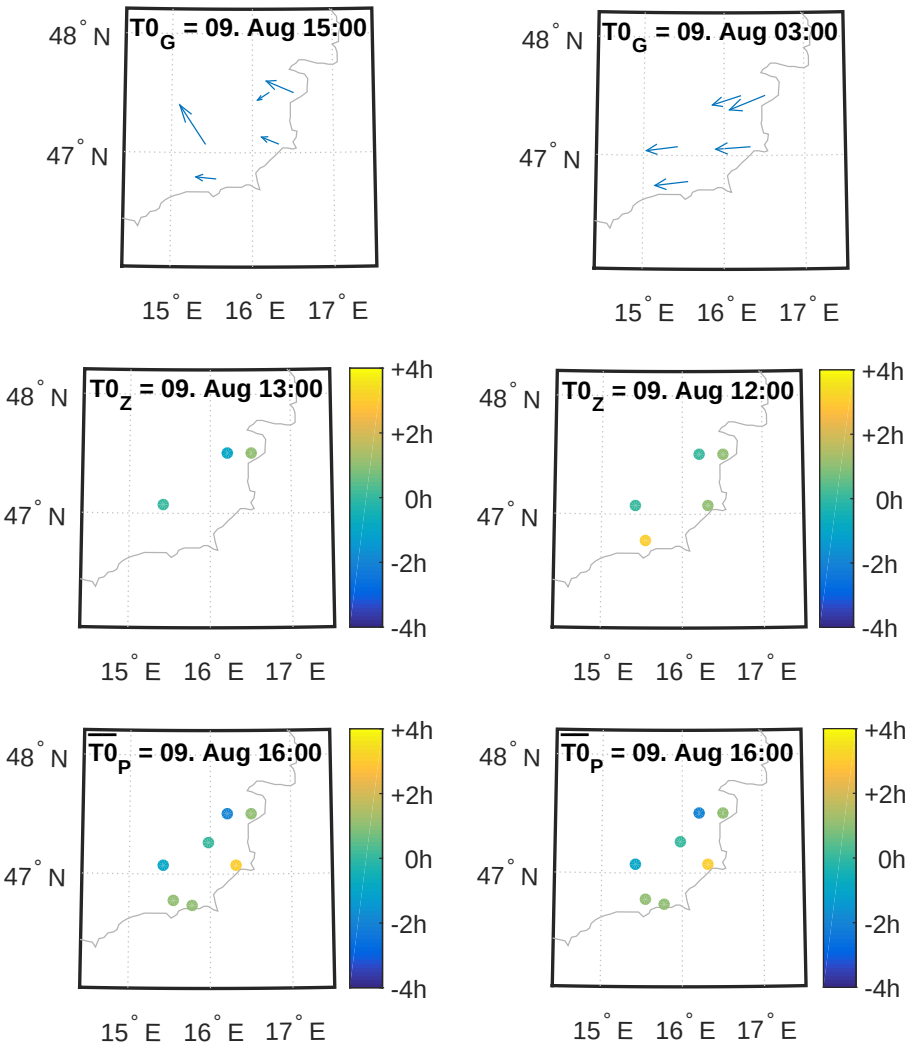
(c) 09. Mai 2014, 23:00

(d) 10. Mai 2014, 00:00

Abbildung 4.10: Niederschlagsanimation TE 2 im Testgebiet 2. Die Bildreihe beginnt zum Zeitpunkt $\overline{T0}_P$ und zeigt vier Stunden in Folge. Die Front bewegt sich von Westen nach Osten. Die Grenzlinie steht jedoch sehr schräg zur Bewegungsrichtung, wodurch auch an Stationen im Norden des Testgebietes der Niederschlag sehr früh einsetzt.

Maximum. Bei der Kreuzkorrelation von $\overline{ZWD}$ und $\overline{A}_{Grad}$ ist zwar nur eine Verschiebung in eine Richtung erlaubt (siehe Kapitel 3.3.3.6), durch die Bestimmung von $T0_G$ über das Maximum von $\overline{ZWD}$ ist es jedoch möglich, dass der ermittelte Zeitpunkt nach dem Referenzzeitpunkt $T0_Z$ liegt. Durch die zeitliche Nähe von $T0_G$ der 1-Tages-Lösung zum Niederschlag und der daher sehr nahen Front weisen die Gradienten kein sehr einheitliches Bild auf. Im Mittel weisen sie etwa nach Westen bis Nordwesten.

Für den ZWD-Anstieg gibt es bei den Stationen GOSD, GUES, HART und LEIB (1-Tages-Lösung) bzw. GOSD und HART (3-Tages-Lösung) keine Ergebnisse. Aufgrund der 3-Tages-Lösung ist die Front aus Westen bis Nordwesten zu erwarten, wobei die Station LEIB im Süden des Testgebietes kaum in das Muster passt. Die 1-Tages-Lösung lässt keine Interpretation der Richtung zu. Der einsetzende Niederschlag passt grob mit den Ergebnissen aus dem ZWD-Anstieg zusammen.



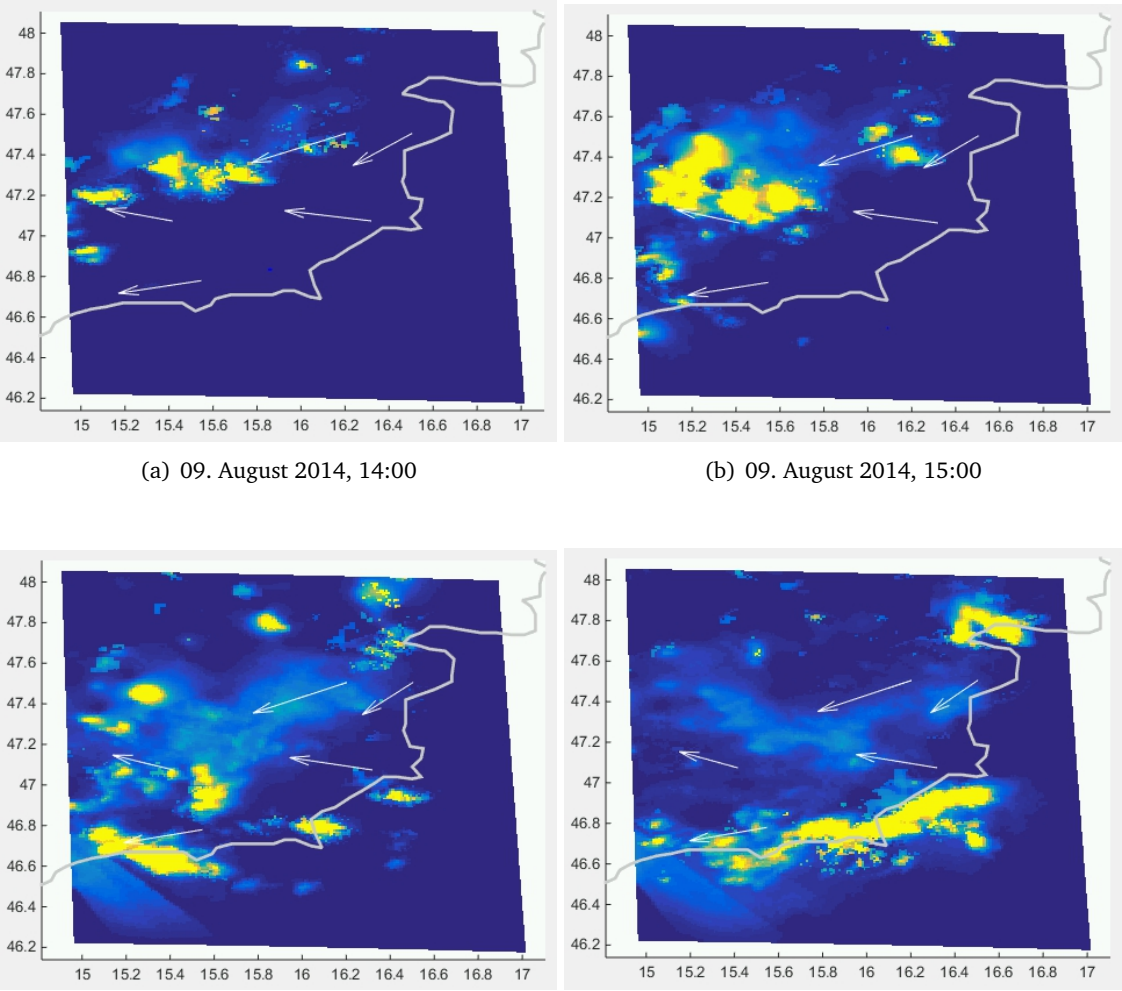
(a) TE 3, 1-Tages-Lösung

(b) TE 3, 3-Tages-Lösung

Abbildung 4.11: Ergebnisse TE 3 im Testgebiet 2. Bei diesem Testereignis liefert die 1-Tages-Lösung ein deutlich unruhigeres Ergebnis. Die Richtungen der Gradienten unterschieden sich hier je nach Lösungsart ein wenig stärker als bei den bisherigen Testereignissen. Auffällig ist auch der sehr späte Referenzzeitpunkt $T0_G$ der 1-Tages-Lösung, der zeitlich bereits im Niederschlagsereignis liegt. In den ZWD-Zeitserien gibt es besonders bei der 1-Tages-Lösung bei mehreren Stationen Datenlücken. Eine grobe Richtungsschätzung ist allerdings möglich. Der Niederschlag setzt sehr bald nach den Referenzzeitpunkten $T0_Z$ der beiden Lösungen ein. Das erhaltene Muster unterscheidet sich ein wenig von jenem des ZWD-Anstieges.

Der Niederschlag scheint aus Nordwesten kommend über das Testgebiet zu ziehen.

In Abbildung 4.12 sind vier Ausschnitte der Niederschlagsanimation, beginnend zwei Stunden vor $\overline{T0}_P$, dargestellt. Die Front bewegt sich von Nordwesten her über das Testgebiet. Die Niederschlagsverteilung deutet auf die Ausbildung meherer lokaler Zellen hin, wodurch das unregelmäßige Muster im ZWD-Anstieg eventuell erklärt wird.



(a) 09. August 2014, 14:00

(b) 09. August 2014, 15:00

(c) 09. August 2014, 16:00

(d) 09. August 2014, 17:00

Abbildung 4.12: Niederschlagsanimation TE 3 im Testgebiet 2. Die Bildreihe zeigt vier Ausschnitte, beginnend zwei Stunden vor $\overline{T0}_P$. Die Frontlinie ist wenig deutlich ausgeprägt. Die Niederschläge sind relativ lokal und teilweise sehr heftig (gelbe Flächen). Die Bewegungsrichtung ist generell von Nordwesten nach Südosten.

Die Ergebnisse der Testereignisse unter optimalen Bedingungen in Testgebiet 2 lassen sich wie folgt zusammen fassen. Die Unterschiede zwischen 1-Tages-Lösung und 3-Tages-Lösung liegen im Wesentlichen in den jeweiligen Zeitpunkten $T0_G$. Die Richtungen stimmen sowohl untereinander, als auch mit der tatsächlichen Bewegungsrichtung der Fronten relativ gut überein. Ein Vergleich der ZWD-Anstiege zwischen den beiden Lösungen ist aufgrund der Datenausfälle schwer möglich. Die in Testgebiet 1 erkannte Tendenz, dass Gradienten die Bewegugnsrichtung und die ZWD-Anstiege die Frontlinie voraussagen, ist hier wesentlich schwächer ausgeprägt. Die Begründung liegt eventuell darin, dass in Testgebiet 2 die Fronten bei den ausgewählten Testereignissen meist keine klare Grenzlinie ausbilden.

4.2 Ergebnisse der Sonderfälle

Für jedes Testgebiet wurden zwei Sonderfälle ausgewählt (siehe Kapitel 3.3.3.1, Tabelle 3.6). Diese Ereignisse dienten ursprünglich als gewöhnliche Testereignisse. Die automatische Auswertung lieferte in diesen Fällen augenscheinlich keine sinnvollen Ergebnisse. Bei genauerer Betrachtung konnten jedoch Systematiken bzw. sinnvolle Interpretationen abgeleitet werden.

Diese Testereignisse (TE 4-5) wurden daher nochmals prozessiert und die Ergebnisse sind in den folgenden Abschnitten dargestellt. Die Gegebenheiten der Sonderfälle zeigen die derzeitigen Grenzen der Niederschlagsvorhersage mittels GNSS-basierter Troposphärenparameter auf. Jeder Sonderfall beschreibt eine andere Situation.

4.2.1 Testgebiet 1

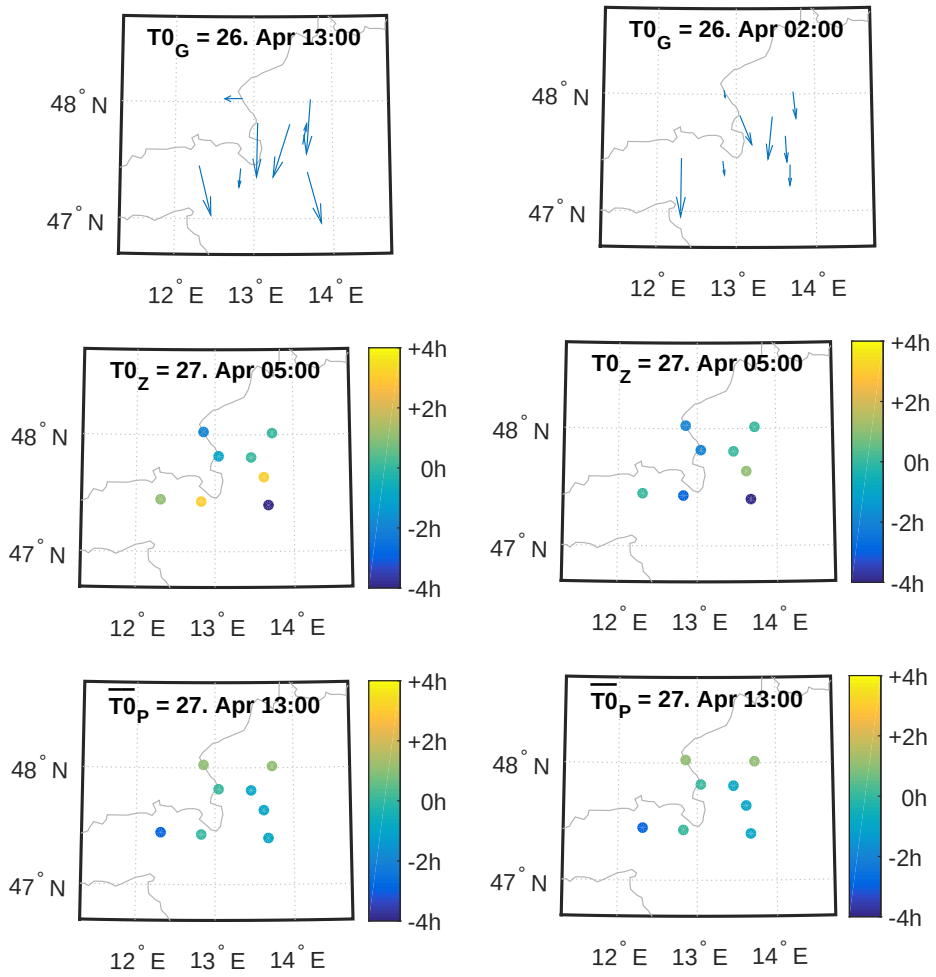
In Abbildung 4.13 sind die Ergebnisse für den ersten Sonderfall (TE 4) in Testgebiet 1 dargestellt. Die Gradienten beider Lösungen weisen teilweise mit sehr großer Amplitude nahezu einheitlich Richtung Süden. Ausnahmen bilden die Stationen BADG und RIE2 der 1-Tages-Lösung. Die jeweiligen Zeitpunkte $T0_G$ liegen aufgrund der unterschiedlichen Schätzungsintervalle 11h auseinander, beide aber mit deutlichem Abstand zum Referenzzeitpunkt $T0_Z$.

Dieser ist bei diesem Testereignis für beide Lösungen ident. Die jeweiligen Muster des ZWD-Anstieges zeigen einige Unterschiede, es kann aber für beide die gleiche Aussage abgeleitet werden. An der Station SHLA im Südosten des Testgebietes steigt der ZWD deutlich früher als an den benachbarten Stationen. Alle übrigen Stationen deuten eher auf eine Front aus Nordwesten kommend hin.

Beim Muster des einsetzenden Niederschlages lässt sich keine ausgezeichnete Richtung ableiten. Die südlichen Stationen deuten eine Front von Westen an, die östlichen eine von Süden bis Südosten.

Die Ausschnitte der Niederschlagsanimation in Abbildung 4.14 zeigen eine sehr komplexe Situation. Zu beachten ist, dass die Bildfolge nicht zusammenhängend ist, um die schwer darzustellenden Bewegungen möglichst gut zu erfassen. Die Aufnahmen (a) und (b) zeigen die Situation zwei bzw. eine Stunde vor $\overline{T0}_P$. Hier ist zu erkennen, dass der Niederschlag von Westen her einsetzt. Einige Stunden später setzten weitere Niederschläge von Süden her ein, wie in den Ausschnitten (c) zwei Stunden und (d) drei Stunden nach $\overline{T0}_P$ dargestellt. In den darauffolgenden Stunden ziehen die Niederschläge nach Nordwesten hin ab. Außerdem sind etwa zum Zeitpunkt $T0_Z$ am Rand des Testgebietes Niederschläge im Nordwesten zu erkennen, die in Abbildung 4.14 nicht enthalten sind. Das Frontensystem rund um das Testgebiet zeigt sich recht komplex.

Die Voraussage dieser Situation aus den in Abbildung 4.13 enthaltenen Informationen ist praktisch nicht möglich. Umgekehrt liefert die Niederschlagsanimation allerdings die Erklärung für die Ergebnisse dieses Testereignisses. Die Gradienten weisen nach Süden, da die vorherrschende Front von Süden her aufzieht. Die ausgeprägte Topographie innerhalb des Testgebietes ist vermutlich dafür verantwortlich, dass sich anhand der ZWD-Anstiege keine Richtung voraussagen

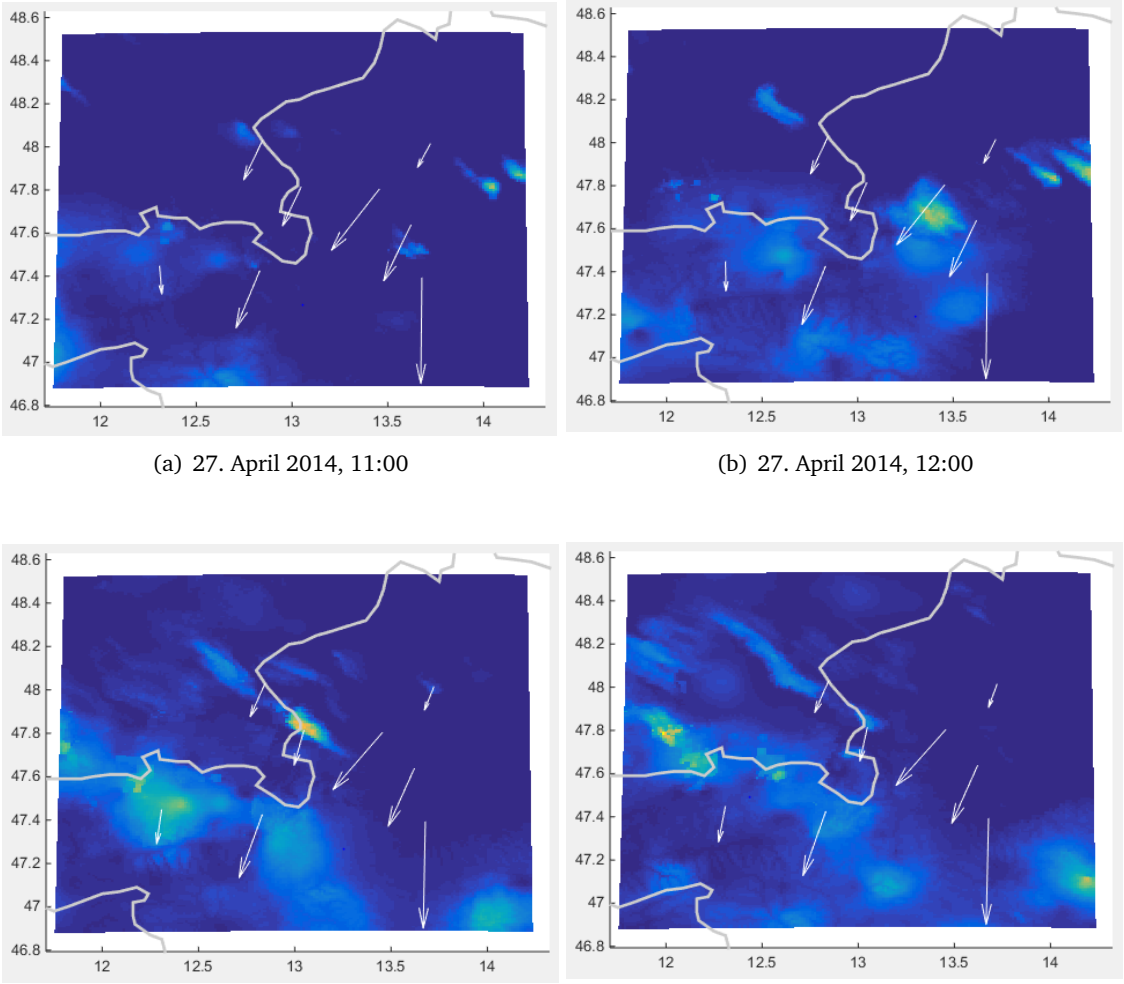


(a) TE 4, 1-Tages-Lösung (b) TE 4, 3-Tages-Lösung

Abbildung 4.13: Ergebnisse TE 4 im Testgebiet 1. Die Gradienten beider Lösungen weisen mit relativ großer Amplitude einheitlich in eine Richtung. Die jeweiligen Zeitpunkte $T0_G$ unterscheiden sich jedoch um 11h. Die ZWD-Anstiege beider Lösungen zeigen ein ähnliches Muster, besonders die auffällige Station im Südosten des Testgebietes (SHLA) betreffend. Sie lassen keine Interpretation der Richtung zu. Die jeweiligen Referenzzeitpunkte $T0_Z$ sind für dieses Testereignis ident. Auch der Niederschlag, der hier mit einer relativ großen Verzögerung zu $T0_Z$ einsetzt, zeigt keine ausgezeichnete Richtung.

lässt. Die Stationen stehen unter dem Einfluss der unterschiedlichen Fronten. Einige werden von der Front, die im Nordwesten das Testgebiet streift, beeinflusst, einige von jener, die von Süden her aufzieht. Durch die Analyse mehrerer solcher Situationen ließe sich eventuell ein Schema zur Interpretation ableiten.

Testereignis 5 in Testgebiet 1 stellt einen sehr speziellen Sonderfall dar. Abbildung 4.15 zeigt die Ergebnisse der Auswertungen. Für die Gradienten liegen keine Daten der Stationen BADG, RIE2 und UNTE vor. In der 3-Tages-Lösung weisen sämtliche Gradienten nach Süden. Bei der 1-Tages-Lösung gilt dies nur für die südlichen Stationen KIBG, SAA1 und SHLA. Die Stationen



(a) 27. April 2014, 11:00

(b) 27. April 2014, 12:00

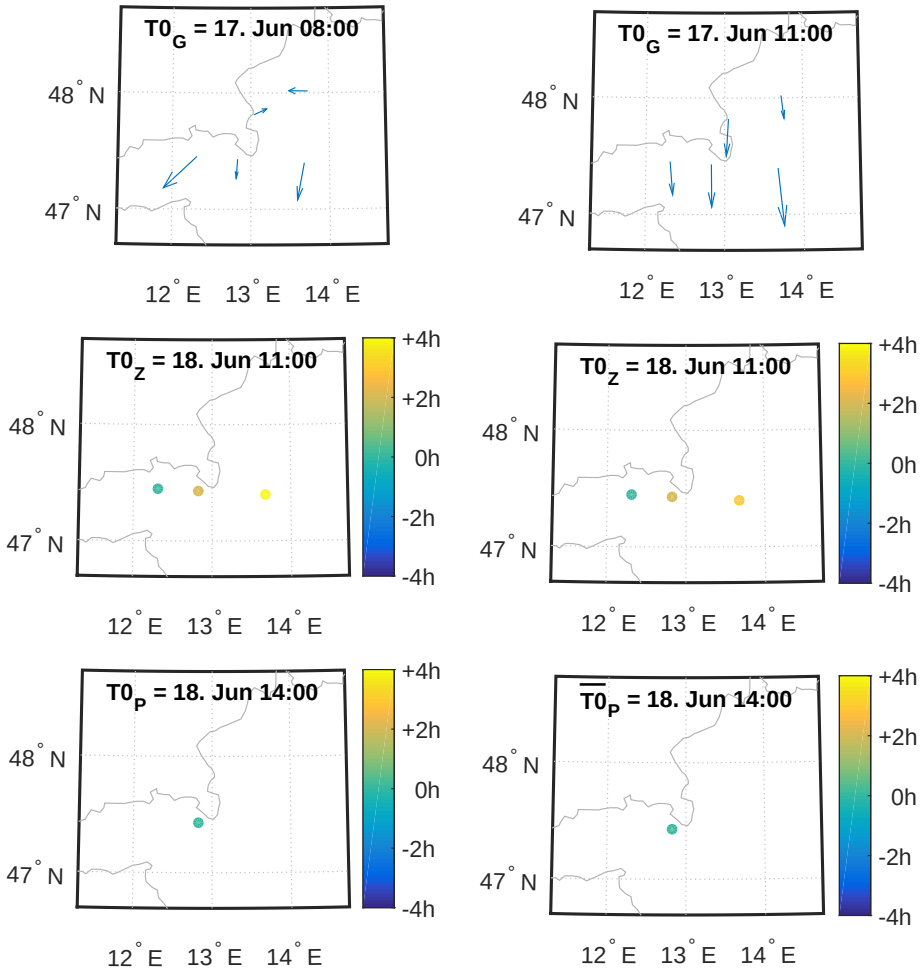
(c) 27. April 2014, 15:00

(d) 27. April 2014, 16:00

Abbildung 4.14: Niederschlagsanimation TE 4 im Testgebiet 1. Die Ausschnitte zeigen die Situation zwei bzw. eine Stunde vor $\overline{T0}_P$, sowie zwei bzw. drei Stunden danach. Die Bildserie ist also nicht zusammenhängend. Die komplexe Situation der Niederschlagsverteilung lässt sich schwer in vier Momentaufnahmen zeigen. In den Auschnitten (a) und (b) ist zu erkennen, dass der Niederschlag von Westen her über den südlichen Teil des Testgebietes zieht. Zwei Stunden später in den Ausschnitten (c) und (d) setzen weitere Schauer von Süden her ein und ziehen Richtung Nordwesten ab.

ATPU und SALZ im Norden des Testgebietes zeigen ein eher zufälliges Verhalten. Die jeweiligen Zeitpunkte $T0_G$ liegen sehr nahe beieinander, jedoch deutlich vor dem Referenzzeitpunkt $T0_Z$.

Im Verlauf der ZWD-Zeitserien zeigten die einzelnen Stationen ein sehr unterschiedliches Verhalten. An einigen Stationen war nahezu kein Anstieg zu erkennen. Anstelle der Station ATPU wurde daher KIBG manuell als Referenzstation gewählt. Im Rahmen der Kreuzkorrelation wurden nur zwei weitere Stationen gefunden, für die der Korrelationskoeffizient über dem Minimalwert (siehe Kapitel 3.3.3.6, Tabelle 3.8) liegt. Das Ergebnis dieser Stationen ist in Abbildung 4.15 zu sehen. Beide Lösungsarten liefern nahezu des gleiche Ergebnis. Im Westen wird ein früherer Anstieg als im Osten beobachtet.



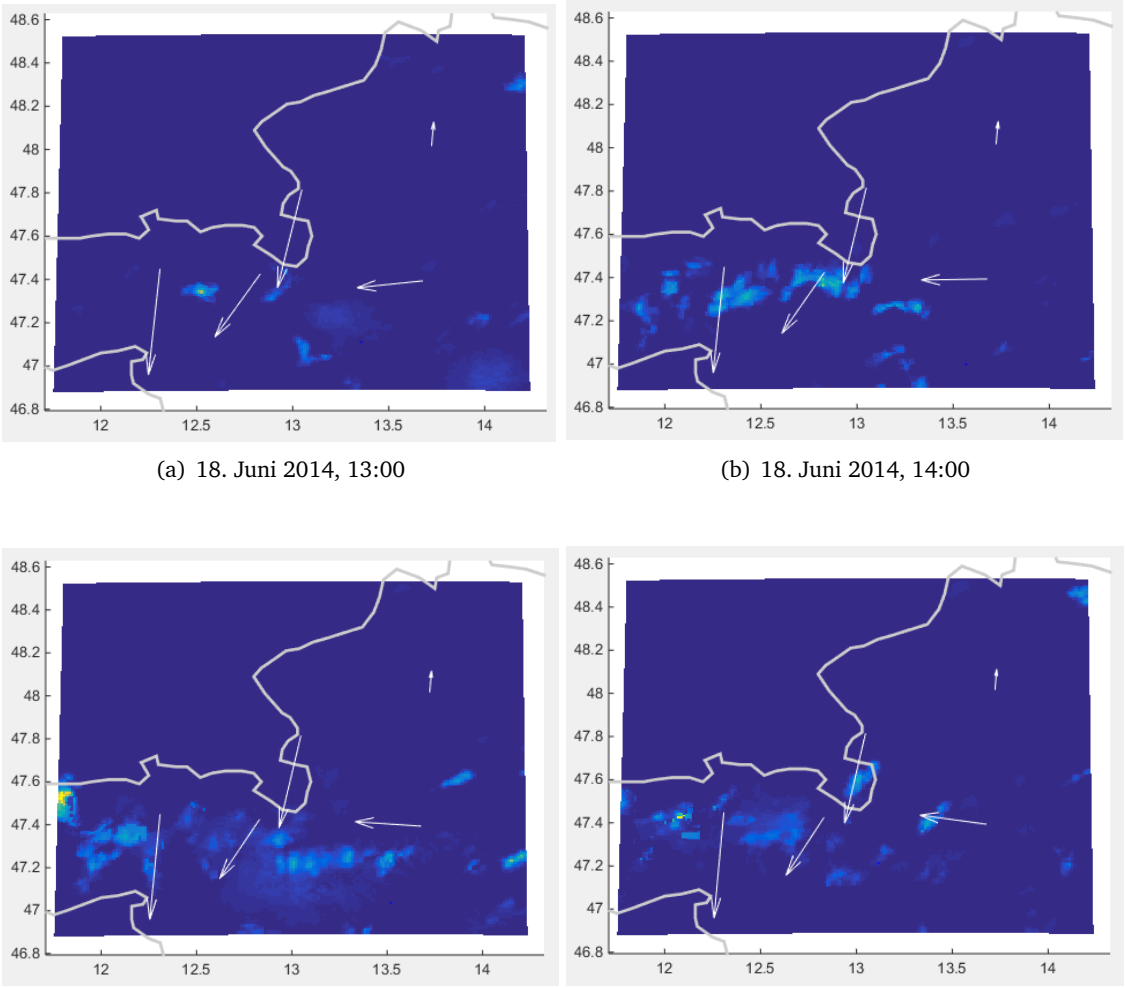
(a) TE 5, 1-Tages-Lösung

(b) TE 5, 3-Tages-Lösung

Abbildung 4.15: Ergebnisse TE 5 im Testgebiet 1. Die Zeitpunkte $T0_G$ der beiden Lösungen liegen bei diesem Testereignis relativ nahe beieinander. Für einige Stationen liegen keine Informationen vor. Die Gradienten der südlichen Stationen weisen alle in die gleiche Richtung. Bei der 1-Tages-Lösung zeigen jene der nördlichen Stationen ein recht zufälliges Verhalten. Für den ZWD-Anstieg liefern die Auswertugen für die meisten Stationen kein Ergebnis. Beide Lösungen zeigen jedoch nahezu das selbe Ergebnis. Niederschlag wurde nur für eine Station (SAA1) detektiert.

Anhand des Musters aus den ZWD-Anstiegen ist eine Regenfront aus Westen zu erwarten. Tatsächlich wird nur an der Station SAA1 innherhalb des relevanten Zeitraumes (siehe Kap. 3.3.3.6, Tab. 3.8) Niederschlag detektiert, der in Zusammenhang mit dem konkreten Ereignis steht.

Abbildung 4.16 zeigt die zugehörigen Ausschnitte der Niederschlagsanimation. Die Bildserie beginnt eine Stunde vor $\overline{T0}_P$, wobei $\overline{T0}_P$ hier den Niederschlagsbeginn an der einzigen Station im Testgebiet bezeichnet. In den Ausschnitten der Animation ist zu sehen, dass sich nördlich des Alpenhauptkammes ein schmales Band von regionalen Niederschlagsereignissen ausbildet. Die aus den ZWD-Anstiegen vermutete Bewegungsrichtung kann nicht bestätigt werden, da generell keine Drift der Front zu beobachten ist.



(a) 18. Juni 2014, 13:00

(b) 18. Juni 2014, 14:00

(c) 18. Juni 2014, 15:00

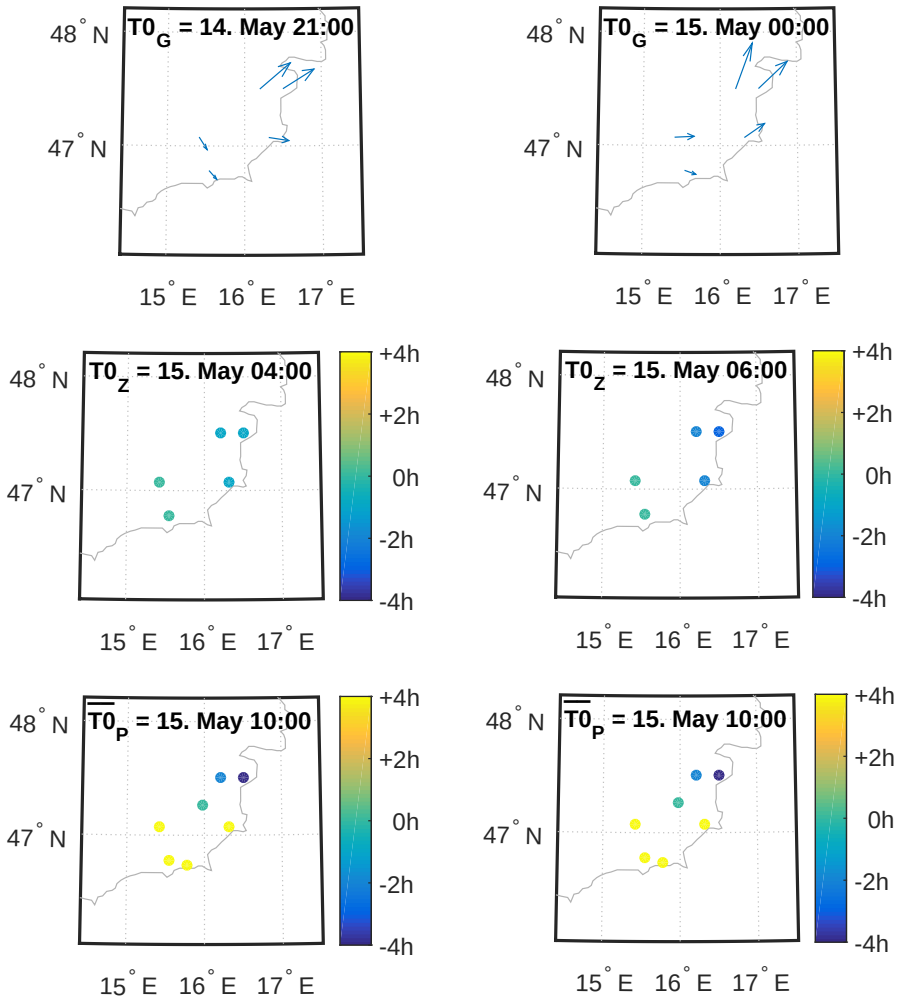
(d) 18. Juni 2014, 16:00

Abbildung 4.16: Niederschlagsanimation TE 5 im Testgebiet 1. Die Bildserie zeigt vier Ausschnitte der Niederschlagsanimation beginnend eine Stunde vor $\overline{T0}_P$. Im Rahmen dieses Testereignisses bildet sich nur ein schmales Band von Niederschlägen nördlich des Alpenhauptkammes aus. Eine Bewegungsrichtung ist anhand der Animation nicht zu erkennen. Es ist nicht auszuschließen, dass die Gradienten der Stationen im Norden des Testgebietes unter dem Einfluss dieser Luftmassen stehen.

Die Animation zeigt, dass es tatsächlich nur an der Station SAA1 zu Niederschlägen kommt. Eventuelle leichte Niederschläge an anderen Stationen überschreiten den festgelegten Grenzwert nicht (siehe Kapitel 3.3.3.6). Wie bereits an den ZWD-Zeitserien anhand der sehr niedrigen Korrelationskoeffizienten zu erkennen war, stehen einige Stationen nicht unter dem Einfluss des Niederschlagsereignisses. Ob die Gradienten aufgrund des schmalen Niederschlagsbandes oder aufgrund einer großräumigeren Wettersituation nach Süden weisen, konnte nicht geklärt werden.

4.2.2 Testgebiet 2

Die Ergebnisse des ersten Sonderfalles (TE 4) in Testgebiet 2 sind in Abbildung 4.17 zu sehen. Sowohl zeitlich, als auch von den abgeleiteten Richtungen unterscheiden sich die beiden Lösun-



(a) TE 4, 1-Tages-Lösung

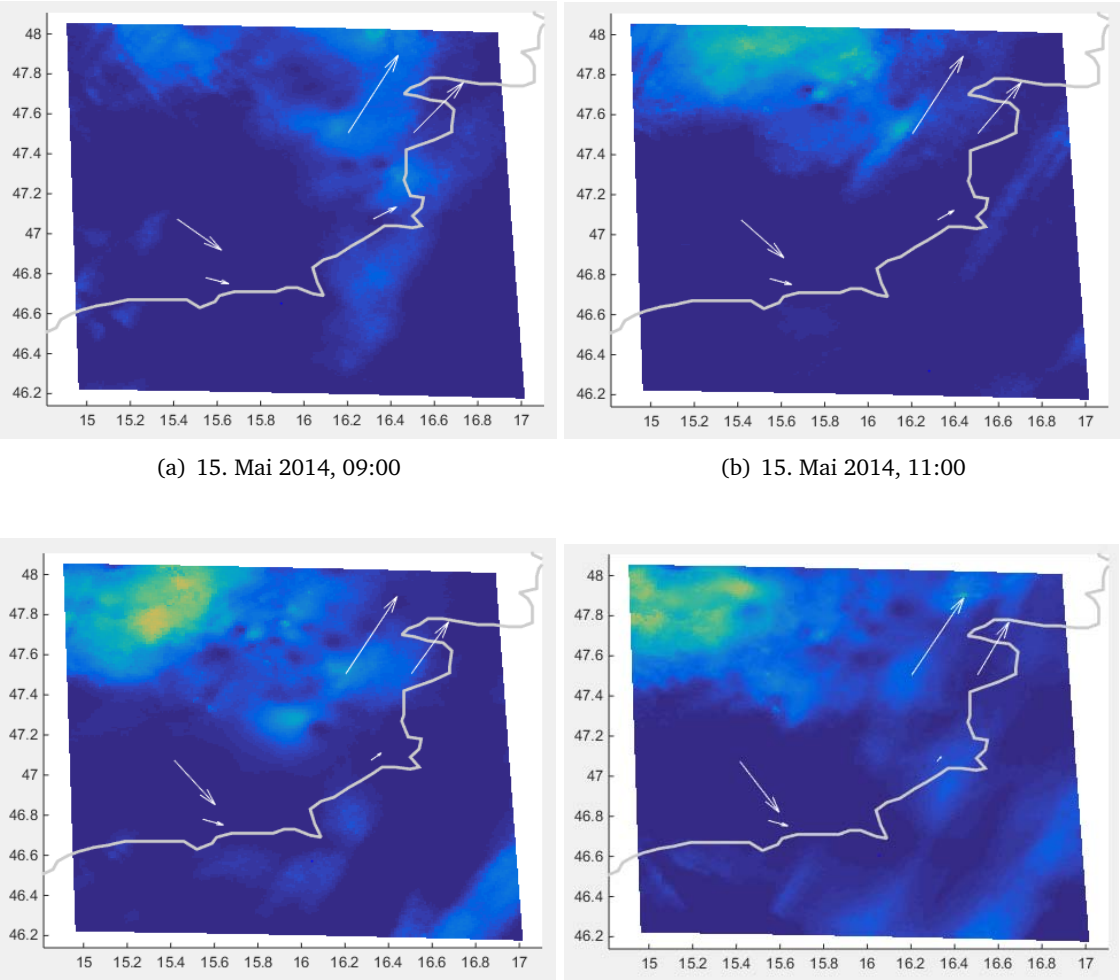
(b) TE 4, 3-Tages-Lösung

Abbildung 4.17: Ergebnisse TE 4 im Testgebiet 2. Beide Lösungsarten zeigen sehr ähnliche Ergebnisse für die Gradienten mit einer zeitlichen Differenz von nur 3h. Die Gradienten der südlichen Stationen haben eine deutlich kleinere Amplitude und weisen in eine andere Richtung als jene im Norden. Die jeweiligen Referenzzeitpunkte $T0_Z$ liegen 2h auseinander. Die Muster der jeweiligen Lösung zeigen eine ähnliche Ausprägung. Der Niederschlag setzt an den Stationen im Norden von Nordosten bis Osten her ein. Die südlichen Stationen zeigen eine große Verzögerung im Niederschlagsbeginn.

gen nur geringfügig. Die Gradienten der nördlichen Stationen KRUM und OBE1 weisen nach Nordosten. Für die Stationen HART und GOSD liegen keine Ergebnisse vor. Die Gradienten der Stationen GRAR, GUES und LEIB im Süden des Testgebietes wirken mit wesentlich kleineren Beträgen und anderen Ausrichtungen unbeteiligt am Wettergeschehen im Norden des Testgebietes.

Die Stationen HART und GOSD liefern für die ZWD-Anstiege ebenfalls keine Ergebnisse. Der Referenzzeitpunkt $T0_Z$ folgt relativ knapp auf $T0_G$. Beide Lösungen zeigen ein ähnliches Muster, das auf eine Front von Nordosten kommend hinweist.

Wie anhand der Zeitpunkte $T0_P$ zu erkennen, setzt der Niederschlag tatsächlich von Nord-



(a) 15. Mai 2014, 09:00

(b) 15. Mai 2014, 11:00

(c) 15. Mai 2014, 13:00

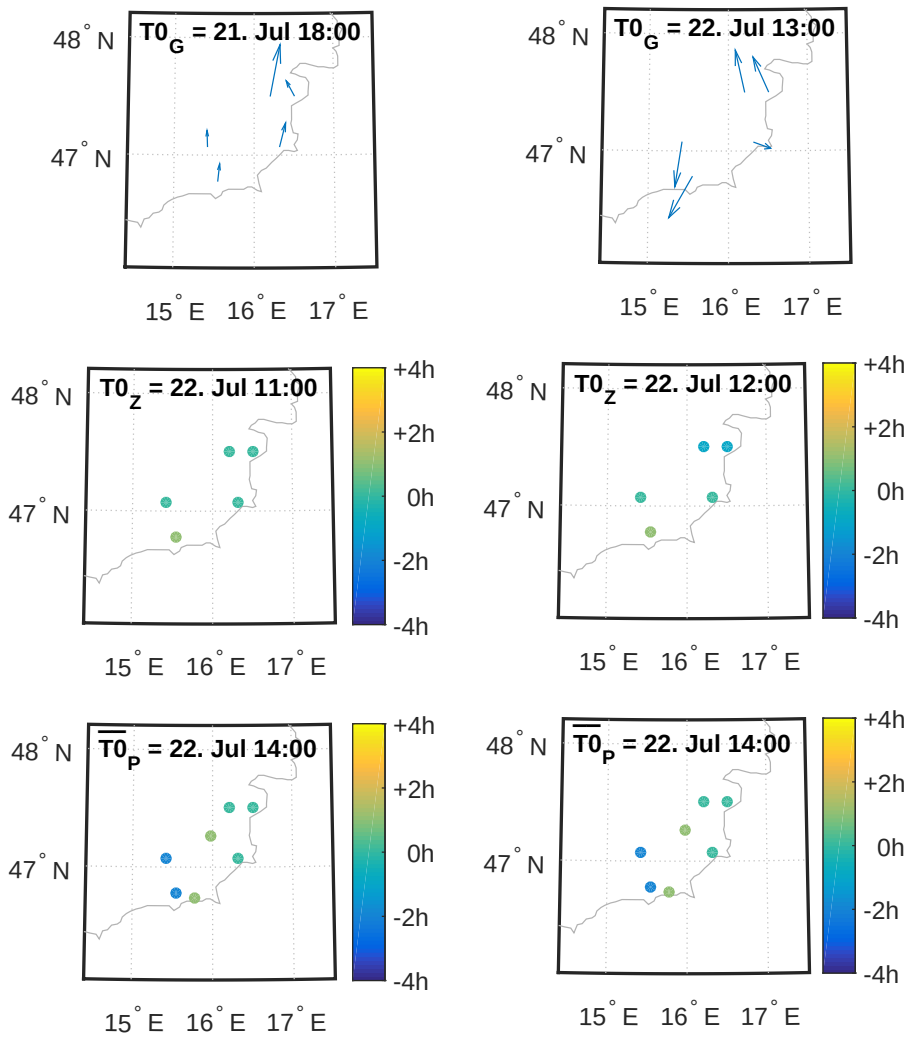
(d) 15. Mai 2014, 15:00

Abbildung 4.18: Niederschlagsanimation TE 4 im Testgebiet 2. Die Bildserie beginnt eine Stunde vor $\overline{T0}_P$ und zeigt die Situation mit einer zeitlichen Auflösung von 2h. Anhand der Animation ist zu erkennen, dass die Front im Norden des Testgebietes von Osten her durchzieht. Der südliche Teil des Testgebietes bleibt bis auf einige Ausläufer vom Niederschlag unberührt.

osten her ein. Die Stationen GRAR, GUES und LEIB im Süden des Testgebietes, bei denen die Gradienten bereits aufgefallen sind, weisen eine äußerst große Verzögerung auf. Der Zeitpunkt des einsetzenden Niederschlages liegt an diesen Stationen außerhalb der Skala bei etwa +10h. Die Stationen wurden daher bei der Bildung des Mittelwertes $\overline{T0}_P$ ausgeschlossen.

Abbildung 4.18 zeigt die entsprechenden Ausschnitte der Niederschlagsanimation. Die Bilder liegen jeweils 2h auseinander, beginnend eine Stunde vor $\overline{T0}_P$, da die Front sehr langsam durchzieht. Die Bewegungsrichtung verläuft von Osten nach Westen, wobei das Testgebiet nur im Norden gestreift wird. Der Süden des Testgebietes ist erst einige Stunden später von Ausläufern der eigentlichen Front betroffen. Die Richtung der Front wird sowohl von Gradienten als auch aus dem ZWD-Verlauf relativ gut vorausgesagt. Die Stationen im Süden stehen offensichtlich nicht oder kaum unter dem Einlfuss der herannahenden Luftmassen. Das Verhalten, das in Abbildung

4.17 von diesen Stationen zu sehen ist, lässt sich durch das Vorbeiziehen der Front erklären.

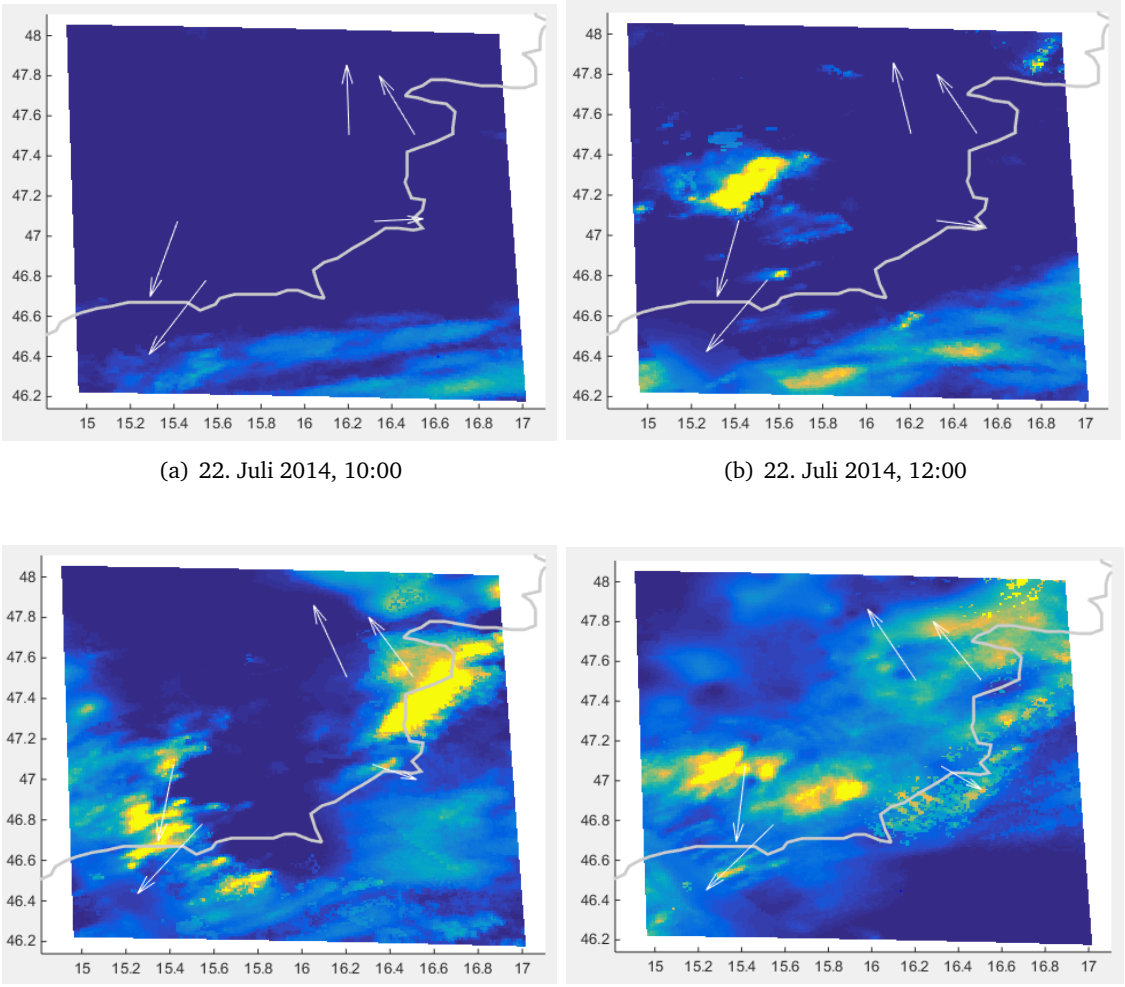


(a) TE 5, 1-Tages-Lösung

(b) TE 5, 3-Tages-Lösung

Abbildung 4.19: Ergebnisse TE 5 im Testgebiet 2. Die jeweiligen Zeitpunkte $T0_G$ liegen nahezu einen Tag auseinander. In der 3-Tages-Lösung zeigt sich eine klare Differenzierung zwischen Gradienten im Norden und im Süden. Die ZWD-Zeitserien zeigen nur sehr kleine Verschiebungen. Besonders die 1-Tages-Lösung steht eventuell unter dem Einfluss von Sprüngen an der Tagesgrenze. Das Muster des Niederschlages widerspricht sich, da die Front einerseits von Westen, andererseits von Osten aufzuziehen scheint.

In Abbildung 4.19 sind die Ergebnisse von TE 5 in Testgebiet 2 dargestellt. Die Bestimmung des Zeitpunktes $T0_G$ liefert je nach Lösung sehr unterschiedliche Ergebnisse. Abgesehen von den verschiedenen Schätzungsintervallen ist es in diesem Fall möglich, dass kein ausgezeichnetes Maximum vorliegt. In der 3-Tages-Lösung gibt es eine Spaltung zwischen Norden und Süden, wobei die Gradienten in den jeweiligen Bereichen nahezu in die entgegengesetzte Richtung zeigen. Bei der 1-Tages-Lösung ist dieser Gegensatz wesentlich schwächer ausgeprägt. Hier weist nur eine



(a) 22. Juli 2014, 10:00

(b) 22. Juli 2014, 12:00

(c) 22. Juli 2014, 14:00

(d) 22. Juli 2014, 16:00

Abbildung 4.20: Niederschlagsanimation TE 5 im Testgebiet 2. Die Bildserie beginnt vier Stunden vor $\overline{T0}_P$ und zeigt Ausschnitte in einem zeitlichen Abstand von zwei Stunden. In den Aufnahmen (a) und (b) bewegt sich eine Regenfront von Süden bis Südosten her auf das Testgebiet zu. Einige Stunden später, etwa zum Zeitpunkt $\overline{T0}_P$, zieht eine weitere Front mit heftigen und weitläufigen Niederschlägen (gelbe Flächen) durch das Testgebiet. Die Front bewegt sich von Nordosten nach Südwesten. Die Bewegung ist anhand von Momentaufnahmen jedoch schwer zu erfassen.

Station einen Gradienten mit großem Absolutbetrag auf, die Gradienten im Süden haben eine besonders kleine Amplitude.

Die Referenzzeitpunkte $T0_Z$ der jeweiligen Lösung unterscheiden sich um eine Stunde. Die zeitlichen Differenzen untereinander sind dabei nur sehr schwach ausgeprägt. Bei der 1-Tages-Lösung gibt es generell nur eine Station (GRAR), die eine Verzögerung von 1h aufweist. Dies liegt eventuell an sehr markanten Sprüngen in den ZWD-Zeitserien an den Tagesgrenzen, welche die Kreuzkorrelation beeinflussen. Generell ist eine Front aus Norden bis Nordosten zu erwarten. Die fehlenden Informationen der Stationen GOSD und HART erschweren die Interpretation.

Der Niederschlag setzt nahezu unmittelbar nach dem Referenzzeitpunkt ein. Die ableitbaren

Richtungen widersprechen sich jedoch. Betrachtet man die Stationen im Süden, ist eine Front aus Westen zu erwarten. Die Stationen im Norden deuten auf eine Front aus Nordosten hin.

In Abbildung 4.20 ist die Niederschlagssituation im Rahmen von TE 5 zu sehen. Die Ausschnitte der Animation zeigen den Niederschlag vier Stunden vor bis zwei Stunden nach $\overline{T0}_P$ mit einer zeitlichen Auflösung von 2h. Die Momentaufnahmen (a) und (b) zeigen eine Front, die sich von Südosten her dem Testgebiet nähert. Zusätzliche regionale Niederschläge betreffen die Stationen LEIB und GRAR im Süden des Testgebietes. Kurze Zeit später zieht eine weitere Front von Nordwesten her durch das Testgebiet und bringt anhaltende und teils heftige Schauer, wie in den Ausschnitten (c) und (d) zu sehen ist. Die Bewegungsrichtung ist anhand der Momentaufnahmen schwer, in der Animation jedoch eindeutig zu erkennen.

Diese komplexe Situation stößt an die derzeitigen Grenzen der Vorhersage mittels GNSS-basierten Troposphärenparametern. Einige Komponenten deuten das System von zwei Fronten an, wie etwa die entgegengesetzten Richtungen der Gradienten der 3-Tages-Lösung. Der ZWD-Verlauf scheint vorwiegend von der Front aus Nordosten beeinflusst, welche auch die größeren Regenmengen mit sich bringt. Die Voraussage des tatsächlichen Niederschlages ist auf Basis der vorliegenden Daten jedoch nicht möglich.

4.3 Ableitung weiterer Informationen

Wie in Kapitel 2.2.4 diskutiert, weisen GNSS-basierte Troposphärenparameter charakteristische Merkmale in Zusammenhang mit Niederschlag auf. Aus diesen Merkmalen wurden in den vorangegangenen Kapiteln vorwiegend Richtungsinformationen abgeleitet. Im Rahmen der Auswertung wurden parallel dazu die Daten auf weitere ableitbare Informationen untersucht. Die Ergebnisse sind nachfolgend angeführt.

4.3.1 Bestimmung einer Zeitfunktion

Von großem Interesse ist beispielsweise die Information, wann der Niederschlag einsetzt. Für die Ermittlung von Zeitinformationen wurde getestet, ob aus den bestimmten Referenzzeitpunkten eine Zeitfunktion ableitbar ist. Dazu wurden paarweise Differenzen gebildet. Für die Gradienten wurde als Referenz $T0_G$ der 3-Tages-Lösung herangezogen, für den Niederschlag $\overline{T0}_P$. Für den Referenzzeitpunkt des ZWD wurden in den Zeitserien der 3-Tages-Lösung manuell Zeitpunkte $T0_{Z,manuell}$ gewählt. Der Grund liegt darin, dass während des ZWD-Anstieges meist ein markanter Knickpunkt zu erkennen ist, ab dem die Steigung zunimmt, und dieser sehr schwer automatisiert zu erfassen ist. Die Differenzen wurden für sämtliche Testereignisse (inklusive Sonderfälle) wie folgt gebildet.

$$\begin{aligned} \Delta T_{G,Z} &= T0_{Z,manuell} - T0_G \\ \Delta T_{Z,P} &= \overline{T0}_P - T0_{Z,manuell} \end{aligned} \tag{4.1}$$

Die berechneten Differenzen sind in Tabelle 4.1 zusammengefasst. In Abbildung 4.21 sind die jeweiligen Differenzpaare eines Testereignisses zur Veranschaulichung gegeneinander aufgetragen. Einige der Differenzpaare liegen annähernd auf einer Geraden.

Tabelle 4.1: Berechnete Zeitdifferenzen zur Ableitung einer Zeitfunktion. Die Differenzen wurden nach Formel 4.1 gebildet. $T0_{Z,manuell}$ ist ein manuell bestimmter Referenzzeitpunkt, der einen Knickpunkt im ZWD-Anstieg markiert.

TG 1	$\Delta T_{G,Z}$ **[h]**	$\Delta T_{Z,P}$ **[h]**	**TG 2**	$\Delta T_{G,Z}$ **[h]**	$\Delta T_{Z,P}$ **[h]**
TE 1	10	12	TE 1	09	04
TE 2	13	05	TE 2	11	06
TE 3	19	05	TE 3	07	04
TE 4	10	08	TE 4	18	11
TE 5	03	01	TE 5	10	06

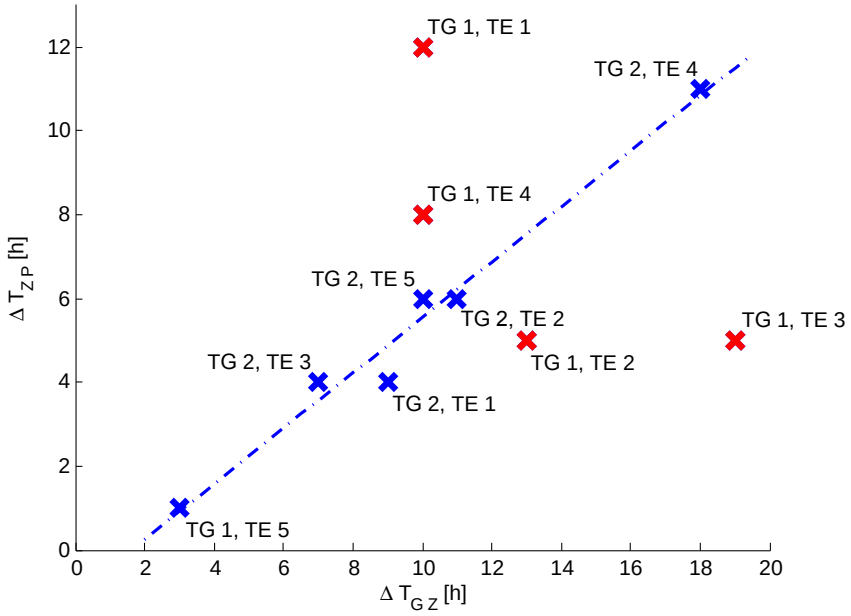


Abbildung 4.21: Ableitung einer Zeitfunktion. Um einen Zusammenhang zwischen $\Delta T_{G,Z}$ und $\Delta T_{Z,P}$ zu ermitteln, wurden die beiden Differenzen je Testereignis gegeneinander aufgetragen. Die blaue, strichpunktierte Linie stellt die Ausgleichsgerade der blau markierten Differenzpaare dar. Einige der Testereignisse liegen annhähernd auf dieser Gerade. Andere bilden jedoch deutliche Ausreißer.

Durch die Ableitung einer solchen Funktion wäre es möglich, anhand der Differenz $\Delta T_{G,Z}$ den ungefähren Beginn des Niederschlages vorauszusagen. In Abbildung 4.21 sind jedoch bei Annahme einer linearen Abhängigkeit mehrere Ausreißer (rot dargestellt) zu finden. Außerdem ist die manuelle Bestimmung des Referenzzeitpunktes $T0_{Z,manuell}$ sehr subjektiv. Bereits bei kleinen Unterschieden in der Auswahl ändert sich die Verteilung der Differenzen sehr stark.

Die Differenzpaare wurden daher nach Formel 4.1 auch mit den automatisch bestimmten Zeitpunkten $T0_G$, $T0_Z$ und $\overline{T0}_P$ sowohl der 1-Tages-Lösung, als auch der 3-Tages-Lösung gebildet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 4.2 zusammengefasst.

Tabelle 4.2: Berechnete Zeitdifferenzen zur automatischen Ableitung einer Zeitfunktion. Die Differenzen wurden nach Formel 4.1 gebildet. Die Referenzzeitpunkte wurden im Rahmen der Auswertungen automatisch bestimmt.

TG 1	$\Delta T_{G,Z}$ **[h]**	$\Delta T_{Z,P}$ **[h]**	**TG 2**	$\Delta T_{G,Z}$ **[h]**	$\Delta T_{Z,P}$ **[h]**
1-Tages-Lösung					
TE 1	25	05	TE 1	13	08
TE 2	21	06	TE 2	17	05
TE 3	24	06	TE 3	-02	03
TE 4	16	08	TE 4	07	06
TE 5	27	03	TE 5	17	03
3-Tages-Lösung					
TE 1	22	03	TE 1	07	10
TE 2	14	03	TE 2	01	04
TE 3	15	08	TE 3	09	04
TE 4	27	08	TE 4	06	04
TE 5	24	03	TE 5	-01	02

Anhand der Werte in Tabelle 4.2 ist zu erkennen, dass sich keine lineare Abhängigkeit für die Mehrheit der Stationen ergibt. Die automatische Bestimmung einer Zeitfunktion liefert für einen linearen Ansatz keine sinnvollen Ergebnisse.

Ein alternativer Ansatz wäre die Ableitung konstanter Zeitdifferenzen. In Testgebiet 1 liegt $T0_G$ durchschnittlich 22h vor $T0_Z$. Zwischen $T0_Z$ und $\overline{T0}_P$ vergehen durchschnittlich 5h, wobei die relativen Abweichungen hier größer sind. Für Testgebiet 2 lässt sich kein repräsentativer Wert für $\Delta T_{G,Z}$ berechnen, die durchschnittliche Zeitspanne ist jedoch wesentlich kürzer. Zwischen $T0_Z$ und $\overline{T0}_P$ vergehen ebenfalls durchschnittlich 5h, wobei die Abweichungen im Vergleich zu TG 1 meist kleiner sind.

Um eine repräsentative Zeitfunktion zu ermitteln, egal ob manuell oder automatisch abgeleitet, müssten wesentlich mehr Testereignisse untersucht werden. Dabei können Unterschiede der einzelnen Testgebiete bzw. Abhängigkeiten je nach Bewegungsrichtung der Front berücksichtigt werden. Die hier ausgewählten Testereignisse bilden eine zu kleine Stichprobe.

4.3.2 Bestimmung der Niederschlagsmenge an den einzelnen Stationen

Im Zuge der Auswertung wurde ein weiterer möglicher Zusammenhang untersucht. Es wurde getestet, ob anhand der Maximalwerte der ZWD-Zeitserien innerhalb eines Testereignisses die Niederschlagsmenge an der jeweiligen Station vorausgesagt werden kann. Da es um die grund-

sätzliche Untersuchung ging, ob ein Zusammenhang vorhanden ist, wurden ausschließlich die ZWD-Werte der 3-Tages-Lösung herangezogen. Die geringen Unterschiede der beiden Lösungen sind hier nicht relevant. In Tabelle 4.3 sind Maximalwert des ZWD und maximale Niederschlagsintensität je Station und Testereignis angeführt. Die Sonderfälle wurden nicht miteinbezogen.

Tabelle 4.3: Untersuchung des Zusammenhanges von ZWD-Maximalwert und Niederschlagsintensität. Je Testereignis werden der maximale ZWD-Wert ZWD_{max} sowie die maximale Niederschlagsintensität I_{max} für jede Station gegenüber gestellt.

Station	ZWD_{max} mm	I_{max} mm/h	ZWD_{max} mm	I_{max} mm/h	ZWD_{max} mm	I_{max} mm/h
TG 1	**TE 1**		**TE 2**		**TE 3**	
ATPU	106	00.45	228	13.32	145	01.45
BADG	111	01.70	-	11.49	153	02.62
KIBG	117	03.60	208	03.63	147	04.24
RIE2	125	01.06	-	01.04	160	02.30
SAA1	111	02.32	224	11.73	149	04.06
SALZ	122	02.22	242	06.07	168	02.16
SHLA	099	01.41	213	02.10	142	04.41
UNTE	116	01.99	-	03.86	158	01.91
TG 2	**TE 1**		**TE 2**		**TE 3**	
GOSD	150	01.59	-	03.02	-	12.76
GRAR	129	13.11	176	07.52	215	04.20
GUES	146	01.45	176	05.68	236	05.74
HART	137	01.27	-	03.70	-	01.83
KRUM	130	07.39	160	03.44	203	01.29
LEIB	143	03.61	171	03.56	228	03.42
OBE1	130	05.50	161	03.34	215	07.53

Anhand der Werte in Tabelle 4.3 ist zu erkennen, dass es keinen direkten Zusammenhang zwischen ZWD-Maximum und Niederschlagsmenge gibt. Lediglich beim zweiten Testereignis in Testgebiet 2 (unterer Tabellenteil) fallen maximaler ZWD und maximale Niederschlagsintensität auf die gleichen Stationen.

In welchen Regionen der Testgebiete die größten Niederschlagsmengen fallen, hängt demnach von weiteren Faktoren ab, die eine größere Rolle spielen als der ZWD an der Station. Die Topographie beispielsweise bzw. die Richtung, aus der die Front heranzieht, sind vermutlich von wesentlich größerer Bedeutung. Die Ableitung eines funktionalen Zusammenhanges von ZWD-Maximum und Niederschlagsmenge oder -intensität wurde daher nicht weiter verfolgt.

4.3.3 Bestimmung eines Grenzwertes zur Niederschlagsvorhersage

Die für die Auswertungen herangezogenen Testereignisse wurden manuell ausgesucht. Es war demnach bei der Auswahl bereits bekannt, dass tatsächlich ein Niederschlagsereignis folgt. Für eine automatisierte Detektion von Niederschlagsereignissen muss eine Art Grenzwert eingeführt werden. Um einen Grenzwert abzuleiten, wurden die ZWD-Zeitserien untersucht. Einerseits wurde getestet, ob ein gewisser absoluter Anstieg des ZWD überschritten werden muss, bevor Niederschlag einsetzt. Dazu wurde die Differenz aus dem mittleren Maximum und dem Mittelwert vor Beginn des Anstieges je Testereignis gebildet. Andererseits wurde untersucht, ob die Überschreitung einer gewissen Steigung im ZWD-Verlauf ausschlaggebend ist. Dazu wurden die zuvor gebildeten Differenzen durch die Dauer des Anstieges dividiert, also die mittlere Steigung gebildet.

Die Ergebnisse je Testereignis und Testgebiet sind in Tabelle 4.4 zusammengefasst. Anhand dieser Kennwerte soll überprüft werden, ob ein Grenzwert existiert.

Tabelle 4.4: Kennwerte des ZWD-Anstieges innerhalb eines Testereignisses. Als Kennwerte wurden der absolute Anstieg des ZWD sowie die mittlere Steigung je Testereignis bestimmt. Die angeführte Zeitspanne ist jener Wert, der zur Berechnung der mittleren Steigung herangezogen wurde.

Testereignis	**Abs. Anstieg**	**Mitt. Steigung**	**Zeitspanne**
Testgebiet 1			
TE 1	59 mm	3.9 mm/h	15 h
TE 2	139 mm	5.1 mm/h	27 h
TE 3	78 mm	4.6 mm/h	17 h
TE 4	37 mm	3.4 mm/h	11 h
TE 5	32 mm	3.2 mm/h	10 h
Testgebiet 2			
TE 1	49 mm	1.6 mm/h	31 h
TE 2	45 mm	3.8 mm/h	12 h
TE 3	62 mm	5.6 mm/h	11 h
TE 4	74 mm	2.5 mm/h	30 h
TE 5	81 mm	4.5 mm/h	18 h

Die in Tabelle 4.4 angeführten Werte zeigen eine sehr große Spannweite. Der absolute Anstieg reicht von 32mm bis hin zu 139mm. Es ist auch innerhalb der Testgebiete keine Tendenz zu eher höheren oder niedrigeren Werten zu erkennen. Die mittlere Steigung liegt zwischen 1.6mm/h und 5.6mm/h. Auch hier gibt es keine Tendenz innerhalb der Testgebiete. Eine große Steigung bedeutet auch nicht notwendigerweise einen besonders kurzen Anstieg. Es zeichnet sich anhand dieser Werte kein bestimmter Grenzwert ab.

Dennoch wurden die ZWD-Zeitserien des gesamten Testzeitraumes von 01. April bis 30.

September 2014 diesbezüglich untersucht. ZWD-Abschnitte, die eine Steigung von mindestens 1.6mm oder einen absoluten Anstieg von mindestens 32mm aufwiesen, führten jedoch nicht notwendigerweise zu Niederschlag. Umgekehrt traten oft Niederschlagsereignisse ein, ohne sich vorher deutlich in den ZWD-Zeitserien abzuzeichnen.

Es lässt sich auf diese Art kein Grenzwert zur automatischen Detektion von Niederschlagsereignissen ermitteln. Wie in Kapitel 2.2.4 beschrieben, gibt es Arten der Niederschlagsbildung, die sich nicht notwendigerweise im ZWD-Verlauf abzeichnen. Außerdem verursachen eine Zunahme der Luftfeuchte und anschließende Kondensation mit Wolken- oder Nebelbildung ähnliche Muster im ZWD-Verlauf, ohne dass ein Niederschlagsereignis folgt. Die Niederschlagsbildung ist von mehreren Faktoren abhängig, die sich nicht alle in den GNSS-basierten Troposphärenparametern widerspiegeln, wodurch die Einführung eines Grenzwertes zur Niederschlagsvorhersage nicht zielführend ist.

Kapitel 5

Diskussion und Ausblick

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse dieser Arbeit zusammengefasst. Dabei werden insbesondere die Einschränkungen und Grenzen dieses Verfahrens zur Niederschlagsvorhersage diskutiert. Abschließend wird ein Ausblick gegeben, wie die abgeleitete Information eingesetzt bzw. das Potential der GNSS-basierten Troposphärenparameter weiter ausgeschöpft werden kann.

5.1 Diskussion der Ergebnisse

In Kapitel 2.2.4 wurden die theoretischen Zusammenhänge zwischen Troposphärenparametern und Niederschlagsbildung ausgeführt. Wie auf Basis dieser Überlegungen zu erwarten war, eigneten sich besondes Niederschlagsereignisse aufgrund von herannahenden Fronten als Testereignisse, das heißt, Kondensation tritt durch die Zufuhr zusätzlichen Wasserdampfes ein.

Durch die Auswertung von Testereignissen in zwei unterschiedlichen Testgebieten konnten vorwiegend Richtungsinformationen abgeleitet werden. Einerseits kann mittels Kreuzkorrelation der ZWD-Zeitserien festgestellt werden, in welcher zeitlichen Reihenfolge der ZWD an den einzelnen Stationen innerhalb eines Testgebietes ansteigt. Anhand dieser Zeitdifferenzen kann die Richtung, aus der die Front voraussichtlich eintrifft, bestimmt werden. Andererseits kann durch die Ermittlung des zugehörigen Maximums im Gradientenabsolutbetrag ebenfalls die Richtung zur Front angezeigt werden. Wie in Kapitel 4.1 gezeigt, geben Gradientenrichung und die Zeitdifferenzen im ZWD-Anstieg eine gute Information über die Ausrichtung der Grenzlinie sowie die Bewegungsrichtung der Front.

Die Ableitung weiterer Informationen ist, wie in Kapitel 4.3 geschildert, nur bedingt oder mittels weiterer ausführlicher Untersuchungen möglich. Die Vorhersage von Niederschlagsereignissen mittels GNSS-basierter Troposphärenparameter unterliegt mehreren Einschränkungen.

- Die frühzeitige Erkennung von Niederschlag gelingt vorwiegend bei Niederschlagsereignissen aufgrund von großräumigen Frontsystemen. Einerseits bilden sich großräumige Wettergeschehen stärker in den Gradienten ab. Andererseits wird dadurch an mehreren Stationen der ZWD auf gleiche Weise, wenn auch zeitverzögert, beeinflusst. Bei lokalen Nie-

derschlagsereignissen, zum Beispiel bei der Bildung einer Gewitterzelle durch aufsteigende feuchte Luft, schlagen die Gradienten kaum aus und der ZWD wird nur lokal beeinflusst. Dadurch können Systematiken zur Ableitung von Richtungsinformationen nur schwer bis gar nicht erkannt werden.

- Bei langanhaltenden Niederschlägen über mehrere Tage lassen sich ebenfalls nur schwer Informationen aus den Troposphärenparametern ableiten. Der ZWD ist zwar hoch, es gibt aber keinen charakteristischen Anstieg. Die Gradienten liefern aufgrund der großräumig gleichbleibenden Wetterlage ebenfalls keine Information. Anhand der Troposphärenparameter lassen sich also vorwiegend Veränderungen erkennen.
- Ein Anstieg und späterer Abfall des ZWD ist auch zu beobachten, wenn es durch hohe Luftfeuchtigkeit zu Wolken- oder Nebelbildung kommt. Das charakteristische Muster ist also kein bedingungsloser Indikator für tatsächliche Niederschlagsbildung.

Die Möglichkeit der Vorhersage von Niederschlag anhand der in dieser Arbeit diskutierten Zusammenhänge hängt also sehr stark von den tatsächlichen meteorologischen Gegebenheiten ab. Ein weiteres Einflusskriterium sind die zugrunde liegenden GNSS-Daten. Durch die Auswertungen konnten folgende Schlüsse hinsichtlich deren Genauigkeit und Auflösung gezogen werden.

- Die Genauigkeit der ZWD-Werte, welche in Kapitel 3.3.3 abgeschätzt wurde, ist für die Auswertungen vollkommen ausreichend. Die untersuchten Strukturen und Änderungen im ZWD-Verlauf liegen mindestens eine Größenordnung über der Genauigkeit der Werte.
- Die zeitliche Auflösung der ZWD-Werte von 1h war ebenfalls ausreichend. Die meisten Ereignisse ziehen sich über mehrere Stunden und können somit leicht erfasst werden. Kleinere Intervalle wären eventuell bei der Kreuzkorrelation dienlich, um die Verzögerungen feiner aufzulösen. Da dies aber auf Kosten der Genauigkeit der Parameter gehen würde, sind die vorliegenden Daten der optimale Kompromiss.
- Die Genauigkeit der Gradienten war insofern ausreichend, da vorwiegend die Richtungsinformation genutzt wurde. Fehler von wenigen Grad in der Richtung wirken sich bei einer großräumigen Auswertung nicht schwerwiegend aus.
- Die zeitliche Auflösung der Gradienten stellt jedoch eine Einschränkung dar. Die Gradienten der 3-Tages-Lösung wurden alle 24h geschätzt und dazwischen stündlich interpoliert. Bei einem langsamen Aufziehen einer einzelnen Front hatte dies keine Auswirkungen. Bei komplexeren Frontsystemen, wie etwa in Kapitel 4.2 gezeigt, konnten die Bewegungen der Luftmassen teilweise nicht erfasst werden. Die Gradienten der 1-Tages-Lösung haben eine höhere Auflösung von nur 2h, wodurch jedoch deren Genauigkeit eingeschränkt wurde. Manche Situationen scheinen die hochauflösenden Gradienten besser zu erfassen, sie weisen allerdings einen wesentlich unruhigeren Verlauf vor. Dies macht die Interpretation der Richtungsinformation, vor allem bei komplexeren Wettergeschehen, riskant.

- Erstrebenswert wären Gradienten mit stündlicher Auflösung, damit die gleichen Ereignisse wie mit den stündlichen ZWD-Werten erfasst werden können. Dabei sollten die Parameter als 3-Tages-Lösungen berechnet werden, um starke Sprünge an den Tagesgrenzen zu vermeiden. Diese können, wie in Kapitel 4 gezeigt, die Kreuzkorrelation beeinflussen. In dieser Auflösung konnten die Gradienten für die vorliegende Arbeit jedoch nicht zur Verfügung gestellt werden, da die Berechnung äußerst speicherplatz- und zeitintensiv ist und die Genauigkeit der Gradienten zu sehr eingeschränkt werden würde.

Abschließend lässt sich die Wahl der Testgebiete diskutieren. Hier spielen im Wesentlichen zwei Faktoren gegeneinander. Aufgrund der Topographie in Österreich ergeben sich lokal und regional oft sehr große Unterschiede in der Wetterlage. Die Wahl von kleinen Testgebieten liegt daher nahe. Nur wenn die Stationen unter dem Einfluss des gleichen Wettergeschehens stehen, ist eine gemeinsame Auswertung sinnvoll. Im Gegensatz dazu muss ein Testgebiet eine gewisse Mindestgröße aufweisen, damit mittels Kreuzkorrelation plausible Richtungsinformationen abgeleitet werden können. Dabei geht es einerseits darum, dass die Zeitdifferenzen zwischen den Stationen ausreichend groß sein müssen, um eine Richtung zu erkennen. Andererseits müssen ausreichend Stationen innerhalb des Testgebietes liegen, um bis zu einem gewissen Maß kontrolliert zu arbeiten. Wie die Ergebnisse in Kapitel 4.2 zeigen, wurden für einige Ereignisse die Testgebiete zu groß gewählt. Insgesamt jedoch basiert die Wahl der beiden Testgebiete auf plausiblen Überlegungen und war für die meisten Ereignisse passend.

5.2 Ausblick

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde das Potential GNSS-basierter Troposphärenparameter bei Weitem nicht ausgeschöpft. Tiefergehende Untersuchungen sind bei vielen Aspekten möglich. Um bei dem im letzten Abschnitt diskutierten Punkt anzuknüpfen, könnte beispielsweise die Wahl der Testgebiete näher untersucht werden. Eine Idee zur Verbesserung wäre, dynamische Testgebiete zu definieren. Innerhalb eines größeren Bereiches werden die Zeitserien der relevanten Parameter beobachtet. Ergeben sich an mehreren Stationen ähnliche Muster, können diese unter Berücksichtigung der relativen Lage zueinander zu einem Testgebiet für dieses Ereignis zusammengefasst und gemeinsam ausgewertet werden. Dadurch werden regionale Zusammenhänge optimal ausgeschöpft.

Durch höher aufgelöste Daten, insbesondere Gradienten, könnten vermutlich gerade bei komplexen Wetterverhältnissen die Richtungsinformationen besser genutzt werden. Wie im vorigen Abschnitt beschrieben, darf eine höhere zeitliche Auflösung jedoch nicht auf Kosten der Genauigkeit gehen. Bevor hochauflösende Daten herangezogen werden, müsste sich also die Gesamtgenauigkeit der GNSS-Positionierung steigern.

Eine weitere Ausbaumöglichkeit der im Rahmen dieser Arbeit angestellten Untersuchungen geht in Richtung Automatisierung. Die Testereignisse wurden hier manuell gewählt und auch

diverse Zeitfenster und Grenzwerte wurden auf Basis genau dieser Ereignisse festgelegt. Für eine Automatisierung müssen die charakteristischen Muster durch einen Algorithmus erkannt werden. Dies könnte auf zwei Arten gelöst werden.

Die Zeitserie der Gradientenabsolutbeträge wird beobachtet und auf lokale Maxima abgetastet. Gibt es einen Ausschlag, wird beobachtet, ob in einem gewissen Zeitraum danach die ZWD-Werte deutlich steigen. Wenn ja, wird aus beiden Parametern die Richtungsinformation abgeleitet. Stimmen beide überein, ist ein Niederschlagsereignis wahrscheinlich.

Die andere Möglichkeit ist, die ZWD-Zeitserien auf markante Anstiege hin zu untersuchen. Wird ein Anstieg detektiert, kann auf das entsprechende Maximum im Gradientenabsolutbetrag zurückgerechnet werden. Darauf hin werden wiederum die Richtungsinformationen abgeleitet. In diesem Fall ist eine frühe Detektion von ZWD-Anstiegen wichtig, da der Niederschlag oft nur wenige Stunden später einsetzt.

Die hier manuell gewählten Zeitfenster für die Kreuzkorrelation müssten bei einer Automatisierung aus Erfahrungswerten und gewissen Kenngrößen, wie etwa der Steigung des ZWD, bestimmt werden.

GNSS-basierte Troposphärenparameter enthalten durchaus relevante Informationen. Das bisher kaum genutzte Potential der troposphärischen Gradienten liegt in der sehr großen Zeitspanne zwischen den ersten Anzeichen im Gradientenverlauf und der tatsächlichen Niederschlagsbildung. Vor allem in Testgebiet 1 lassen die Gradienten mit einer Vorlaufzeit von durchschnittlich etwa 22h eine sehr frühzeitige Prädikition zu. In Testgebiet 2 hingegen tritt der ZWD-Anstieg meist 3-5h (bezogen auf $T0_Z$) vor dem Niederschlagsereignis auf. Dies kann ebenfalls zur wesentlichen Verbesserung der Niederschlagsvorhersage beitragen. Anhand der Unterschiede zwischen den beiden Testgebieten zeigt sich, dass diese Zeitinformationen stark von der Topographie abhängig sind.

Alleinstehend kann die Vorhersage von Niederschlagsbildung mittels GNSS-Troposphärenparameter jedoch nicht garantiert werden. Durch die Hinzunahme von beispielsweise vertikal aufgelösten Refraktivitätsfeldern aus einer Troposphären-Tomographie (siehe Kapitel 2.3.4) könnten vermutlich weitere Informationen abgeleitet werden. In Verbindung mit meteorologischen Daten, wie etwa der Taupunkttemperatur oder der Windrichtung, ließen sich wohl konkretere Aussagen treffen.

Die Nutzung der Informationen aus Troposphärenparametern ist also vor allem in Zusammenhang mit weiteren Informationsquellen möglich. Das bedeutet, dass die verschiedenen abgeleiteten Größen als zusätzliche Eingangsparameter von Wettervorhersagemodellen dienen können. In welcher Form auf diese Art Gradienten berücksichtigt werden können, wäre Thema von weiteren Untersuchungen.

Abkürzungsverzeichnis

DOY	Day of Year
EAG	Energie AG Oberösterreich
EPOSA	Echtzeit Positionierung Austria
EVN	EVN AG
GMF	Global Mapping Function
GNSS	Global Navigation Satellite Systems
GPS	Global Positioning System
GradE	Ostkomponente der troposphärischen Gradienten
GradN	Nordkomponente der troposphärischen Gradienten
IERS	International Earth Rotation and Reference Systems Service
INCA	Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPWV	Integrated Precipitable Water Vapor
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
MF	Mapping Funktionen
MP	Multipath
NWM	Numerisches Wetter(vorhersage)modell
PRN	Pseudorandom Noise
SWD	Slant Wet Delay
TAWES	Teilautomatische Wetterstationen
TE	Testereignis
TG	Testgebiet
UERE	User-Equivalent Range Error
UTC	Koordinierte Weltzeit
ZAMG	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
ZHD	Zenith Hydrostatic Delay
ZTD	Zenith Total Delay
ZWD	Zenith Wet Delay

Abbildungsverzeichnis

2.1 GNSS-Messprinzip. 4
2.2 GNSS-Messprinzip und Empfängeruhrfehler. 5
2.3 Wellenlängenabhängigkeit der Refraktivität N. 9
2.4 Höhenprofil des hydrostatischen und feuchten Anteils der Refraktivität N. 11
2.5 Signalweg durch die Troposphäre. 11
2.6 Größenordnung des Krümmungseffektes in der Troposphäre. 12
2.7 Asymmetrie der neutralen Atmosphäre. 14
2.8 Asymmetrie durch Herannahen feuchter Luftmassen. 18
2.9 Korrelation von Bodenfeuchte und IPWV mit der spezifischen Feuchte. 20
2.10 Ausprägung von Frontgrenzen in RADAR-Bildern. 21
2.11 Voxel-Modell der Atmosphären-Tomographie. 22

3.1 ZAMG Klimaspiegel – Niederschlag 2014. 25
3.2 ZAMG Klimatothek – Niederschlag 2014. 26
3.3 Netzwerk der GNSS-Referenzstationen. 28
3.4 Ausgabedatei der Software *Bernese*. 29
3.5 Wetterstationen der ZAMG. 31
3.6 Verlauf von rel. Feuchte und Temperatur im Vergleich mit Niederschlag. 32
3.7 Verlauf des ZWD an der Station ATPU im Vergleich mit Niederschlag. 33
3.8 Beispielhaftes Niederschlagsereignis im TG 1. 35
3.9 Beispielbilder aus der Niederschlagsanimation. 35
3.10 Lage der Stationen in den jeweiligen Testgebieten. 37
3.11 Struktur der meteorologischen Daten innerhalb der Datei. 40
3.12 Berechnung des Niederschlags für GNSS-Stationen. 43
3.13 Bestimmung eines absoluten Referenzzeitpunktes in den ZWD-Zeitserien. 46
3.14 Bestimmung des Zeitpunktes des einsetzenden Niederschlages. 47
3.15 Bestimmung der Zeitdifferenz zwischen Ausschlag der Gradienten und Anstieg des ZWD. 48
3.16 Referenzzeitpunkte von Gradienten, ZWD und Niederschlag. 49

4.1 Ergebnisse TE 1 im Testgebiet 1. 51

4.2 Niederschlagsanimation TE 1 im Testgebiet 1. 52
4.3 Ergebnisse TE 2 im Testgebiet 1. 53
4.4 Niederschlagsanimation TE 2 im Testgebiet 1. 54
4.5 Ergebnisse TE 3 im Testgebiet 1. 55
4.6 Niederschlagsanimation TE 3 im Testgebiet 1. 56
4.7 Ergebnisse TE 1 im Testgebiet 2. 58
4.8 Niederschlagsanimation TE 1 im Testgebiet 2. 59
4.9 Ergebnisse TE 2 im Testgebiet 2. 60
4.10 Niederschlagsanimation TE 2 im Testgebiet 2. 61
4.11 Ergebnisse TE 3 im Testgebiet 2. 62
4.12 Niederschlagsanimation TE 3 im Testgebiet 2. 63
4.13 Ergebnisse TE 4 im Testgebiet 1. 65
4.14 Niederschlagsanimation TE 4 im Testgebiet 1. 66
4.15 Ergebnisse TE 5 im Testgebiet 1. 67
4.16 Niederschlagsanimation TE 5 im Testgebiet 1. 68
4.17 Ergebnisse TE 4 im Testgebiet 2. 69
4.18 Niederschlagsanimation TE 4 im Testgebiet 2. 70
4.19 Ergebnisse TE 5 im Testgebiet 2. 71
4.20 Niederschlagsanimation TE 5 im Testgebiet 2. 72
4.21 Ableitung einer Zeifunktion. 74

Tabellenverzeichnis

2.1 Typisches UERE Budget für die Positionierung mittels Pseudorange-Messungen. . . 8
2.2 Fallstrecke von Tröpfchen. 17

3.1 GNSS-Stationen der beiden Testgebiete. 26
3.2 Kurznamen aller GNSS-Referenzstationen des Netzwerkes. 27
3.3 Einstellungen in der Software *Bernese GNSS Software Version 5.2*. 29
3.4 Mittlere Genauigkeit der geschätzten Troposphärenparameter. 30
3.5 Ergebnisse der Kreuzkorrelation. 34
3.6 Liste der Testereignisse. 37
3.7 Wählbare Einstellungen im Skript *MAIN.m*. 38
3.8 Eingangsparameter der Funtkion *calc_xcorr()* für die Kreuzkorrelation der ZWD-Zeitserien. 44
3.9 Eingangsparameter der Funtkion *calc_xcorr()* zur Ermittlung von $T0_G$. 47

4.1 Berechnete Zeitdifferenzen zur Ableitung einer Zeitfunktion. 74
4.2 Berechnete Zeitdifferenzen zur automatischen Ableitung einer Zeitfunktion. 75
4.3 Untersuchung des Zusammenhanges von ZWD-Maximalwert und Niederschlags-intensität. 76
4.4 Kennwerte des ZWD-Anstieges innerhalb eines Testereignisses. 77

Literaturverzeichnis

ALEXANDER, L.V. (2016). Global observed long-term changes in temperature and precipitation extremes: A review of progress and limitations in IPCC assessments and beyond. *Weather and Climate Extremes*, 11, 4 – 16.

ASKNE, J. AND NORDIUS, H. (1987). Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data. *Radio Science*, 22, 379 – 386.

BEVIS, M., BUSINGER, S., CHISWELL, S., HERRING, T., ANTHES, R., ROCKEN, C. AND WARE, R. (1994). GPS Meteorology: Mapping Zenith Wet Delays onto Precipitable Water. *Journal of Applied Meteorology*, 33, 379 – 386.

BÖHM, J. AND SCHUH, H. (2013). *Atmospheric Effects in Space Geodesy*. Springer.

BÖHM, J., NIELL, A., TREGONING, P. AND SCHUH, H. (2006). Global mapping function (gmf): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters*, 33.

CHEN, G. AND HERRING, T.A. (1997). Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data. *Journal of Geophysical Research*, 102, 20489 – 20502.

DAVIS, J.L., ELGERED, G., NIELL, A.E. AND KUEHN, C.E. (1993). Ground-based measurement of gradients in the "wet" radio refractivity of air. *Radio Science*, 28, 1003 – 1018.

FABRY, F. (2006). The spatial variability of moisture in the boundary layer and its effect on convection initiation: Project-long characterization. *Monthly Weather Review*, 134, 79 – 91.

FABRY, F. AND CREESE, C. (1999). If fine lines fail, try ground targets. In *International Conference on Radar Meteorology, 29th, Montreal, Canada*, 21 – 23.

HOFMANN-WELLENHOF, B., LICHTENEGGER, H. AND COLLINS, J. (2003). *Global Positioning System - Theory and Practice*. Springer-Verlag Wien.

HOFMANN-WELLENHOF, B., LICHTENEGGER, H. AND WASLE, E. (2008). *GNSS - Global Navigation Satellite Systems (GPS, GLONASS, Galileo and more)*. Springer-Verlag Wien.

HOFMEISTER, A. (2016). *Determination of path delays in the atmosphere for geodetic VLBI by means of ray-tracing*. Ph.D. thesis, Department f. Geodäsie u. Geoinformation / Höhere Geodäsie.

KAPLAN, E. AND HEGARTY, C. (2006). *Understanding GPS - Principles and Applications*. Artech House, 2nd edn.

KIRTMAN, B., POWER, S., ADEDOYIN, J., BOER, G., BOJARIU, R., CAMILLONI, I., DOBLAS-REYES, F., FIORE, A., KIMOTO, M., MEEHL, G., PRATHER, M., SARR, A., SCHÄR, C., SUTTON, R., VAN OLDENBORGH, G., VECCHI, G. AND WANG, H. (2013). Near-term Climate Change: Projections and Predictability. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

LEEB, H. (2009). Physik der Atmosphäre. Vorlesungsskript, Atominstitut, Technische Universität Wien.

LIEBE, H.J. (1989). MPM – An atmospheric millimeter-wave propagation model. *International Journal of Infrared and Millimeter Waves*, 10, 631 – 650.

MÖLLER, G., WITTMANN, C., YAN, X., UMNIG, E.M., JOLDZIC, N. AND WEBER, R. (2016). 3D Ground Based GNSS Atmospheric Tomography. Tech. rep., E120 - Department of Geodesy and Geoinformation; Vienna University of Technology, Endbericht des Projektes GNSS-ATom, Österreichisches Weltraumprogramm 9. Ausschreibung.

SAASTAMOINEN, J. (1972). Atmospheric Correction for the Troposphere and Stratosphere in Radio Ranging of Satellites. In *The Use of Artificial Satellites for Geodesy [S. W. Henriksen, A. Mancini and B. H. Chovitz (eds.)]*, American Geophysical Union, Washington, D. C.

SHOJI, Y. (2016). A non-tomographic estimation of 4D water vapor variation using the ground observation networks of specific humidity and GNSS. Presentation slides, GEOlab-RISH joint workshop on observation and models for meteorology, Mailand, Italien; 2016-02-21 – 2016-02-24.

TRENBERTH, K.E. (1999). Conceptual Framework for Changes of Extremes of the Hydrological Cycle with Climate Change. *Climatic Change*, 42, 327 – 339.

ZAMG (2016a). Klimaspiegel Kalenderjahr 2014. Web Resource, Abgerufen am 16.11.2016 von der Website http://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/klima-aktuell/klimaspiegel/jahr/wien_hohe_warte/?jahr=2014.

ZAMG (2016b). Klimatothek: Auflösung “Jahr”, Klimagröße “Niederschlag abs.”, Datum “2014”. Web Resource, Abgerufen am 17.11.2016 von der Website https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/klima-aktuell/klimatothek.

ZAMG (2016c). Wetterstationen. Web Resource, Abgerufen am 20.11.2016 von der Website http://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/messnetze/wetterstationen.