

Bodennahe Windfelder im Großraum des Toten Meers aus Klimasimulationen und Beobachtungsdaten

**Near-surface wind fields in the Dead Sea region from climate
simulations and observational data**

Masterarbeit im Fach Meteorologie
von

Melissa Körlin

Dezember 2020



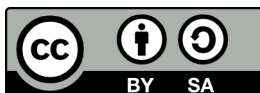
INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE (KIT)

Referent:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Korreferent:

Prof. Dr. Joaquim Pinto



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

Abstract

This thesis investigates whether and how well the regional climate model COSMO-CLM can reproduce summer wind systems in the eastern Mediterranean. The near-surface wind field of the eastern Mediterranean is an important parameter, as it influences other meteorological variables, such as temperature, evaporation and humidity. Results of two simulations with the spatial resolutions 2,8km and 7,0km for the period 2006 to 2018 are compared with ERA-5 reanalyses and observations of 13 meteorological measuring stations. Both COSMO-CLM simulations show Mediterranean sea breeze, local Dead Sea sea breeze, and slope winds both in a twelve-year average and on individual days. On average, both COSMO-CLM simulations tend to overestimate the median and the standard deviation of the wind speed, although this is somewhat more pronounced in the COSMO-CLM-7,0 simulation than in the COSMO-CLM-2,8 simulation. The largest differences in the simulated surface wind fields of the two COSMO-CLM simulations are usually found in the afternoon-evening transition in combination with the Mediterranean Sea Breeze. There, on many days better results can be achieved with the COSMO-CLM-2,8 simulation than with the COSMO-CLM-7,0 simulation. The COSMO-CLM model is mostly able to realistically reproduce local and regional wind systems in the eastern Mediterranean despite a very complex orography and a land-sea distribution that is difficult to model.

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird untersucht, ob und wie gut das regionale Klimamodell COSMO-CLM sommerliche Windsysteme im östlichen Mittelmeerraum wiedergeben kann. Das bodennahe Windfeld des östlichen Mittelmeerraums ist ein wichtiger Parameter, da es weitere meteorologische Größen, wie z.B. Temperatur, Verdunstung und Feuchte beeinflusst. Es werden Datensätze zweier Simulationen mit den räumlichen Auflösungen 2,8km und 7,0km von 2006 bis 2018 mit ERA-5 Reanalysen und Beobachtungen von 13 meteorologischen Messstationen verglichen. Beide COSMO-CLM Simulationen zeigen den mediterranen Seewind, den lokalen Seewind des Toten Meeres und Hangwinde sowohl in einem zwölf Jahresmittel als auch an einzelnen Tagen. Im Mittel neigen beide COSMO-CLM Simulationen zum Überschätzen des Medians und der Standardabweichung der Windgeschwindigkeit, wobei dies bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation etwas stärker ausgeprägt ist, als bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation. Die größten Unterschiede der simulierten bodennahen Windfelder der beiden COSMO-CLM Simulationen gibt es meist an der Schwelle vom Nachmittag zum Abend in Verbindung mit dem mediterranen Seewind. Dort können an vielen Tagen mit der COSMO-CLM-2,8 Simulation bessere Ergebnisse erreicht werden, als mit der COSMO-CLM-7,0 Simulation. Das COSMO-CLM Modell ist meist in der Lage lokale und regionale Windsysteme im östlichen Mittelmeerraum trotz einer sehr komplexen Orographie und einer schwer modellierbaren Land-See-Verteilung realistisch wiederzugeben.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Grundlagen	3
2.1	Windsysteme im östlichen Mittelmeerraum	3
2.1.1	Thermische Windsysteme	3
2.1.2	Periodizität der thermischen Winde	12
2.2	Markante Bodendruckgebilde in der Region	13
2.2.1	Trog „Rotes Meer“	14
2.2.2	Persischer Trog	15
2.3	Spezifika meteorologischer Parameter in der Region	16
2.3.1	Strahlung, Verdunstung, Feuchte und Bewölkung	16
2.3.2	Temperatur	18
2.3.3	Niederschlag	19
2.4	Beobachtete regionale Klimaveränderungen	20
3	Daten und Methoden	23
3.1	Klimasimulation	23
3.2	Beobachtungsdaten	26
4	Ergebnisse	29
4.1	Statistische Merkmale der Windsysteme in Beobachtungsdaten	29
4.2	Statistische Merkmale der Windsysteme in COSMO-CLM, Vergleich mit Beobachtungen	33
4.3	Fallbeispiele der Land- Seewindzirkulation in COSMO-CLM und Vergleich mit Beobachtungen	50
4.3.1	Geringe horizontale Reichweite mediterraner Seewind	52
4.3.2	Hohe horizontale Reichweite mediterraner Seewind	54
4.3.3	Extremwetterlage „hohe Windgeschwindigkeiten“ an der Mittelmeerküste	60
4.4	Problematik der Modellverifikation	70
5	Zusammenfassung und Ausblick	77
	Abbildungsverzeichnis	81
	Literaturverzeichnis	85

1 Einleitung

Der Naturraum des östlichen Mittelmeerraums ist einzigartig auf der Welt. Er beinhaltet den tiefsten, kontinentalen Punkt auf der Erde und hat eine sehr komplexe Orographie. Hinzu kommt durch das Mittelmeer und das Tote Meer eine schwer zu modellierende Land-See-Verteilung. Diese Bedingungen bringen große Herausforderung für Wetter- und Klimamodelle, da diese oftmals die lokalen Bedingungen nicht zufriedenstellend auflösen (Gualdi et al., 2013).

Die Veränderung des regionalen Klimas ist ein Thema, welches sowohl in der Politik als auch in der Gesellschaft immer mehr an Bedeutung gewinnt. Regionale Klimamodelle werden häufig verwendet, um Klimaveränderungen vorherzusagen (Sánchez et al., 2004), welche die Grundlage für die Entwicklung frühzeitiger Anpassungsstrategien in der Politik bilden (Biesbroek et al., 2010). Dennoch besteht über den Wert von regionalen Klimamodellen Skepsis unter Wissenschaftlern und in der Öffentlichkeit (Laprise et al., 2008). In dieser Arbeit werden meteorologische Beobachtungen des DESERVE Projekts (Kottmeier et al., 2016) mit Ergebnissen regionaler Klimamodellierung verglichen, um den Wert der Simulationen für den östlichen Mittelmeerraum in Bezug auf die sommerlichen Windsysteme abzuschätzen. Bodennahe Windsysteme resultieren aus horizontalen Temperaturgradienten und Druckgradienten. Somit kann das bodennahe Windfeld nur realitätsnah simuliert werden, wenn das Modell auch in der Lage ist Temperatur- und Druckfelder realistisch wiederzugeben.

In dieser Arbeit werden folgende Kernfragen durch den Vergleich von Beobachtungen an 13 meteorologischen Messstationen mit COSMO-CLM Simulationen und ERA-5 Reanalysedaten bearbeitet:

- Kann das regionale Klimamodell COSMO-CLM verschiedene sommerliche, miteinander interagierende Windsysteme im östlichen Mittelmeerraum realistisch wiedergeben?
- Lohnt es sich bei solch einem komplexen Gelände eine höhere räumliche Modellauflösung zu verwenden, um bessere Ergebnisse zu erzielen?

Die Windsysteme sind in dieser Region von großer Bedeutung, da sie im Sommer zu einem Luftmassenaustausch im Tal des Toten Meeres führen können. Dies macht die Hitze für die dort lebenden Menschen erträglicher und führt zu einer besseren Luftqualität. Hinzu kommt, dass der Dunst im Tal ausgeräumt wird, wodurch eine höhere Sichtweite entsteht und zB. in Solarponds noch mehr Solarenergie gespeichert werden kann. Außerdem beeinflussen die Windverhältnisse weitere meteorologische Parameter, wie zum Beispiel Temperatur, Verdunstung und Feuchte (Kottmeier et al., 2000; Metzger, 2017). Der mediterrane Seewind kann zB. zu schnellen Temperatur- und Feuchteänderungen führen (Rostkier-Edelstein et al., 2020).

Der Mittelmeerraum gilt als besonders sensitiv in Bezug auf die globale Erwärmung und extreme Klimabedingungen in der Zukunft (Giorgi und Lionello, 2008). Hinzu kommt, dass sich in der Region des Toten Meers das lokale Klima durch das schnelle Absinken des Seespiegels des

Toten Meers ändert (Shafir und Alpert, 2011). Ein weitgehendes Ziel ist, das COSMO-CLM Modell im östlichen Mittelmeerraum mit dessen herausfordernden geographischen Bedingungen zu validieren, um es später für weitere Anwendungen einsetzen zu können.

2 Grundlagen

2.1 Windsysteme im östlichen Mittelmeerraum

Die Region des Toten Meeres wird aufgrund der komplexen Struktur des Jordantals und der Nähe zum Mittelmeer stark von lokalen und regionalen Windsystemen geprägt. Die zum Jordantal parallel verlaufenden Gebirge sowie die Wassermassen des Mittelmeeres und des Toten Meeres bilden beste Voraussetzungen für viele thermische Windsysteme (Abb. 2.1). Diese sind besonders dann von Bedeutung, wenn der synoptische Antrieb der großräumigen Zirkulation gering ist. Am Toten Meer ist dies vor allem im Sommer der Fall. Im Winter beeinflussen die über Israel hinwegziehenden synoptischen Druckgebiete das Windsystem stark und die Windrichtungen unterscheiden sich von denen im Sommer deutlich. Die sommerlichen, überwiegend thermischen Windsysteme werden dann abgeschwächt, aber nicht ausgelöscht (Bitan, 1976).

2.1.1 Thermische Windsysteme

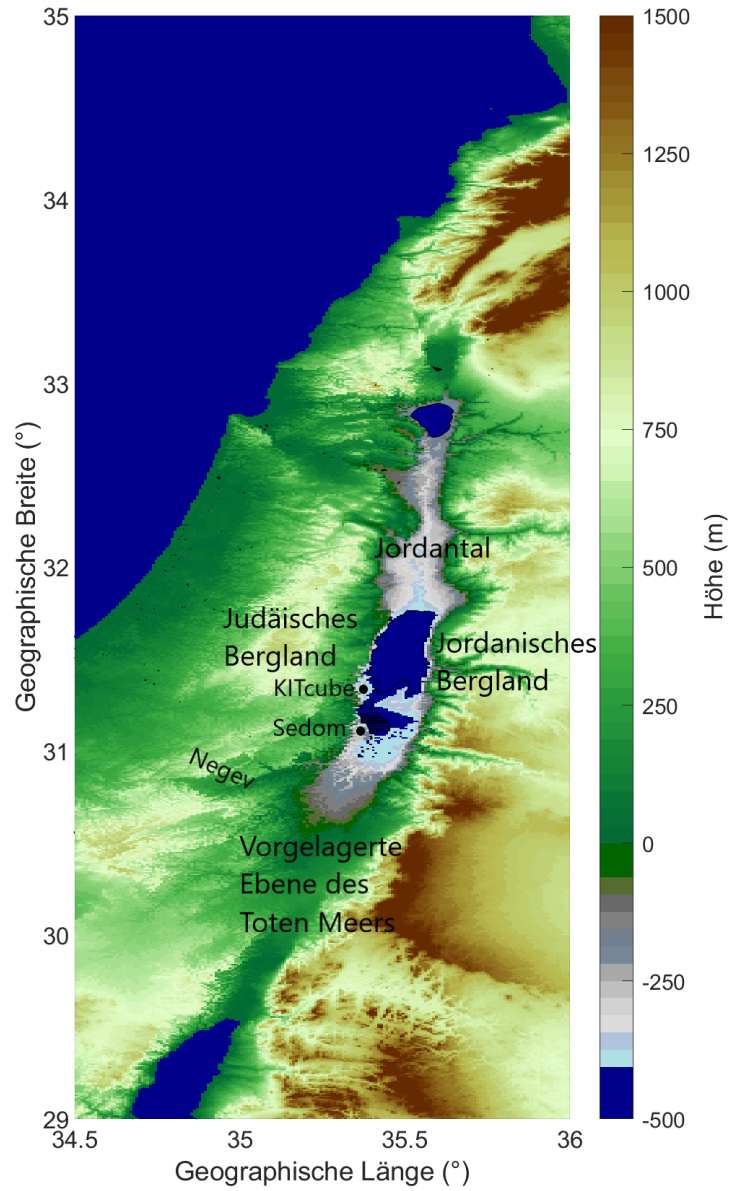
Der Antrieb der thermischen Zirkulation ist die differentielle Erwärmung nebeneinander liegender Luftmassen. Dies verursacht horizontale Temperaturgradienten aus denen Druckgradienten resultieren. Es entsteht ein ausgleichender Luftstrom von Gebieten mit kühlen Temperaturen (hoher Druck) zu wärmeren Temperaturen (niedriger Druck) (Metzger, 2017). Tagesperiodische thermische Windsysteme sind im Sommer stärker als im Winter ausgeprägt, da zwischen Tag und Nacht größere Temperaturunterschiede entstehen (Zardi und Whiteman, 2013). Parameter wie Dauer, Intensität, Beginn, Ausdehnung der thermischen Winde variieren stark und werden von der Energiebilanz, großräumigen Windbedingungen und verschiedenen Geländecharakteristiken beeinflusst (Zängl, 2004). So kommt es, dass sich die Windregime im südlichen Teil des Toten Meeres deutlich von denen am nördlichen Ende unterscheiden (Bitan, 1976). Insgesamt ist die tagesperiodische Zirkulation in Israel aufgrund der Orographie komplex und kann lokal stark variieren (Goldreich, 2012).

Seewindzirkulation

Bei der Land- Seewindzirkulation handelt es sich um ein lokales, tagesperiodisches Windsystem in Küstennähe. Wasser hat mit circa $c_{\text{Wasser}} = 4,2 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ eine deutlich höhere spezifische Wärmekapazität als Landmassen oder Bauwerke ($c_{\text{Ziegel}} = 0,9 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ und $c_{\text{Asphalt}} = 0,7 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Das heißt bei gleicher Einstrahlung ist der Fluss sensibler Wärme über Wasser deutlich geringer als der über Land, wodurch die Lufttemperatur über Landmassen höher ist als über Wasser (Stull, 2012). Am Tag erwärmt sich die Luft über den Landmassen stärker als über Wasser, sodass über Land ein relatives Tiefdruckgebiet entsteht und über Wasser ein relatives Hochdruckgebiet. Bodennah entsteht eine landeinwärts gerichtete Ausgleichsströmung mit



(a) Physische Karte von der Region des Toten Meers



(b) Bezeichnungen der Region des Toten Meers

Abbildung 2.1: Karten des östlichen Mittelmeerraums

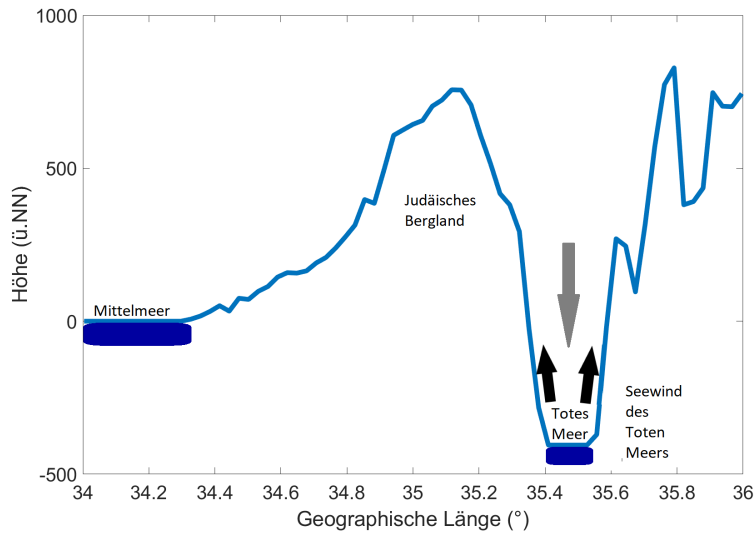
feuchter und kühler Seeluft. In der Höhe verläuft die Strömung in Richtung der Wassermasse. Am Abend drehen sich die Verhältnisse um, die Landmasse kühlt schneller aus als die Wassermasse und es entsteht ein Landwind, welcher aufgrund der zunehmenden Stabilität der Grenzschicht allerdings meist weniger mächtig ist. Die Charakteristiken dieses Windsystems werden durch den Fluss sensibler Wärme (Stärke des horizontalen Temperaturgradienten), die atmosphärische Stabilität und den geostrophischen Wind beeinflusst (Metzger, 2017).

Am Toten Meer überlagern sich zwei Seewindzirkulationen. Im Sommer entsteht am frühen Morgen bis zum frühen Nachmittag zunächst eine lokale Seebrise des Toten Meeres (Abb. 2.2a), welche in der nördlichen Region des Toten Meeres als Südwind, in der südlichen Region durch eine nördliche Komponente, zu erkennen ist. Um das Ausströmen der Luft vom Toten Meer in alle Richtungen zu kompensieren, sinkt Luft über dem Toten Meer ab. Die Seebrise des Toten Meeres kann durch die Etesischen Winde (synoptisch ausgelöste Nord- bis Nordwestwinde im Mittelmeerraum) verstärkt werden (Goldreich, 2012). Im Sommer weht am Westufer zusätzlich zum lokalen Seewind ein östlicher Hangaufwind. In der Anfangsphase der Entstehung des lokalen Seewindes sind die Windgeschwindigkeiten am niedrigsten. Im nördlichen Becken des Toten Meeres (offenes Wasser) sind die Wassertemperaturen um zwei bis vier Grad Celsius geringer als im flachen südlichen Becken (Verdunstungsponds), wodurch ein stärkerer Temperaturgradient entsteht, der wiederum einen stärkeren Seewind im Norden als im Süden auslöst.

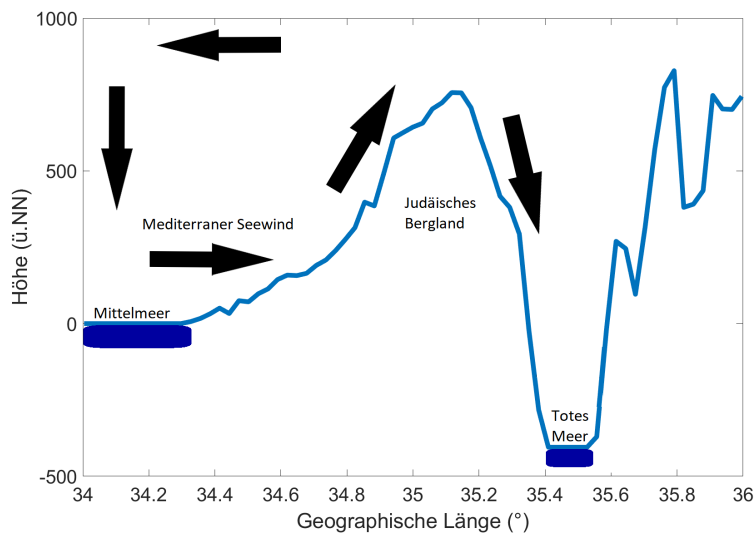
Der lokale Seewind des Toten Meeres wird an Sommernachmittagen vom starken, heißen, nordwestlichen Seewind des Mittelmeers abgelöst, welcher für einige Stunden andauert (Abb. 2.2c). Durch das Überströmen der Judäischen Berge und das Absinken ins Jordantal kommt der mediterrane Seewind etwa 4°C wärmer am Toten Meer an als er am Mittelmeer gestartet ist (Hecht und Gertman, 2003). Die Seebrise des Mittelmeers ist ein dominierendes Merkmal im Sommer (Kunin et al., 2019). Je weiter man vom Mittelmeer entfernt ist, desto später trifft die mediterrane Seebrise ein. Die nördliche Komponente des Windes kommt zum einen durch den Kanalisierungseffekt der Orographie zustande, zum anderen durch das schnellere Auskühlen der Luft über der vorgelagerten Ebene des Toten Meers im Gegensatz zum Jordantal, in dem sich das Tote Meer befindet (Bitan, 1976). Der lokale Seewind des Toten Meeres dämpft das tagsüber heiße Klima in der Umgebung des Toten Meers, da dieser unter anderem das Eintreffen des warmen Seewindes des Mittelmeers hinauszögert (Kunin et al., 2019).

Bevor der Seewind ins Tal des Toten Meeres eindringen kann, muss die Luftmasse das Judäische Gebirge überströmen. Anschließend fällt sie fast 1200m ins Tal hinab. Abbildung 2.3 zeigt, dass dadurch an 72% der Sommertage ungefähr zur Zeit des Sonnenuntergangs ein Föhneffekt am östlichen Hang des Judäischen Gebirges an der Messstation Masada (Abb. 3.4) festgestellt werden kann. In Abbildung 2.4 ist zu sehen, dass im Tal in Ein Gedi (Abb. 3.4) der Föhn mit fast gleicher Wahrscheinlichkeit wie in Masada gemessen wird. Das heißt an den meisten Tagen dringt der Föhnwind bis ins Tal und an das Tote Meer vor (Vüllers et al., 2018).

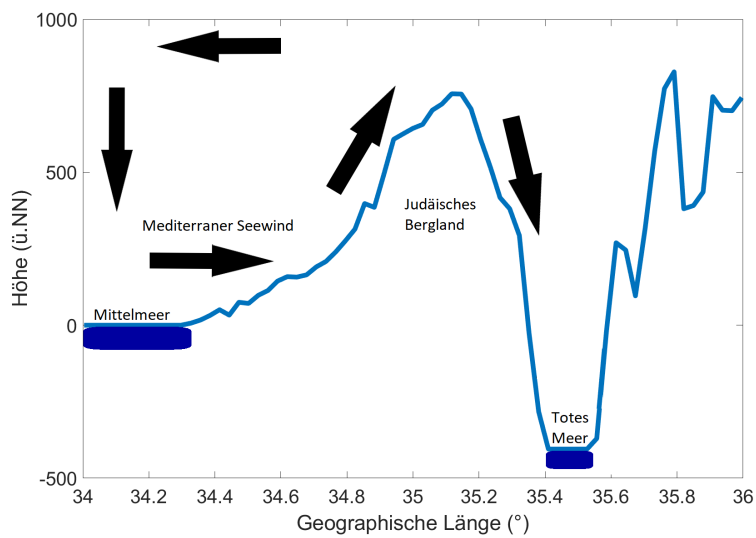
Ob der mediterrane Seewind bis ins Tal an das Tote Meer vordringen kann, hängt von der Entwicklung der atmosphärischen Grenzschicht im Tal und der atmosphärischen Bedingungen stromauf ab. Abbildung 2.5 zeigt ein Fallbeispiel eines sturmartigen Hangabwinds mittlerer Dauer (16 Uhr bis 21 Uhr (LT=UTC+3)), welcher am 16. August 2014 mindestens 13,5km ins Tal hinein reichte (Metzger, 2017). Morgens um 7 Uhr wehen in Masada zunächst Hangaufwinde aus östlicher Richtung. Zwei Stunden später werden aufgrund des lokalen Seewinds des Toten Meers



(a) Vormittag: Der lokale Seewind des Toten Meers entsteht.



(b) Mittag: Der mediterrane Seewind entsteht.



(c) Nachmittag/Abend: Der mediterrane Seewind dringt immer weiter ins Landesinnere ein und kann bis ans Tote Meer gelangen, wo er den lokalen Seewind ablöst.

Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der beiden Seewindsysteme im östlichen Mittelmeerraum in einem Querschnitt von West nach Ost durch das Jordantal bei einer geographischen Breite von $31,421^\circ$.

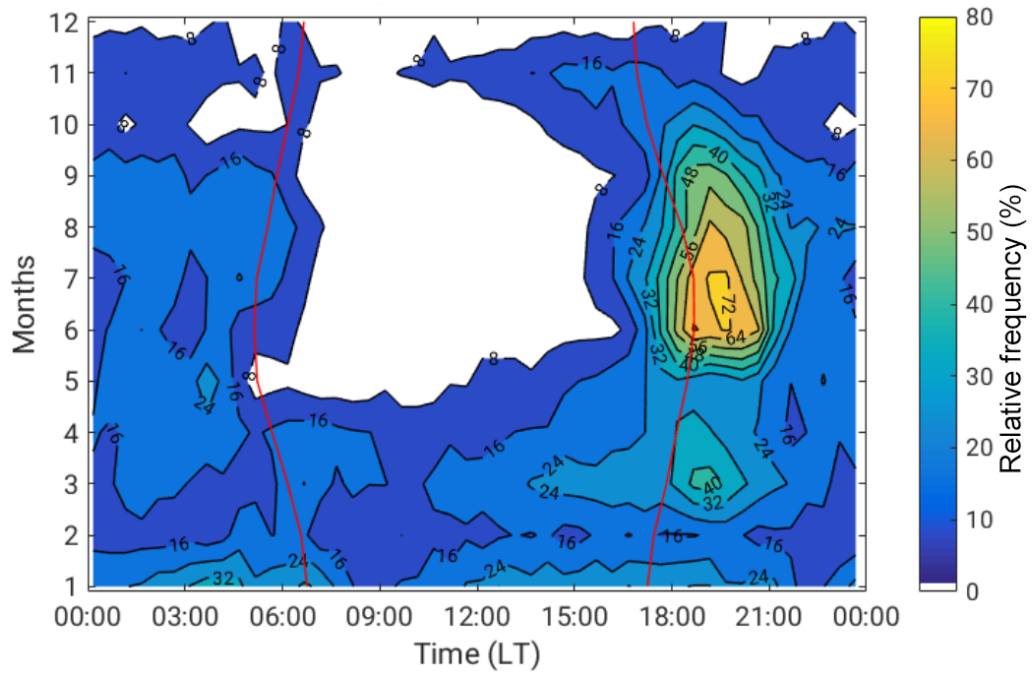


Abbildung 2.3: Relative Häufigkeit des Auftretens von Föhn an der Messstation in Masada (Abb. 3.4) mit einer Erkennungswahrscheinlichkeit von 75%. Sonnenaufgang und Sonnenuntergang sind als rote Linien markiert (Vüllers et al., 2018).

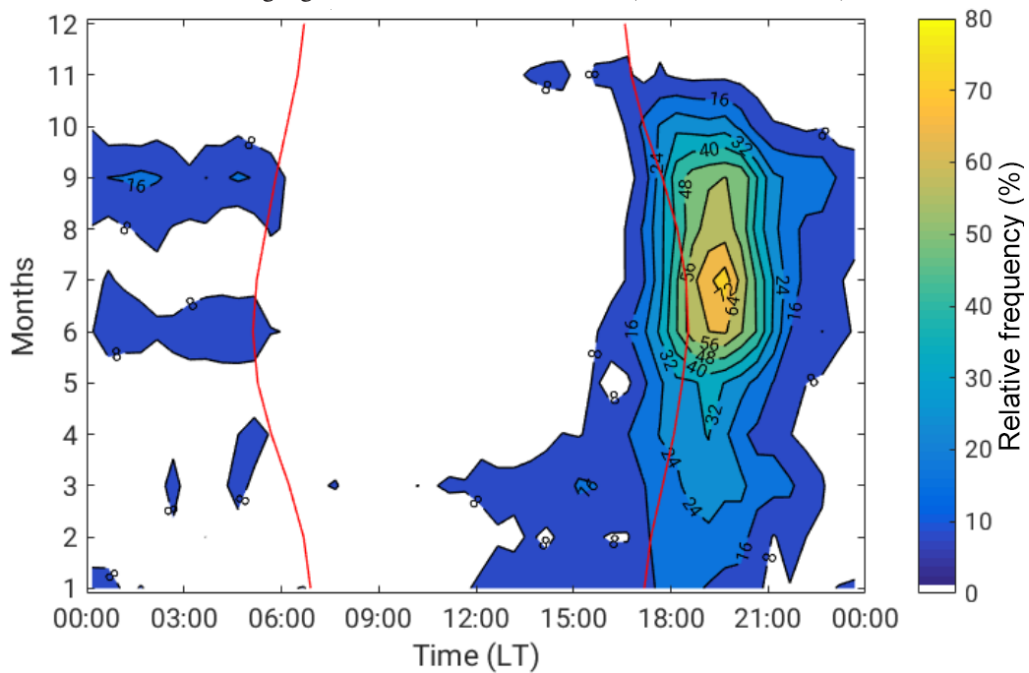


Abbildung 2.4: Relative Häufigkeit des Auftretens von Föhn an der Messstation in Ein Gedi (Abb. 3.4) mit einer Erkennungswahrscheinlichkeit von 75%. Sonnenaufgang und Sonnenuntergang sind als rote Linien markiert (Vüllers et al., 2018).

auch Ostwinde am Standort des KITcubes gemessen. Diese Station liegt östlich von Masada auf ca. -350m NN nahe dem Westufer des Toten Meers (Abb. 2.1b). Der lokale Seewind des Toten Meers schwächt den vormittäglichen Temperaturanstieg am Toten Meer und in Masada ab. Typisch für den Sommer führte ein ausgeprägter Persischer Trog zu einer relativ starken bodennahen Westströmung mit Windgeschwindigkeiten zwischen 5ms^{-1} und 6ms^{-1} . Dadurch ist die mediterrane Seewindfront nicht klar definiert. Um 16 Uhr drehen die Winde in Masada und am KITcube abrupt auf Nordwest bis West. Dies liegt daran, dass zu diesem Zeitpunkt die potentielle Temperatur auf dem Bergrücken (Jerusalem) geringer als an den anderen beiden Messpunkten ist und somit der mediterrane Seewind, weiter verstärkt durch die großräumige Westströmung, in das Tal hineinströmen kann. Mit dem Eintreffen des sehr starken Hangabwinds (bis 8ms^{-1}) nimmt die spezifische Feuchte in Masada und am KITcube ab (Metzger, 2017).

An den meisten Tagen nimmt durch den Föhneffekt die spezifische Feuchte (85%) im Tal des Toten Meeres mit dem Ankommen der mediterranen Seebrise ab und die Temperatur (74%) zu. Allerdings kann es auch vorkommen, dass dieses Verhalten nur in höher gelegenen Luftschichten zu beobachten ist und im Tal selber die spezifische Feuchte ansteigt und die Temperatur sinkt (ca. 10% der Fälle) (Vüllers et al., 2018). Ein Grund für dieses unterschiedliche Verhalten könnte der Einfluss von verschiedenen synoptischen Bedingungen sein, die für unterschiedliche vertikale Ausdehnungen der stabilen Schicht über dem See sorgen, wodurch die vertikale Ausdehnung des Föhns beeinflusst wird. Bei einer Inversionsschicht über dem Tal des Toten Meers hat der mediterrane Seewind unterhalb der Inversion eine geringere vertikale Ausdehnung, sodass der damit einhergehende Föhnwind nicht komplett hinunter ins Tal gelangen kann. Diese unterschiedlichen vertikalen Ausdehnungen des Föhneffekts können zu verschiedenen Verhalten der spezifischen Feuchte und Temperatur im Tal des Toten Meers führen. Auch die Menge der advehierten Feuchte vom Mittelmeer ist mit verantwortlich für das unterschiedliche Verhalten der beiden Parameter (Kunin et al., 2019).

In Sommernächten kühlt das Jordantal nur sehr langsam aus, da Hangabwinde durch adiabatische Erwärmung das Abkühlen der bodennahen Schichten erschweren. Zum Beispiel in Sedom am südlichen Toten Meer (Abb. 2.1b) sind die Minimaltemperaturen durch das Zusammenwirken von adiabatischer Erwärmung der Hangabwinde und dem Höhenunterschied von circa 400m um sechs bis acht Grad höher als an Stationen an der Küste des Mittelmeers. Deshalb wehen über die meiste Zeit der Nacht im südlichen Teil des Toten Meeres West und Nordwest Winde. Nur am frühen Morgen, wenn die Auskühlung maximal ist, kann sich ein leichter Landwind entwickeln (Bitan, 1976). Die Temperaturdifferenzen zwischen Land und Mittelmeer sind in Israel im Mai maximal, sodass um diese Zeit der Land-See Wind am stärksten ausgeprägt ist (Goldreich, 2012).

Auch im Winter ist der Seewind vom Mittelmeer zu beobachten, allerdings nicht mehr so oft wie im Sommer und mit geringerer Intensität. Im Norden des Toten Meeres sind an Wintermittagen häufig Süd- bis Südwestwinde zu beobachten. Diese sind jedoch oft kein Seewinde wie im Sommer, sondern entstehen durch die Kanalisierung der Winde, die mit den Druckstörungen einhergehen. In manchen Nächten kann sich ein lokaler südlicher Landwind ausbilden. Auch Winde aus anderen Richtungen sind zu dieser Jahreszeit möglich (Bitan, 1976).

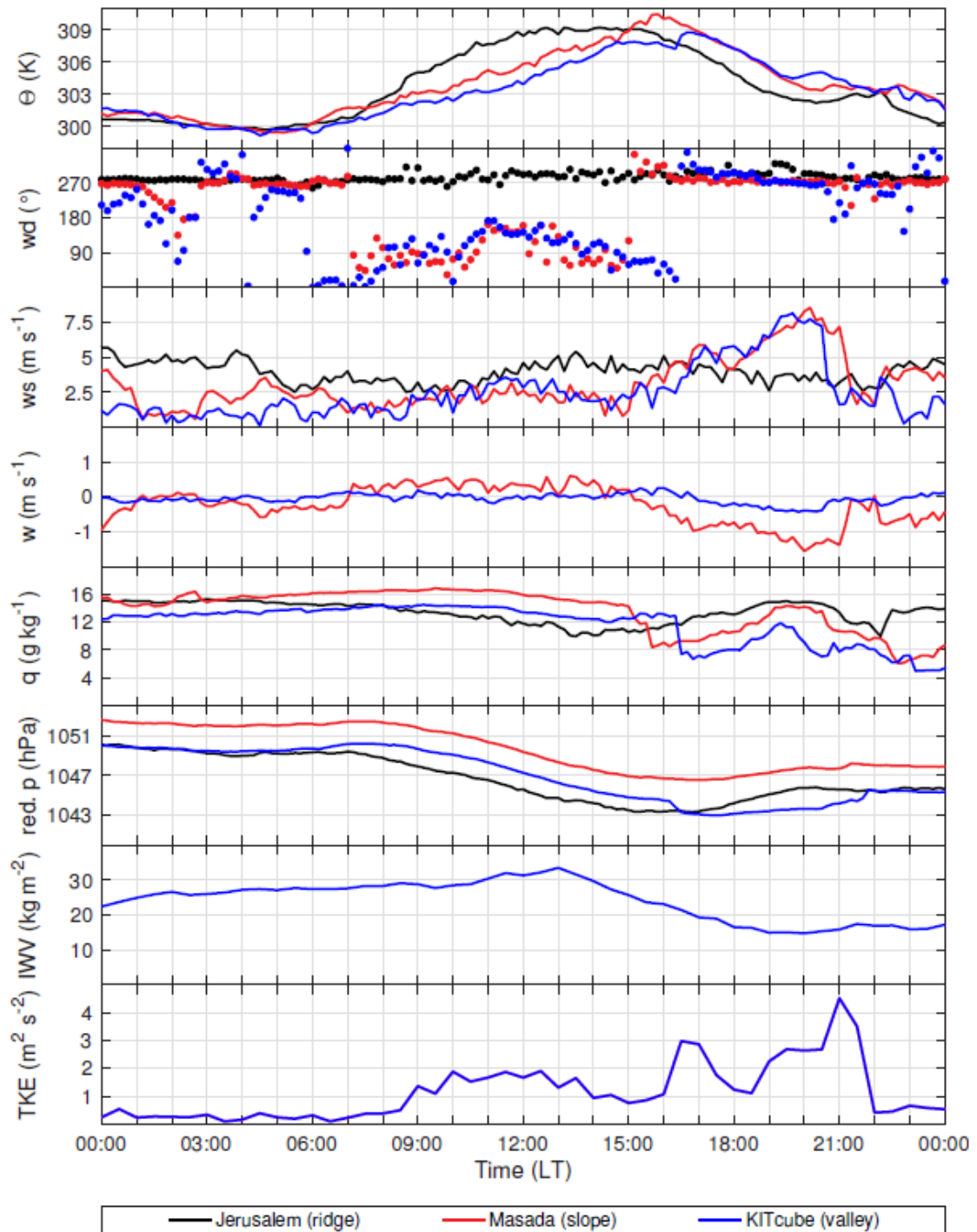


Abbildung 2.5: Zeitreihen von potentieller Temperatur (θ), Windrichtung (wd), Windgeschwindigkeit (ws), Vertikalwind (w), spezifischer Feuchte (q), Druck ($red. p$) (reduziert auf die Höhe des KITcubes am Toten Meer), integriertem Wasserdampfgehalt (IWV) und der turbulenten kinetischen Energie (TKE) für Jerusalem, Masada und dem KITcube Standort. Dargestellt ist der 16. August 2014 (Metzger, 2017).

Hangwindzirkulation

Dieses Windsystem ist ebenfalls ein lokales, tagesperiodisches System in Gebirgsnähe. Die Zirkulation wird durch die Auftriebskraft angetrieben, welche durch einen Wärmeüberschuss (oder Mangel) über den Hängen entsteht. Tagsüber ist der Fluss sensibler Wärme an den Hängen positiv, dadurch erwärmt sich die Luft in Hangnähe schneller als die hangferne Luft in gleicher Höhe über dem Tal. Warme Luft hat eine geringere Dichte als Kalte, sodass ein Auftrieb entsteht, der Hangaufwind. Oberhalb des bodennahen Hangwindes schließt sich die Zirkulation mit einer Ausgleichsströmung. In der Mittagszeit können durch das Aufsteigen der Talluft über Bergkämmen Quellwolken entstehen. Bei einem starken Hangaufwind durchdringt die Konvektion die darüber liegende stabile Schicht, sodass durch konvektives Mischen die Zirkulation der Winde höherer Schichten beeinflusst werden kann. Die Luft im Tal wird durch ein kompensierendes Absinken und durch die Talwindzirkulation nachgeführt. Werden die Hänge nicht mehr durch solare Einstrahlung erwärmt, kommt das System zum Erliegen. In der Nacht drehen sich Temperaturgradienten um, es entsteht ein negativer Auftrieb und somit der Hangabwind. Die Winde haben eine Jet-ähnliche Struktur mit maximalen Windgeschwindigkeiten in Bodennähe (Metzger, 2017). Mit den Hangabwinden am Abend wird im Sommer das tägliche Windmaximum zwischen 18 und 21 Uhr Lokalzeit erreicht. Im Winter wird das deutlich niedrigere Maximum der Windgeschwindigkeit bereits in der Mittagszeit erreicht (Bitan, 1976). Andere Studien fanden heraus, dass auch im Sommer die Hangaufwinde am Nachmittag deutlich stärker als die am Abend entstehenden Hangabwinde sind (Zardi und Whiteman, 2013). Die stärksten Hangabwinde entstehen an Hängen mittlerer Steigung an denen die Summe aus abgestrahlter langwelliger Strahlung, welche den zum Hang senkrechten sensiblen Wärmefluss antreibt, und der entlang des Hanges wirkenden Gravitationskraft maximal ist. Im Allgemeinen sind Hangabwinde an steilen Hängen schwächer als an Hängen mit geringer Steigung. Hangwinde sind am frühen Abend am stärksten, da dort die Umgebungsstabilität gering ist. Der Volumenfluss der Hangabwinde nimmt mit zunehmender Abwärtsstrecke zu (Zardi und Whiteman, 2013).

Im Jordantal können Hangabwinde sowohl an der Ostküste als auch an der Westküste des Toten Meers entstehen. Die westlichen Hangabwinde an der Westküste des Toten Meeres sind oft stärker als die östlichen Hangabwinde an der Ostküste. Dies liegt daran, dass die westlichen Hangabwinde durch den mediterranen Seewind und die großräumige westliche Strömung verstärkt werden können. Manchmal entwickeln sich sogar Hangabwindstürme mit sehr hohen Windgeschwindigkeiten weit über 12 m s^{-1} . Im Jordantal konnten sehr unterschiedliche Hangwindssysteme festgestellt werden. Sie unterscheiden sich in ihrer Dauer und wie weit sie ins Jordantal eindringen. Allerdings haben alle Systeme hohe Windgeschwindigkeiten und beeinflussen die Atmosphäre im Jordantal (Metzger, 2017).

Talwindzirkulation

Durch horizontale Temperaturgradienten entlang der Talachse in Nord-Süd-Richtung entsteht eine Ausgleichsströmung längs des Jordantals. Zum einen ist das Luftvolumen im Jordantal, welches erwärmt (abgekühlt) werden muss geringer als in den vorgelagerten Flächen südlich des Toten Meeres (*Topographic Amplification Factor (TAF)*), zum anderen ist die Talatmosphäre oft von der

großräumigen Strömung entkoppelt. Dadurch wird die Luft im Tal effektiv durch Strahlung erwärmt (gekühlt). Die Hänge tragen zu einer zusätzlichen Erwärmung (Abkühlung) der Luft bei. Tagsüber ist somit die Luft im Jordantal vom Toten Meer nordwärts wärmer als an den vorgelagerten Flächen südlich des Toten Meers, wodurch ein oberflächennaher taleinwärts gerichteter Wind (Taleinwind) nach Norden entsteht. Die taleinwärts gerichteten Winde setzen einige Stunden nach den Hangaufwinden ein, da es einige Zeit benötigt, bis sich das gesamte Tal erwärmt hat (Metzger, 2017). Gegen Nachmittag schwächen sich Temperaturgradienten und somit auch Druckgradienten zwischen Tal und Fläche durch Advektion und dem nachlassenden Strom sensibler Wärme ab, sodass die Winde an Stärke verlieren. In der Nacht drehen sich die Gradienten um und es entsteht ein nach Süden talauswärts gerichteter Wind (Talauswind).

Die Dauer der Winde entlang des Jordantals variiert mit vier bis neun Stunden stark. Doch meist setzen die Talwinde entlang des Jordantals zwischen 21:00 und 22:00 LT ein, mit mittleren Windgeschwindigkeiten zwischen $3,0 \text{ m s}^{-1}$ und $4,8 \text{ m s}^{-1}$. Durch großskalige Druckgradienten können vor allem in Winter auch höhere Windgeschwindigkeiten entlang des Tals in Nord-Süd-Richtung gemessen werden (Metzger, 2017). Im Gegensatz zu den Hangwinden hängen die Eigenschaften der Talwinde nicht hauptsächlich von der Steigung der Hänge ab, sondern von anderen geometrischen Faktoren, wie zum Beispiel von Form und Talveränderungen längs des Tals. Bei Talwinden handelt es sich meist um moderate Winde, die Maximalgeschwindigkeiten zwischen 3 m s^{-1} und 10 m s^{-1} erreichen. In den verschiedenen Tälern hängen die vertikale Struktur, Stärke und Andauer der Talwinde von klimatischen und lokalen Faktoren ab. Täler mit stark ausgeprägten Taleinwinden müssen nicht unbedingt auch ausgeprägte Talauswinde haben. Seitentäler beeinflussen Talwinde erheblich. Kleine Wasserflächen in Tälern, wie hier das Tote Meer, können deutlich die Oberflächenenergiebilanz, die Talwindstärke und deren Ausdehnung, sowie die Feuchteverteilung beeinflussen (Zardi und Whiteman, 2013). Numerische Simulationen mit und ohne Wasserfläche in einem Tal zeigen, dass die geringeren Temperaturen an der Wasseroberfläche zu höheren mittleren Tageswindgeschwindigkeiten führen (Bergström und Juuso, 2006).

Überlagerung thermischer Windsysteme

Oft überlagern sich im Laufe des Tages die oben beschriebenen Windsysteme. Eine Überlagerung der Bergwindssysteme wird von Zardi und Whiteman (2013) in vier Phasen unterteilt, welche eng mit der Bildung und Auflösung von Temperaturinversionen gekoppelt sind:

1. **Nachtphase:** Einige Stunden nach Sonnenuntergang bildet sich bis zum erneuten Sonnenaufgang eine stabile Grenzschicht. Es dominieren talauswärts gerichtete Winde, welche durch das starke Auskühlen des Tals aufrechterhalten werden. Maximale Windgeschwindigkeiten sind zu dieser Zeit im Zentrum des Tals zu messen.
2. **Morgendliche Übergangsphase:** Kurz nach Sonnenaufgang entstehen im Tal Hangaufwinde. In der Talmitte entsteht eine kompensierende Abwärtsbewegung, welche gemeinsam mit der solaren Erwärmung des Bodens die nächtliche Inversion auflöst. Wasserflächen im Tal können das Auflösen der nächtlichen Inversion herauszögern. Nach und nach erwärmt sich die Atmosphäre im Tal, sodass ein Taleinwind entsteht.

3. **Tagesphase:** Diese Phase beginnt am späten Morgen und dauert bis zum späten Nachmittag an. Wenn der TAF ausreichend groß ist, kann der Druckgradient längs des Tals und somit der Taleinwind aufrecht erhalten werden. Nach der Erwärmung des Tals wächst die Konvektion und ermöglicht eine Kopplung des Tals zur großräumigen Strömung. Die Winde im Tal können dann durch die großräumige Strömung beeinflusst werden, wobei diese Winde im Tal kanalisiert werden. Dadurch nehmen die Windgeschwindigkeiten im Tal und über der Ebene am Nachmittag oft zu.
4. **Abendliche Übergangsphase:** Diese Phase wird mit dem Vorzeichenwechsel des sensiblen Wärmeflusses am Abend eingeleitet. Durch den umgekehrten Temperaturgradient entstehen Hangabwinde, welche im Tal konvergieren, aufsteigen und nach und nach das Tal abkühlen. Die Taleinwinde wehen weiter, solange das Tal wärmer als die Ebene ist. Mit der Zeit schwächen sich Taleinwinde ab, durch Strahlungsauskuhlung bilden sich in Talsenken flache Kaltluftschichten, welche die Oberfläche von dem darüber liegenden Fluss entkoppeln. Zu dieser Zeit wehen schwache, sehr variable Winde und die Temperaturinversion verstärkt sich. Einige Stunden nach Sonnenuntergang dreht sich der Temperaturgradient um und es entstehen Talauswinde.

Neben der Überlagerung von Hang- und Talwinden kommt es in küstennahen Gebirgen ebenso zu einer Überlagerung der Seewindzirkulation mit der Hangwindzirkulation. Parallel zur Küste verlaufende Gebirge mit einer großen Steigung unterdrücken mechanisch den Seewind (Ramis und Romero, 1995). Haben die Gebirge jedoch eine geringe Steigung werden Seewind und Hangaufwind gekoppelt, wodurch höhere Windgeschwindigkeiten entstehen und die Winde weiter ins Landesinnere eindringen (Mahrer und Pielke, 1977). Dieser Fall wird im Verlauf der Arbeit Bedeutung gewinnen. Im Allgemeinen verstärken küstennahe Täler Windgeschwindigkeiten und die Eindringtiefe ins Landesinnere, da der Seewind entlang der Talachse kanalisiert wird (Miller et al., 2003). Besonders bei niedrigen Windgeschwindigkeiten wird auch die Windrichtung durch den Kanalisierungseffekt beeinflusst (Bitan, 1976). Seewind und Talwind können sich zu einem gemeinsamen Windfeld zusammenfügen, zum sogenannten erweiterten Seewind, woraus ein weitreichender Feuchtetransport resultieren kann (Zardi und Whiteman, 2013).

2.1.2 Periodizität der thermischen Winde

Im Sommer liegt die Region des Toten Meers oft im Einflussgebiet des Persischen Trogs (Kapitel 2.2.2) und eines Hochdruckgebiets über dem westlichen Mittelmeerbecken, das eine Fortführung des Azorenhochs ist. Dies führt zu langanhaltenden großräumigen West- bis Nordwestwinden, die Etesische Winde genannt werden (Kunin et al., 2019). Diese großräumige Strömung überlagert die zuvor beschriebenen thermischen Windsystemen.

Im Winter passieren immer wieder synoptischskalige Druckgebilde den Nahen Osten und beeinflussen somit dort die Zirkulation. In den Übergangsjahreszeiten kann zum Beispiel ein heranahendes Tiefdruckgebiet aus Südwesten den Hamsin Wind in Israel verursachen. Dies ist ein starker, warmer und trockener Wind aus Südosten. Aber auch im Sommer kann in der Nähe von Jericho (Abb. 2.1a) ein Hitzetief entstehen, welches bodennahe Südwinde im nördlichen Bereich des Toten Meeres hervorruft (Goldreich, 2012).

Im Küstenbereich des Nahen Ostens sind die maximalen Windgeschwindigkeiten bei Hochdruckwetterlagen häufig am frühen Nachmittag zu messen. Zu dieser Zeit ist der Temperaturunterschied zwischen Land und Meer maximal, was den Seewind verstärkt. Demnach werden die maximalen Windgeschwindigkeiten mit zunehmendem Abstand zur Küste später erreicht. Zum Beispiel an der Küste des Toten Meeres, am Osthang der Judäischen Berge, werden die höchsten Windgeschwindigkeiten durch den Seewind des Mittelmeers in den meisten Monaten erst gegen 19 Uhr (LT=UTC+3) erreicht. In der Region des Toten Meeres kann es auch ein zweites Windmaximum in den späten Morgenstunden mit dem Einsetzen des Seewinds des Toten Meeres geben. Im Januar ist der Effekt des Seewinds des Toten Meeres größer als der des Seewinds vom Mittelmeer. In der Nacht sind die Windgeschwindigkeiten an vielen Orten in Israel am niedrigsten (Goldreich, 2012).

2.2 Markante Bodendruckgebilde in der Region

Die Mittelmeerregion befindet sich im Winter häufig zwischen dem Azorenhoch und dem Sibirischen Hochdruckgebiet im Einflussgebiet eines Trogs. Da das Mittelmeer wärmer als die umgebenden Landmassen ist, geht mit dem Trog nicht nur ein dynamisches Tiefdruckgebiet, sondern auch ein Thermisches einher. Dieses Gebiet ist die Konvergenzzone von warmer, trockener Luft aus der Sahara und kühlerer Luft, die von Europa und dem atlantischen Ozean advehiert wird. Das warme Wasser des Mittelmeers zusammen mit dem Trog begünstigen extratropische Zyklongenese. Der Jetstream wird im Winter häufig in zwei Äste aufgespalten, wobei der südliche Ast über der Mittelmeerregion verläuft und atmosphärische Störungen nach Osten zur Küste transportiert (Goldreich, 2012). Die meisten Tiefdruckgebiete, die die Küste erreichen, entstehen über dem Mittelmeer (Abb. 2.6). Die dort entstehenden Tiefdruckgebiete verbleiben drei bis sieben Tage im Mittelmeerraum und ungefähr die Hälfte der entstehenden Tiefdruckgebiete folgt einer der in Abb. 2.6 dargestellten Zugbahnen. In diesem drei bevorzugten Gebieten entstehen oder verstärken sich Zyklonen (Goldreich, 2012):

- **Genuatief:** Im Winter ist bei Genua die bedeutendste Region für Zyklongenese im Mittelmeer. Die meisten Genuatiefs ziehen in den zentralen Mittelmeerraum und bestehen weiter als griechisches Tiefdruckgebiet. Dort kreuzen sich wichtige Zugbahnen von Tiefdruckgebieten.
- **Saharatief:** Diese Tiefdruckgebiete entstehen am Ende des Winters im Lee des Atlas Gebirges. Die meisten Tiefdruckgebiete ziehen weiter in den zentralen Mittelmeerraum. Im Frühling ziehen einige aber auch über Nordafrika nach Zypern und Israel, wo sie den Sharav (synoptisch erzeugter heißer, trockener Wüstenwind aus Süden und Westen) erzeugen.
- **Zyperntief:** Der größte Anteil an Zyperntiefs besteht aus abgeschwächten Tiefdruckgebieten aus dem Westen, welche bei Zypern erneut verstärkt werden. Die Zyklongenese und Verstärkung der Zyperntiefs hängt im Wesentlichen von drei Faktoren ab. Erstens entsteht das Zyperntief im Lee der Alpen und hängt somit von der dynamischen Leedepression der Berge ab. Zweitens dient das Mittelmeer als wichtige Wärme- und Feuchtequelle im Winter,

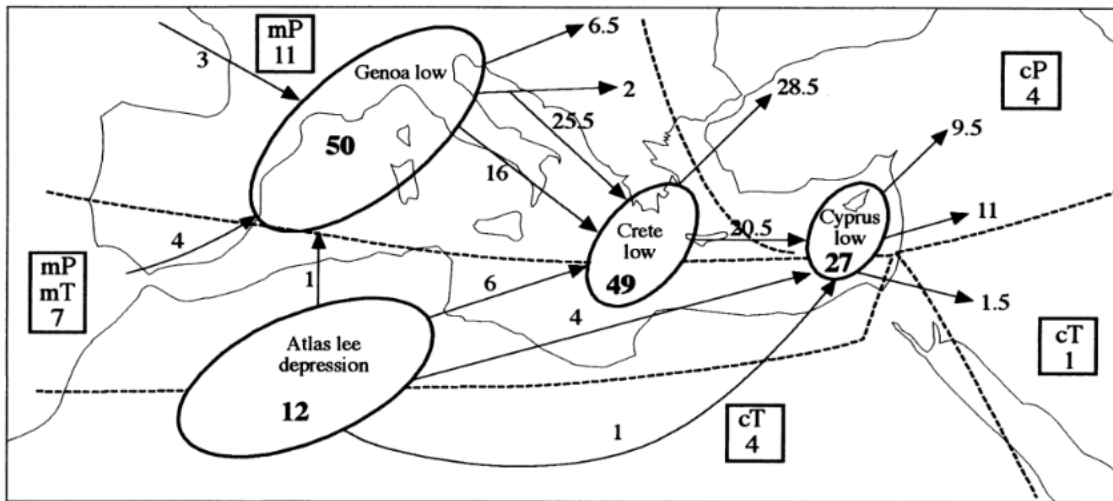


Abbildung 2.6: Entstehungsgebiete und Zugbahnen von Zyklonen in der Mittelmeerregion in den Monaten September bis Mai. Die Zahlen kennzeichnen die mittlere Häufigkeit der Tiefdruckgebiete. Die Frequenzen der Luftmassen, die Israel im Januar erreichen, sind (in Rechtecken) durch Buchstaben gekennzeichnet (nach Dayan (1986)). Bezeichnung der Luftmassen: T - tropisch; P - polar; c - kontinental; m - maritim (Goldreich, 2012).

sodass die Eigenschaften des Oberflächenwassers die Zyklonogenese beeinflussen. Drittens nähern sich im Winter polarer und tropischer Jet im östlichen Mittelmeer einander an und begünstigen eine Zyklonogenese oder die Verstärkung von Zyklonen durch Antriebe in der Höhe. Meist geht mit dem Zyperntief in 200hPa der Jetstream einher. Das Zyperntief prägt häufig das Wetter in Israel.

2.2.1 Trog „Rotes Meer“

Dieser Trog ist vor allem im Frühling und Herbst wetterbestimmend und stellt die zweit wichtigste Quelle für Niederschlag in Israel dar. Meist zieht der Trog von Süden entlang der Achse des Roten Meeres über Israel hinweg und sorgt für eine südöstliche Höhenströmung in der Region des Toten Meers. Wenn oberhalb des Trogs die Luft absinkt, wird von einem inaktiven Trog gesprochen. Ist dieser allerdings mit einem weiteren Trog in der Höhe gekoppelt, wird er aktiv genannt. Entwickelt sich im Norden ein aktiver Trog und wird dieser durch die Erwärmung bodennaher Schichten am Tag verstärkt, kann dies zu starkem Niederschlag mit Fluten im Jordantal führen (Goldreich, 2012).

Am 29. Oktober 2004 war solch ein Trog im Nahen Osten wetterbestimmend und verursachte in der zentralen Negev Wüste extreme Niederschläge (Shentsis et al., 2012). Abbildung 2.7 zeigt für dieses Ereignis die geopotentielle Höhe auf drei Druckflächen. Dort ist der Trog auf der 500hPa Fläche und auch bodennah gut erkennbar.

Laut Osetinsky (2006) hat sich in Israel die Häufigkeit von Roten Meer Trögen, die keinen Niederschlag verursachen, seit 1948 verdoppelt. Statt 50 Tröge sind nun ungefähr 100 "trockene" Tröge im Jahr zu beobachten. Dies erklärt die Tendenz, dass im größten Teil des östlichen Mittelmeerraums Niederschläge abnehmen (Alpert et al., 2004).

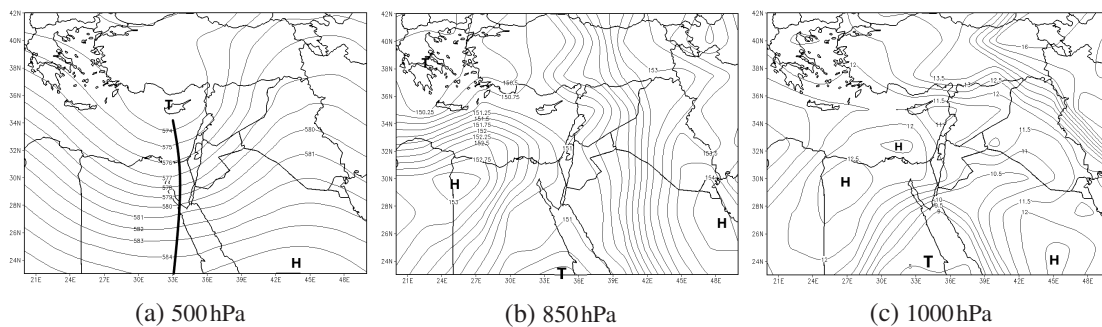


Abbildung 2.7: Dargestellt sind die geopotentiellen Höhen (Tagesmittel) für drei verschiedene Druckflächen am 29.10.2004 für eine synoptische Wetterlage, bei der der Trog des „Roten Meers“ im Nahen Osten wetterbestimmend ist (NCEP Analyse, NOAA (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/histdata/>, 11.02.2020)).

2.2.2 Persischer Trog

Von Juni bis September bildet sich der Persische Trog in den unteren Schichten bis in circa 850 hPa aus. Dieser verläuft vom Persischen Golf über den Irak bis zum nordöstlichen Mittelmeer und ist Teil des asiatischen Monsun. In der Höhe dominiert ein Hochdruckgebiet und lässt die höheren Luftschichten absinken. Alpert et al. (1997) argumentiert, dass im Sommer auch in der unteren Troposphäre das subtropische Hochdruckgebiet dominiert und nicht der Persische Trog. Zwischen dem Hochdruckgebiet in der Höhe und dem Persischen Trog bildet sich eine starke Inversion aus, die für die charakteristischen Wetterbedingungen im Nahen Osten im Sommer verantwortlich ist. Die Basis dieser Inversion legt die Höhe der Grenzschicht am Tag und somit die Obergrenze der Mischungsschicht fest. Manchmal befindet sich die Inversion auf ähnlicher Höhe wie die Berggipfel Israels (ca. 800 m ü. NN), wodurch Bergstationen dann höhere Temperaturen messen als Stationen im Tiefland. Mit dem schnellen Verschwinden des Troges im September, enden die typischen Sommerbedingungen in Israel (Bitan und Sa' Aroni, 1992).

Abbildung 2.8 zeigt das mittlere Geopotential für die Monate Juli und August im Jahr 2007. Der Persische Trog ist bis zur Druckfläche in 850 hPa zu erkennen. In der Höhe der 500 hPa Druckfläche dominiert bereits ein Hochdruckgebiet.

Der Persische Trog sorgt im Nahen Osten für sehr warmes und beständiges Wetter. Innerhalb der letzten Jahre wurde beobachtet, dass dieses System immer länger andauert (Shafir und Alpert, 2011).

Auch die Häufigkeit der Persischen Tröge hat sich im Mittelmeerraum innerhalb der letzten Jahre verändert. Der klassische Persische Trog wechselwirkt mit dem NAO-Index. Die Veränderung der letzten Jahre deutet auf eine Desertifikation der Region hin (Osetinsky, 2006).

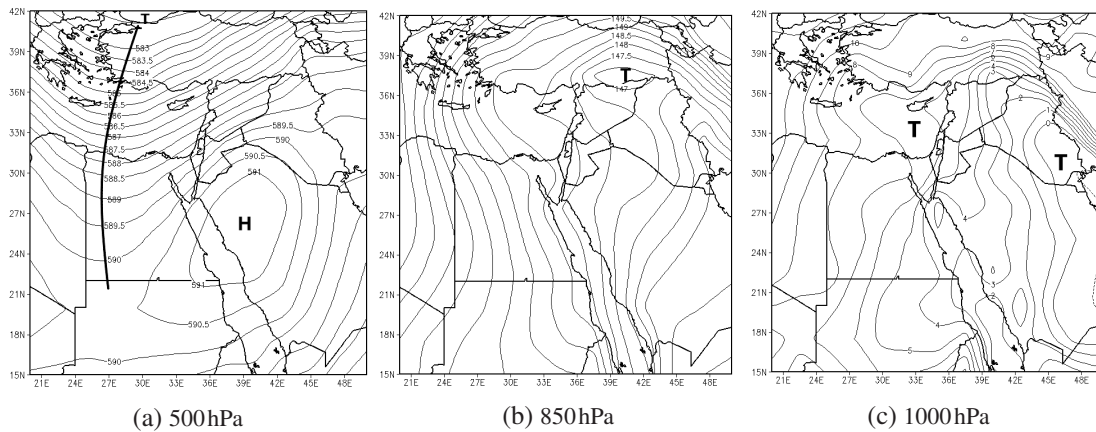


Abbildung 2.8: Dargestellt sind die über Juli und August 2017 gemittelten geopotentiellen Höhen für drei verschiedene Druckflächen. Zu dieser Zeit ist der Persische Trog im Nahen Osten wetterbestimmend (NCEP Analyse, NOAA (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/histdata/>, 11.02.2020)).

2.3 Spezifika meteorologischer Parameter in der Region

2.3.1 Strahlung, Verdunstung, Feuchte und Bewölkung

Da Israel in subtropischen Breiten liegt und die Bewölkung über das Jahr hinweg gering ist, hat das Land eine hohe positive Strahlungsbilanz. Die Strahlungsbilanz ist gegeben durch:

$$Q = (1 - r) \cdot K \downarrow + \varepsilon \cdot (L \downarrow - \sigma T^4) \quad (2.1)$$

Dabei ist r der Reflexionskoeffizient, ε die Emissivität der Oberfläche im Langwelligen, $L \downarrow$ die atmosphärische Gegenstrahlung, T die Temperatur der Erdoberfläche und $K \downarrow$ die Globalstrahlung. Diese berechnet sich zu:

$$K \downarrow = I \cdot \sin(h) + D \quad (2.2)$$

Hier ist I die direkte Sonnenstrahlung pro Zeit- und Flächeneinheit senkrecht zur Einstrahlrichtung, h der Sonnenhöhenwinkel und D die diffuse solare Strahlung. Die höchsten mittleren Strahlungswerte werden im östlichen Mittelmeerraum im Juni gemessen, die niedrigsten Werte im Dezember. Der Zeitpunkt der maximalen Einstrahlung am Tag bleibt über das Jahr hinweg sehr ähnlich. Im Sommer kommt die hohe positive Strahlungsbilanz dadurch zustande, dass die Sonne einen Winkel bis zu 83° über dem Horizont erreicht, die Sonnenscheindauer länger und der Wolkenbedeckungsgrad geringer ist. Die mittlere Sonnenscheindauer erreicht im Juni einen Maximalwert von 12,5 h und im Dezember einen Minimalwert von 6 h. Die Strahlungsmessungen variieren von Station zu Station stark. Im Allgemeinen nimmt die gemessene Einstrahlung mit dem Abstand zum Mittelmeer aufgrund geringerer Feuchte und nach Süden hin aufgrund geringerer Bewölkung und einem höheren Sonnenwinkel zu (Goldreich, 2012). Da die einfallende Strahlung im Tal des Toten Meeres 400 m zusätzliche Atmosphäre passieren muss und in der Salzwüste ein höherer Aerosolgehalt herrscht, wird diese sehr stark gestreut, wodurch die Globalstrahlung abgeschwächt wird (Stanhill, 1987). Die Stärke der Abschwächung hängt vom Inversen der Wellenlänge ab. Dadurch werden zum Beispiel die kürzeren UVB-Strahlen stärker abgeschwächt als die längeren UVA-Strahlen. Dies hat den großen Vorteil, dass die Haut nicht so sehr durch die Sonne geschädigt

wird. Außerdem liegt die effektive Wellenlänge zur therapeutischen Behandlung von Psoriasis bei etwa 311 nm, einem Bereich am längeren Ende der Wellenlänge der UVB-Skala, sodass sich die Region um das Tote Meer sehr gut für die Behandlung dieser Hautkrankheit eignet (Moses et al., 2006).

Der Niederschlag wird von der Verdunstung beeinflusst. Die Dalton-Verdunstungsformel liefert am Toten Meer verlässliche Verdunstungsmengen für Zeitskalen zwischen Stunden und einem Monat (Metzger, 2017):

$$E_v = (c \cdot v) \cdot (E_w - e_a) \quad (2.3)$$

Dabei ist c eine empirische Konstante, v ist die Windgeschwindigkeit, E_w der Sättigungsdampfdruck von Wasser und e_a der Dampfdruck der Atmosphäre. Die Konstante c kann mit Hilfe des logarithmischen Windprofils und Stabilitätsfunktionen ϕ ermittelt werden:

$$c = \frac{0,622 \cdot \rho}{p \cdot \rho_w \cdot \phi_m \cdot \phi_v} \cdot \frac{\kappa^2}{\left(\ln\left(\frac{z_m - z_d}{z_0}\right)\right)^2} \quad (2.4)$$

Hier ist ρ die Luftdichte, ρ_w die Dichte von Wasser, p der Luftdruck, $\kappa = 0,4$ die von Karman Konstante, z_m die Messhöhe, z_d die Verdrängungshöhe und z_0 die Rauigkeitslänge. Der Wert der Stabilitätsfunktionen ϕ wird über die Bulk-Richardson-Zahl bestimmt. Diese ist eine Funktion der Temperaturdifferenz in Messhöhe und der Oberfläche, sowie der Differenz der Windgeschwindigkeiten in diesen beiden Höhen. Die Verdunstung am Toten Meer wird also hauptsächlich durch Windgeschwindigkeit, Luftfeuchte, Temperatur und Strahlung bestimmt. Über Wasseroberflächen regulieren vor allem Windgeschwindigkeit und die Schichtung der Atmosphäre die Verdunstung, was zu einer hohen Variabilität führt (Goldreich, 2012).

Die räumliche Verteilung von absoluter Luftfeuchte wird überwiegend durch die Lage der Wasserquellen beeinflusst. Deshalb ist die Luft an der Küste zum Mittelmeer und um das Tote Meer herum feuchter als im Inland oder umgebenen Gebieten. Die erhöhte Luftfeuchte dämpft die nächtliche Auskühlung in wassernahen Gebieten während die Verdunstung tagsüber aufgrund der Energiebilanz die Erwärmung der Luft mindert. An der Mittelmeerküste ist die Feuchte um die Mittagszeit durch eine hohe Verdunstung und den Seewind am größten und in der Nacht am geringsten, wenn ein Teil der Feuchte kondensiert (Goldreich, 2012).

Am Toten Meer ist die Feuchte am Vormittag durch den lokalen Seewind des Toten Meers am höchsten. Am Mittag wird die Luft trockener. Am späten Nachmittag ist wieder ein Ansteigen der Feuchte zu messen, bevor mit der Ankunft des warmen, trockenen Seewinds des Mittelmeers die Feuchte ihre Tiefstwerte erreicht. Durch dieses Wechselspiel können zwei Minima im Tagesgang der Feuchte entstehen (Hecht und Gertman, 2003).

Im Winter treten Wolken im Nahen Osten vor allem beim Passieren von Tiefdruckgebieten auf. Im Sommer ist der Bedeckungsgrad im Mittel geringer. Dann bilden sich die Wolken gewöhnlich in der flachen Küstenebene. Dabei handelt es sich meist um niedrige Cumuluswolken, die keinen Niederschlag produzieren. In den Morgenstunden ist die Bewölkung an der Küste oft ma-

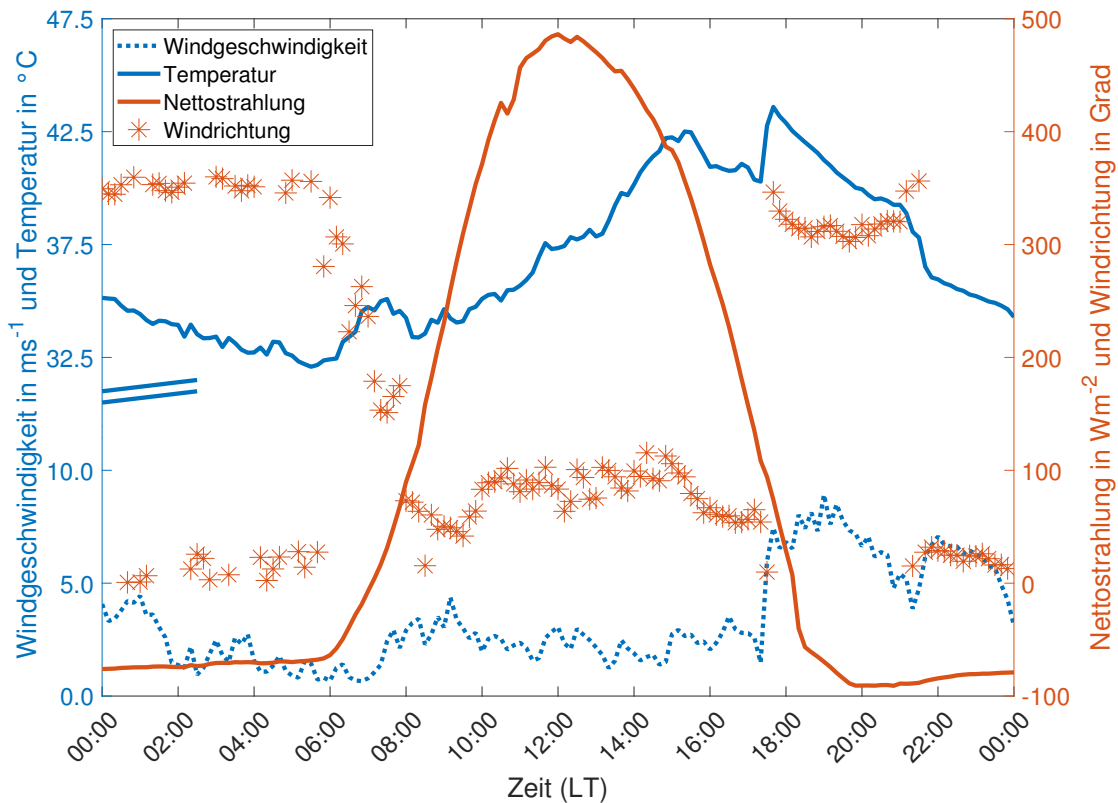


Abbildung 2.9: Tagesgang der Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Nettostrahlung und Lufttemperatur an der Station in Ein Gedi (Spa) für den 11.07.2015. Dargestellt sind 10 minütige Mittelwerte.

ximal und nimmt zum Mittag hin ab oder die Wolken lösen sich komplett auf. Dies kann mit einer kalten Landbrise zusammenhängen, die über dem warmen Mittelmeer Instabilität hervorruft (Goldreich, 2012). In ruhigen Nächten kann sich Strahlungsnebel in den Tälern bilden, der bis zu vier Stunden nach Sonnenaufgang anhalten kann. Allerdings ist Nebel im Jordantal selbst eher selten (Goldreich, 2012). In bergigen Gebieten können orographisch ausgelöste Wolken (Lenticularis) entstehen. Im Vergleich zum Tal ist es dort eher nachts bewölkt. Im Allgemeinen nimmt der Bedeckungsgrad nach Süden hin und mit der Entfernung zum Mittelmeer ab. Im südlichen Jordan Rift Valley ist es über das ganze Jahr hinweg nur selten bewölkt (Goldreich, 2012).

2.3.2 Temperatur

Die Region des Toten Meeres ist wärmer als die Mitteltemperatur des entsprechenden Breitengrads, was unter anderem daran liegt, dass ein Teil der Region unter dem Meeresspiegel liegt. Der kühlfste Monat im Gebiet des Toten Meeres ist der Januar mit einer Monatsmitteltemperatur von circa 16°C . Die wärmsten Monate sind der Juli und der August mit Monatsmittelwerten um die 34°C . An Stationen an der Küste des Toten Meeres steigt die Temperatur vormittags zunächst stark an. Mittags ist aufgrund des kühlenden Seewinds nur noch ein leichter Anstieg der Temperatur zu messen. Analog erreicht die Temperatur an den Mittelmeerküstenstationen ihre Minimalwerte bereits kurz nach Mitternacht aufgrund des dann einsetzenden warmen Landwinds. Im weiteren Verlauf der Nacht sinkt die Temperatur nur noch gering oder bleibt sogar gleich (Goldreich, 2012). Sedom ist mit einer Jahresmitteltemperatur von $25,4^{\circ}\text{C}$ die wärmste Messstation in Israel, obwohl die Maximaltemperaturen durch die Windzirkulation des Toten Meeres gedämpft werden. Die

Station ist dennoch die Wärmste wegen der hohen Minimaltemperaturen. Diese kommen unter anderem dadurch zustande, dass die große Schichtdicke der Atmosphäre über dem Toten Meer wegen dessen tiefer Lage ($\sim 400\text{m}$) die nächtliche herausgehende langwellige Strahlung reduziert (Goldreich, 2012). Durch das Wechselspiel der zwei Seewindsysteme unterscheidet sich der Tagesgang der Temperatur an den Stationen des nördlichen Beckens des Toten Meeres von anderen Orten in Israel. Abbildung 2.9 zeigt einen typischen Tagesgang von Temperatur, Nettostrahlung, Windrichtung und Windgeschwindigkeit der Station in Ein Gedi (Spa), welche direkt am nördlichen Becken des Toten Meers liegt (Abb. 3.4). Dort ist zu erkennen, dass das Temperaturmaximum am Nachmittag gegen 18 LT mit dem Eintreffen des frischen nordwestlichen Seewindes des Mittelmeers einhergeht. Zusätzlich entsteht ein zweites kleineres Temperaturmaximum um die Mittagszeit nach Sonnenhöchststand. Der kühlende lokale Seewind des Toten Meeres dämpft jedoch den Anstieg der Temperatur, bevor dieser durch den warmen Seewind des Mittelmeers abgelöst wird. Dadurch entsteht der bimodale Tagesgang der Temperatur. Auch die Minimaltemperatur kann im Norden zwei Minima haben. Das absolute Minimum ist vor der Dämmerung am Morgen gegen 6 LT und ein relatives Minimum entsteht einige Stunden später gegen 8 LT durch den kühlenden lokalen Seewind des Mittelmeers (Goldreich, 2012). Auch dieses Verhalten ist in Abbildung 2.9 zu erkennen.

An der Küste des flachen Südbeckens des Toten Meers unterscheidet sich der Verlauf der Temperatur von der Küste des nördlichen Beckens. In Sommernächten erwärmt das flache, vom Tag aufgeheizte Südbecken die nahe Umgebung und ist sogar am Morgen noch wärmer als das Umland. Dadurch sind nachts die gemessenen Lufttemperaturen an den südlichen Stationen um das Tote Meer herum höher als an nördlichen Messstellen. Am Tag gibt es so gut wie keinen Unterschied. Der zuvor beschriebene bimodale Verlauf der Temperatur ist im Süden des Toten Meers nicht zu finden, da der lokale Seewind des Toten Meers dort nicht so ausgeprägt wie im Norden ist. Somit ist die Temperaturspanne an Messstationen im Süden des Toten Meers geringer als im Norden, hauptsächlich durch die unterschiedlichen Tiefsttemperaturen in der Nacht (Ashbel und Brooks, 1939).

Im Allgemeinen sind die gemessenen Temperaturen um das Tote Meer herum durch die vorhandene Wassermasse etwas kühler als an vergleichbaren Stationen mit gleicher Höhenlage im Landesinneren (Hecht und Gertman, 2003).

2.3.3 Niederschlag

Israel wird zum Großteil durch Niederschlag mit Wasser versorgt. Die Zufuhr von Wasser durch die Flüsse hängt meist auch stark vom Niederschlag ab. Der Niederschlag in Israel wird hauptsächlich durch drei Mechanismen gebildet (Goldreich, 2012): Mehr als 90% des Niederschlags in Israel entsteht durch das Zyperntief. Dabei geht der Niederschlag fast immer mit der Passage der Kaltfront und der nachfolgend einfließenden Kaltluft einher, nicht mit der Warmfront. Der Niederschlag kann bis zu mehrere Tage nach der Passage der Kaltfront anhalten, da der meiste Niederschlag von weiteren Prozessen in der Kaltluft gebildet wird. Der Trog „Rotes Meer“ ist die zweitgrößte Quelle für Niederschlag in Israel und entwickelt sich meist im Frühling und Herbst.

In Israel verursacht er eine südöstliche Strömung und kann zu Fluten im Jordantal führen. Drittens kann der subtropische Jet zu sogenanntem Jet-bedingten Niederschlag führen. Dies tritt jedoch nur ungefähr einmal pro Jahr auf, wenn der Jet in der Höhe mit der Innertropischen Konvergenzzone in der Grenzschicht interagiert (Goldreich, 2012).

Die Niederschlagsmenge im Nahen Osten wird durch das warme Mittelmeer, die damit einhergehende Instabilität und die zur Verfügung stehende Feuchtigkeit bestimmt. Circa ein Drittel der zur Verfügung stehenden Feuchtigkeit wird durch Verdunstung von Mittelmeerwasser bereitgestellt, zwei Drittel der Feuchte werden von Regionen außerhalb des mediterranen Beckens advehiert (Goldreich, 2012).

Die Niederschlagsmenge im Mittelmeerraum variiert räumlich sehr stark. Der jährliche Niederschlag nimmt mit dem Abstand zur Mittelmeerküste und nach Süden hin deutlich ab. Während bei Haifa 600 mm bis 700 mm Regen pro Jahr fallen, sind es um das Tote Meer herum meist nicht einmal 100 mm. Wichtige Faktoren, die die Verteilung des Niederschlags bestimmen sind also (Goldreich, 2012):

- **Geographische Breite:** Niederschlagsmenge nimmt nach Süden hin ab;
- **Abstand zum Mittelmeer:** Niederschlagsmenge nimmt mit dem Abstand zum Meer zu;
- **Höhe:** Niederschlagsmenge nimmt mit der Geländehöhe zu;
- **Orographie:** Leeseiteneffekt und Einfluss der Orographie auf Windsysteme, die die Niederschlagsbildung und Verteilung beeinflussen. Vor allem die Windrichtung hat einen erheblichen Einfluss auf die räumliche Verteilung von Niederschlag;
- **Stadteffekt:** Niederschlagsmenge nimmt in Stadtgebieten zu.

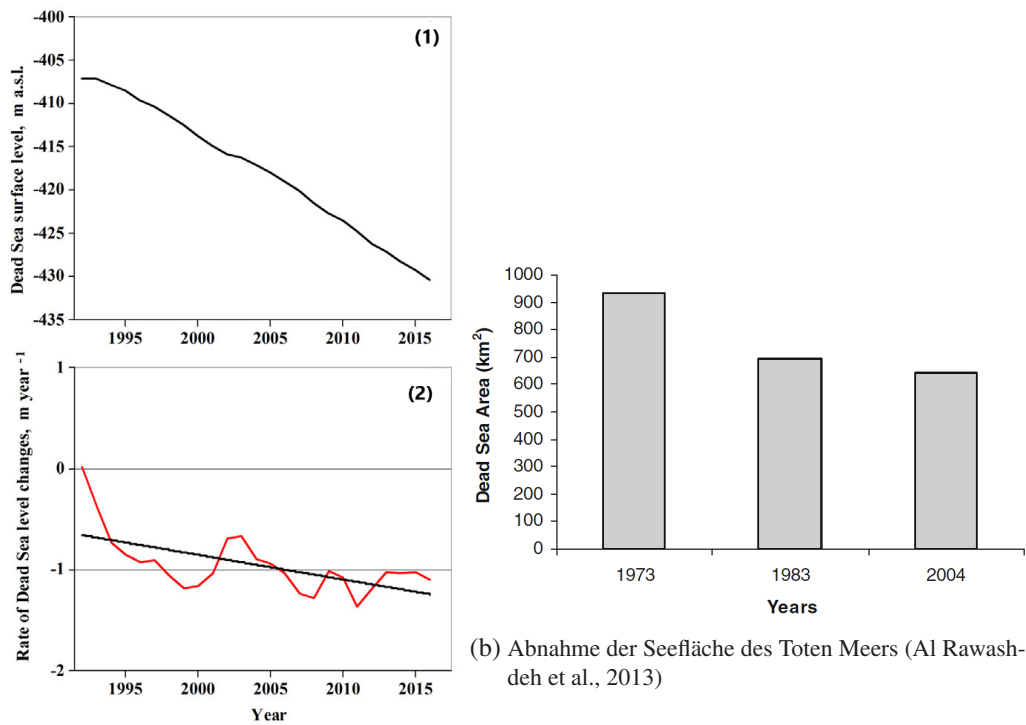
Für länger andauernde Niederschläge sind Höhenträge entscheidend. Die Orientierung der Trogachse bestimmt die Verteilung des Niederschlags mit. Zwei Drittel des Niederschlags im Nahen Osten fallen innerhalb von drei Monaten im Winter (Dezember bis Februar). Im Sommer ist die Atmosphäre sehr stabil geschichtet, sodass so gut wie kein Niederschlag fällt. Das Azorenhoch verursacht Absinken in der Höhe. Dies trocknet und erwärmt die Luft über einer kühleren, bodennahen Luftschicht (Goldreich, 2012). Im Sommer ist über der Wasserfläche des Toten Meeres die Schichtung der Grenzschicht tagsüber leicht stabil, da die Wasseroberflächentemperatur geringer als die Lufttemperatur ist und zusätzlich die Luft im Tal aufgrund von See- und Hangwinden absinkt.

2.4 Beobachtete regionale Klimaveränderungen

Seit dem 20. Jahrhundert nehmen der Seespiegel und die Wasserfläche des Toten Meers immer weiter ab (Al Rawashdeh et al., 2013). Innerhalb der letzten 25 Jahre beschleunigte sich die Abnahme (Abb. 2.10a) und das Tote Meer sinkt um circa einen Meter pro Jahr. Das Klima am Toten Meer ändert sich lokal aufgrund des Absinkens des Seespiegels aber auch großskalig, da sich Häufigkeit und Intensität verschiedener synoptischer Systeme verändern (Shafir und Alpert, 2011; Giorgi und Lionello, 2008). Durch die Abnahme der Wassermasse nimmt die Wasseroberflächentemperatur des Toten Meers zu. Dies verstärkt die Verdunstung, sodass dadurch die Wassermasse

noch stärker abnimmt (Kishcha et al., 2018). Das Tote Meer beeinflusst das Klima in der umliegenden Region, sodass die Abnahme der Wassermasse das regionale Klima verändern wird (Ashbel und Brooks, 1939). In Kapitel 2.1.1 wurde bereits der Einfluss der Wassermasse auf die lokalen Windsysteme beschrieben. Alpert et al. (1997) untersuchten die Veränderungen meteorologischer Parameter zwischen zwei Zeiträumen (1966–1981 und 1982–1990) an verschiedenen Messstationen rund um das Tote Meer. Anschließend wurden Hypothesen zur Ursache der Veränderungen mit drei Simulationen eines dreidimensionalen Modells (NCAR/PSU mesoscale model, version MM4, Anthes et al. (1987)) überprüft. Es konnte eine Abschwächung und Verzögerung des lokalen Seewinds vom Toten Meer und somit eine Verstärkung des Seewindes vom Mittelmeer festgestellt werden. Der lokale Seewind mäßigt das Klima am Toten Meer, indem er das Eindringen des warmen, trockenen Seewindes vom Mittelmeer hinauszögert und dadurch vor allem im nördlicheren Teil des Toten Meeres umliegende Gebiete kühlt. Durch das Abschwächen des lokalen Seewinds kann der mediterrane Seewind früher und weiter ins Tal des Toten Meeres eindringen, wodurch mit den Jahren am Abend ein Anstieg der Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit auf der Westseite des Toten Meeres gemessen wurde. Besonders ausgeprägt sind diese Veränderungen im Frühling und am Anfang des Sommers, da dort der Temperaturunterschied von Landmasse und dem Toten Meer maximal ist. In diesen Monaten wird ein noch wärmeres und trockeneres Klima für die Zukunft erwartet. Die relative Feuchte erhöhte sich an einigen Orten, an anderen war sie niedriger (Alpert et al., 1997; Shafir und Alpert, 2011). Schon in einer Zeitspanne von zehn Jahren (1992-2002) können Veränderungen atmosphärischer Parameter am Toten Meer durch das Absinken des Seespiegels beobachtet werden. Hecht und Gertman (2003) stellten fest, dass der Atmosphärendruck anstieg und die solare Einstrahlung unter anderem wegen einer höheren Aerosolanzahlkonzentration abnahm. Ein Teil der Aerosole stammen von der größer werdenden Salzoberfläche, ebenfalls wurde im Jordantal auch eine Zunahme von anthropogen erzeugten Aerosolen gemessen (Cohen und Stanhill, 1996). Im Gegensatz zu Alpert et al. (1997); Shafir und Alpert (2011) konnten bei der Lufttemperatur und der relativen Feuchte keine wesentlichen Veränderungen in der Region des Toten Meeres festgestellt werden.

Hinzu kommt, dass der Mittelmeerraum als besonders sensitiv in Bezug auf die globale Erwärmung gilt (Sánchez et al., 2004; Giorgi und Lionello, 2008). Regionale Klimasimulationen haben gezeigt, dass im östlichen Mittelmeerraum die Temperaturen besonders im Sommer ansteigen werden, die Anzahl an Hitzewellen zunehmen und Niederschlagsmengen abnehmen (Lange, 2019; Giorgi und Lionello, 2008). Der Rückgang des Niederschlags kommt durch eine erhöhte antizyklonale Zirkulation zustande, die zunehmend stabile Bedingungen schafft und mit einer Verschiebung des atlantischen storm tracks nach Norden verbunden ist (Giorgi und Lionello, 2008).



(a) (1) Jahresmittel der Höhe des Seespiegels des Toten Meers, basierend auf verfügbaren Messungen von 1992 - 2016; (2) Die Änderungsrate des Seespiegels von Toten Meer von Jahr zu Jahr. Die gerade schwarze Linie zeigt eine lineare Regression. Abbildung adaptiert aus Kishcha et al. (2018)

(b) Abnahme der Seefläche des Toten Meers (Al Rawashdeh et al., 2013)

Abbildung 2.10: Rückgang des Seespiegels und der Oberflächengröße des Toten Meers

3 Daten und Methoden

3.1 Klimasimulation

In dieser Arbeit wurde Ergebnisse einer Klimasimulation des COSMO-CLM (COntortium for Small Scale Modelling - in CLimate Mode) Modells (Rockel et al., 2008) für die Jahre 2006 bis 2018 verwendet (Helgert und Caldas-Alvarez, 2020). Dabei handelt es sich um ein nicht hydrostatisches Klimamodell, welches sowohl für die numerische Wettervorhersage als auch für die regionale Klimamodellierung verwendet wird. Die Klimaversion des Modells basiert auf dem Local Model (LM) des Deutschen Wetterdienstes und wurde von der CLM Modelling Community entwickelt. Die Grundlage des Modells bilden die fluiddynamischen Gleichungen für eine kompressible Strömung. Die Vertikalkoordinate ist geländefolgend und die Atmosphäre ist vom Boden bis zu einer Höhe von 22km in 50 vertikale Schichten unterteilt. Prozesse, die sich auf kleineren Skalen als der Modellauflösung abspielen, werden parametrisiert. Die Bodenprozesse am unteren Modellrand von COSMO werden durch das gekoppelte Bodenmodell TERRA-ML parametrisiert. Hochman et al. (2018) haben bereits gezeigt, dass das COSMO-CLM Modell in der Lage ist Temperatur und Niederschlag im östlichen Mittelmeerraum realistisch wiederzugeben.

Das COSMO-CLM Modell wurde mit ERA-5¹ (Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate) Reanalysedaten in einer hohen zeitlichen Auflösung von einer Stunde auf einem 31 km Gitter mit 137 Schichten von der Erdoberfläche bis zu einer Höhe von 80km angetrieben (Hersbach et al., 2020). Eine hohe zeitliche Auflösung der Randbedingung kann zu besseren Simulationsergebnissen führen (Mathias et al., 2019). Im ERA-5 Datensatz werden historische Beobachtungen mit modernsten Modellierungs- und Datenassimilationssystemen zu globalen Schätzungen kombiniert². Außerdem erzielen bodennahe Windfelder der ERA-5 Reanalyse, im Vergleich zu anderen gängigen Reanalysen wie zB. der japanischen Reanalyse (JRA55) oder der Reanalyse 1 (R1) des NCEP³/NCAR⁴, die höchste Übereinstimmung mit weltweiten in situ Beobachtungen (Ramon et al., 2019).

Die COSMO-CLM Simulation wurde mit einer Gitterweite von $\Delta x = 7,0\text{km}$ (COSMO-CLM-7,0) durchgeführt. Zusätzlich wurde ein kleineres, höher aufgelöstes Gebiet mit einer Gitterweite von $\Delta x = 2,8\text{km}$ (COSMO-CLM-2,8) durch ein dynamisches Herunterskalieren ("*Down scaling*") mit den Antriebsdaten der COSMO-CLM-7,0 Simulation erstellt (Abb. 3.1, Tab. 3.1). Dabei wurden kleinskalige Details dem großskaligen Fluss hinzu gefügt, welcher als zeitabhängige Randbedingung von der COSMO-CLM 7,0km Simulation geliefert wurde (Laprise et al., 2008). Angewandt wurde ein "*one-way nesting*". Die dadurch gewonnene höhere räumliche Auf-

¹ Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), 08.07.2020, <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>

² ECMWF, 28.08.2020, <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>

³ National Center for Environmental Prediction

⁴ National Center for Atmospheric Research

Tabelle 3.1: Geographische Länge und Breite der Eckpunkte der beiden Simulationsgebiete mit den räumlichen Auflösungen von 2,8km und 7,0km

Ecke #	Lat _{2,8} (°)	Lon _{2,8} (°)	Lat ₇ (°)	Lon ₇ (°)
1	28,92	33,43	22,51	23,69
2	28,92	39,73	22,51	47,47
3	34,08	39,73	37,94	47,47
4	34,08	33,43	37,94	23,69

Lat: Geographische Breite, Lon: Geographische Länge

Eckpunkt 1 startet in der unteren linken Ecke des Simulationsgebiets. Anschließend sind die Ecken gegen den Uhrzeigersinn durchnummeriert.

lösung hat den Vorteil, dass einige Prozesse wie zum Beispiel Konvektion direkt aufgelöst werden können und nicht mehr parametrisiert werden müssen (Wang et al., 2004). Wichtige Einflussgrößen wie Terrain, Orographie, Küstenlinien und Land- See Verteilung werden genauer dargestellt. Durch diese bessere Auflösung der Oberfläche werden in Regionen mit komplexen Orographien kleinskalige, oberflächennahe Temperaturgradienten und weitere Prozesse, die durch die Oberfläche angetrieben werden, besser aufgelöst. Diese Prozesse haben wichtige Auswirkungen auf das lokale Klima und können sogar synoptische und planetare Einflüsse haben (Di Luca et al., 2015). Abbildung 3.2 zeigt zwei Querschnitte von West nach Ost zwischen dem Mittelmeer und dem Jordanischen Bergland. Dort ist zu erkennen, dass in Abhängigkeit von der Modellgitterweite unterschiedliche Differenzen zwischen den Modellorographien und der realen Orographie bestehen. Die COSMO-CLM-2,8 Simulation stellt die Orographie sehr realitätsnah dar. Auch in der COSMO-CLM-7,0 Simulation wird die Orographie gut wiedergegeben. Im Bereich des Jüdischen Berglands gibt es fast keine Abweichungen zur realen Orographie. Das Tal des Toten Meers wird etwas zu schmal simuliert und beim Jordanischen Bergland je nach geographischer Breite nicht jeder Berg erfasst. Es besteht ein deutlicher Unterschied zwischen der Geländedarstellung des COSMO-CLM Modells und der ERA-5 Reanalyse. In der Orographie der ERA-5 Reanalyse werden weder das Jüdische Bergland noch das Tal des Toten Meeres wiedergeben. Erst im Bereich des Jordanischen Berglands nimmt die Geländehöhe im ERA-5 Datensatz zu. Die Topographien des Untersuchungsgebiets sind in Abbildung 3.3 abgebildet. Dort ist zusätzlich zu den Querschnitten zu erkennen, dass das Tote Meer gar nicht von der ERA-5 Simulation erkannt wird. Auch die Mittelmeerküste ist nicht mehr in der Abbildung zu finden, da sie zu weit nach Nordwesten verschoben ist. Die COSMO-CLM-7,0 Simulation stellt beide Wassermassen gut dar. Nur direkt an den Küsten ist die Darstellung nicht ganz exakt, was eine Ursache für Simulationsungenauigkeiten im unmittelbaren Küstenbereich sein könnte. Die Küstenbereiche sind in der COSMO-CLM-2,8 Simulation sehr gut wiedergegeben.

Für die folgende Auswertung wurden wegen des “*Model Spin Ups*“ erst Modelldaten ab dem Jahr 2007 ausgewertet. Die in dieser Arbeit verwendeten Modellvariablen haben eine stündliche Auflösung. In der Vertikalen liegen die Variablen für folgende Modelllevel vor: 500hPa, 600hPa, 700hPa, 800hPa, 850hPa, 900hPa, 950hPa, 1000hPa, 1050hPa.

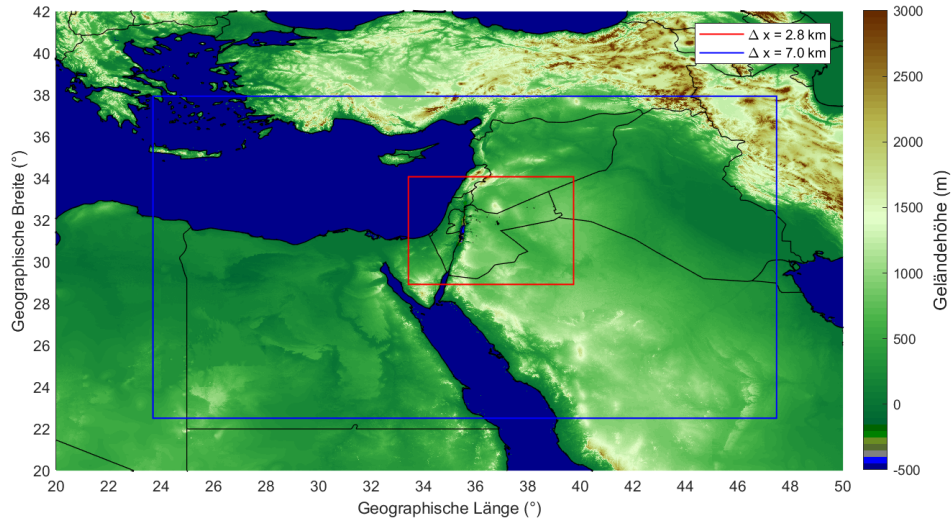
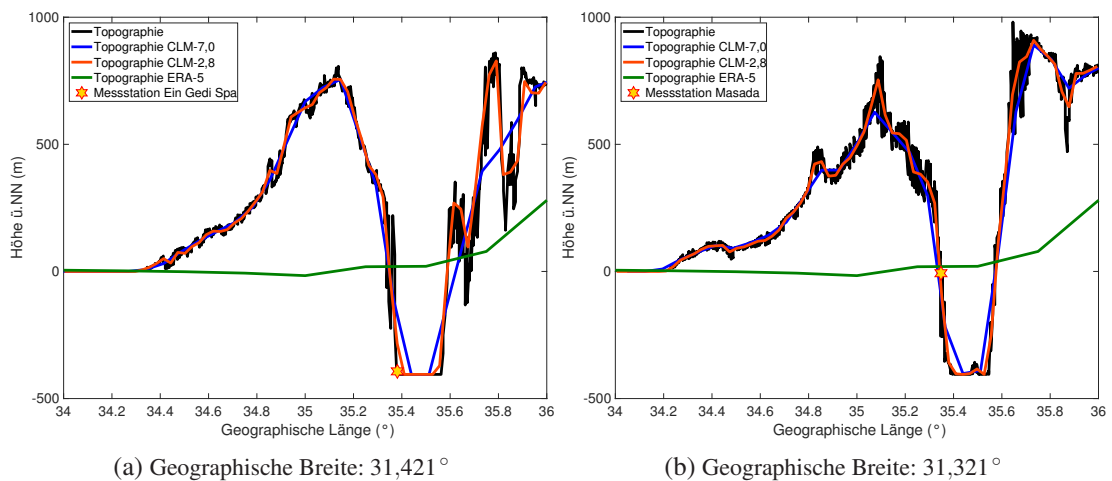


Abbildung 3.1: Karte mit den Simulationsgebieten des COSMO-CLM Modells für die Gitterweiten $\Delta x = 2,8\text{km}$ und $\Delta x = 7,0\text{km}$



(a) Geographische Breite: 31,421°

(b) Geographische Breite: 31,321°

Abbildung 3.2: Querschnitte von West nach Ost durch das Jordantal in der Höhe der Stationen Ein Gedi (a) und Masada (b).

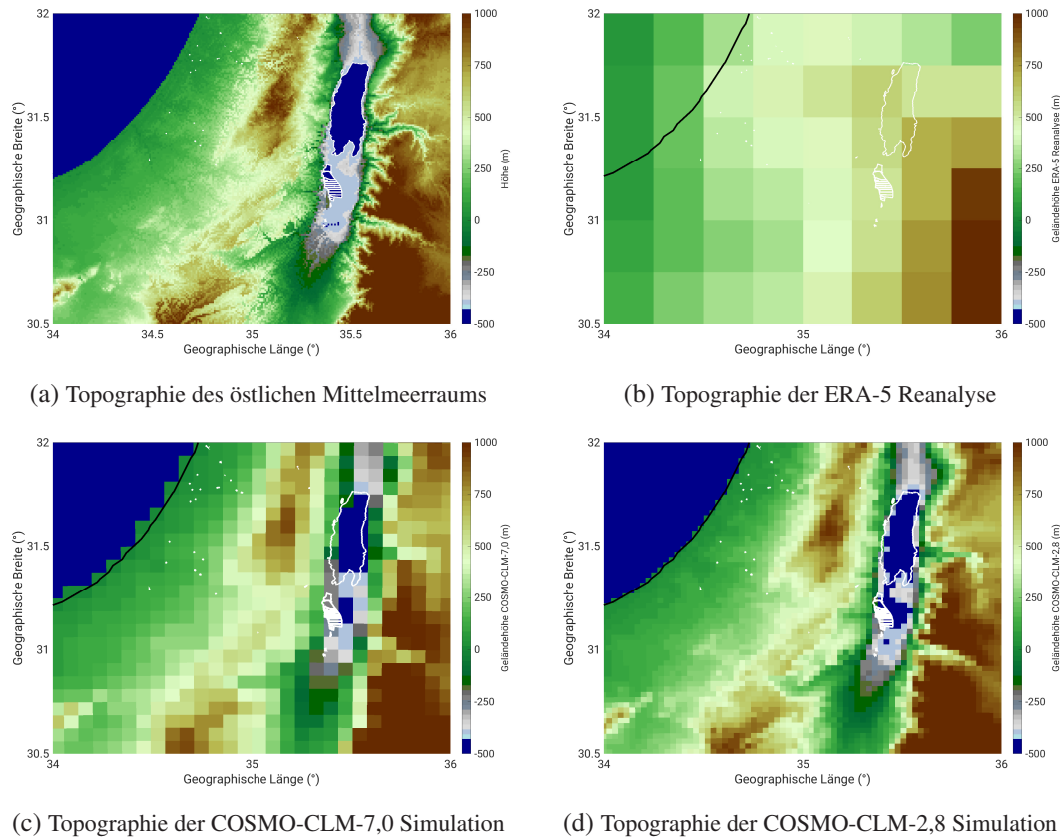


Abbildung 3.3: Vergleich der verschiedenen Modelltopographien

3.2 Beobachtungsdaten

Zur Abschätzung der Realitätsnähe der Klimasimulation wurden Messdaten von 13 meteorologischen Messstationen ausgewertet. Ein Teil der Messstationen wurden vom Karlsruher Institut für Technologie (KIT) im Rahmen des DESERVE (DEad SEa Research VEnue) Projekts⁵ betrieben, die anderen Messstationen gehören zum Messnetz des Israelischen Wetterdienstes IMS. Das DESERVE Projekt ist ein interdisziplinäres Forschungsprojekt des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT) in Kooperation mit anderen Institutionen. Unter anderem wurden durch ein Dauermessnetz in Kombination mit Intensivmesskampagnen die extremen Bedingungen des Toten Meers und seiner Umgebung beobachtet (Kottmeier et al., 2016). Wichtige Informationen der Messstationen sind in Tabelle 3.2 zusammengefasst und Abbildung 3.4 zeigt die geographische Lage der Stationen. Bei der Deutung der Ergebnisse ist später zu beachten, dass die Messstationen auf sehr unterschiedlichen Höhen liegen. Für die Auswertung werden Messdaten zwischen 2007 und 2018 verwendet. Dabei wurden nur die Sommermonate Juli und August ausgewertet, da zu dieser Zeit die thermischen Windsysteme am stärksten ausgeprägt sind (Naor et al., 2017). Allerdings sind für die einzelnen Stationen nur Messungen für kürzere Zeiträume innerhalb dieses Gesamtzeitraums verfügbar. Für die meisten folgenden graphischen Darstellungen wurden Messungen der Station in 10 minütiger Auflösung verwendet. Diese wurden stündlich gemittelt, wenn es sich um einen Vergleich mit Simulationsergebnissen handelt.

Die Qualität der Beobachtungsdaten wurde mit Hilfe des 99. Perzentils überprüft und fehlerhafte

⁵ https://www.imk-tro.kit.edu/4520_5535.php

Beobachtungen wurden entfernt. Es gab hin und wieder Messausfälle einzelner Geräte oder auch einer ganzen Station. Von den Messstationen des KIT wurden hauptsächlich Messungen der Stationen in Masada und Ein Gedi (Spa) ausgewertet, da diese Stationen am längsten operationell waren. Der Israelische Wetterdienst hat ein Notensystem für die Repräsentativität der Windmessungen eingeführt, welches ebenfalls in Tabelle 3.2 aufgeführt ist.

Im Folgenden wird der Fokus auf der Auswertung des bodennahen Windfelds liegen. Zunächst werden mittlere Tagesgänge der beobachteten Windrichtung und Windgeschwindigkeit, sowie Windrosen in Bezug auf die regionalen und lokalen Windsysteme untersucht. Bei einem Vergleich von Beobachtungsdaten muss beachtet werden, dass die Messstationen zum Teil auf sehr unterschiedlichen Höhen liegen und die Windmessungen ebenfalls auf verschiedenen Höhen über dem Boden durchgeführt werden (Tab. 3.2). Anschließend wurden ein 12-jähriges Mittel und Einzelereignisse der regionalen Klimasimulationen COSMO-CLM und ERA-5 Reanalysedaten mit Beobachtungsdaten verglichen. Um einen ersten Eindruck zu bekommen, wie gut die Modelle die bodennahen Windsysteme erfassen, wurden Karten mit bodennahen Windfeldern betrachtet. Außerdem wurden gängige statistische Kennzahlen berechnet, die unter anderem in Taylor- und Streudiagrammen graphisch dargestellt werden. Taylordiagramme finden viel Verwendung in der Meteorologie, da sie mehrere Qualitätskriterien (Standardabweichung, centered root mean square deviation (CRMSD) und Pearson-Korrelationskoeffizient (R)), die eine Modellperformance bewerten, in einem Diagramm zusammenfassen. Je geringer der Abstand eines Vergleichspunktes des Modells zu dem auf der x-Achse liegenden Punkt der Beobachtung im Diagramm ist, desto besser ist die Modellperformance in Bezug auf die drei dargestellten Qualitätskriterien (Taylor, 2001). Als erste Schätzung wurde für den näheren Vergleich von Simulationsergebnissen mit Beobachtungsdaten der nächstgelegene Gitterpunkt zur jeweiligen Messstation gewählt. Bei dem klimatologischen Vergleich wurde aufgrund beschränkter Verfügbarkeit von Beobachtungen über unterschiedlich lange Zeiträume gemittelt, dies wird jedoch immer bei der jeweiligen Abbildung erwähnt.

Tabelle 3.2: Betreiber, Höhe und Datenverfügbarkeit der meteorologischen Messstationen

Stationsname	Betreiber	Höhe (m ü.NN)	Datenverfügbarkeit Juli-August	Höhe der Windmessung (m)	Bewertung*	Breite (°)	Länge (°)
En Bokek	KIT	-389	2016 - 2018	6	-	31,1947	35,3988
Masada	KIT	-7	2007 - 2018	9	-	31,3184	35,3478
Ein Gedi Spa	KIT	-393	2014 - 2018	6	-	31,4166	35,3815
Panoramic Complex	KIT	+124	2014 - 2017	-	-	31,6303	35,5862
Al-Auja	KIT	-228	-	-	31,9509	35,4640	
Aschdod	IMS**	+5	2007 - 2012	10	1	31,8342	34,6377
Ashkelon	IMS**	+5	2007 - 2016	10	1	31,6394	34,5215
Dorot	IMS**	+115	2007 - 2018	10	3	31,5036	34,6480
Beer Sheva	IMS**	+279	2007 - 2018	19	4	31,2515	34,7995
Shani	IMS**	+700	2007 - 2018	19	3	31,3568	35,0662
Rosh Zurim	IMS**	+950	2007 - 2018	6	1	31,6644	35,1233
Arad	IMS**	+564	2007 - 2018	10	1	31,2500	35,1855
Metzoke Dragot	IMS**	+20	2007 - 2018	10	1	31,5881	35,3916

- **IMS: Israel Meteorological Service (<https://ims.gov.il/en/home>, 15.05.2020)

- *Bewertung der Repräsentativität der Windmessung an einer Station: Es wird eine Note für die Repräsentativität der Messungen in Bezug auf die Umgebung vergeben. Eine Note von 1 symbolisiert eine hohe Repräsentativität für die Umgebung. Eine 5 steht für eine begrenzte Repräsentativität aufgrund von Störungen in der Umgebung. Die Einstufung erfolgt nach den Regeln und Definitionen der CIMO (Commission for Instruments and Methods of Observation in the World Meteorological Organization) (<https://ims.gov.il/en/home>, 15.05.2020).

- Ein Gedi Spa hat einen längeren Messausfall im Juli/ August 2016

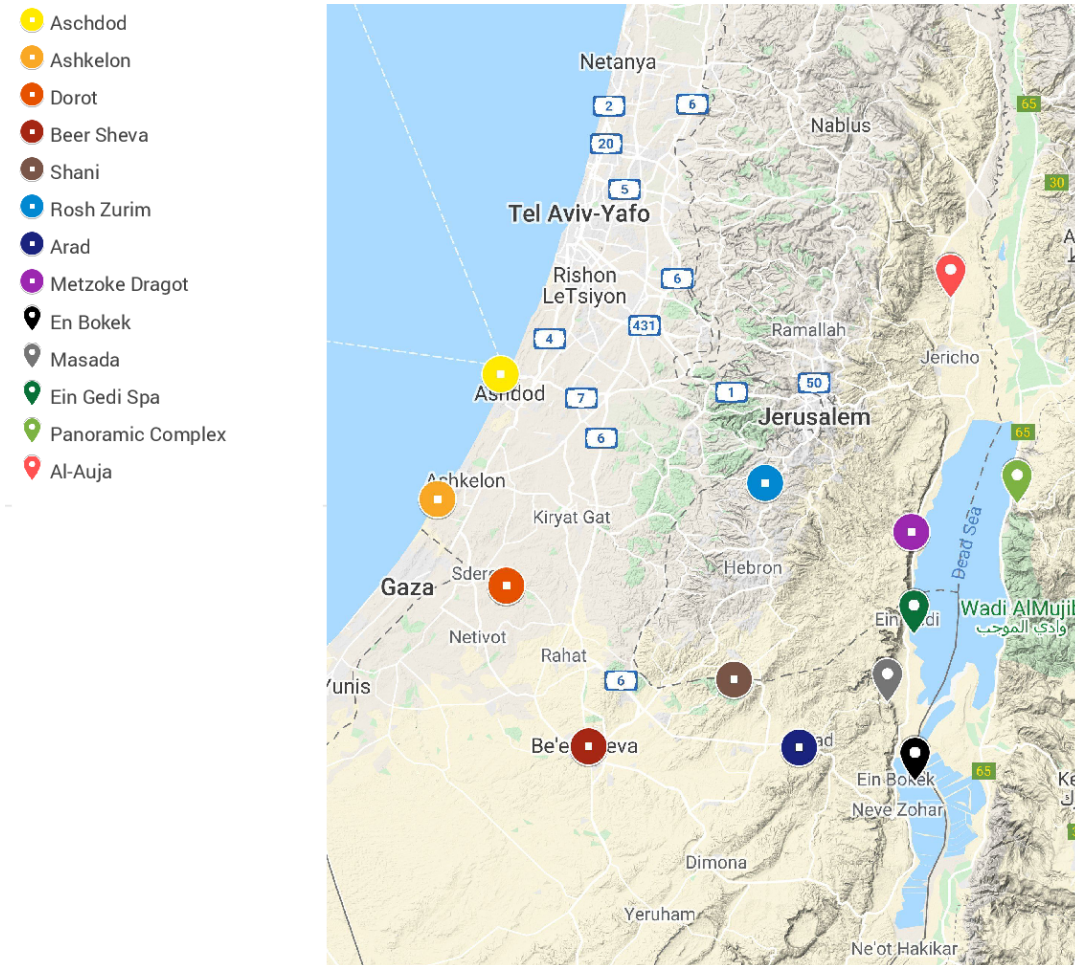


Abbildung 3.4: Geographische Lage der meteorologischen Messstationen (<https://www.google.de/maps>, 14.05.2020)

4 Ergebnisse

In Abschnitt 2.1 wurden die lokalen Windsysteme im östlichen Mittelmeerraum eingeführt. In diesem Kapitel wird zunächst untersucht, ob die meteorologischen Messstationen (Abb. 3.4) die beschriebenen Windsysteme in einem mehrjährigen Mittel wiedergeben. Anschließend werden Simulationsergebnisse des COSMO-CLM Modells und ERA-5 Daten hinzugezogen um zu überprüfen, inwiefern das Modell in der Lage ist sowohl das Mittel als auch Einzelereignisse des bodennahen Windfeldes realitätsnah darzustellen. Außerdem wird untersucht, ob höhere räumliche Modellauflösungen des COSMO-CLM Modells einen Mehrwert in der Abbildung des realen bodennahen Windfeldes bringen. Abschließend werden Herausforderungen der Modellverifikation diskutiert.

4.1 Statistische Merkmale der Windsysteme in Beobachtungsdaten

Abbildung 4.1 zeigt mittlere Tagesgänge der Windgeschwindigkeit und Windrichtung im Juli und August für vier Messstationen über den gesamten zur Verfügung stehenden Messzeitraum (Tab. 3.2). An der Mittelmeerküste in Ashkelon (Abb. 4.1a, 4.1b) beginnt gegen 9 Uhr der mediterrane Seewind aus westlichen bis nordwestlichen Richtungen zu wehen. Dieser erreicht seine maximale Windgeschwindigkeit von bis zu 9 m s^{-1} gegen 15 Uhr. Im Laufe des Tages dreht der Wind in Richtung Norden. Diese Winddrehung wird unter anderem durch die tagsüber herrschende extreme Hitze der Wüstengebiete Sinai und Negev im Süden angetrieben. In der Nacht entsteht ein schwacher Landwind aus östlicher Richtung. Umgekehrt kühlen dann die Wüsten stark aus, so dass der schwache Landwind zusätzlich eine Südkomponente erhält.

In Shani (Abb. 4.1c, 4.1d) beginnt der mediterrane Seewind fast zur gleichen Zeit wie in Ashkelon, ebenfalls aus westlicher bis nordwestlicher Richtung. Die nördliche Komponente des mediterranen Seewinds entsteht, da die Küste des Mittelmeers im Bereich Israel - Gaza von Südwesten nach Nordosten verläuft (Abb. 2.1). In Shani sind zu dieser Tageszeit die Windgeschwindigkeiten mit bis zu 11 m s^{-1} stärker als direkt an der Mittelmeerküste, da sich der Hangaufwind an der Westseite des Judäischen Berglands dem mediterranen Seewind verstärkend überlagert. Zum Abend hin nehmen die Windgeschwindigkeiten schnell auf maximal 5 m s^{-1} ab und der Wind dreht auf West bis Nordwest. Dies könnte daran liegen, dass Shani auf 700 m Höhe liegt und damit im Einflussgebiet der Westströmung in der Höhe, welche durch topographische Effekte nach Nordwesten abgelenkt wird.

Die Messtation Masada liegt am Osthang des Judäischen Berglands, ungefähr auf Meereshöhe (Tab. 3.2). Dort weht vormittags ab circa 7 Uhr der lokale Seewind des Toten Meeres mit bis zu 5 m s^{-1} aus östlicher Richtung, welcher durch Hangaufwinde auf der Ostseite des Judäischen

Berglands verstärkt wird (Abb. 4.1e, 4.1f). Gegen 16 Uhr dreht der Wind mit dem Eintreffen des mediterranen Seewindes auf West bis Nordwest. Die Windgeschwindigkeit kann bis zu 12 m s^{-1} erreichen. Allerdings dringt der mediterrane Seewind nicht an allen Tagen bis nach Masada vor, sodass bisweilen nur sehr schwache Winde aus nördlichen Richtungen gemessen werden. Am späten Abend nehmen die Windgeschwindigkeiten schnell ab, da sich dann Temperaturgradienten abschwächen und die Atmosphäre an Stabilität gewinnt. Dort weht der Wind, meist aus nördlichen Richtungen längs aus dem Jordantal heraus, zu den vorgelagerten Flächen im Süden des Toten Meers (Negev). In der Nacht kommt die Westkomponente des Windes durch die Hangabwinde des Judäischen Gebirges zustande.

Auch Ein Gedi zeigt einen sehr ähnlichen Tagesgang der Windgeschwindigkeit und Windrichtung. Zwischen 6 und 17 Uhr weht der lokale Seewind des Toten Meers, verstärkt von Hangaufwinden. Gegen 17 Uhr werden diese von dem starken mediterranen Seewind aus Nordwesten abgelöst. Dieser kann hier sogar höhere Windgeschwindigkeiten als in Masada erreichen, da der Wind 400m weiter ins Tal hinab fällt. In der Nacht wechseln westliche Hangabwinde mit Nordwinden längs des Tals.

Tabelle 4.1 beinhaltet statistische Kennzahlen der Windgeschwindigkeit für die verschiedenen Messstationen (Abb. 3.4) über deren gesamten verfügbaren Messzeitraum (Tab 3.2). Im Folgenden wird bei der Diskussion ein Schwerpunkt auf die fett dargestellten Stationen gelegt. Direkt an der Mittelmeerküste sind mit einer mittleren Windgeschwindigkeit von fast 4 m s^{-1} relativ hohe Windgeschwindigkeiten zu messen. Diese werden vor allem durch den mediterranen Seewind hervorgerufen. Weiter im Landesinneren nehmen die Windgeschwindigkeiten zunächst ab (Dorot, Beer Sheva). Im Mittel weht der Wind an den Bergstationen am Westhang des Judäischen Berglands am stärksten (Arad, Metzoke Dragot), da sich dort der mediterrane Seewind mit Hangaufwinden positiv überlagert. Masada liegt am Osthang des Judäischen Berglandes. Dort wirken Hangaufwinde dem mediterranen Seewind entgegen, sodass die Winde im Mittel deutlich schwächer wehen als am Westhang des Judäischen Berglands. Die Stationen En Bokek und Ein Gedi liegen direkt am Toten Meer. Im Tal des Toten Meers interagieren Winde längs des Nord-Süd orientierten Jordantals, Hangwinde und der mediterrane und lokale Seewind. Dadurch nehmen die Windgeschwindigkeiten dort meist wieder zu.

Sowohl die mittleren Tagesgänge (Abb. 4.1) als auch die statistischen Kennzahlen (Tab. 4.1) zeigen, dass die in Kapitel 2.1 beschriebenen thermischen Windsysteme durch die Messstationen in einem statistisch repräsentativen Mittel sehr gut wiedergegeben werden.

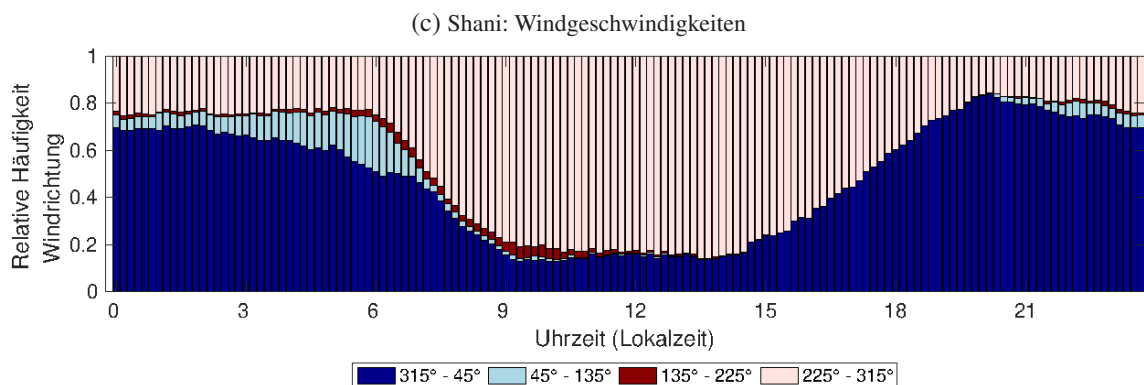
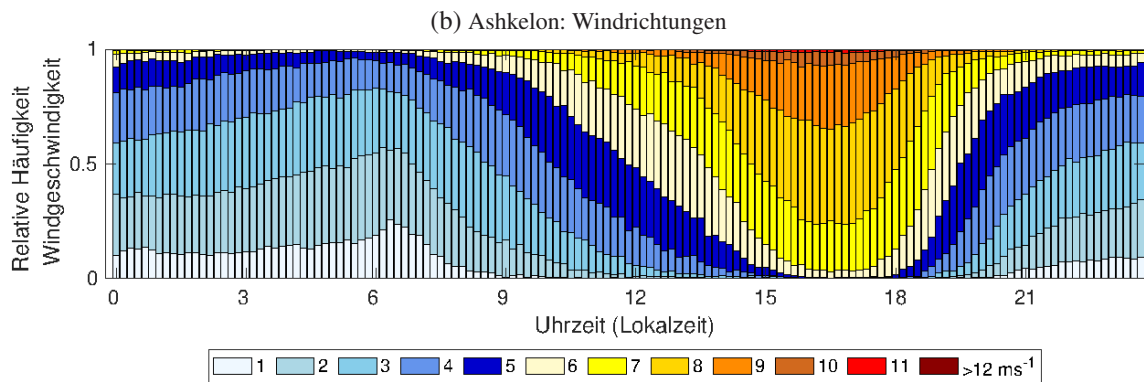
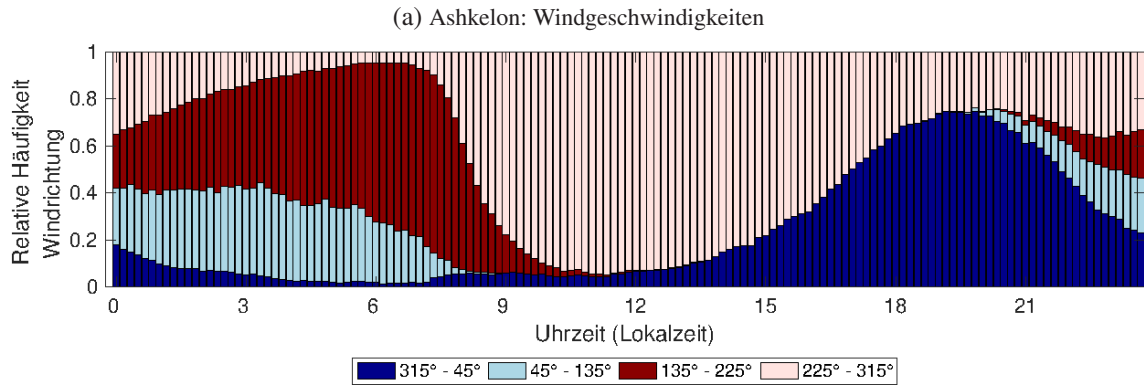
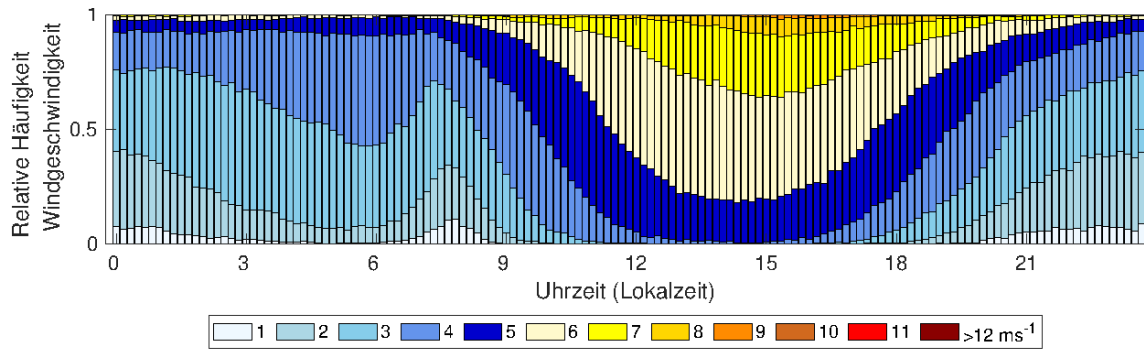
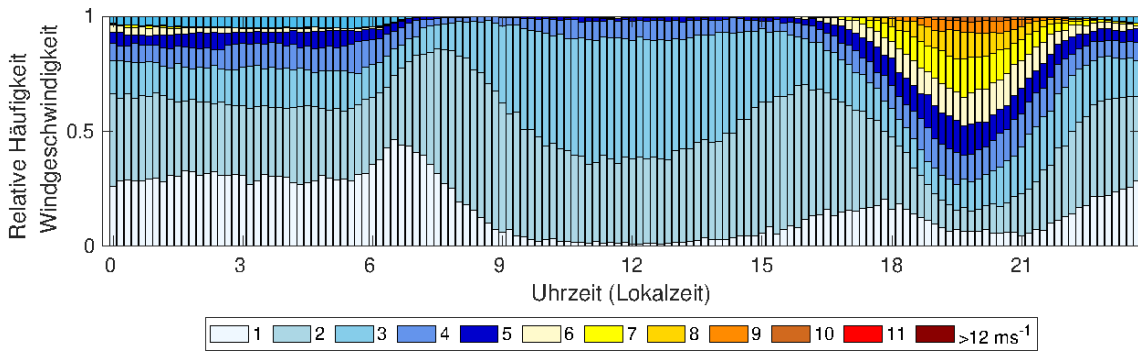
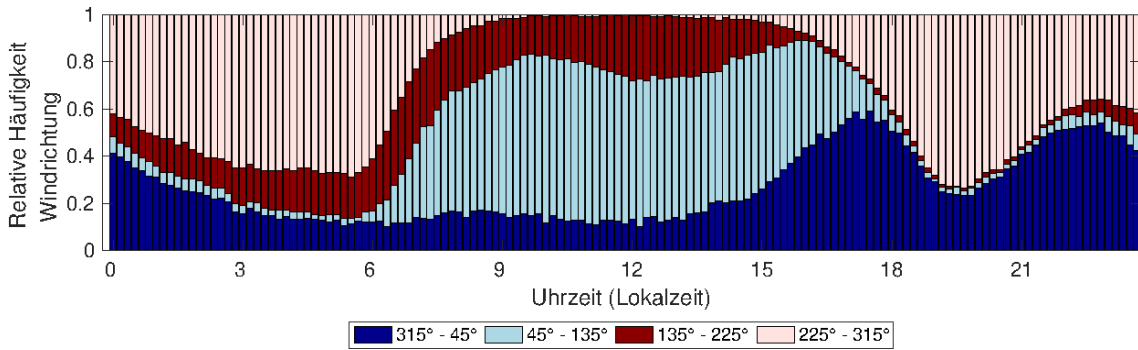


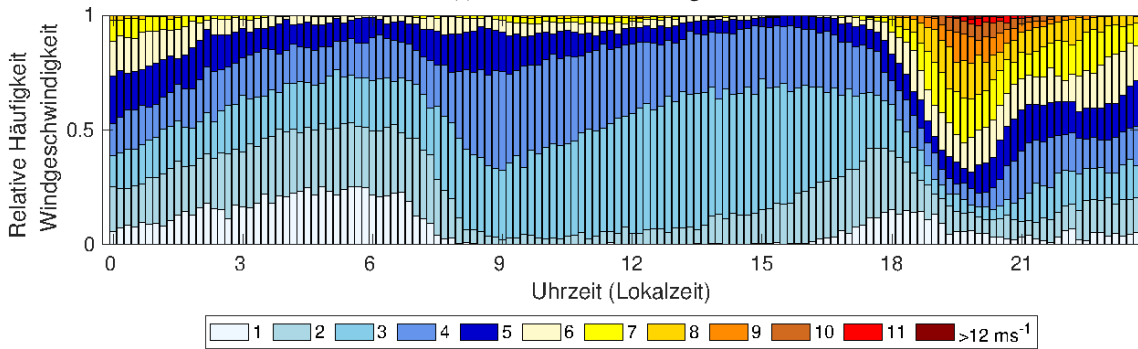
Abbildung 4.1: Mittlere Tagesgänge der Windgeschwindigkeit ((a) und (c)) und Windrichtung ((b) und (d)) verschiedener Stationen für die Monate Juli und August, gemittelt über den gesamten zur Verfügung stehenden Messzeitraum (Tab. 3.2). Für die Berechnungen in Ashkelon gingen 620 Messtage und in Shani 740 Messtage ein.



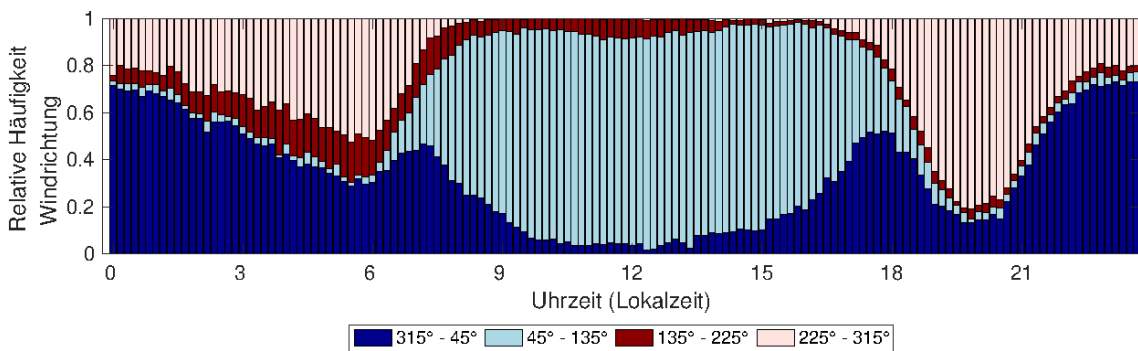
(e) Masada: Windgeschwindigkeit



(f) Masada: Windrichtung



(g) Ein Gedi (Spa): Windgeschwindigkeit



(h) Ein Gedi (Spa): Windrichtung

Abbildung 4.1: Mittlere Tagesgänge der Windgeschwindigkeit ((e) und (g)) und Windrichtung ((f) und (h)) verschiedener Stationen für die Monate Juli und August, gemittelt über den gesamten zur Verfügung stehenden Messzeitraum (Tab. 3.2). Für die Berechnungen in Masada gingen 919 Messtage und in Ein Gedi (Spa) 402 Messtage ein.

Tabelle 4.1: Statistische Kennzahlen stündlicher Mittelwerte der Windgeschwindigkeit an den meteorologischen Messstationen für die Monate Juli und August über den gesamten verfügbaren Datenzeitraum (Tab: 3.2). Einheiten in (ms^{-1}).

Stationsname	Std	Mittel	Med	Max	0,25 Quantil	0,75 Quantil
En Bokek	2,3	3,9	3,6	12,1	2,0	5,4
Masada	1,5	2,3	1,9	9,9	1,3	2,6
Ein Gedi Spa	1,7	3,3	2,9	11,5	2,2	4,1
Panoramic Complex	1,5	2,9	2,4	9,0	1,8	3,7
Al-Auja	1,3	2,5	2,2	7,9	1,6	3,1
Aschdod	1,5	3,6	3,4	10,6	2,6	4,8
Ashkelon	1,6	3,9	3,7	10,7	2,6	5,1
Dorot	1,1	2,2	2,0	6,3	1,3	3,2
Beer Sheva	1,5	2,6	2,3	10,0	1,5	3,5
Shani	2,2	4,2	3,9	11,4	2,4	6,0
Rosh Zurim	1,3	3,7	3,6	10,2	2,7	4,6
Arad	2,0	4,3	4,2	11,7	2,8	5,7
Metzoke Dragot	2,5	3,9	3,1	14,0	2,2	4,8
Mittel	1,7	3,3	3,0	10,4	2,1	4,3

Std: Standardabweichung, Mittel: Arithmetisches Mittel, Med: Median, Max: Maximalwert

4.2 Statistische Merkmale der Windsysteme in COSMO-CLM, Vergleich mit Beobachtungen

In diesem Abschnitt ist zu beachten, dass der Mittelungszeitraum der Simulationsergebnisse (2007-2018) nicht exakt mit dem der Beobachtungsdaten übereinstimmt, da die Datenverfügbarkeit der Messstationen (Tab. 3.2) begrenzt ist.

Abbildung 4.2 zeigt Ausschnitte des mittleren Tagesgangs der sommerlichen bodennahen Windzirkulation über den gesamten zur Verfügung stehenden Zeitraum für die beiden COSMO-CLM Simulationen, die ERA-5 Reanalyse und Beobachtungsdaten. Ergänzend dazu zeigt Abbildung 4.3 die vollständigen mittleren Tagesgänge der beobachteten Windrichtung und Windgeschwindigkeit im Vergleich mit denen des nächsten Gitterpunktes der drei Modelldatensätze. Im ERA-5 Datensatz, welcher eine Gitterweite von $\Delta x = 31 \text{ km}$ hat, wird um 0 Uhr eine relativ gleichmäßige West bis Nordwestströmung mit Windgeschwindigkeiten bis zu ca. 2 ms^{-1} simuliert (Abb. 4.2a). Im Tal des Toten Meeres werden schwache Nordwinde längs des Tals simuliert. Tatsächlich überlagern sich dort Hangabwinde mit Nordwinden längs des Tals. Die Nordwinde längs des Tals werden mit Geschwindigkeiten von maximal 2 ms^{-1} zu schwach dargestellt. Auch über dem Judäischen Bergland werden die Winde unterschätzt. Dies liegt daran, dass in der ERA-5 Reanalyse keine Hangwinde erkannt werden, da das Judäische Bergland in der Orographie nicht aufgelöst wird (Abb. 3.3).

Die COSMO-CLM Simulation mit einer Gitterweite von $\Delta x = 7,0 \text{ km}$ (COSMO-CLM-7,0) zeigt

um 0 Uhr ebenfalls Winde aus nördlichen Richtungen längs des Tals des Toten Meers mit Geschwindigkeiten von ca. 3 ms^{-1} (Abb. 4.2c). Sowohl im Tal des Toten Meeres als auch über dem Judäischen Bergland werden nun auch die Hangabwinde erfasst. Zwischen Rosh Zurim und Metzoke Dragot befindet sich ein Band höherer Windgeschwindigkeiten mit bis zu 5 ms^{-1} . In diesem Gebiet gibt es allerdings keine Beobachtungsdaten zum Vergleich. Die Windgeschwindigkeiten rund um die Mittelmeerküste mit Werten bis zu 4 ms^{-1} werden deutlich höher dargestellt als in den beiden anderen Datensätzen. Auch die dazugehörigen nördlichen Windrichtungen weichen bei dieser Simulation von den anderen beiden Ergebnissen ab. Beobachtungen zeigen, dass die Windgeschwindigkeiten rund um die Mittelmeerküste bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation überschätzt werden und es real keine nördliche Strömung gibt. Am Toten Meer werden die Windgeschwindigkeiten von der COSMO-CLM-7,0 Simulation ebenfalls überschätzt.

Um 0 Uhr simuliert die COSMO-CLM Simulation mit einer Gitterweite von $\Delta x = 2,8 \text{ km}$ (COSMO-CLM-2,8) im Tal des Toten Meers Winde aus nördlichen Richtungen längs des Tals mit bis zu 6 ms^{-1} (Abb. 4.2e). Hinzu kommen auf beiden Talseiten schwache Hangabwinde von den Gebirgen, welche sich mit schwachen, lokalen Landwinden des Toten Meers überlagern und mit 2 ms^{-1} bis 3 ms^{-1} in Richtung des Toten Meers wehen. Die zwischen Rosh Zurim und Metzoke Dragot simulierten Nordwestwinde mit Geschwindigkeiten zwischen 6 ms^{-1} und 7 ms^{-1} sind abklingende mediterrane Seewinde des Vortags, welche tagsüber durch Hangaufwinde verstärkt werden. Im Landesinneren zwischen Mittelmeerküste und Bergland stimmen die beobachteten Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen gut mit den Simulationsergebnissen der COSMO-CLM-2,8 Simulation überein. An der Mittelmeerküste zeigt die COSMO-CLM-2,8 Simulation teils sehr schwache Westwinde mit Geschwindigkeiten von ca. 1 ms^{-1} als abklingenden mediterranen Seewind. Jedoch dreht sich der an der Mittelmeerküste beobachtete Wind bereits antizyklonal zu einem Landwind. In Dorot ist schon ein südöstlicher Landwind zu messen.

Zu dieser Uhrzeit werden sowohl in Bezug auf die Windrichtung als auch in Bezug auf die Windgeschwindigkeit die realistischsten Ergebnisse von der COSMO-CLM-2,8 Simulation erzielt.

Um 6 Uhr messen die Küstenstationen am Mittelmeer den südöstlichen mediterranen Landwind mit Geschwindigkeiten um die 2 ms^{-1} , während der Modellwind des ERA-5 Datensatzes (Abb. 4.2b) keinen Landwind zeigt, der der COSMO-CLM-2,8 Simulation (Abb. 4.2f, Abb. 4.3a) aber in Drehung auf einen Landwind begriffen ist. Die COSMO-CLM-7,0 Simulation (Abb. 4.2d) simuliert Westwinde und bringt somit keine plausiblen Ergebnisse für die Windrichtung an der Mittelmeerküste. Die COSMO-CLM-2,8 Simulation und die ERA-5 Reanalyse stellen die Windgeschwindigkeiten mit circa 3 ms^{-1} gut dar, die COSMO-CLM-7,0 unterschätzt sie etwas. Über dem Judäischen Bergland haben sich jetzt die gemessenen Nordwestwinde abgeschwächt und die Windgeschwindigkeiten werden von allen drei Modellen gut wiedergegeben. Dort simulieren die COSMO-CLM Simulationen die Windrichtungen besser als ERA-5 Datensatz. Im Tal des Toten Meers haben die beobachteten Windgeschwindigkeiten abgenommen und werden von allen drei Simulationen realistisch abgebildet. Auch hier werden die Windrichtungen besser von den COSMO-CLM Simulationen erfasst.

Um 12 Uhr (Abb. 4.2g, 4.2i, 4.2k) wehen vom Mittelmeer bis einige Kilometer westlich des Toten Meeres Winde aus westlichen Richtungen. Dies wird in allen drei Simulationen auch so dargestellt. An der Mittelmeerküste entsteht der westliche mediterrane Seewind mit Windgeschwindigkeiten um die 6 ms^{-1} . Im ERA-5 Datensatz wird dieser um ca. 1 ms^{-1} unterschätzt. Die beiden COSMO-Simulationen erfassen den mediterranen Seewind sehr realitätsnah. Weiter im Landesinneren wehen über dem Judäischen Bergland Hangaufwinde von West mit ebenfalls ca. 6 ms^{-1} . Diese werden vom ERA-5 Datensatz aufgrund der groben Auflösung der Orographie gar nicht abgebildet aber von den beiden COSMO Simulationen gut dargestellt. Somit werden im ERA-5 Datensatz die Winde über dem Judäischen Bergland um ungefähr 2 ms^{-1} bis 3 ms^{-1} unterschätzt. Bis knapp westlich des Toten Meers gibt es nur geringe Unterschiede zwischen den beiden COSMO-CLM Simulationen. Die Hangaufwinde über dem Judäischen Bergland werden bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation etwas stärker simuliert als bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation. Im Bereich zwischen dem mediterranen Seewind und den Hangaufwinden über dem Judäischen Bergland sind die simulierten Windgeschwindigkeiten bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation etwas geringer und somit näher an den Beobachtungen als bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation.

Im Tal des Toten Meers überlagert sich der lokale Seewind des Toten Meers mit Hangaufwinden, welche mit Geschwindigkeiten um die 3 ms^{-1} an der Westküste des Toten Meeres nach Westen gerichtet sind. Im ERA-5 Datensatz gibt es nur sehr wenige Gitterpunkte im Tal des Toten Meeres, sodass dort die einzelnen Windsysteme nicht klar erkennbar sind. Die niedrigen Windgeschwindigkeiten werden dort aber realistisch wiedergegeben. Auch die COSMO-CLM-7,0 Simulation stellt die Windgeschwindigkeiten um das Tote Meer herum gut dar, allerdings gibt es bei den Windrichtungen vor allem im Norden und Osten des Toten Meeres größere Abweichungen zu den Beobachtungen. Die COSMO-CLM-2,8 Simulation simuliert sowohl die Windgeschwindigkeiten als auch die Windrichtungen realistisch und liefert zu diesem Zeitpunkt die besten Ergebnisse.

Um 18 Uhr (Abb. 4.2h, 4.2j, 4.2l und Abb. 4.3) gibt es die größten Unterschiede der Windgeschwindigkeit zwischen den verschiedenen Simulationen. Die Windrichtungen unterscheiden sich jedoch kaum zwischen Beobachtungen und Modellen und alle Simulationen erfassen die Nordwestströmung ähnlich gut. Die Messungen zeigen, dass sich der mediterrane Seewind an der Mittelmeerküste bereits abschwächt und der Wind dort auf Nordwest dreht (Abb. 4.3). Der mediterrane Seewind drängt immer weiter in Richtung des Toten Meers vor und löst dort den lokalen Seewind auf der Westseite des Toten Meers ab. Über dem Judäischen Bergland verstärkt sich der Nordwestwind und erreicht Geschwindigkeiten von 5 ms^{-1} bis 9 ms^{-1} . Am Toten Meer erreichen die Windgeschwindigkeiten nur Werte um die 4 ms^{-1} , steigen im weiteren Verlauf des Abends aber weiter an (Abb. 4.3).

Im ERA-5 Datensatz (Abb. 4.2h) wird der mediterrane Seewind an der Küste des Mittelmeers gut wiedergegeben. Auch direkt am Toten Meer werden an den wenigen Gitterpunkten realistische Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten simuliert. Dies ist jedoch eine Modellschwäche, da das ERA-5 Modell dort die Orographie nicht kennt (Abb. 3.2) und trotzdem einen realistischen Wind simuliert (*“Right by the wrong reason“*). Die hohen Windgeschwindigkeiten über dem Judäischen Bergland und in Metzoke Dragot werden allerdings nicht vollständig erfasst. Die COSMO-CLM-7,0 Simulation (Abb. 4.2j) überschätzt an fast allen Vergleichspunkten die Wind-

geschwindigkeiten deutlich, besonders aber an der Küste des Mittelmeers und am Toten Meer. Auch die COSMO-CLM-2,8 Simulation (Abb. 4.21) überschätzt vor allem in der Landesmitte und auf der Ostseite des Judäischen Bergland die Windgeschwindigkeiten. Am Toten Meer selbst und an der Mittelmeerküste sind die Windgeschwindigkeiten aber besser wiedergegeben als in der COSMO-CLM-7,0 Simulation, da das Modell erkennt, dass der mediterrane Seewind nicht komplett ins Tal vordringt.

Zusammenfassend lässt sich anhand dieser Analyse sagen, dass in einem 12-jährigen Mittel der sommerlichen bodennahen Zirkulation (Abb. 4.2) sowohl in Beobachtungsdaten als auch in den Simulationen des COSMO-CLM Modells das Wechselspiel der zuvor beschriebenen periodischen Windsysteme im östlichen Mittelmeerraum (Kapitel 2.1) gut zu erkennen ist. Der ERA-5 Datensatz erfasst den mediterranen Seewind, allerdings werden aufgrund der groben Auflösung der Orographie die Hangwinde und der lokale Seewind des Toten Meers nicht dargestellt. Weder das Judäische Bergland noch das Tote Meer ist im ERA-5 Modell repräsentiert (Abb. 3.3), sodass auch keine horizontalen Temperatur- oder Druckgradienten diese Winde hervorrufen können.

Bei allen drei Simulationen gibt es in der Nacht (zwischen 0 Uhr und 6 Uhr) nur geringe Unterschiede der Windgeschwindigkeiten. Zu dieser Zeit sind die horizontalen Temperaturgradienten deutlich geringer als am Tag, sodass die Modellorographie nicht so einen großen Einfluss auf die Darstellung des bodennahen Windfelds hat. An der Mittelmeerküste und am Toten Meer unterscheiden sich die Windrichtungen etwas voneinander. Die COSMO-CLM Simulationen simulieren dort etwas realistischere Windrichtungen als der ERA-5 Datensatz, aber es kann nicht gesagt werden, dass eine der beiden COSMO-CLM Simulationen einen eindeutigen Vorteil gegenüber der anderen COSMO-CLM Simulation bringt. Am Nachmittag und Abend (18 Uhr) unterscheiden sich die simulierten Windgeschwindigkeiten deutlich voneinander und die COSMO-CLM-2,8 Simulation liefert vor allem an der Mittelmeerküste und im Tal des Toten Meeres realistischere Windgeschwindigkeiten als die COSMO-CLM-7,0 Simulation. Auch die ERA-5 Reanalyse erzielt vor allem an der Mittelmeerküste aber auch am Toten Meer gute Ergebnisse. Über dem Judäischen Bergland werden die simulierten Windgeschwindigkeiten etwas besser von der COSMO-CLM-2,8 Simulation eingeschätzt als von der COSMO-CLM-7,0 Simulation, aber auch diese liefert zufriedenstellende Ergebnisse. Die ERA-5 Simulation unterschätzt dort die Winde um bis zu 5 ms^{-1} , da die Hangwinde nicht dargestellt werden. Die beobachteten Windrichtungen werden zu dieser Zeit von allen drei Simulationen gut dargestellt.

Im Folgenden wird an Hand von Windrosen diskutiert, wie gut die beiden COSMO-CLM Simulationen das mittlere bodennahe Windfeld an den einzelnen Messstationen wiedergibt. Abbildung 4.4 zeigt Windrosen von Beobachtungen ausgewählter Messstationen im Vergleich mit Windrosen der nächstgelegenen Gitterpunkte der COSMO-CLM Simulationen. Hier sei vorab schon erwähnt, dass aufgrund der sehr komplexen Orographie die an den einzelnen Gitterpunkten gewonnenen Informationen meist nicht auf die Fläche übertragen werden können, sondern nur lokal repräsentativ sind.

Messwerte in Ashkelon (Abb. 4.4a) zeigen den Wechsel zwischen mediterranem Land- und Seewind. Während beim mediterranen Seewind die Windrichtung zwischen Westen und Norden vari-

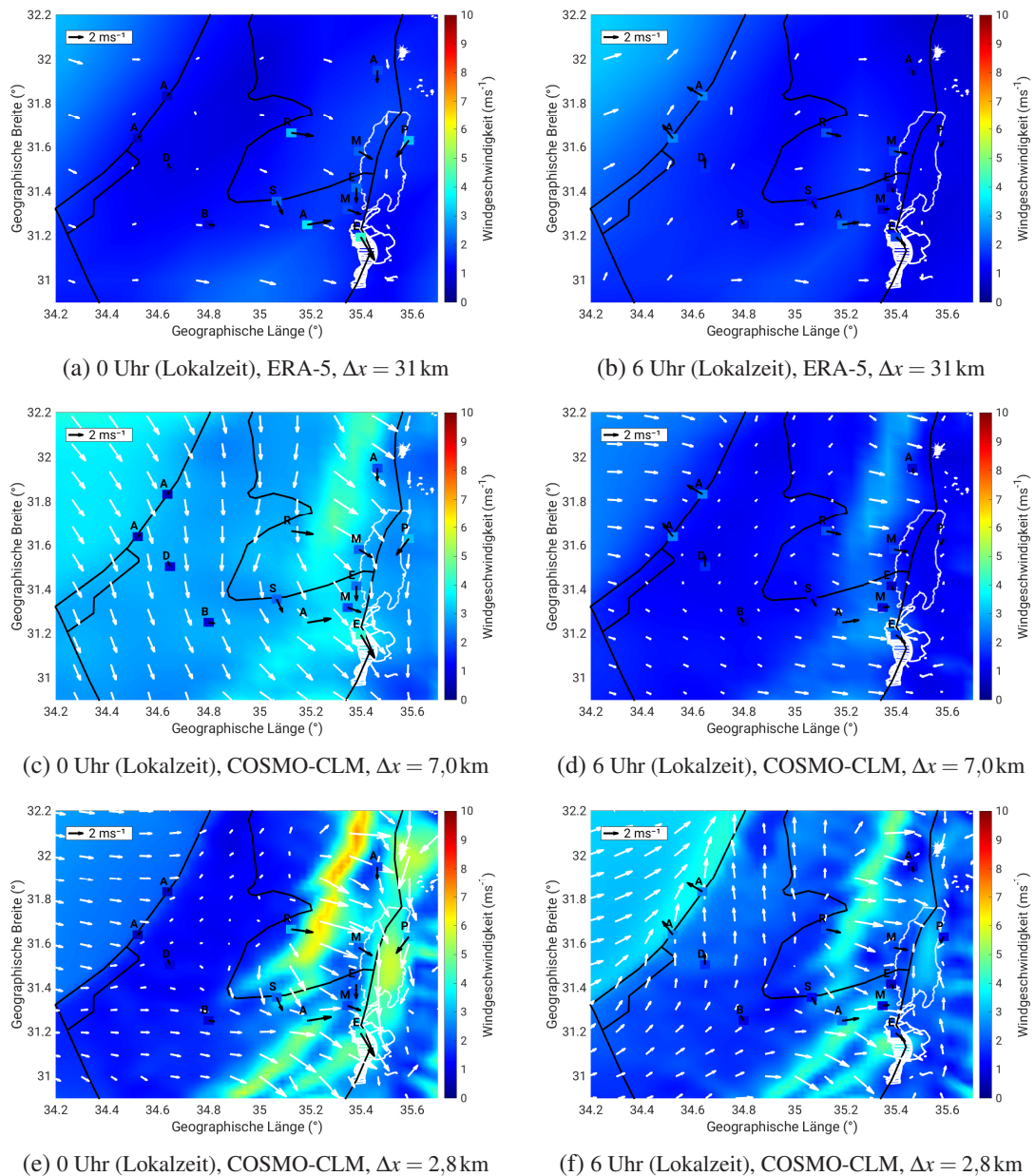
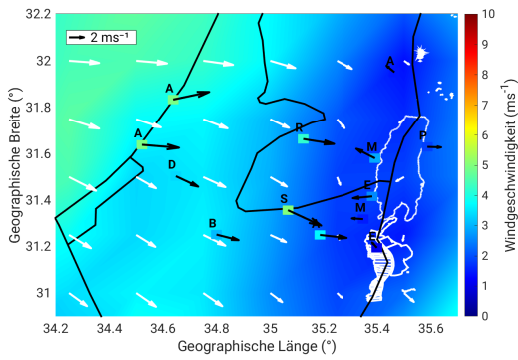
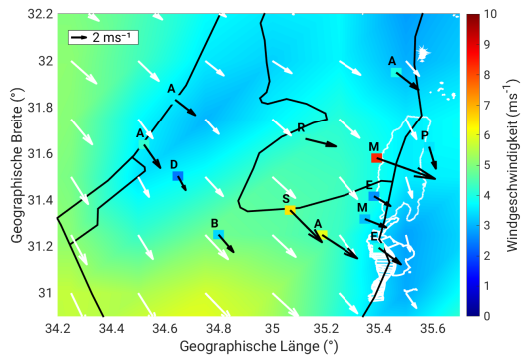


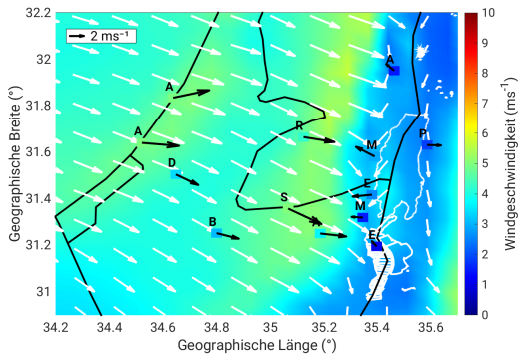
Abbildung 4.2: (a) bis (f): Stündlich gemittelte Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen des ERA-5 Datensatzes mit einer Gitterweite von $\Delta x = 31$ km und den COSMO-CLM Simulationsläufen ($\Delta x = 7,0$ km, $\Delta x = 2,8$ km) um 0 Uhr Lokalzeit (linke Spalte) und 6 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte), gemittelt über die Monate Juli und August von 2007 bis 2018. Die weißen Windpfeile repräsentieren jeden Gitterpunkt des ERA-5 Datensatzes, jeden 2. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation und jeden 5. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation. Die kleinen Quadrate und die schwarzen Windpfeile sind Beobachtungsdaten der jeweiligen Messstation, gemittelt über den gesamten zur Verfügung stehenden Zeitraum (Tab. 3.2). Die Farbe der Quadrate und die Windpfeile der Beobachtungsdaten sind passend zu den Modelldaten skaliert.



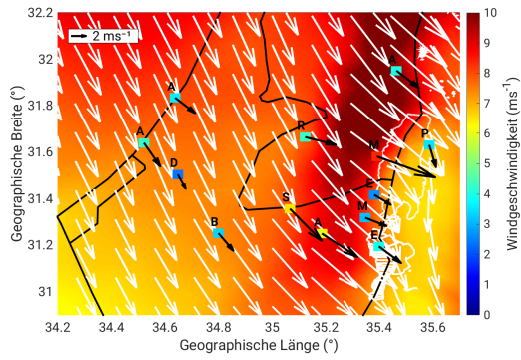
(g) 12 Uhr (Lokalzeit), ERA-5, $\Delta x = 31$ km



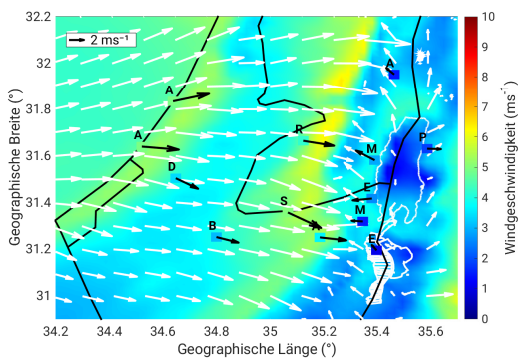
(h) 18 Uhr (Lokalzeit), ERA-5, $\Delta x = 31$ km



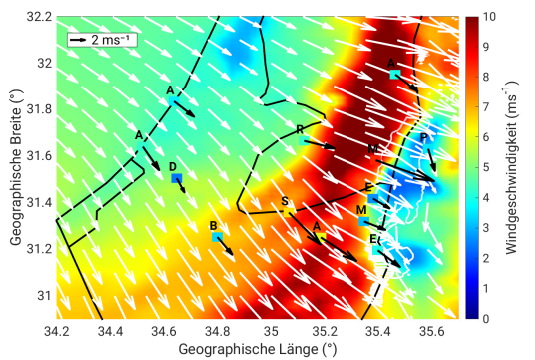
(i) 12 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 7,0$ km



(j) 18 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 7,0$ km



(k) 12 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 2,8$ km



(l) 18 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 2,8$ km

Abbildung 4.2: (g) bis (l): Wie Abb. 4.2 (a) bis (f), jedoch für 12 Uhr (linke Spalte) und 18 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte).

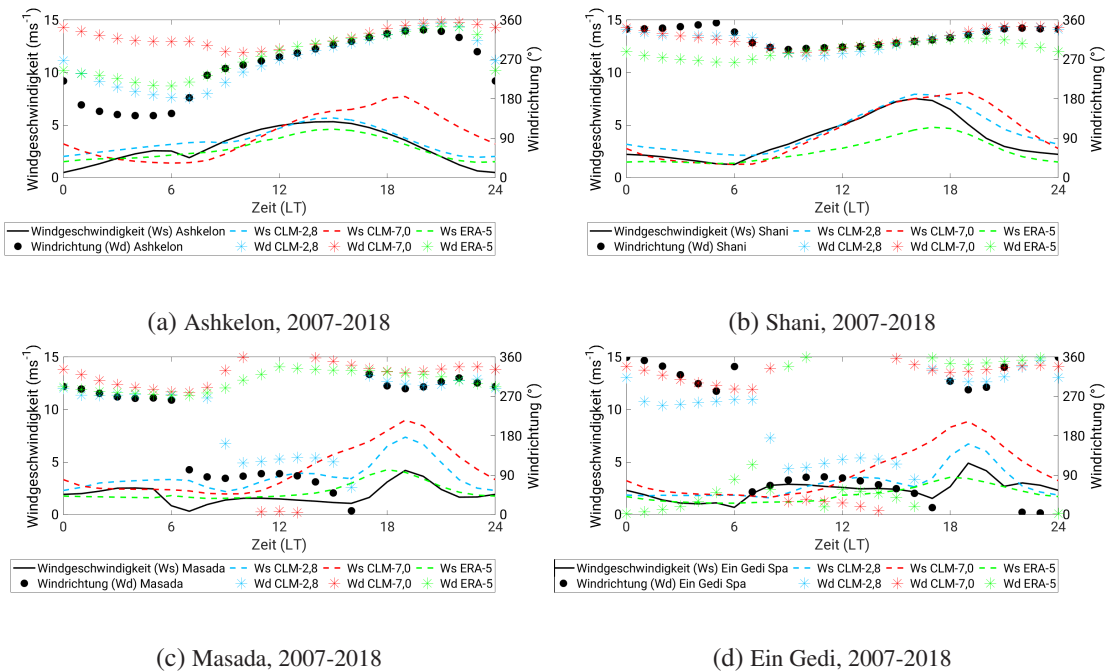


Abbildung 4.3: Mittlere Tagesgänge der Windrichtung und Windgeschwindigkeit von Beobachtungsdaten und Modelldaten der COSMO-CLM Simulationen und des ERA-5 Datensatzes für den der Messstelle (schwarz) jeweils nächstgelegenen Gitterpunkt im Zeitraum 2007 bis 2018.

iert, ist beim nächtlichen Landwind die Richtung fast immer gleich aus Südosten.

Am nächsten Gitterpunkt der COSMO-CLM-2,8 Simulation werden die Winde aus westlichen Richtungen sehr gut wiedergegeben. Allerdings gibt es dort keinen Landwind aus Südosten, sondern eine Südwindkomponente mit Windgeschwindigkeiten bis zu 5 ms^{-1} . Es könnte sein, dass das Modell das nächtliche Auskühlen der Wüsten Negev und Sinai im Süden überschätzt und der schwache Landwind somit eine noch stärkere Südkomponente erfährt. Die COSMO-CLM-7,0 Simulation überschätzt Betrag und Häufigkeit der Nordkomponente beim mediterranen Seewind in Ashkelon erheblich. Der nächtliche mediterrane Landwind wird gar nicht durch die Simulation erfasst.

An der Station Shani stimmen die Windrosen der nächsten Gitterpunkte der beiden COSMO-CLM Simulationen sehr gut mit der Windrose der Beobachtungen überein. Über den ganzen Tag hinweg wehen dort Winde aus nordwestlichen Richtungen. Zum Einen erreicht der starke mediterrane Seewind, überlagert mit Hangaufwinden die Station. Zum Anderen liegt die Messstation Shani auf 700 m ü.NN. In der Nacht könnte in dieser Höhe die atmosphärische Grenzschicht an die westliche Höhenströmung angekoppelt sein. In Shani neigen beide COSMO-CLM Simulationen etwas zu einer Verbreiterung der Spannweite der simulierten Windrichtungen.

An der Station Arad werden fast über den gesamten Tag hinweg Südwest- bis Nordwestwinde gemessen. Arad wird ebenfalls durch die im Sommer herrschende Westwindströmung in der Höhe beeinflusst. Der mediterrane Seewind, gekoppelt mit einem Hangaufwind, verstärkt die Nordwestwinde am Nachmittag.

Umgekehrt zu Shani neigen die COSMO-CLM Simulationen dazu, die Spanne der Windrichtungen zu verkleinern. Simuliert werden nur West- bis Nordwestwinde. Die südwestlichen Winde werden nicht erfasst. Dies kann an Effekten der komplexen Orographie in diesem Bereich liegen.

Wird zum Beispiel der Gitterpunkt zum Vergleich gewählt, der westlicher der Station und des nächsten Vergleichsgitterpunkts liegt, dann werden die West- bis Südwestwinde zumindest von der COSMO-CLM-2,8 Simulation gut erfasst (nicht gezeigt). Die COSMO-CLM-7,0 Simulation stellt die Südwestwinde auch nicht bei anderen umliegenden Gitterpunkten dar, was aufgrund der Auflösung und der komplexen Orographie plausibel ist.

In Masada ist ein Wechsel zwischen Nordwest- bis Westwinden und Nordostwinden zu erkennen. Die deutlich stärkeren Westwinde, welche Geschwindigkeiten von über 11 ms^{-1} erreichen können, kommen durch den mediterranen Seewind zustande, der ins Tal des Toten Meers hinabstürzt. Die schwachen Nordostwinde (1 ms^{-1} bis 3 ms^{-1}) sind Hangaufwinde, die sich mit dem lokalen Seewind des Toten Meers überlagern. Im COSMO-CLM-2,8 Simulationslauf sind die Westwinde in Bezug auf Intensität und Häufigkeit stärker ausgeprägt und statt Nordostwinden sind weniger häufig, aber dafür mit etwas höheren Windgeschwindigkeiten (bis 6 ms^{-1}), Südostwinde simuliert. Das COSMO-CLM-7,0 Modell simuliert den mediterranen Seewind aus Nordwesten statt aus Westen und überschätzt diesen ebenfalls in Bezug auf Stärke und Häufigkeit. Die Messstation in Masada steht in einem komplexen Gelände. In östlicher Anströmrichtung befindet sich ein Felsplateau. Dies kann dazu führen, dass zum einen der reale Wind abgeschwächt wird und er zum anderen durch die Umströmung der Hindernisse abgelenkt wird. Dies bestätigt auch das Simulationsergebnis der COSMO-CLM-7,0 Simulation. Dort liegt der Vergleichsgitterpunkt ein ganzes Stück weiter südöstlich der Messstation und die Hindernisse liegen auf der Westseite des Gitterpunktes, sodass Westwinde durch die Umströmung auf Nordwest abgelenkt werden können. Die Nordostwinde werden dort, wenn auch etwas zu intensiv, erfasst.

In Ein Gedi dominieren Nordost bis Nordwinde mit Geschwindigkeiten um die 4 ms^{-1} . Bei Nordwinden sind auch höhere Geschwindigkeiten möglich. Die Nordostwinde sind lokale Seewinde des Toten Meeres, welche sich mit Hangaufwinden auf der Ostseite des Judäischen Gebirges überlagern. Die nördlichen Winde entstehen in der Nacht längs des Jordantals. Der kleine Anteil an starken Westwinden mit bis zu 11 ms^{-1} ist der mediterrane Seewind, der am Abend das Judäische Bergland ins Tal hinab weht. An dem der Station nächstgelegenen Gitterpunkt des COSMO-CLM-2,8 Simulationslaufs kommt der mediterrane Seewind aus Nordwesten. Wie bereits an der Station in Masada sind auch hier im Modell schwache Südostwinde statt Nordostwinde simuliert worden. Wählt man für den Vergleich den nächsten Gitterpunkt ostwärts der Station am Ufer des Toten Meers (Abb. 4.5) werden die Nordostwinde gut erfasst (Abb. 4.4p). Bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation wird der lokale Seewind des Toten Meeres aus Nordosten mit einer zu geringen Richtungsvariation simuliert. Der mediterrane Seewind kommt dort aus Nordwesten statt aus Westen und wird anteilig deutlich überschätzt. Bei Wahl des Gitterpunkts östlich der Station im Toten Meer zum Vergleich (Abb. 4.5), überwiegen bereits die Nordwinde längs des Tals und es findet keine Differenzierung zwischen den Windrichtungen der verschiedenen Windsysteme mehr statt. Dies zeigt, dass in diesem komplexen Gelände Gitterpunktwerte von Windrichtung und Windgeschwindigkeit örtlich nur sehr begrenzt repräsentativ sind und nicht auf eine größere Fläche übertragen werden können. In solch einer komplexen Umgebung in Bezug auf Land-See-Verteilung, Bodenbeschaffenheit und Orographie hat die Wahl des Vergleichsgitterpunktes einen großen Einfluss auf die Ergebnisse von Vergleichen zwischen Beobachtungen Simulationen.

Auch in En Bokek ist der mediterrane Seewind mit Geschwindigkeiten bis zu 11 ms^{-1} aus Westen zu messen. Die Nordwinde sind ausgeprägter als an den anderen Messstationen, da die Station

in En Bokek mitten im Tal in den Verdunstungsponds steht. Dort wehen die nächtlichen Nordwinde längs des Tals. Am zum nächsten zur Station gelegenen Gitterpunkt der COSMO-CLM-2,8 Simulation sind die Nord- und die Westwinde erfasst, allerdings sind diese nicht, wie in den Beobachtungsdaten, klar voneinander getrennt. Das Modell hat Probleme diese beiden Windsysteme klar voneinander abzugrenzen und verwischt die Windrichtungen. Die COSMO-CLM-7,0 Simulation stellt überwiegend den nordöstlichen mediterranen Seewind bzw. den nächtlichen Nordwind längs des Jordantals dar und überschätzt diese auch deutlich in der Häufigkeit. Wählt man einen Gitterpunkt, der weiter im Tal liegt erhält man ähnliche Ergebnisse wie bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation (nicht gezeigt). Eine klare Differenzierung der Windrichtungen wird aber auch nicht erreicht. Wird jedoch bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation ein Gitterpunkt südöstlicher der Messstation gewählt, findet eine bessere Trennung der beiden Windrichtungen statt.

Abbildung 4.6 beinhaltet relative Fehler der Mediane (a) und der Standardabweichungen (b) von modellierten Windgeschwindigkeiten am nächstgelegenen Gitterpunkt im Vergleich zu den Beobachtungen. Der untere Teil der Abbildung zeigt Korrelationskoeffizienten (c) und den root mean square error (d) für die verschiedenen simulierten Windgeschwindigkeiten am jeweils nächstgelegenen Gitterpunkt zur Messstation über deren gesamten zur Verfügung stehenden Messzeitraum (Tab. 3.2). In Tabelle 4.2 sind die Zahlenwerte verschiedener statistischer Kennzahlen für Beobachtungen und Modellergebnisse aufgeführt, woraus unter anderem die in dieser Abbildung dargestellten relativen Fehler berechnet wurden.

Im Mittel liefert die COSMO-CLM-2,8 Simulation die besten Ergebnisse in Bezug auf Median, Standardabweichung, Korrelationskoeffizient und Zeitverschiebung (Abb. 4.6, Tab. 4.2). Der mittlere root mean square error ist für den ERA-5 Datensatz am geringsten, allerdings unterscheidet sich dieser um weniger als $0,1 \text{ ms}^{-1}$ von der COSMO-CLM-2,8 Simulation. Dennoch neigt die COSMO-CLM-2,8 Simulation dazu, Windgeschwindigkeiten und deren Standardabweichungen an den meisten Vergleichsgitterpunkten zu den Messpunkten zu überschätzen. Die COSMO-CLM-7,0 Simulation überschätzt die Windgeschwindigkeiten und deren Standardabweichungen allerdings noch stärker. Dies könnte daran liegen, dass vor allem der mediterrane Seewind, vermutlich aufgrund von zu hohen horizontalen Temperaturgradienten, zu stark wiedergegeben wird (Abb. 4.2j). Da die Orographie des COSMO-CLM Modells realistisch repräsentiert ist, kommen die zu starken Temperaturgradienten vielleicht durch eine ungenaue Simulation der Meeresoberflächentemperaturen zustande. Bei beiden COSMO-CLM Simulationen reagiert das Modell ca. eine Stunde zu spät auf Veränderungen der Windgeschwindigkeit. Der ERA-5 Datensatz zeigt im Mittel genau ein umgekehrtes Verhalten wie die COSMO-CLM Simulationen. Dort werden die Windgeschwindigkeiten und deren Standardabweichungen unterschätzt. Dies liegt vermutlich daran, dass die Hangwinde und der mediterrane Seewind aufgrund der groben räumlichen Modellauflösung nur ansatzweise erfasst werden (Abb. 4.2h). Außerdem sind die Zeitreihen der Windgeschwindigkeiten des ERA-5 Datensatzes um etwa zwei Stunden nach vorne verschoben im Vergleich zu den Beobachtungen.

An der Mittelmeerküste liefern die COSMO-CLM-2,8 Simulation und der ERA-5 Datensatz realistische Ergebnisse der Windgeschwindigkeit mit hohen Korrelationskoeffizienten, geringen

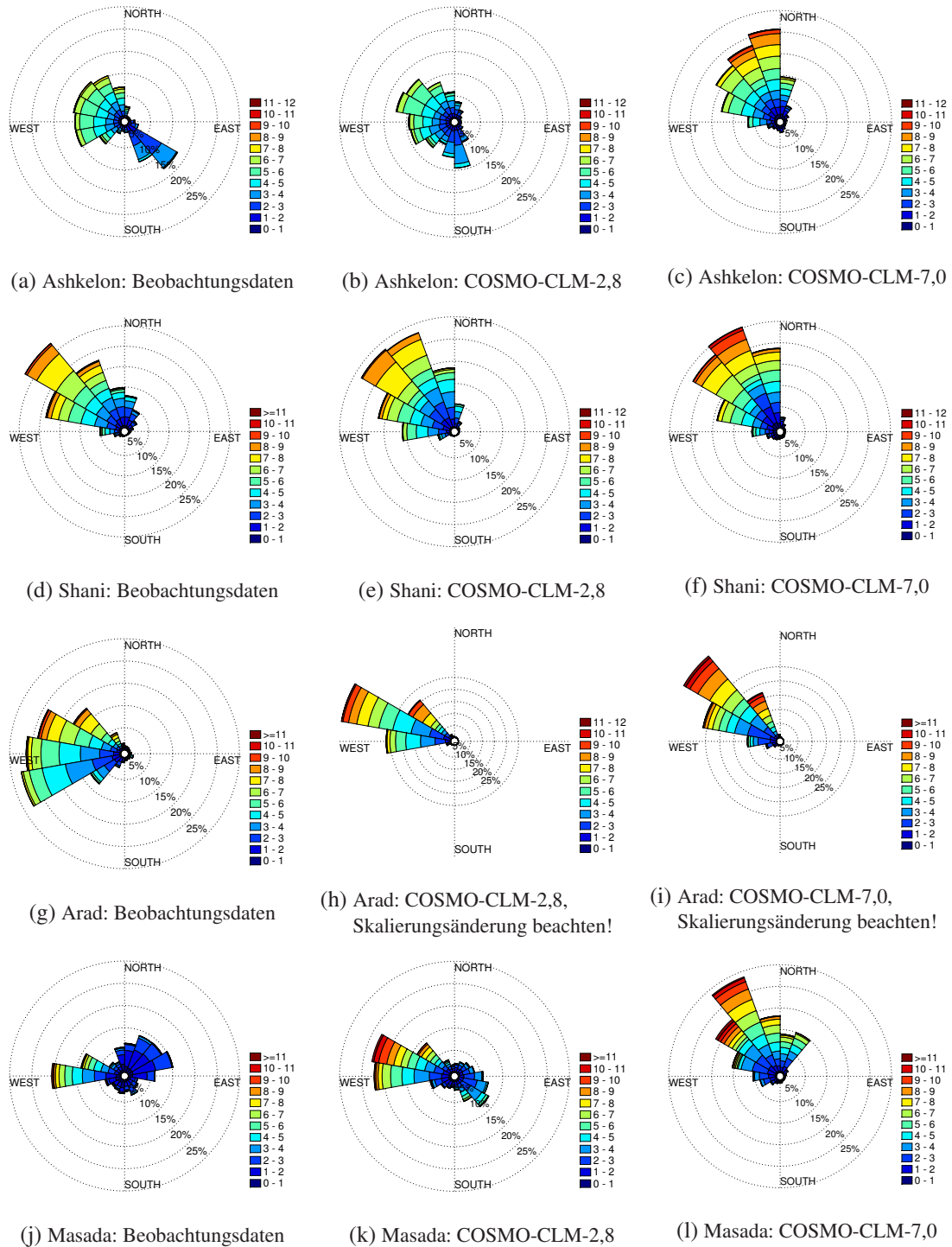


Abbildung 4.4: (a) bis (l): Windrosen verschiedener Messstationen für die Monate Juli und August gemäß Datenverfügbarkeit (Tab. 3.2) im Vergleich mit Windrosen des nächstgelegenen Gitterpunkts der beiden COSMO-CLM Simulationen COSMO-CLM-2,8 ($\Delta x = 2,8\text{km}$) und COSMO-CLM-7,0 ($\Delta x = 7,0\text{km}$) für die Jahre 2007-2018. Die Windgeschwindigkeit ist in ms^{-1} als Farbcode dargestellt.

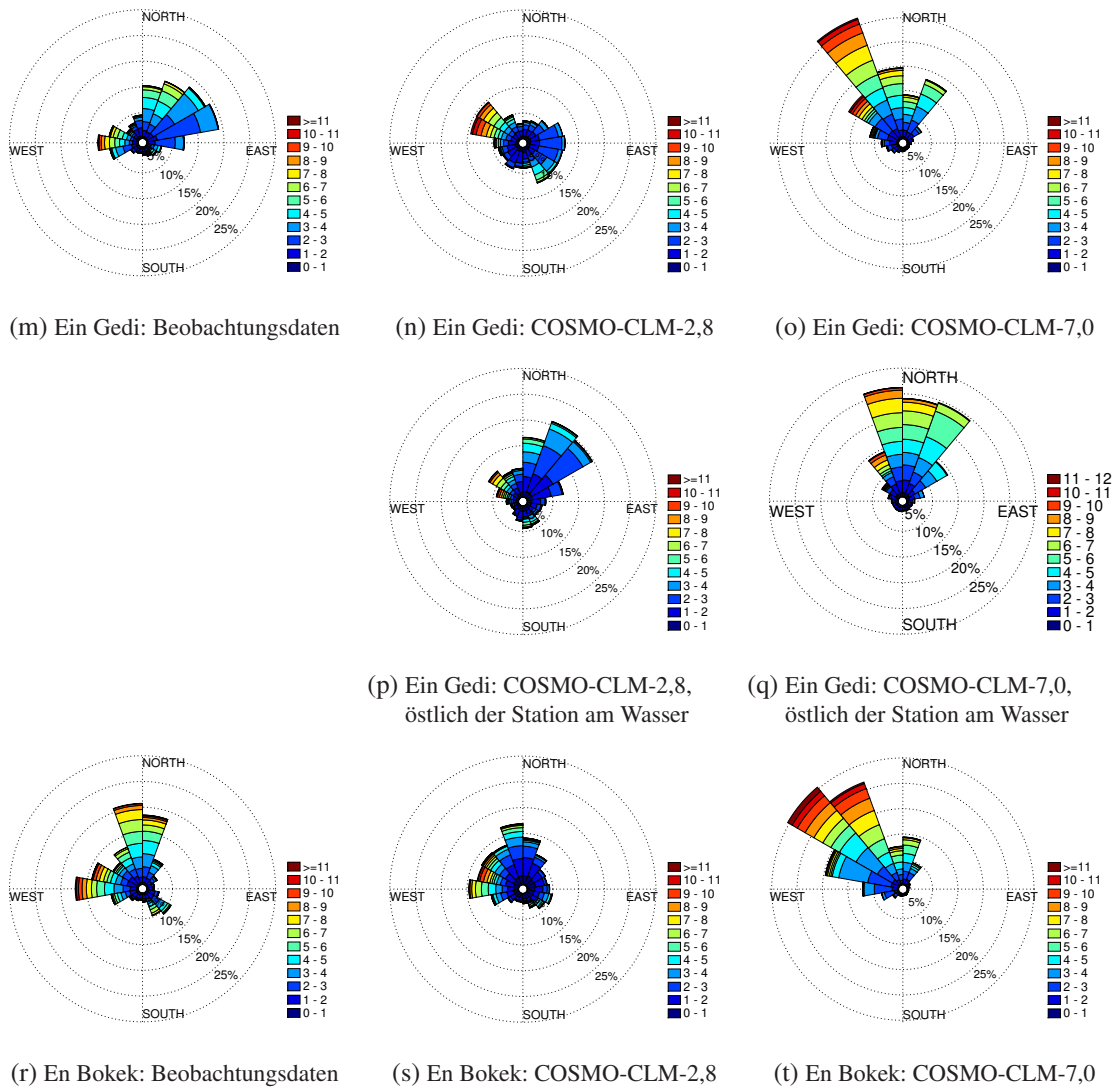


Abbildung 4.4: (m) bis (t): Wie Abb. 4.4 (a) bis (l) für weitere Stationen. Für die Station in Ein Gedi (Spa) wird zusätzlich der nächste Gitterpunkt östlich der Messstation dargestellt (Abb. 4.5).

Zeitverschiebungen zu den Beobachtungen und niedrigen root mean square Fehlern. Die COSMO-CLM-7,0 Simulation hat an der Mittelmeerküste deutlich höhere Abweichungen zu den Beobachtungen (Abb. 4.6) und eine sehr hohe Zeitverschiebung von bis zu vier Stunden (Tab. 4.2). In dem schmalen Streifen Flachland zwischen der Mittelmeerküste und dem Judäischen Bergland (Dorot, Beer Sheva) erzielt der ERA-5 Datensatz die besten Ergebnisse in Bezug auf Median und Standardabweichung der Windgeschwindigkeit. Hier sind orographische Effekte gering und der Tagesgang der Windgeschwindigkeit wird hauptsächlich durch die mediterrane Seewindzirkulation geprägt. Allerdings befinden sich an diesen beiden Messstationen Gebäude um die Messmasten, welche einen dämpfenden Einfluss auf Windmessungen haben können, was der Tendenz der Windgeschwindigkeitsunterschätzung des ERA-5 Datensatzes zugute kommt. Dementsprechend wurde dort die Repräsentativität der Windmessungen vom Israelischen Wetterdienst am schlechtesten bewertet (Tab. 3.2). Die COSMO-CLM Simulationen simulieren Betrag und Standardabweichung der Windgeschwindigkeit zu hoch, wobei die COSMO-CLM-2,8 Simulation aber noch deutlich bessere Ergebnisse erzielt als die COSMO-CLM-7,0 Simulation.

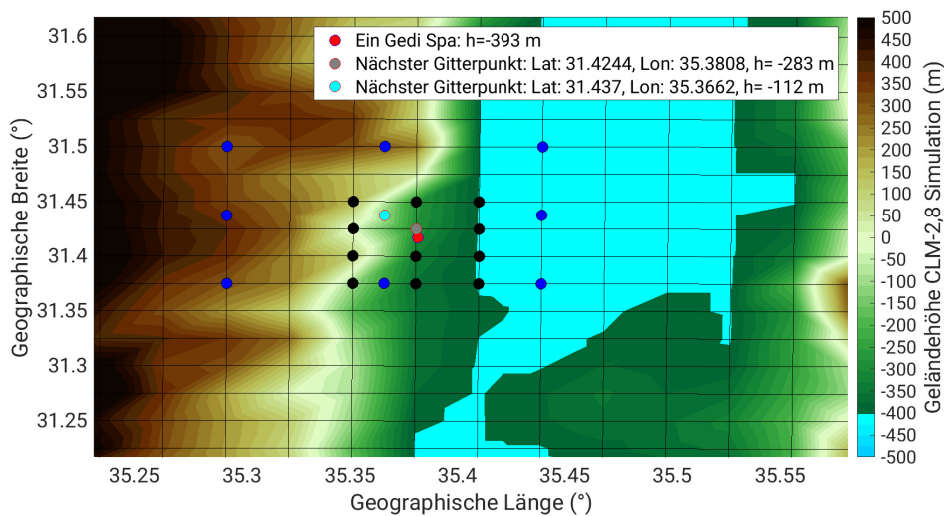


Abbildung 4.5: Geographische Lage der umliegenden Gitterpunkte an der Messstation Ein Gedi (Spa) für die beiden COSMO-CLM Simulationen. Die Messstation ist durch den roten Punkt gekennzeichnet, blaue Punkte gehören zur COSMO-CLM-7,0 Simulation und schwarze/grau Punkte zur COSMO-CLM-2,8 Simulation.

Im Bereich des Judäischen Berglands (Shani, Rosh Zurim, Arad) erhält man von den COSMO-CLM Simulationen bessere Ergebnisse als vom ERA-5 Datensatz. Dies war bereits schon in Abbildung 4.2 gut zu erkennen und auch die statistischen Kennzahlen (Tab. 4.2) bestätigen diese Aussage: Die geringsten Fehler in Bezug auf den Median der Windgeschwindigkeiten weist hier die COSMO-CLM-7,0 Simulation auf. Die COSMO-CLM-2,8 Simulation liefert jedoch geringere Fehler in Bezug auf die Standardabweichung, höhere Korrelationskoeffizienten und geringere root mean square error zu den Beobachtungen als die COSMO-CLM-7,0 Simulation.

Am Toten Meer sind Orographie und Land-See-Verteilung sehr komplex und der Einfluss lokaler Effekte ist groß. So sind dort zum Beispiel die Korrelationskoeffizienten der COSMO-CLM-2,8 Simulation und des ERA-5 Datensatzes deutlich niedriger als an der Mittelmeerküste oder in der Ebene zwischen Judäischem Bergland und Mittelmeerküste. Die COSMO-CLM Simulationen haben ähnliche Korrelationskoeffizienten der Windgeschwindigkeiten welche aber höher als die der ERA-5 Reanalyse sind.

Der Median der Windgeschwindigkeiten wird am Toten Meer in den ERA-5 Reanalysen unterschätzt, in der COSMO-CLM-7,0 Simulation überschätzt und in der COSMO-CLM-2,8 Simulation sowohl unter- als auch überschätzt. Hier gibt es keine Simulation, die einen deutlichen Mehrwert zu den anderen Simulationen liefert.

Die Simulationsergebnisse des ERA-5 Datensatzes haben die geringsten root mean square error der Windgeschwindigkeit rund um das Tote Meer, aber auch die COSMO-CLM-2,8 Simulation hat akzeptable root mean square error Werte.

Bis auf den Gitterpunkt an der Station Al Auja simuliert die COSMO-CLM-2,8 Simulation die Standardabweichung der Windgeschwindigkeit mit sehr geringen Abweichungen zu den Beobachtungen und bringt eine deutliche Verbesserung zu den anderen Simulationen.

Vor allem am Abend mit dem Eintreffen des mediterranen Seewinds unterscheiden sich die mittleren simulierten bodennahen Windfelder der drei räumlichen Auflösungen deutlich voneinander (Abb. 4.2h, Abb. 4.2j, Abb. 4.2l). Abbildung 4.7 zeigt Taylordiagramme (Kapitel 3.2) für die Windgeschwindigkeit zwischen 16 und 22 Uhr des jeweils nächsten Gitterpunkts von vier verschiedenen Messstationen für die drei Datensätze. Dort ist zu erkennen, dass in diesem Zeitraum direkt an der Mittelmeerküste die besten Ergebnisse der Windgeschwindigkeit durch die ERA-5 Reanalysedaten erzielt werden. Aber auch die COSMO-CLM-2,8 Simulation bringt gute Ergebnisse. Die COSMO-CLM-7,0 Simulation weist jedoch nur eine geringe Korrelation und einen hohen zentrierten root mean square error auf. An den Stationen Shani und Arad (Judäisches Bergland) bringt die COSMO-CLM-2,8 Simulation abends einen deutlichen Mehrwert zu den anderen beiden Datensätzen. Am Toten Meer sind die Abweichungen aller Simulationen höher. Die Simulationsergebnisse der COSMO-CLM Simulationen weisen dort ähnlich hohe Abweichungen zu den Beobachtungen auf, aber erreichen deutlich bessere Ergebnisse als der ERA-5 Datensatz.

Wie zu erwarten liefern am Abend die COSMO-CLM Simulationen rund um das Tote Meer in einem 12-jährigen Mittel realistischere Ergebnisse in Bezug auf Windrichtung und Windgeschwindigkeit als der ERA-5 Datensatz. Die komplexe Orographie wird dort nicht vom ERA-5 Datensatz erfasst. Der ERA-5 Datensatz liefert um diese Zeit nur in orographisch einfachen Gebieten, wie zum Beispiel zwischen dem Mittelmeer und der schmalen Ebene zwischen Mittelmeer und Judäischem Bergland, zufriedenstellende Ergebnisse. Die simulierten Windgeschwindigkeiten der COSMO-CLM-7,0 Simulation weisen an der Mittelmeerküste höhere Abweichungen zu den Beobachtungen auf als die der COSMO-CLM-2,8 Simulation und der ERA-5 Reanalyse. Da die COSMO-CLM-7,0 Simulation rund um das Tote Meer keinen Mehrwert zur COSMO-CLM-2,8 Simulation bringt, lässt sich zusammenfassend sagen, dass abends in Bezug auf mittlere Windgeschwindigkeiten die besten Ergebnisse von der COSMO-CLM-2,8 Simulation erbracht werden. Diese liefert sowohl an der Mittelmeerküste als auch am Toten Meer realistische Ergebnisse.

Der mediterrane Seewind wird im Mittel aller drei Simulationen erfasst, wobei der mediterrane Landwind nicht dargestellt wird. Dies kommt vermutlich durch den Mittelungsprozess zustande, da der mediterrane Landwind an einzelnen Tagen durchaus erfasst wird (Kapitel 4.3). Hangwinde und der lokale Seewind des Toten Meers werden nur in den COSMO-CLM Simulationen wiedergegeben.

Abweichungen zwischen Beobachtungen und Modellergebnissen, können durch folgende Faktoren zustande kommen:

- **Wahl des Referenzgitterpunktes:** Vor allem bei einer sehr komplexen Orographie kann die Wahl des Referenzgitterpunktes einen großen Einfluss haben (Abb. 4.4). Höhen, Neigungen und Bodeneigenschaften (Land, Wasser, Bewuchs) ändern sich in kurzen Abständen, so-

dass nicht immer der nächstgelegene Gitterpunkt den Standort der Beobachtungen optimal wiedergibt und somit auch die besten Ergebnisse liefert.

- **Abweichungen, Fehler in der Modellorographie, den Modellantriebsdaten oder der Modellphysik:** Die Differenzen der Modellorographie werden zum Teil in den Abbildungen 3.2 und 3.3 sichtbar.
- **Unsicherheiten in Beobachtungsdaten:** Messfehler und der Standort der Messstationen haben einen Einfluss auf die Qualität der Beobachtungen.

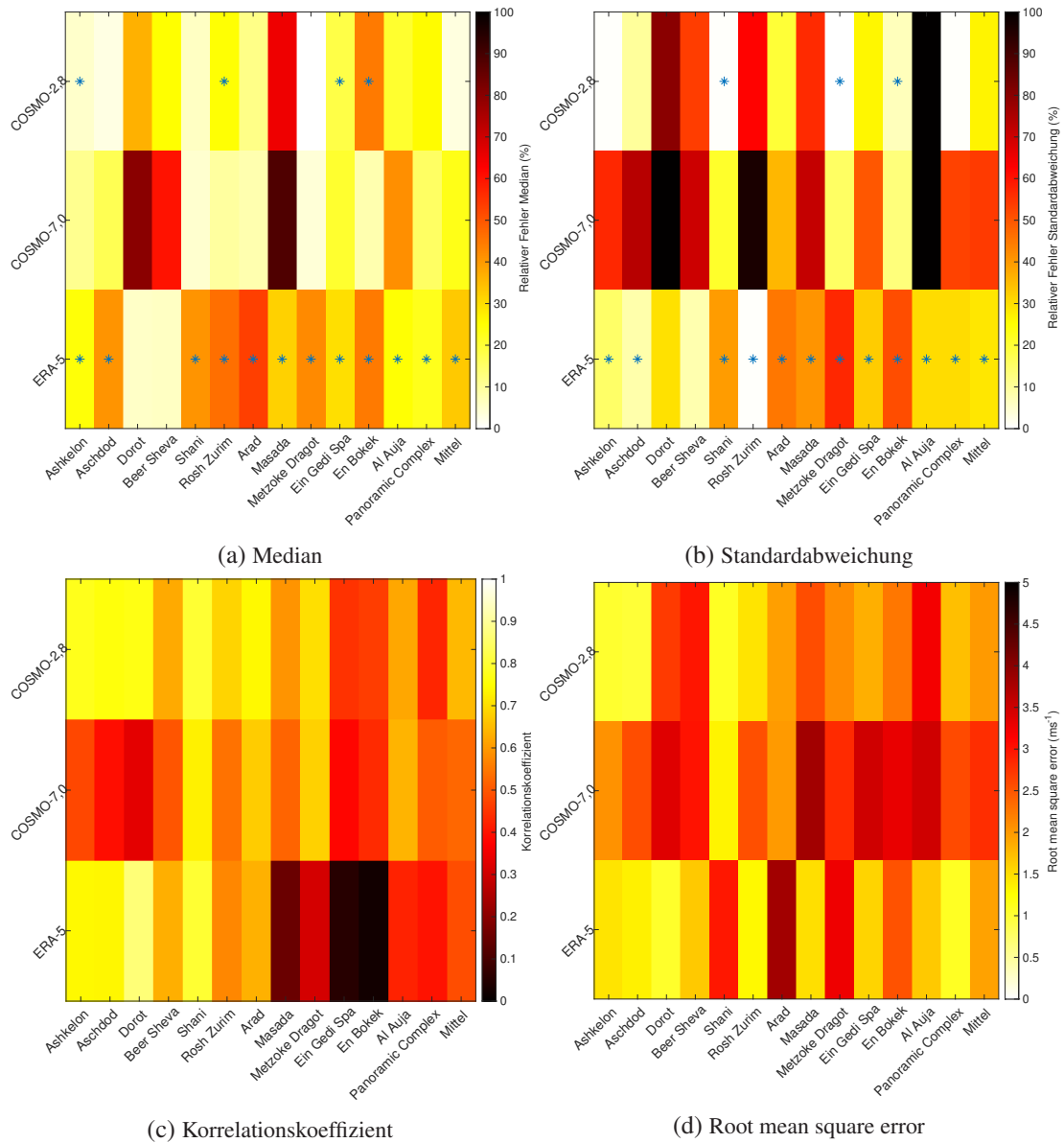


Abbildung 4.6: Oben: Relative Fehler des Medians(a) und der Standardabweichung (b) der Windgeschwindigkeit für die verschiedenen Messstationen über deren gesamten verfügbaren Messzeitraum. "Mittel" gibt den relativen Fehler der jeweiligen mittleren statistischen Kennzahl von Beobachtung und Modell an. Blaue Sterne kennzeichnen negative Abweichungen. Die Messstationen sind in dieser Abbildung nach ihrer geographischen Länge von West nach Ost angeordnet.

Unten: Korrelationskoeffizient (c) und Root mean square error (d) der Windgeschwindigkeit für die verschiedenen Messstationen über deren gesamten verfügbaren Messzeitraum. "Mittel" repräsentiert das arithmetische Mittel der jeweiligen statistischen Kennzahl.

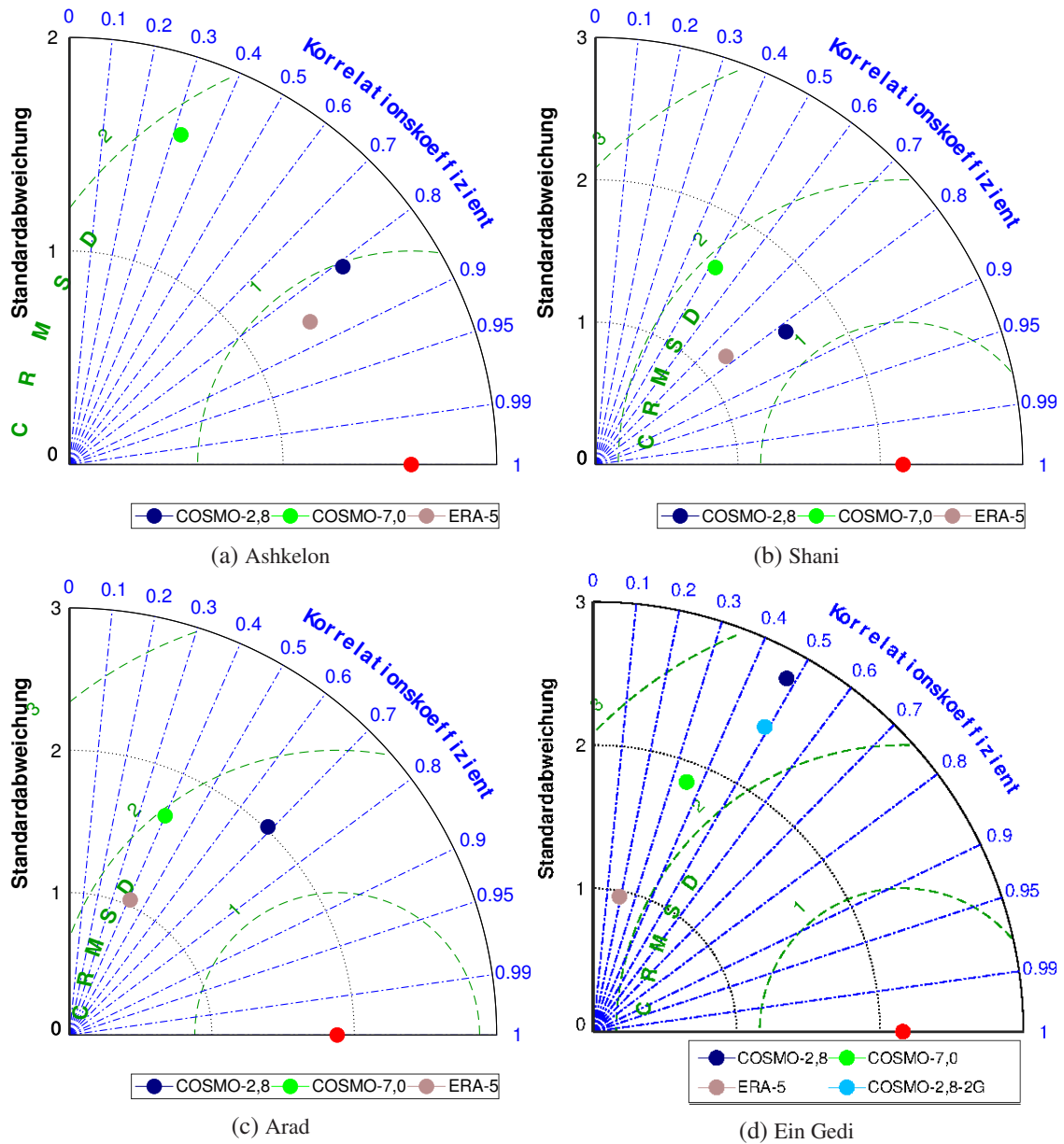


Abbildung 4.7: Taylordiagramme der Windgeschwindigkeiten zwischen 16 und 22 Uhr für den jeweils nächstgelegenen Gitterpunkt der drei Datensätze zur Beobachtung über den gesamten zur Verfügung stehenden Messzeitraum der jeweiligen Messstation (Tab. 3.2). Der rote Punkt ist die Beobachtung der Messstation. COSMO-2,8-2G zeigt die Ergebnisse des Gitterpunkts östlich der Station in Ein Gedi, welcher auch schon in Abbildung 4.4p dargestellt wurde.

Tabelle 4.2: Statistische Kennzahlen der beobachteten Windgeschwindigkeit (Obs), gemittelt über den verfügbaren Zeitraum (Tab: 3.2) der jeweiligen Station. Statistische Kennzahlen der Simulationsergebnisse des COSMO-CLM Modells mit den Gitterweiten $\Delta x = 2,8\text{km}$, $\Delta x = 7,0\text{km}$ und des ERA 5 Datensatzes mit einer Gitterweite von $\Delta x = 31\text{km}$ der am nächstgelegenen Modellgitterpunkte zu den meteorologischen Messstationen, gemittelt über die Monate Juli und August für die Jahre 2007 - 2018.

	Med Obs	Med_di 2,8	Med_di 7	Med_di 31	Std Obs	Std_di 2,8	Std_di 7	Std_di 31	Rmse 2,8	Rmse 7	Rmse 31	R 2,8	R 7	R 31	Lag 2,8 (h)	Lag 7 (h)	Lag 31 (h)
En Bokek	3,57	-1,59ⁿ	0,28^P	-1,59ⁿ	2,27	-0,16	0,30	-1,17	2,59	2,69	3,29	0,46	0,44	0,02	-1	2	5
Masada	1,90	1,24^P	1,69^P	-0,60^P	1,49	0,84	1,06	-0,61	2,37	2,95	1,38	0,59	0,52	0,15	0	0	2
Ein Gedi Spa	2,91	-0,53ⁿ	0,59^P	-0,87ⁿ	1,67	0,44	0,83	-0,54	2,06	2,57	2,12	0,45	0,38	0,06	0	1	4
Panoramic Complex	2,42	0,62 ^P	0,38 ^P	-0,55 ⁿ	1,49	0,01 [*]	0,79	-0,45	1,63	2,03	1,45	0,43	0,51	0,40	-2	2	3
Al-Auja	2,21	0,46 ^P	0,92 ^P	-0,55 ⁿ	1,31	1,63	1,60	-0,39	2,65	2,85	1,25	0,62	0,64	0,42	-1	-1	2
Aschdod	3,42	0,10 ⁿ	0,58 ^P	-1,40 ⁿ	1,46	0,14	1,06	-0,12	1,08	2,41	1,62	0,76	0,39	0,74	-1	-4	2
Ashkelon	3,65	-0,20ⁿ	0,41^P	-0,89ⁿ	1,55	0,01[*]	0,88	-0,23	1,09	2,19	1,37	0,77	0,48	0,74	0	-3	2
Dorot	2,03	0,74 ^P	1,62 ^P	0,11 ^P	1,11	0,88	1,43	0,33	1,75	2,96	0,77	0,89	0,33	0,86	-2	-4	1
Beer Sheva	2,33	0,59 ^P	1,40 ^P	0,15 ^P	1,48	0,79	1,04	0,12	2,00	2,60	1,24	0,62	0,50	0,63	-1	-3	1
Shani	3,88	0,23^P	0,19^{**}	-1,59ⁿ	2,21	-0,02[*]	0,47	-0,87	1,41	1,85	2,14	0,80	0,73	0,80	-1	-2	1
Rosh Zurim	3,58	-0,89 ⁿ	0,35 ^P	-1,66 ⁿ	1,33	0,83	1,28	-0,01 [*]	1,64	2,26	1,87	0,69	0,54	0,57	0	-2	2
Arad	4,17	0,50^P	0,34^P	-2,22ⁿ	1,98	0,39	0,71	-0,90	1,73	2,12	2,71	0,74	0,68	0,63	0	-2	0
Metzoke Dragot	3,08	0,00 ⁿ	0,13 ^{**}	-1,30 ⁿ	2,45	-0,01 [*]	0,38	-1,40	1,89	2,14	2,89	0,70	0,68	0,31	0	0	2
Mittel	3,01	0,10^P	0,68^P	-1,00ⁿ	1,68	0,45	0,91	-0,48	1,84	2,43	1,86	0,65	0,52	0,49	-0,69	-1,23	2,08
Min	1,90	-1,59	0,13	-2,22	1,11	-0,16	0,30	-1,40	1,08	1,85	0,89	0,43	0,33	0,02	-2,00	-4,00	0,00
Max	4,17	1,24	1,69	0,15	2,45	1,63	1,60	0,33	2,65	2,96	3,29	0,80	0,73	0,86	0,00	2,00	5,00

Med: Median, Std: Standardabweichung, Rmse: Root mean square error, Med_di: Differenz der Mediane von Modell und Beobachtung,

Std_di: Differenz der Standardabweichungen von Modell und Beobachtung, R: Pearson's Korrelationskoeffizient,

Lag: Zeitverschiebung in Stunden zur höchsten Korrelation, Mittel: Arithmetisches Mittel

* Der Chi-Quadrat Varianztest verwirft **nicht** die Nullhypothese, dass die modellierte Windgeschwindigkeit aus einer Normalverteilung mit der Varianz der beobachteten Windgeschwindigkeit kommt (Signifikanzniveau $\alpha=5\%$, beidseitiger Test).

** Sowohl die modellierten als auch die beobachteten Windgeschwindigkeiten sind Stichproben aus kontinuierlichen Verteilungen mit gleichen Medianen (Wilcoxon rank sum test, Signifikanzniveau $\alpha=5\%$, beidseitiger Test)

P Es gibt eine positive Verschiebung des Medians der modellierten Windgeschwindigkeiten zu dem der Beobachtungen (Wilcoxon rank sum test, Signifikanzniveau $\alpha=5\%$, rechtsseitiger Test)

ⁿ Es gibt eine negative Verschiebung des Medians der modellierten Windgeschwindigkeiten zu dem der Beobachtungen (Wilcoxon rank sum test, Signifikanzniveau $\alpha=5\%$, linksseitiger Test)

4.3 Fallbeispiele der Land- Seewindzirkulation in COSMO-CLM und Vergleich mit Beobachtungen

Im vorigen Abschnitt wurde gezeigt, dass das COSMO-CLM Klimamodell in der Lage ist, die mittleren regionalen und lokalen Windsysteme des östlichen Mittelmeerraums in unterschiedlicher Güte aber meist realistisch darzustellen. In diesem Abschnitt soll untersucht werden, inwiefern das COSMO-CLM Modell und die ERA-5 Reanalysen auch Einzelereignisse richtig abbilden.

Für diesen Abschnitt werden überwiegend Fallbeispiele aus dem Jahr 2015 ausgewählt, da es dort die höchste Verfügbarkeit an Beobachtungsdaten gibt (alle Stationen bis auf Ashdod und En Bokek). Tabelle 4.3 führt die ausgewählten Fallbeispiele auf. Der Fokus wird auf den 16. Juli 2015, dem Tag mit dem höchsten mittleren Pearson Korrelationskoeffizienten der Windgeschwindigkeiten zwischen Beobachtung und COSMO-CLM-2,8 Modellergebnis ($R = 0,79$), und den 07. August 2015, dem Tag mit der niedrigsten Gesamtkorrelation ($R = 0,26$), gelegt. Außerdem wird der 06. August 2010 diskutiert, da sich an diesem Tag das bodennahe Windfeld der COSMO-CLM-2,8 Simulation deutlich vom Mittel und den anderen Fallbeispielen unterscheidet.

Abbildung 4.8 zeigt das Geopotential in 500hPa des ERA-5 Datensatzes für die drei ausgewählten Fallbeispiele. Am 07.08.2015 befindet sich der östliche Mittelmeerraum zwischen einem Hochdruckgebiet mit Zentrum über dem Roten Meer und einem Tiefdruckgebiet mit Zentrum im Süden des Ionischen Meers. Dies führt zu einer südwestlichen Höhenströmung. Am 16.07.2015 liegt der östliche Mittelmeerraum knapp hinter einer Achse eines Trops über dem schwarzen Meer, so dass die Höhenströmung aus Nordwesten kommt. Die westlichen Höhenströmungen können den mediterranen Seewind verstärken, wenn sie bis in niedrige Höhen vordringen. Der östliche Mittelmeerraum liegt am 06.08.2010 vor einem Trog, welcher sich im Laufe des Tages abschnürt, sodass ein Höhentief entsteht. Dadurch liegt das Untersuchungsgebiet wieder in einer südwestlichen Strömung in der Höhe.

Tabelle 4.3: Fallbeispiele: Die statistischen Kennzahlen beziehen sich auf die COSMO-CLM-2,8 Simulation

Datum	Auswahlkriterium
16.07.2015	Höchstes Tagesmittel des Korrelationskoeffizienten, gemittelt für alle verfügbaren Stationen im Juli/August 2015, niedriger Rmse
07.08.2015	Niedrigstes Tagesmittel des Korrelationskoeffizienten, gemittelt für alle verfügbaren Stationen im Juli/August 2015
02.08.2015	Höchstes Tagesmittel des Rmse, gemittelt für alle verfügbaren Stationen im Juli/August 2015
16.07.2015	Niedrigstes Tagesmittel des Rmse, gemittelt für alle verfügbaren Stationen im Juli/August 2015
02.07.2015	Höchstes Tagesmittel der Windgeschwindigkeit in den Beobachtungen, gemittelt für alle verfügbaren Stationen im Juli/August 2015
07.08.2015	Niedrigstes Tagesmittel der Windgeschwindigkeit in den Beobachtungen, gemittelt für alle verfügbaren Stationen im Juli/August 2015
06.08.2010	Höchste Tagesmittel der Windgeschwindigkeit in Ashkelon und Ashdod innerhalb der gesamten Messperiode

Rmse: Root mean square error

Tabelle 4.4 fasst die über alle verfügbaren Messstationen gemittelten statistischen Kennzahlen der beobachteten Windgeschwindigkeit für die verschiedenen Fallbeispiele zusammen. In Tabelle 4.4 ist zu sehen, dass der Tag mit der geringsten Korrelation ($R_{2,8} = 0,26$) der Windgeschwindigkeit zwischen COSMO-CLM-2,8 Simulation und Beobachtungen (07.08.2015) mit $1,04 \text{ ms}^{-1}$ die geringste beobachtete Standardabweichung des Sommers 2015 (Juli/August) hat. Auch für das Jahr 2016 ist dieses Verhalten festzustellen (nicht gezeigt). Außerdem besteht mit einem Pearson's Korrelationskoeffizienten von $R = 0,56$ (nicht gezeigt) ein leicht positiver Zusammenhang zwi-

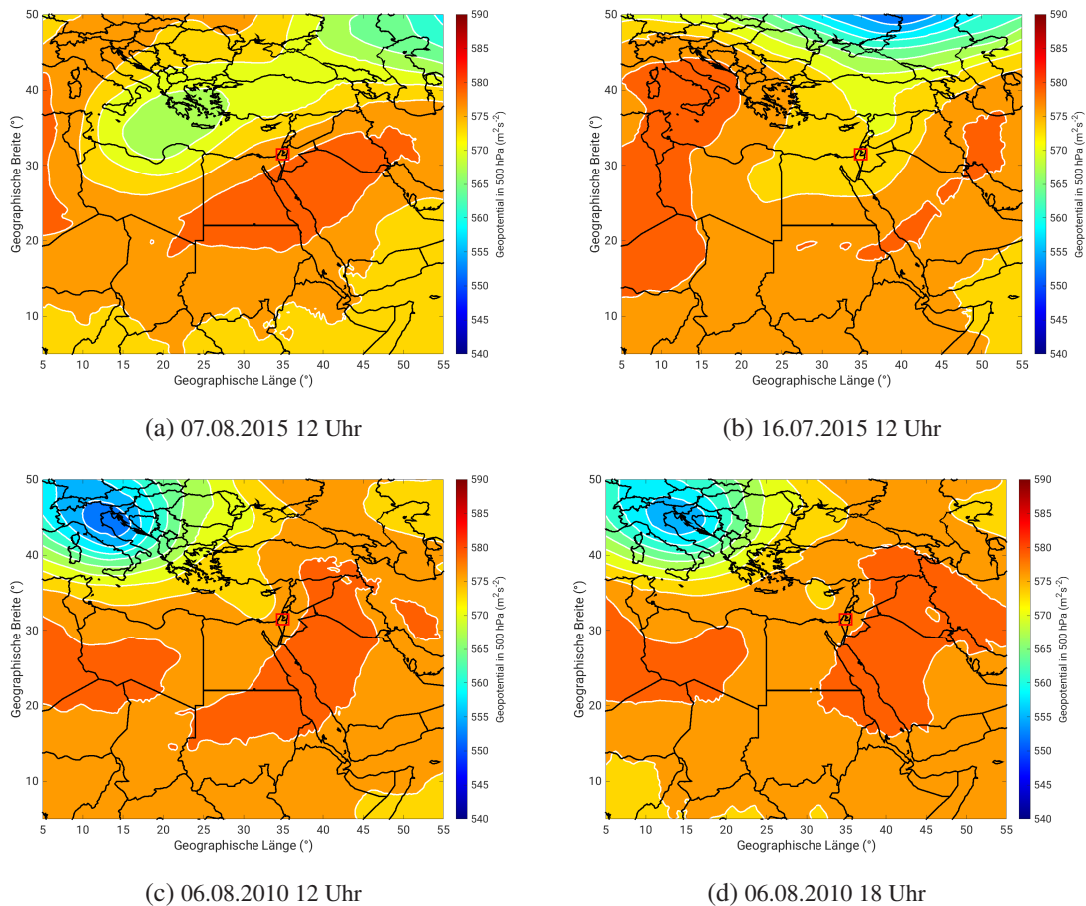


Abbildung 4.8: Stündlich gemittelt Geopotential in 500hPa des ERA-5 Datensatzes ($\Delta x = 31$ km) für den 07.08.2015, 16.07.2015 und 06.08.2010.

sehen der beobachteten Standardabweichung der Windgeschwindigkeit und der Korrelation der beobachteten Windgeschwindigkeit mit den Modellergebnissen der COSMO-CLM-2,8 Simulation für die Sommermonate 2015. Dieser Zusammenhang ist mit $R = 0,67$ (nicht gezeigt) sogar noch stärker bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation. Tage mit einer hohen beobachteten Standardabweichung, welche oft mit einem ausgeprägten mediterranen Seewind einhergehen, werden durch die COSMO-CLM Simulationen besser dargestellt als Tage mit geringen beobachteten Standardabweichungen. Dies könnte an der internen Modellvariabilität, bedingt durch kleine Druckgradienten, liegen. Des Weiteren ist auffällig, dass für jeden Tag im Juli/August 2015 die Standardabweichung der simulierten Windgeschwindigkeiten beider COSMO Simulationen im Mittel über alle Stationen größer sind als bei den Beobachtungen. Der mittlere Median und das mittlere arithmetische Mittel der beiden Simulationen bestätigen erneut die in Abschnitt 4.2 erlangte Kenntnis, dass das Modell zu einer Überschätzung der Windgeschwindigkeiten neigt.

Der 6. August 2010 zeichnet sich durch sehr hohe Windgeschwindigkeiten in Mittelmeerküstennähe aus. Die beobachtete Standardabweichung liegt über dem Mittel von 2015 und die Windgeschwindigkeiten sind etwas stärker als im Mittel von 2015. Die Differenzen von Median und Standardabweichung der beobachteten Windgeschwindigkeit zu den Simulationsergebnissen sind kleiner als an den meisten anderen Tagen, die in der Tabelle dargestellt sind. Der root mean square error der COSMO-CLM-2,8 Simulation ist mit $1,61 \text{ ms}^{-1}$ niedrig, aber der Korrelationskoeffizient

ent liegt mit $R = 0,50$ unter dem Mittel von 2015. Die COSMO-CLM-7,0 Simulation hat eine deutlich niedrigere Korrelation und einen höheren root mean square error zu den Beobachtungen. Bei einem Vergleich der statistischen Kennzahlen unterschiedlicher Jahre muss beachtet werden, dass im Jahr 2010 weniger Messungen von Stationen im Tal des Toten Meers vorliegen (Tab. 3.2). Da es sich hier um ein Mittel über alle verfügbaren Messstationen handelt, können die statistischen Kennzahlen für 2010 allgemein etwas besser ausfallen, da die Unsicherheiten der Modelle im Tal des Toten Meers meist größer sind als im Bereich der Mittelmeerküste.

An Hand der Tabelle lässt sich sagen, dass für den Sommer 2015 die COSMO-CLM-2,8 Simulation im Mittel über alle Messstationen etwas realitätsnähere Ergebnisse als die COSMO-CLM-7,0 Simulation liefert. Dies wird durch höhere Korrelationskoeffizienten, geringere root mean square errors, sowie geringere Differenzen von Standardabweichung, Mittel und Median sichtbar. Auch für das Fallbeispiel 2010 ist bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation der Pearsons Korrelationskoeffizient höher und der root mean square error niedriger.

Tabelle 4.4: Statistische Kennzahlen der beobachteten Windgeschwindigkeit (einstündig gemittelt) für die verschiedenen Fallbeispiele: Die statistischen Kennzahlen wurden über alle verfügbaren Stationen des jeweiligen Tages gemittelt. Root mean square error (Rmse), Korrelationskoeffizient (R) und die Zeitverschiebung (Lag) beziehen sich auf den Vergleich zwischen beobachteter Windgeschwindigkeit und der simulierten Windgeschwindigkeit der COSMO-CLM Simulationen 2,8 und 7,0. Einheiten in m s^{-1} .

Tag	Std	Mi	Med	Std_di 2,8	Mi_di 2,8	Me_di 2,8	R 2,8	Rmse 2,8	Lag 2,8	Std_di 7	Mi_di 7	Med_di 7	R 7	Rmse 7	Lag 7
16.07.2015	1,69	3,10	2,66	0,48	0,48	0,34	0,79	1,52	-0,36	1,12	0,52	-0,03	0,66	2,10	-1,00
07.08.2015	1,04	2,40	2,25	0,61	0,65	0,52	0,26	1,77	-1,36	0,32	0,62	0,51	0,12	1,72	-0,45
02.08.2015	1,36	3,18	2,90	1,08	0,72	0,44	0,39	2,52	-0,46	1,25	1,12	1,09	0,28	2,84	-2,82
02.07.2015	1,82	3,81	3,47	0,45	0,29	-0,10	0,69	2,03	-0,40	0,73	1,65	1,56	0,53	2,73	-0,50
06.08.2010	1,63	3,44	3,38	0,26	0,33	-0,01	0,50	1,61	-0,33	0,17	-0,11	-0,30	0,17	2,49	-1,00
Min 01.07.15 - 31.08.15	1,04	2,40	2,25	1,08	1,27	1,00	0,26	1,52	-1,36	1,85	2,16	2,05	0,12	1,72	-2,82
Max 01.07.15 - 31.08.15	1,85	3,81	3,47	0,17	-0,50	-0,56	0,79	2,52	0,09	0,02	-0,21	-0,52	0,72	3,16	0,09
Mittel 01.07.15 - 31.08.15	1,45	3,07	2,78	0,62	0,51	0,27	0,63	1,86	-0,46	1,08	1,05	0,81	0,55	2,44	-0,85

Std: Standardabweichung; Mi/Mittel: Arithmetisches Mittel; Med: Median; Std_di: Differenz der Standardabweichungen von COSMO-CLM Simulation und Beobachtung; Mittel_di: Differenz der Mittelwerte von COSMO-CLM Simulation und Beobachtung; Med_di: Differenz der Mediane von COSMO-CLM Simulation und Beobachtung; R: Pearson's Korrelationskoeffizient; Lag: Zeitverschiebung in Stunden zur höchsten Korrelation; Rmse: Root mean square error; Min: Minimalwert, Max: Maximalwert

4.3.1 Geringe horizontale Reichweite mediterraner Seewind

Abbildung 4.9 zeigt eine Karte für Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen des 07.08.2015, dem Tag mit dem niedrigsten mittleren Pearson Korrelationskoeffizienten ($R = 0,26$) zwischen Beobachtung und COSMO-CLM-2,8 Simulation. Um 0 Uhr erfasst die ERA-5 Reanalyse sowohl den mediterranen Landwind als auch die Nordwinde längs des Tal des Toten Meers. Allerdings werden über dem Judäischen Bergland und noch stärker im Tal des Toten Meers die Windgeschwindigkeiten um 2 m s^{-1} bis 4 m s^{-1} vom Modell unterschätzt. Die COSMO-CLM-7,0 Simulation stellt den mediterranen Landwind nicht dar und simuliert stattdessen schwache Nordwinde westlich des Judäischen Berglands. Am Toten Meer unterschätzt die COSMO-CLM-7,0 Simu-

lation die Nordwinde längs des Tals, aber gibt die Windrichtungen realistisch wieder. Bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation sind die Verhältnisse östlich von Rosh Zurim sehr ähnlich zum 12-jährigen Mittel (Abb. 4.2). Über dem Judäischen Bergland werden Westwinde mit Geschwindigkeiten bis 7 m s^{-1} und im Tal des Toten Meeres Nordwinde ebenfalls mit bis zu 7 m s^{-1} längs des Tals simuliert. Das Band erhöhter Windgeschwindigkeiten über dem Judäischen Bergland stellt die COSMO-CLM-7,0 Simulation nicht dar. Leider gibt es diesem Bereich keine Beobachtungen um festzustellen, welche Simulation die besseren Ergebnisse liefert. Die simulierten Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen der COSMO-CLM-2,8 Simulation stimmen östlich des Judäischen Berglands sehr gut mit den Beobachtungen überein. Westlich von Rosh Zurim werden am 07.08.2015 schwache mediterrane Landwinde gemessen und simuliert, jedoch mit etwas zu geringen Windgeschwindigkeiten im Modell.

Um 6 Uhr sind an der Mittelmeerküste sowohl im 12-jährigen Mittel, als auch am 7. August Landwinde zu messen. Windrichtung und Windgeschwindigkeit werden an der Mittelmeerküste am Besten durch den ERA-5 Datensatz wiedergegeben. Die COSMO-CLM Simulationen überschätzen dort beide die Südkomponente des mediterranen Landwinds. Die Windgeschwindigkeiten gibt die COSMO-CLM-2,8 Simulation realistisch wieder, die COSMO-CLM-7,0 Simulation überschätzt sie. Die über dem Judäischen Bergland stark variierenden Windrichtungen und auch die meist geringen Windgeschwindigkeiten werden am realistischsten durch die COSMO-CLM-2,8 Simulation erfasst. In der ERA-5 Reanalyse werden am Toten Meer schwache Südostwinde dargestellt, welche aber nicht in den Beobachtungen wiederzufinden sind. Im Bereich des Toten Meers werden die westlichen Hangabwinde nur von der COSMO-CLM-2,8 Simulation erfasst. Die COSMO-CLM-7,0 Simulation erkennt dafür aber die Südwinde, welche im Osten des Toten Meers wehen. Die Windgeschwindigkeiten werden auch hier wieder überschätzt.

Am 7. August um 12 Uhr (Abb. 4.9 (g) bis (l)) entwickeln sich, ähnlich wie im Mittel, der mediterrane Seewind, Hangaufwinde am Judäischen Bergland und der lokale Seewind am Toten Meer. Die ERA-5 Reanalyse trennt den mediterranen Seewind nicht durch ein Minimum von den Hangaufwinden am Judäischen Bergland, sondern simuliert zwischen Mittelmeerküste und Judäischem Bergland einen Streifen mit Windgeschwindigkeiten bis zu 5 m s^{-1} . Dies hat zur Folge, dass an der Mittelmeerküste und dem Judäischen Bergland, wo eigentlich die hohen Windgeschwindigkeiten zu finden sind, die simulierten Windgeschwindigkeiten zu gering simuliert werden und dazwischen zu hoch. Der mediterrane Seewind und die Hangaufwinde auf der Westseite des Judäischen Berglands werden am realistischsten von der COSMO-CLM-2,8 Simulation beschrieben. Bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation sind die Abweichungen der Windrichtungen zu den Beobachtungen etwas größer und der mediterrane Seewind wird zu niedrig simuliert. Der schwache lokale Seewind am Toten Meer zusammen mit den Hangaufwinden werden durch beide COSMO Simulationen gut abgebildet. Bei der ERA-5 Reanalyse sind nicht genügend Gitterpunkte vorhanden um diesen wiederzugeben. Außerdem ist das Tote Meer in der Land- Seeverteilung des ERA-5 Datensatz nicht vorhanden.

Das beobachtete bodennahe Windfeld um 18 Uhr unterscheidet sich vor allem im Bereich der Mittelmeerküste (kein mediterraner Seewind) und am Toten Meer (keine Hangaufwinde) deutlich von dem des 12-jährigen Mittels. Das simulierte Windfeld der COSMO-CLM Simulationen unterscheidet sich im gesamten Simulationsgebiet deutlich vom Mittel. In Ashkelon werden Nordostwinde mit Geschwindigkeiten um 5 m s^{-1} gemessen. Alle Simulationen geben dort die Windrich-

tung realistisch wieder, wobei die COSMO-CLM-2,8 Simulation die größten Abweichungen zu den Beobachtungen hat. Die Windgeschwindigkeit in Ashkelon erfassen beide COSMO-CLM Simulationen gut, im ERA-5 Datensatz wird sie jedoch unterschätzt. Zwischen der Mittelmeerküste und dem Toten Meer wehen Nordost- bis Nordwestwinde mit geringen Windgeschwindigkeiten. Nur im Süden des Judäischen Berglands (Shani und Arad) werden höhere Geschwindigkeiten mit bis zu 6 m s^{-1} erreicht. In diesem Bereich beschreibt die COSMO-CLM-7,0 Simulation das bodennahe Windfeld am realistischsten. Die Windrichtungen werden von der COSMO,CLM-2,8 Simulation und der ERA-5 Reanalyse auch zufriedenstellend dargestellt, aber die Windgeschwindigkeiten von der COSMO-CLM-2,8 Simulation überschätzt und vom ERA-5 Datensatz unterschätzt.

Der mediterrane Seewind konnte an diesem Tag nicht bis zur Oberfläche des Toten Meers vordringen. Dort werden nur schwache Winde beobachtet, welche eine Überlagerung von Hangaufwinden und nördlichen Winden längs des Tals sind. Beide COSMO-CLM Simulationen haben Schwierigkeiten die Reichweite des mediterranen Seewinds ins Tal des Toten Meeres realistisch darzustellen. Die COSMO-CLM-2,8 Simulation liefert etwas bessere Ergebnisse, aber erfasst die West-Ost Ausdehnung der Windgeschwindigkeiten auch nicht korrekt. Die niedrigen Windgeschwindigkeiten am Toten Meer werden am Besten durch die ERA-5 Reanalyse reproduziert, aber durch die wenigen Gitterpunkte können die verschiedenen Windrichtungen nicht erfasst werden.

4.3.2 Hohe horizontale Reichweite mediterraner Seewind

Abbildung 4.10 zeigt Karten für Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen des 16. Juli 2015, dem Tag mit der höchsten mittleren Korrelation zwischen Beobachtungen und der COSMO-CLM-2,8 Simulation ($R_{2,8} = 0,79$). Um 0 Uhr simulieren die COSMO-CLM Simulationen im Bereich der Mittelmeerküste schwache Nordostwinde, allerdings werden in Dorot und Ashkelon schwache Landwinde aus Südosten gemessen. Diese werden nur in der ERA-5 Reanalyse wiedergegeben. Zwischen Beer Sheva und dem Toten Meer variieren die Windgeschwindigkeiten und die Windrichtungen. Dort wird das bodennahe Windfeld am besten durch die COSMO-CLM-2,8 Simulation abgebildet. Über dem Judäischen Bergland simuliert die COSMO-CLM-2,8 Simulation Windgeschwindigkeiten bis zu 9 m s^{-1} . Dort gibt es jedoch keine Messungen für eine Verifikation. Am Toten Meer überlagern sich Hangabwinde mit nördlichen Winden längs des Tals. Die Winde wehen mit ca. 2 m s^{-1} . Die Windgeschwindigkeiten im Tal des Toten Meeres sind in der ERA-5 Reanalyse trotz mangelnder Auflösung der Orographie zufriedenstellend dargestellt (*“right by the wrong reason“*). Die COSMO-CLM-2,8 Simulation überschätzt die schwachen Winde. Auch in Bezug auf die Windrichtung liefert die COSMO-CLM-7,0 Simulation bessere Ergebnisse als die COSMO-CLM-2,8 Simulation.

Um 6 Uhr weht der mediterrane Landwind, welcher mit circa 4 m s^{-1} die höchste beobachtete Windgeschwindigkeit zu diesem Zeitpunkt im Untersuchungsgebiet hat. Der Landwind wird nur von der COSMO-CLM-2,8 Simulation erfasst. Die ERA-5 Reanalyse und die COSMO-CLM-7,0 Simulation zeigen im ganzen dargestellten Gebiet nur sehr schwache Winde, was bis auf die Geschwindigkeiten an der Mittelmeerküste plausibel ist. Die COSMO-CLM-2,8 Simulation gibt

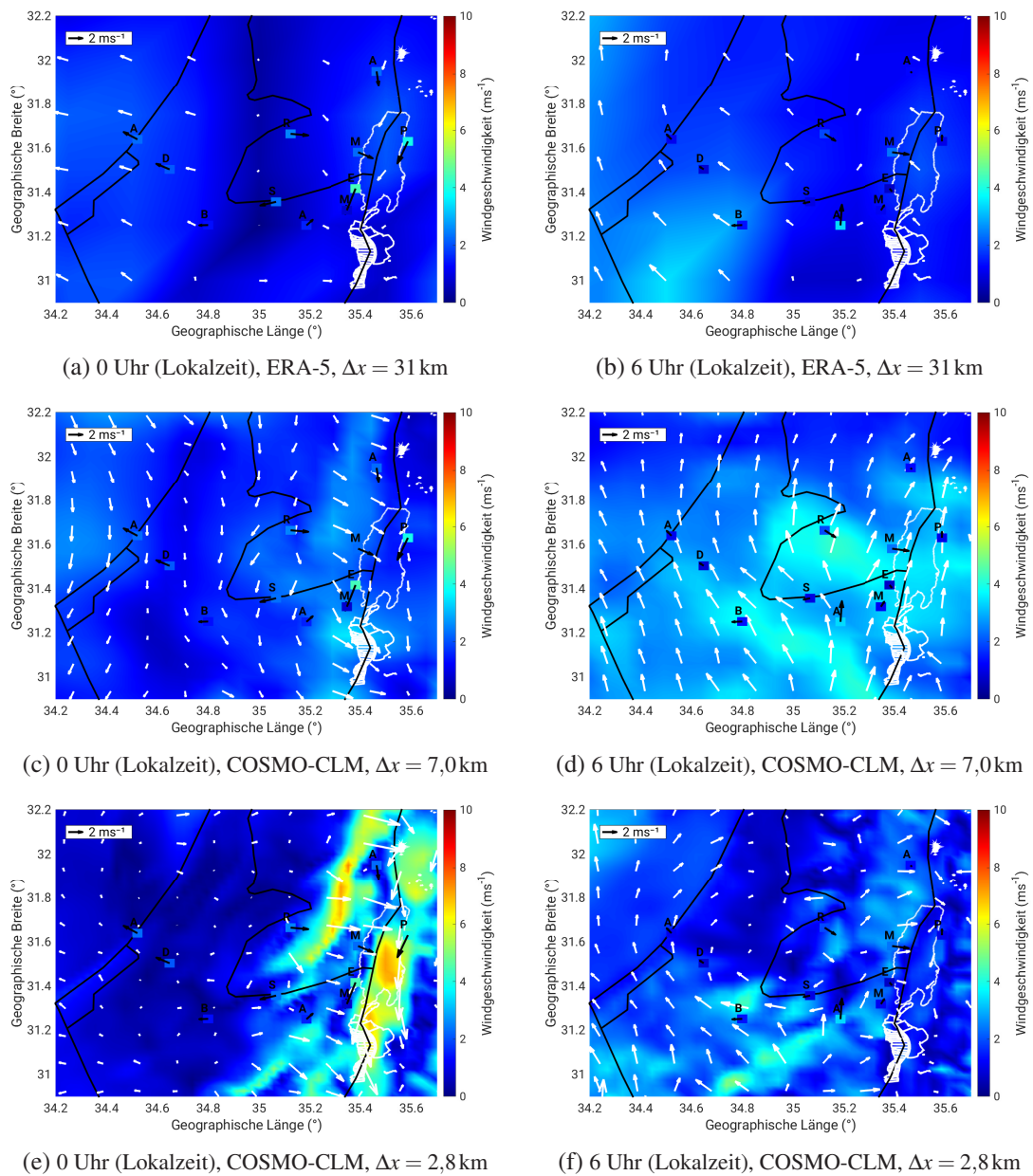
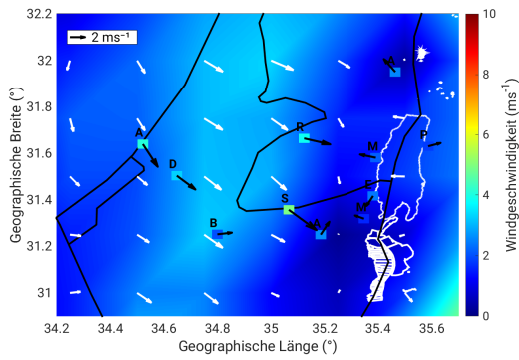
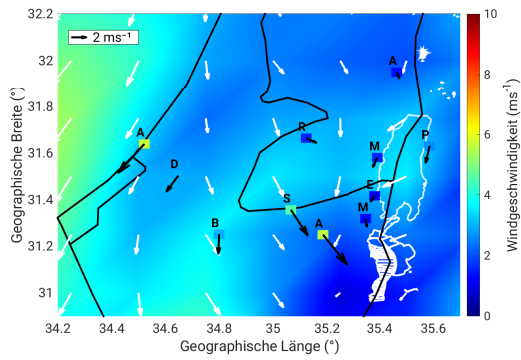


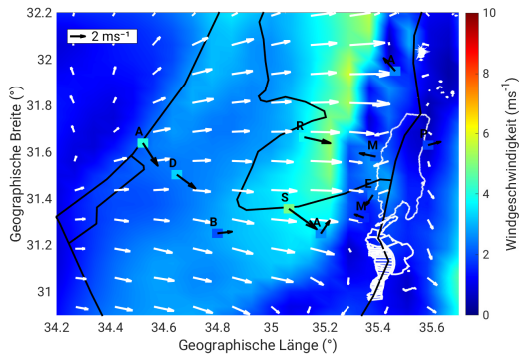
Abbildung 4.9: (a) bis (f): Stündlich gemittelte Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen des ERA-5 Datensatzes mit einer Gitterweite von $\Delta x = 31$ km und den COSMO-CLM Simulationsläufen ($\Delta x = 7,0$ km, $\Delta x = 2,8$ km) am 07.08.2015 um 0 Uhr Lokalzeit (linke Spalte) und 6 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte). Die weißen Windpfeile repräsentieren jeden 5. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation, jeden 2. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation und jeden Gitterpunkt des ERA-5 Datensatzes. Die kleinen Quadrate und die schwarzen Windpfeile sind Beobachtungsdaten der jeweiligen Messstation. Die Farbe der Quadrate und die Windpfeile der Beobachtungsdaten sind passend zu den Modelldaten skaliert.



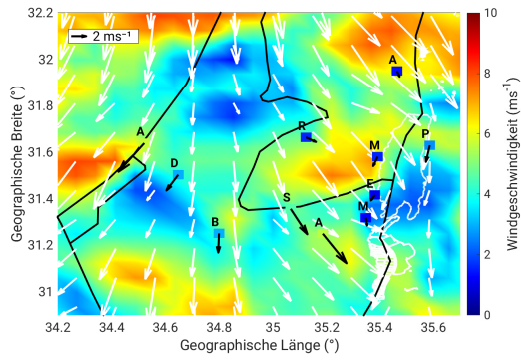
(g) 12 Uhr (Lokalzeit), ERA-5, $\Delta x = 31$ km



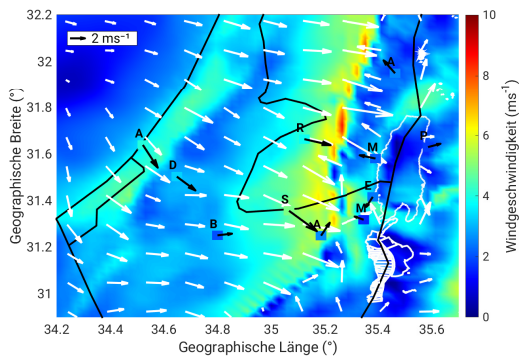
(h) 18 Uhr (Lokalzeit), ERA-5, $\Delta x = 31$ km



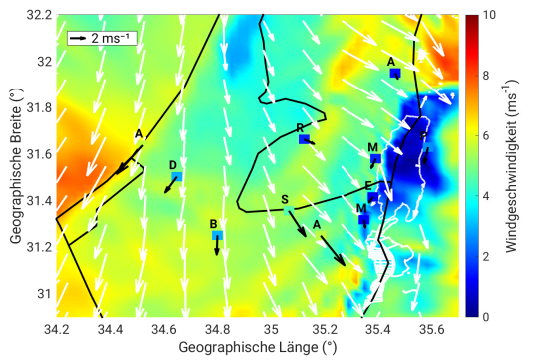
(i) 12 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 7,0$ km



(j) 18 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 7,0$ km



(k) 12 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 2,8$ km



(l) 18 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 2,8$ km

Abbildung 4.9: (g) bis (l): Wie Abb. 4.9 (a) bis (f), jedoch für 12 Uhr (linke Spalte) und 18 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte).

die beobachteten Windgeschwindigkeiten auch sehr gut wieder und zeigt zusätzlich an einigen Orten höhere Windgeschwindigkeiten, welche aufgrund fehlender Beobachtungen nicht bestätigt werden können. Über dem Judäischen Bergland haben die Westwinde in der Beobachtung und in der COSMO-CLM-2,8 Simulation im Vergleich zum 0 Uhr Termin abgenommen. Am Toten Meer setzt der lokale Seewind ein. Windrichtungen westlich des Judäischen Berglands werden durch die ERA-5 Reanalyse und die COSMO-CLM-2,8 Simulation realistisch dargestellt. Bei den Windrichtungen über dem Judäischen Bergland und im Osten davon liefert die COSMO-CLM-2,8 Simulation die besseren Ergebnisse. Allerdings sind dort die Abweichungen zu den Beobachtungen etwas größer als im Westen.

Um 12 Uhr sind die beobachtete und die simulierte bodennahen Windfelder des 16.07.2015 sehr ähnlich zu denen des 12-jährigen Mittels (Abb. 4.2). Es wehen der mediterrane Seewind, der lokale Seewind am Toten Meer und die Hangwinde am Judäischen Gebirge. In der ERA-5 Reanalyse weht der mediterrane Seewind nur schwach und wird um circa 3 m s^{-1} unterschätzt. Über dem Judäischen Bergland werden die Hangaufwinde gar nicht erfasst und somit wird der Wind in Shani um ca. 5 m s^{-1} unterschätzt. Am Toten Meer sind die schwachen Winde gut dargestellt. Die Windrichtungen gibt die ERA-5 Reanalyse im Darstellungsgebiet gut wieder. Die Ergebnisse der beiden COSMO-CLM Simulationen sind sehr ähnlich. Sie erfassen beide die drei eben genannten Windsysteme, wobei die Windgeschwindigkeiten dieser Systeme in der COSMO-CLM-2,8 Simulation circa 1 m s^{-1} bis 2 m s^{-1} stärker simuliert werden. In Ashkelon unterschätzen beide COSMO Simulationen die Windgeschwindigkeit etwas. Sowohl über dem Judäischen Bergland als auch am Toten Meer werden die Windgeschwindigkeiten von beiden COSMO-CLM Simulationen realistisch wiedergegeben.

Auch um 18 Uhr ähneln die bodennahen Windfelder des 16.07.2015 sehr denen des Mittels. Der mediterrane Seewind überlagert sich mit den Hangwinden und löst den lokalen Seewind des Toten Meers ab. Die ERA-5 Reanalyse liefert zu diesem Zeitpunkt nur an der Mittelmeerküste realistische Ergebnisse in Bezug auf die Windgeschwindigkeiten. Über dem Judäischen Bergland und am Toten Meer werden die Windgeschwindigkeiten sehr stark mit 5 m s^{-1} bis 8 m s^{-1} unterschätzt, da die Hangwinde nicht erkannt werden und der mediterrane Seewind zu schwach erfasst wird. Die Windrichtung stellt die ERA-5 Reanalyse zufriedenstellend dar. Auch das COSMO Modell gibt die Windrichtungen an den Stationen gut wieder, allerdings wird vor allem an der Mittelmeerküste die Nordkomponente des Winds etwas überschätzt. Im Bereich der Mittelmeerküste überschätzen beide COSMO Simulationen die Windgeschwindigkeiten. Dies ist bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation noch stärker ausgeprägt als bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation: In Ashkelon wird der Wind zB. um knapp 8 m s^{-1} überschätzt. Über dem Judäischen Bergland liefern beide COSMO Simulationen realistische Windgeschwindigkeiten und überschätzen nur in Arad die Winde um etwa 2 m s^{-1} . Auch auf der Westseite des Toten Meers simulieren beide COSMO-CLM Simulationen realistische Windgeschwindigkeiten. Allerdings gelingt es der COSMO-CLM-2,8 Simulation im Gegensatz zur COSMO-CLM-7,0 Simulation die Reichweite der Windfront ins Tal korrekt darzustellen und somit die niedrige Windgeschwindigkeit an der Station "Panoramic Complex" realistisch zu beschreiben.

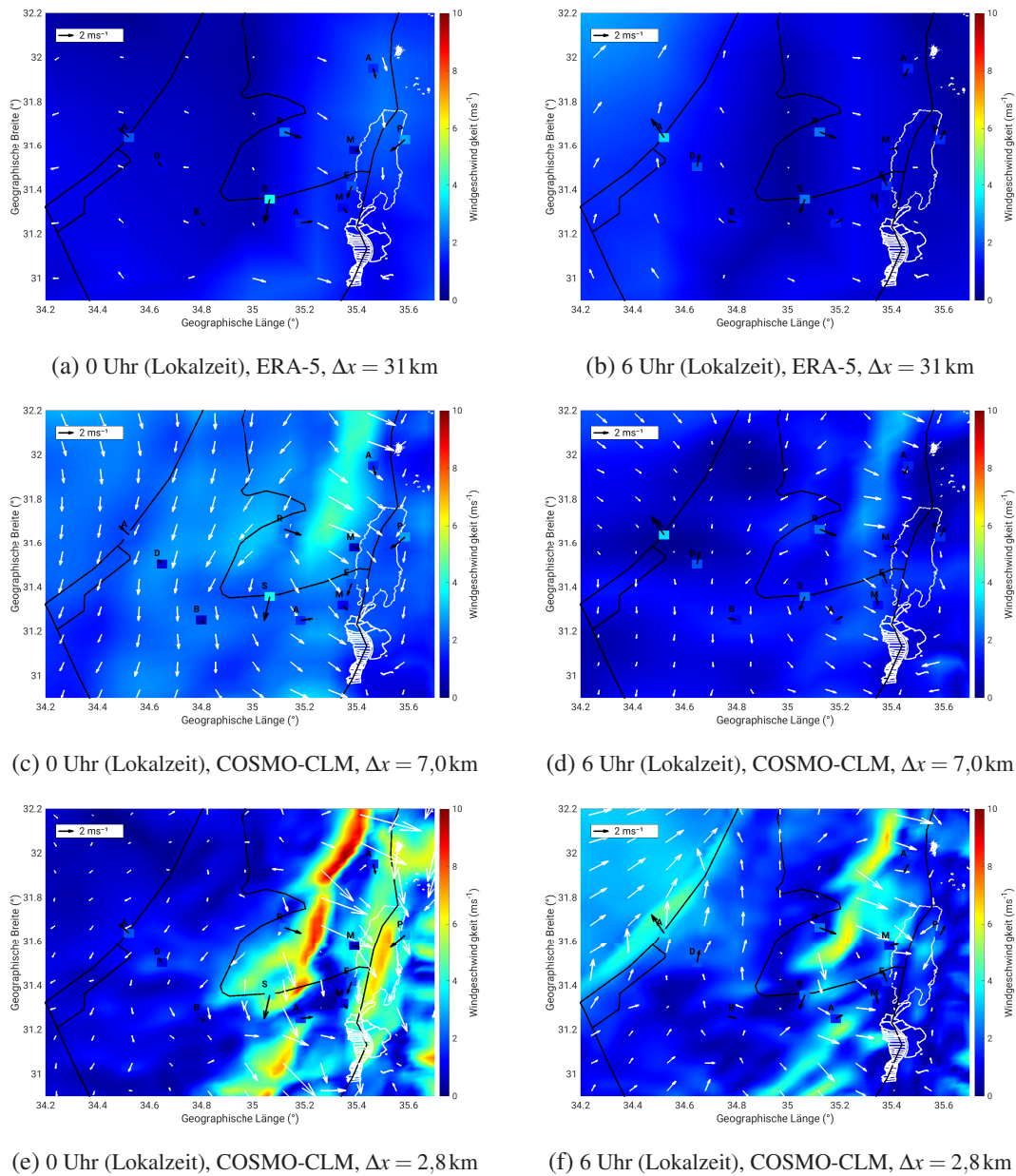
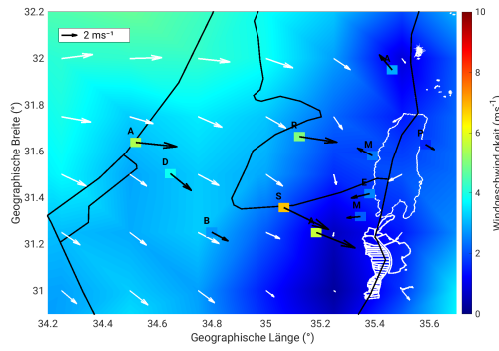
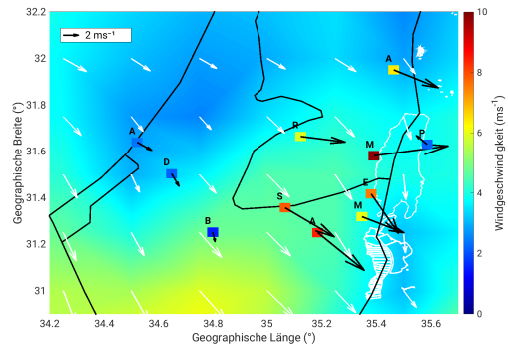


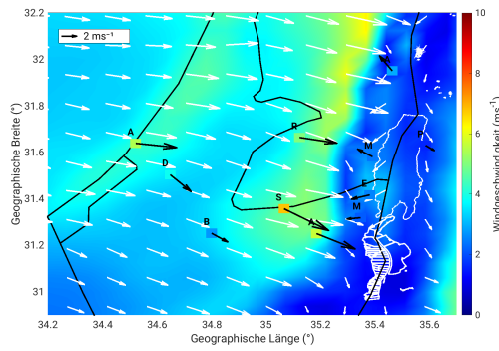
Abbildung 4.10: (a) bis (f): Stündlich gemittelte Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen des ERA-5 Datensatzes mit einer Gitterweite von $\Delta x = 31$ km und den COSMO-CLM Simulationsläufen ($\Delta x = 7,0$ km, $\Delta x = 2,8$ km) am 16.07.2015 um 0 Uhr Lokalzeit (linke Spalte) und 6 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte). Die weißen Windpfeile repräsentieren jeden 5. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation, jeden 2. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation und jeden Gitterpunkt des ERA-5 Datensatzes. Die kleinen Quadrate und die schwarzen Windpfeile sind Beobachtungsdaten der jeweiligen Messstation. Die Farbe der Quadrate und die Windpfeile der Beobachtungsdaten sind passend zu den Modelldaten skaliert.



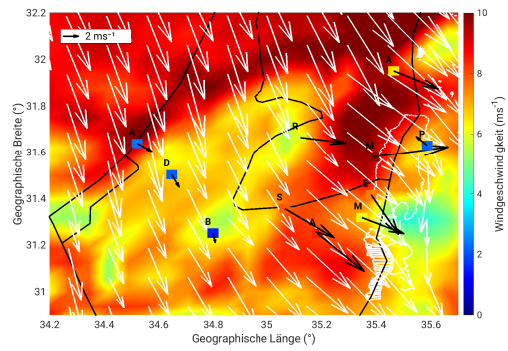
(g) 12 Uhr (Lokalzeit), ERA-5, $\Delta x = 31$ km



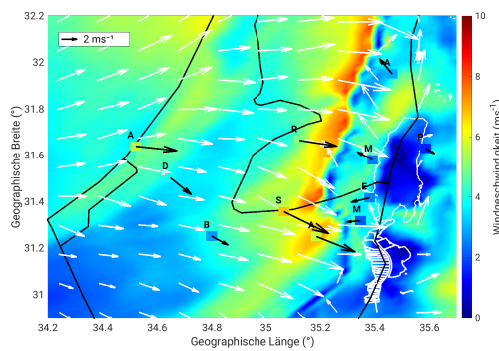
(h) 18 Uhr (Lokalzeit), ERA-5, $\Delta x = 31$ km



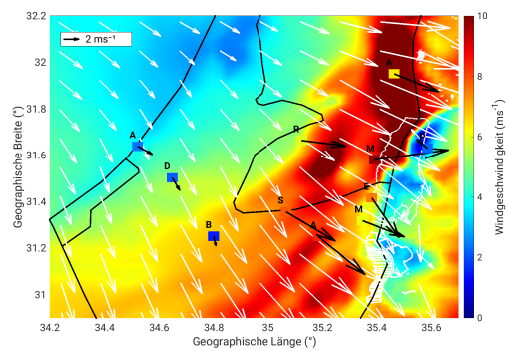
(i) 12 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 7,0$ km



(j) 18 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 7,0$ km



(k) 12 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 2,8$ km



(l) 18 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 2,8$ km

Abbildung 4.10: (g) bis (l): Wie Abb. 4.10 (a) bis (f), jedoch für 12 Uhr (linke Spalte) und 18 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte).

In der Nacht und am Vormittag sind die beobachteten und simulierten bodennahen Windfelder der COSMO-CLM-2,8 Simulation am 07.08.2015 und am 16.07.2015 sehr ähnlich. Erst am Nachmittag/Abend gibt es große Unterschiede. Der größte Unterschied ist, dass am 16.07.2015 der mediterrane Seewind ins Tal des Toten Meers vordringt und am 07.08.2015 nicht. Dies könnte daran liegen, dass bedingt durch eine Inversion im Tal des Toten Meers der mediterrane Seewind nicht ins Tal hinunter gelangen kann und über dem Tal hinweg weht.

Tabelle 4.5 beinhaltet statistische Kennzahlen der Windgeschwindigkeit für eine Stationsauswahl im Vergleich mit dem nächstgelegenen Gitterpunkt der COSMO-CLM Simulationen. Dort ist zu erkennen, dass am 07.08.2015 der niedrige Korrelationskoeffizient vor allem durch Stationen im Tal des Toten Meers zustande kommt. Beide COSMO-CLM Simulationen und die Reanalyse erkennen, dass am 7. August der mediterrane Seewind nicht ins Tal des Toten Meeres vordringt (Abb. 4.11). Die geringen Schwankungen der Windgeschwindigkeiten werden vermutlich durch die Modelle nicht so gut erfasst, wodurch die geringe Korrelation zustande kommt. Dies bestätigen auch die root mean square error, welche am 07.08.2015 kaum höher sind als am 17.07.2015 (Tab. 4.5). Des Weiteren ist an den Zeitreihen (Abb. 4.11) erneut zu erkennen, dass am Toten Meer und über dem Judäischen Bergland an diesen Tagen ein Mehrwert der COSMO-CLM Simulationen gegenüber der ERA-5 Reanalyse besteht, da Hangwinde und mediterraner Seewind dort von der ERA-5 Reanalyse deutlich unterschätzt werden. Die Zeitreihen (Abb. 4.11) und die Statistik (Tab. 4.5) zeigen auch, dass an diesen beiden Tagen beide COSMO-CLM Simulationen am Toten Meer und besonders über dem Judäischen Bergland ähnlich gute Ergebnisse bringen. In Ashkelon überschätzt die COSMO-CLM-7,0 Simulation am 16.07.2015 den mediterranen Seewind erheblich. Bereits in einem 12-jährigen Mittel (Kapitel 4.2) wurde gezeigt, dass die COSMO-CLM-7,0 Simulation dazu neigt, an der Mittelmeerküste die Windgeschwindigkeiten zu überschätzen.

4.3.3 Extremwetterlage „hohe Windgeschwindigkeiten“ an der Mittelmeerküste

Am 6. August 2010 wurden in Ashkelon und Aschdod die höchsten mittleren Windgeschwindigkeiten innerhalb der gesamten verfügbaren Messperiode gemessen. Außerdem unterscheidet sich das bodennahe Windfeld von denen der beiden bereits diskutierten Tage und dem des 12-jährigen Mittels deutlich. Wie gut kann das COSMO-CLM Modell das Windfeld eines vom mehrjährigen Mittel deutlich abweichenden Tages darstellen und gibt es dort noch größere Unterschiede zwischen den beiden COSMO-CLM Simulationen? Statistische Kennzahlen (Tabelle 4.4) haben bereits gezeigt, dass die COSMO-CLM-2,8 Simulation im Mittel über alle Stationen eine höhere Korrelation und einen geringeren root mean square error als die COSMO-CLM-7,0 Simulation aufweist. Tabelle 4.5 zeigt, dass die COSMO-CLM-2,8 Simulation an der Mittelmeerküste noch sehr gute Ergebnisse in Bezug auf die Windgeschwindigkeit liefert ($R = 0,95$), am Toten Meer und über dem Judäischen Bergland aber die Korrelation bis auf $R = 0,07$ abnimmt. Die COSMO-CLM-7,0 Simulation hat eine höhere Korrelation zur beobachteten Windgeschwindigkeit im Judäischen Bergland (nur Arad) als die COSMO-CLM-2,8, hat allerdings dafür auch deutlich höhere root

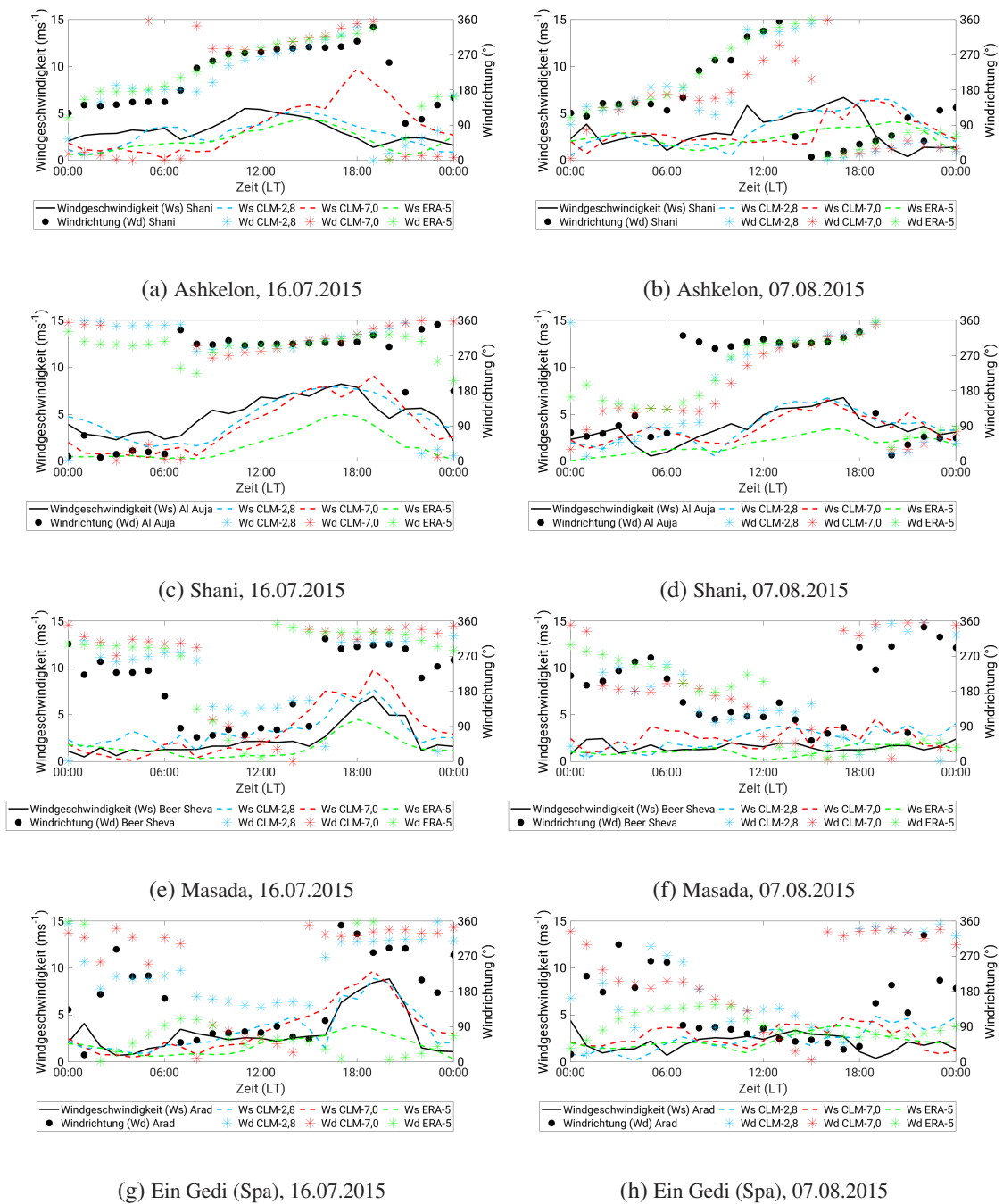


Abbildung 4.11: Zeitreihen der Windrichtung und Windgeschwindigkeit von Beobachtungsdaten und Modelldaten der COSMO-CLM Simulationen und des ERA-5 Datensatzes für den jeweils nächstgelegenen Gitterpunkt am 16.07.2015 (linke Spalte) und 07.08.2015 (rechte Spalte).

Tabelle 4.5: Statistische Kennzahlen der Windgeschwindigkeit des 16.07.2015 und 07.08.2015 für die einzelnen Stationen im Vergleich mit dem nächstgelegenen Gitterpunkt der COSMO-CLM-2,8 und COSMO-CLM-7,0 Simulation.

		R 2,8	Rmse 2,8	Lag 2,8	R 7	Rmse 7	Lag 7
16.07.15	Ein Gedi Spa	0,85	1,29	0	0,84	1,47	0
	Masada	0,89	1,33	0	0,85	1,92	0
	Ashkelon	0,58	1,23	-2	-0,07	3,05	-6
	Shani	0,83	1,26	0	0,84	2,02	0
	Arad	0,87	1,42	1	0,89	1,35	0
07.08.15	Ein Gedi Spa	-0,19	1,70	-6	-0,05	1,63	0
	Masada	0,01	1,39	-1	-0,25	1,56	0
	Ashkelon	0,36	2,08	-3	0,03	2,31	-3
	Shani	0,77	1,14	0	0,66	1,26	0
	Arad	0,59	1,94	0	0,66	1,32	0
06.08.10	Ein Gedi Spa	-	-	-	-	-	-
	Masada	0,07	1,78	0	0,63	2,19	0
	Ashkelon	0,95	1,66	0	0,57	3,67	0
	Shani	0,35	1,20	0	-0,25	2,37	0
	Arad	0,10	1,62	0	0,26	1,46	0

R: Pearson's Korrelationskoeffizient, Rmse: Root mean square error, Lag: Zeitverschiebung in Stunden

mean square error (nur Shani).

Abbildung 4.12 zeigt das bodennahe Windfeld für verschiedene Uhrzeiten des 6. August 2010. Um 0 Uhr (Abb. 4.12(a), (c), (e)) wehen im Bereich der Mittelmeerküste (Ashkelon, Aschdod, Dorot) schwache Nordostwinde. Diese werden von allen drei Simulationen erfasst, allerdings auch teilweise deutlich im Betrag überschätzt. Auch über dem Judäischen Bergland (Rosh Zurim, Shani, Arad) wehen Nordostwinde, welche mit bis zu 5 m s^{-1} stärker sind als an der Mittelmeerküste. Alle Simulationen stellen dort die Windrichtungen realistisch dar, bei den Windgeschwindigkeiten liefert die COSMO-CLM-2,8 Simulation die besten Ergebnisse, da die COSMO-CLM-7,0 Simulation und die ERA-5 Reanalyse die Geschwindigkeiten deutlich unterschätzen. An der Westküste des Toten Meers wehen Nordwestwinde mit Geschwindigkeiten von knapp 4 m s^{-1} , welche eine Überlagerung von Hangabwinden aus Westen und Nordwinden längs des Tals darstellen. Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten beschreibt dort nur die COSMO-CLM-2,8 Simulation realistisch. Die Windgeschwindigkeiten im östlichen Mittelmeerraum werden zu diesem Zeitpunkt am Besten durch die COSMO-CLM-2,8 Simulation dargestellt, da die COSMO-CLM-7,0 Simulation und der ERA-5 Datensatz die Windgeschwindigkeiten an der Mittelmeerküste überschätzten und im restlichen Simulationsgebiet unterschätzen.

Um 6 Uhr (Abb. 4.12(b), (d), (f)) werden in der westlichen Hälfte des Simulationsgebietes schwache Winde aus überwiegend südöstlichen Richtungen gemessen. Dies sind Hangabwinde des Ju-

däischen Gebirges und der mediterrane Landwind. Im ERA-5 Datensatz werden die Windrichtungen im Landesinneren realistisch dargestellt, aber an der Mittelmeerküste wird der Südostwind nicht erfasst und über dem Judäischen Bergland werden die Windgeschwindigkeiten unterschätzt. Die COSMO-CLM-7,0 Simulation simuliert die Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten realistisch, nur in Shani wird die Windgeschwindigkeit unterschätzt. Die COSMO-CLM-2,8 Simulation zeigt Nordostwinde, aber schätzt die Windgeschwindigkeit in Shani besser ein. In der Nähe des Toten Meers gibt es leider nur Messungen in Masada und Metzoke Dragot. In Metzoke Dragot wehen Westwinde mit bis zu 4 ms^{-1} und in Masada sehr schwache Südostwinde. In Metzoke Dragot wird der Wind am besten durch die COSMO-CLM-2,8 Simulation dargestellt, in Masada hingegen durch die COSMO-CLM-7,0 Simulation.

Um 12 Uhr (Abb. 4.12(g), (i), (k)) messen Stationen an der Mittelmeerküste starke Nordwestwinde mit bis zu 9 ms^{-1} . Die COSMO-CLM-2,8 Simulation simuliert dort nur Geschwindigkeiten bis zu 6 ms^{-1} . Die beiden anderen Datensätze liefern noch geringere Windgeschwindigkeiten und die COSMO-CLM-7,0 simuliert Südwestwinde statt Nordwestwinde. Westlich von einer Linie zwischen Beer Sheva und Rosh Zurim werden Nordwestwinde gemessen und von der COSMO-CLM-2,8 Simulation und dem ERA-5 Datensatz simuliert. Östlich der Linie wehen vornehmlich Südostwinde und direkt am Toten Meer Westwinde (lokaler Seewind Totes Meer und Hangaufwinde). Der ERA-5 Datensatz stellt die Windrichtungen zufriedenstellend dar, aber unterschätzt fast überall die Windgeschwindigkeiten. Die simulierten Winde der COSMO-CLM-7,0 Simulation erreichen im Bereich der Mittelmeerküste keine brauchbaren Ergebnisse, am Toten Meer werden die Winde etwas besser wiedergegeben. Die COSMO-CLM-2,8 Simulation liefert zu diesem Zeitpunkt die besten Ergebnisse in Bezug auf Windrichtung und Windgeschwindigkeit. In der Mitte zwischen Mittelmeer und Totem Meer wird eine Konvergenzlinie simuliert. Die simulierten Windrichtungen stimmen dort allerdings weitgehend nicht mit den Beobachtungen überein was aber an den niedrigen Windgeschwindigkeiten liegen kann. Außerdem bildet die geringe Stationsdichte hier die mesoskalige Konvergenzlinie nicht gut ab.

Um 18 Uhr werden an allen verfügbaren Stationen Winde aus nördlichen Richtungen gemessen. Die Windgeschwindigkeiten sind über dem Mittelmeer am stärksten und nehmen mit dem Abstand von der Mittelmeerküste ins Landesinnere ab. In Ashkelon wird eine Windgeschwindigkeit von $10,7 \text{ ms}^{-1}$ um 16 Uhr (Stundenmittel) erreicht. Am Toten Meer sind die Windgeschwindigkeiten mit Werten um die 2 ms^{-1} niedrig. Eine weitere Besonderheit des Tages ist, dass an der Mittelmeerküste sogar um 23 Uhr noch Windgeschwindigkeiten über 7 ms^{-1} gemessen werden. Im Landesinneren sind die Windgeschwindigkeiten zu dieser Uhrzeit mit circa 2 ms^{-1} deutlich abgeschwächt.

Die Simulationsergebnisse der beiden COSMO-CLM Simulationen unterscheiden sich um 18 Uhr deutlich voneinander. Die Ergebnisse des ERA-5 Datensatzes ähneln denen der COSMO-CLM-2,8 Simulation. Die COSMO-CLM-2,8 Simulation simuliert in der westlichen Hälfte des Simulationsgebietes starke Nordwinde, welche nach Osten hin abnehmen. Die beobachteten Windgeschwindigkeiten nehmen nach Osten hin noch schneller ab als in der Simulation. Am Toten Meer wehen nur noch schwache Nordostwinde. Die Windgeschwindigkeiten werden dort von der COSMO-CLM-2,8 Simulation realistisch dargestellt aber es werden auch Ostwinde simuliert, welche in den Beobachtungen nicht gemessen werden. Der ERA-5 Datensatz zeigt ähnliche Ergebnisse, nur dass dort die Windgeschwindigkeiten geringer sind und nach Osten hin früher abschwächen. Dies

hat zur Folge, dass die Geschwindigkeiten an der Mittelmeerküste um ca. 4ms^{-1} unterschätzt werden, die Windgeschwindigkeiten im Landesinneren aber gut abgebildet werden. Die COSMO-CLM-7,0 Simulation simuliert im Norden des Simulationsgebietes sehr starke Nordwinde, welche im weiteren Verlauf des Abends immer weiter nach Süden vordringen. In Ashkelon und Ashdod werden die Windgeschwindigkeiten um 18 Uhr stark unterschätzt. Die Windrichtungen weichen im gesamten Simulationsgebiet von den Beobachtungen ab. Auch das weitere Vordringen der Windfront nach Süden wird nicht durch die Messungen bestätigt, sodass es große Abweichungen der Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen zu den Beobachtungen gibt. Für diesen besonderen Fall liefert die COSMO-CLM-2,8 Simulation im Mittel die besten Ergebnisse (Tab 4.4, Abb. 4.12) und bringt einen deutlichen Mehrwert im Vergleich zu COSMO-CLM-7,0.

Auch an den Zeitreihen der Windgeschwindigkeit und Windrichtung in Abbildung 4.13 ist zu erkennen, dass sich der Verlauf von Windrichtung und Geschwindigkeit am 06.08.2010 von den anderen Tagen unterscheidet und in diesem Fall die COSMO-CLM-2,8 Simulation einen Mehrwert bringt. Statt dem typischen Windmaximum, das mit dem mediterranen Seewind einhergeht und in Ashkelon häufig gegen 11 Uhr erreicht wird, wird an diesem Tag der stärkste Wind erst um 17 Uhr gemessen. Um 13 Uhr wird der mediterrane Seewind von einer starken, nur küstennahen Nord bis Nordostströmung abgelöst.

Vor allem am Abend unterschätzen die COSMO-CLM-7,0 Simulation und die ERA-5 Reanalyse die hohen Windgeschwindigkeiten. Der mäandrierende Verlauf der Windgeschwindigkeit der COSMO-CLM-7,0 Simulation zwischen 12 und 18 Uhr stimmt auch nicht mit den Beobachtungen überein. Auch die dazugehörigen Windrichtungen weichen um circa 160° von den Beobachtungen ab. Die COSMO-CLM-2,8 Simulation liefert am 06.08.2010 gute Ergebnisse in Bezug auf Windrichtung und Windgeschwindigkeit. Der Verlauf der Windgeschwindigkeit wird auch gut durch die ERA-5 Reanalyse erfasst, aber die entscheidenden maximalen Windgeschwindigkeiten werden um knapp 3ms^{-1} unterschätzt.

Die in Ashkelon gemessene Nordströmung dringt nicht bis nach Shani vor. Allerdings ist der mediterrane Seewind gestört, sodass in Shani die sonst typischen Nordwestwinde nicht gemessen werden. Stattdessen dreht der Wind zyklonal zwischen 12 und 21 Uhr von Süd auf Nordost. Trotzdem wird das Windmaximum, wie sonst auch, am Nachmittag erreicht. Alle Modelle erfassen die Windrichtungen bis 17 Uhr sehr gut. Auch danach sind die Ergebnisse noch zufriedenstellend, weisen aber schon etwas größere Abweichungen auf. Die weitere Winddrehung auf Ost wird in den Modellen nicht mitvollzogen. Die Windgeschwindigkeiten und deren Verlauf werden in Shani am besten von der COSMO-CLM-2,8 Simulation wiedergegeben, da die ERA-5 Reanalyse die Geschwindigkeiten erneut unterschätzt und bei der anderen COSMO Simulation die Windgeschwindigkeiten sowohl unterschätzt als auch überschätzt werden.

In Masada weht der Wind über den ganzen Tag hinweg nur sehr schwach. Die beobachteten Windrichtungen ähneln hier denen des 12-jährigen Mittels und werden von allen drei Simulationen ähnlich gut wiedergegeben. Um die Mittagszeit wird der östliche lokale Seewind, überlagert mit Hangaufwinden, beobachtet. Am Abend dreht der Wind auf Nordwest, aber die Windgeschwindigkeiten erreichen maximal knapp 4ms^{-1} . Die Windgeschwindigkeiten werden in Masada am besten von der ERA-5 Reanalyse abgebildet. Morgens überschätzt die COSMO-CLM-2,8 Simulation die Geschwindigkeiten, liefert am restlichen Tag aber auch gute Ergebnisse. Die COSMO-CLM-

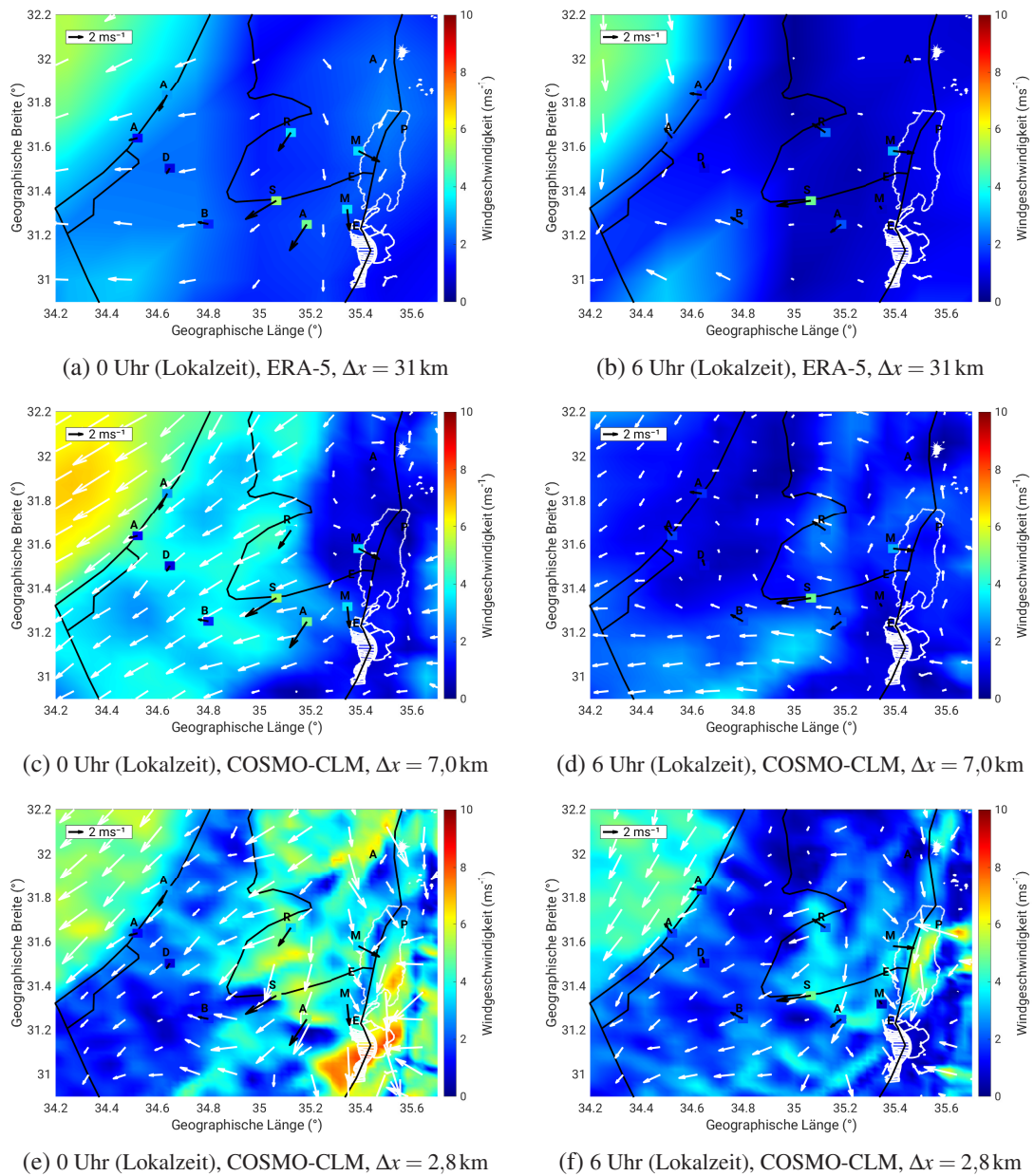
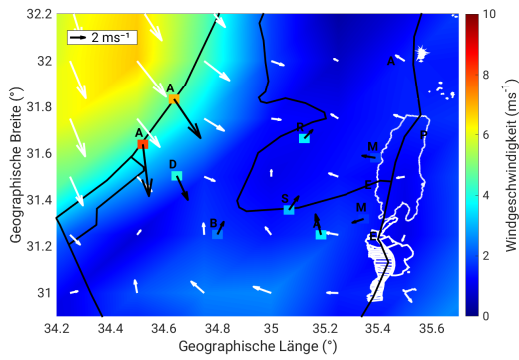
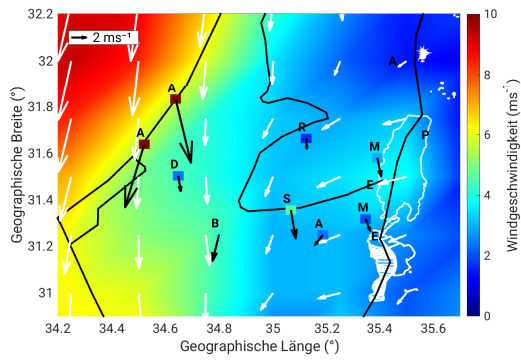


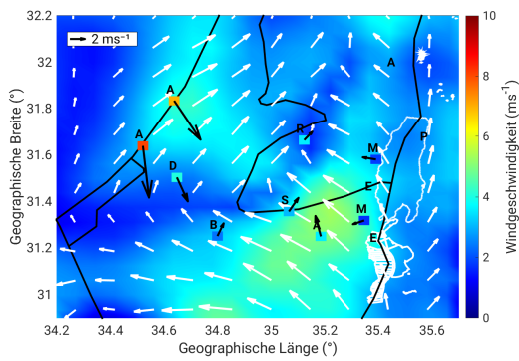
Abbildung 4.12: (a) bis (f): Stündlich gemittelte Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen des ERA-5 Datensatzes mit einer Gitterweite von $\Delta x = 31$ km und den COSMO-CLM Simulationsläufen ($\Delta x = 7,0$ km, $\Delta x = 2,8$ km) am 06.08.2010 um 0 Uhr Lokalzeit (linke Spalte) und 6 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte). Die weißen Windpfeile repräsentieren jeden 5. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation, jeden 2. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation und jeden Gitterpunkt des ERA-5 Datensatzes. Die kleinen Quadrate und die schwarzen Windpfeile sind Beobachtungsdaten der jeweiligen Messstation. Die Farbe der Quadrate und die Windpfeile der Beobachtungsdaten sind passend zu den Modelldaten skaliert.



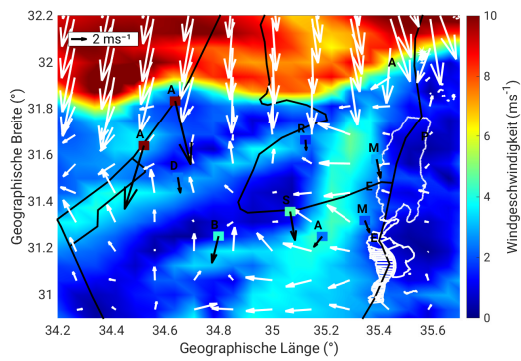
(g) 12 Uhr (Lokalzeit), ERA-5, $\Delta x = 31$ km



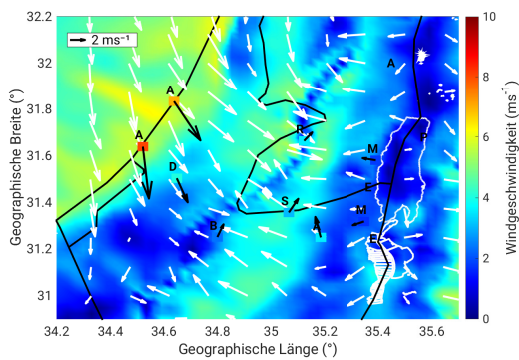
(h) 18 Uhr (Lokalzeit), ERA-5, $\Delta x = 31$ km



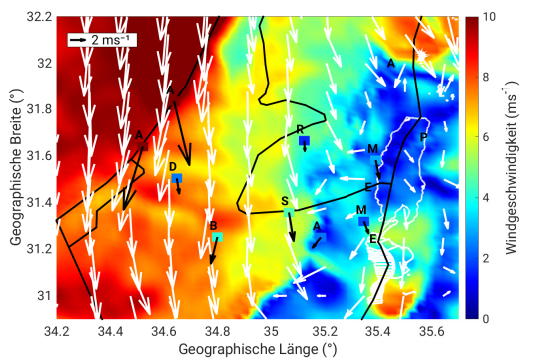
(i) 12 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 7,0$ km



(j) 18 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 7,0$ km



(k) 12 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 2,8$ km

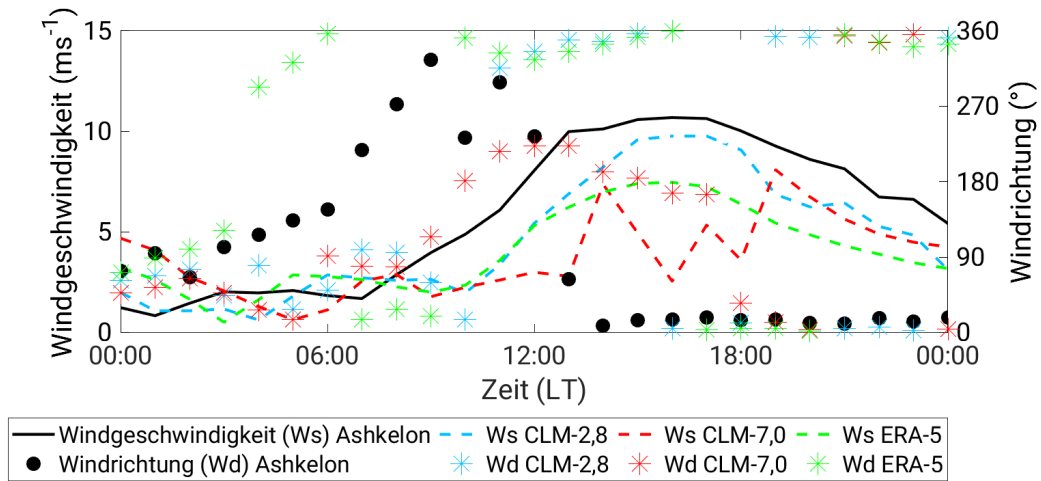


(l) 18 Uhr (Lokalzeit), COSMO-CLM, $\Delta x = 2,8$ km

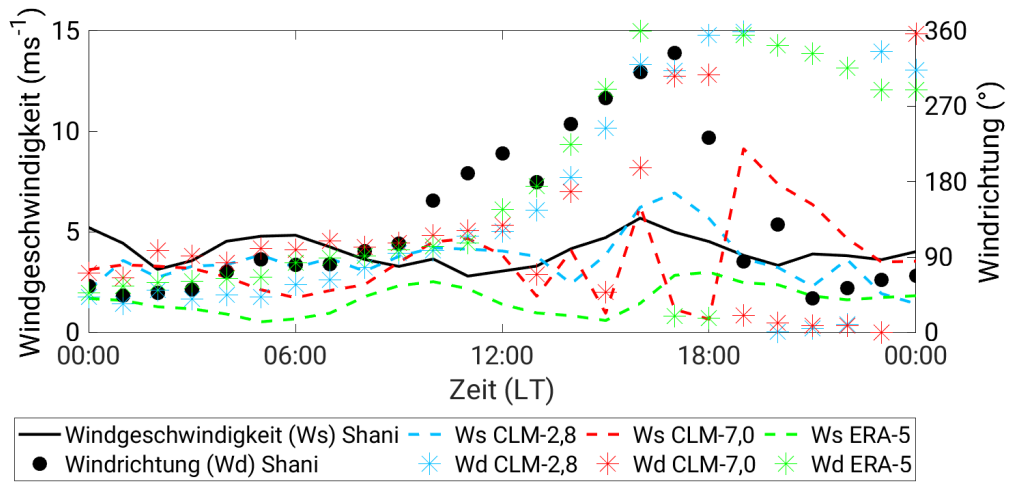
Abbildung 4.12: (g) bis (l): Wie Abb. 4.12 (a) bis (f), jedoch für 12 Uhr (linke Spalte) und 18 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte).

7,0 Simulation überschätzt den lokalen Seewind des Toten Meers etwas. Am Abend simuliert sie jedoch Winde bis 8 m s^{-1} und erkennt nicht, dass an diesem Tag nur schwache Winde mit bis zu 4 m s^{-1} in Masada wehen.

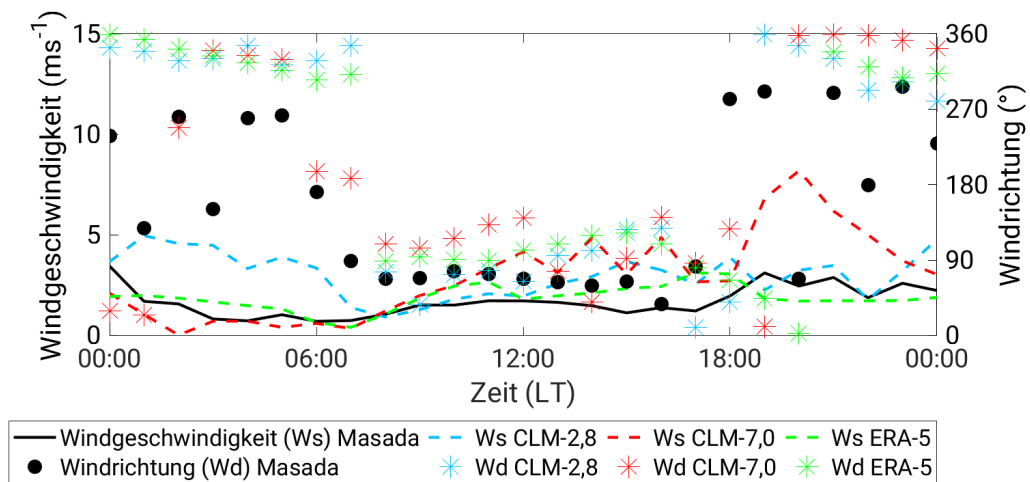
Woher kommen nun die starken bodennahen Nordwinde an der Mittelmeerküste und warum werden sie nur von der COSMO-CLM-2,8 Simulation zufriedenstellend erfasst? Abbildung 4.8(c) und (d) zeigt das Geopotential in 500hPa der ERA-5 Reanalyse für 12 und 18 Uhr Lokalzeit am 06.08.2010. Dort ist zu erkennen, dass sich der östliche Mittelmeerraum vorderseitig eines Trogges befindet, welcher sich im Laufe des Tages abschnürt, sodass ein Höhentief entsteht. Dies führt zu einer Höhenströmung aus Südwesten. In Abbildung 4.14b ist diese südwestliche Höhenströmung im Westen auch zu erkennen. Die starken bodennahen Nordostwinde wehen bis in 940hPa aber sie reichen nicht an das Judäische Bergland heran. Abbildung 4.15 zeigt den Radiosondenaufstieg von 12 UTC in Bet Dagan bei Tel Aviv an der Mittelmeerküste. Dort ist zu erkennen, dass die planetare Grenzschicht gerade einmal bis in 950hPa hoch reicht. Darüber befindet sich eine starke Inversion, sodass kein Austausch zwischen der Luft in der Höhe mit den bodennahen Schichten stattfindet. Die Höhe der atmosphärischen Grenzschicht spielt eine bedeutende Rolle in Bezug auf die Charakteristiken (zB. Reichweite) des mediterranen Seewinds Rostkier-Edelstein et al. (2020). Die Analyse dieses Fallbeispiels lässt vermuten, dass die Grenzschichthöhe am 06.08.2010 durch die COSMO-CLM-2,8 Simulation realistischer als in den anderen Modellen simuliert wird (hier nicht nachweisbar). Bei geeigneten horizontalen, bodennahen Temperaturgradienten (hier nicht nachweisbar) nehmen die horizontalen Windgeschwindigkeiten in der flachen Grenzschicht dann u.U. erheblich zu. Der mediterrane Seewind verursacht alleine nicht diese hohen Windgeschwindigkeiten. Es könnte sein, dass der Bodendruck im Süden, in den Wüsten geringer ist als im Norden, zum Beispiel durch ein Hitzetief und dadurch die Nordwinde weiter verstärkt werden. Durch das Zusammenwirken dieser nordwinderzeugenden Bedingungen haben die Winde solch hohen Geschwindigkeiten und eine verlängerte Andauer erreichen können.



(a) Ashkelon, 06.08.2010



(b) Shani, 06.08.2010



(c) Masada, 06.08.2010

Abbildung 4.13: Zeitreihen der Windrichtung und Windgeschwindigkeit von Beobachtungsdaten und Modelldaten der COSMO-CLM Simulationen und des ERA-5 Datensatzes für den der Station jeweils nächstgelegenen Gitterpunkt am 06.08.2010.

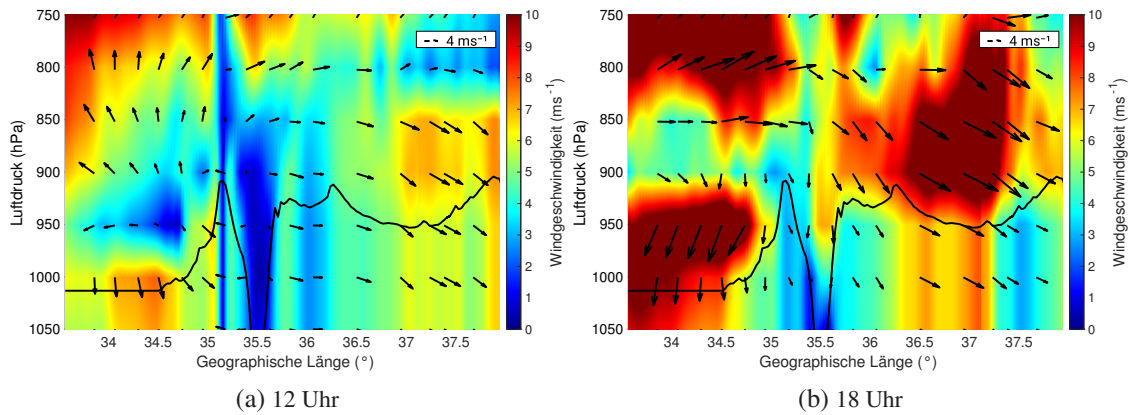


Abbildung 4.14: Vertikalschnitte des horizontalen Winds am 06.08.2010 bei 31,6394° nördlicher Breite auf der Höhe von Ashkelon

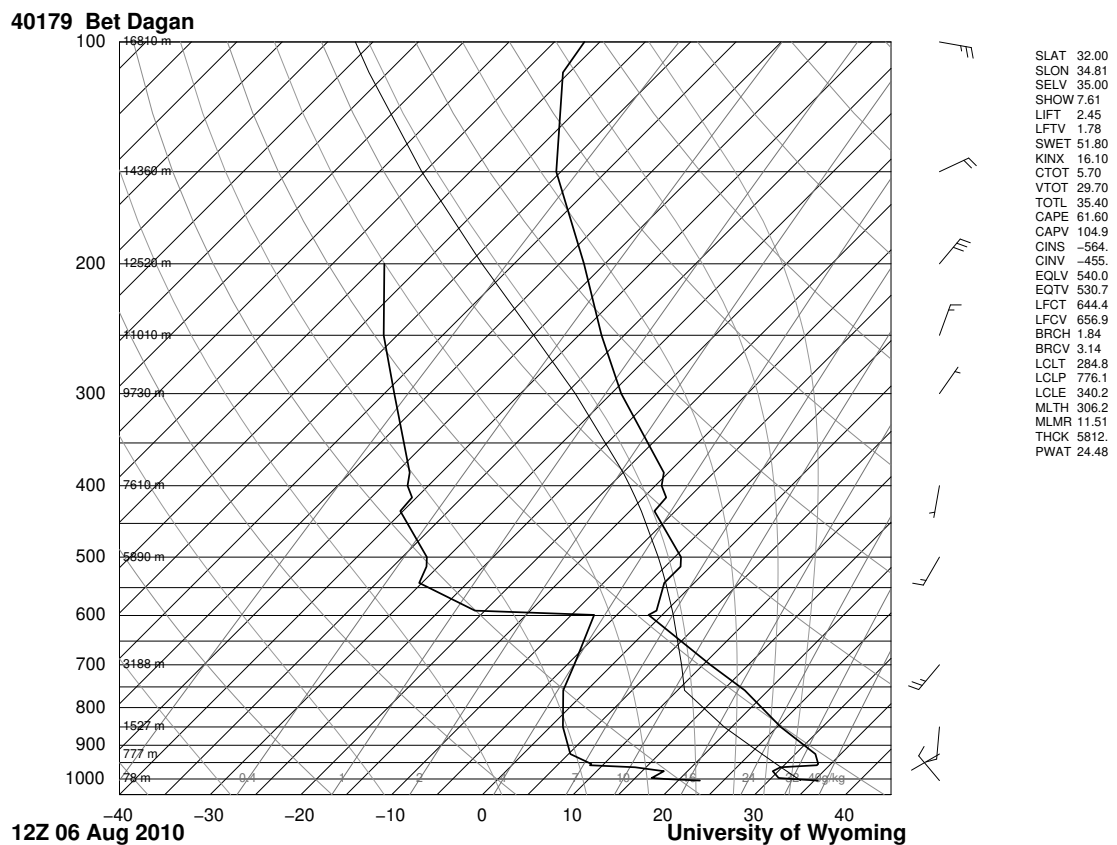


Abbildung 4.15: Skew-T log-P Diagramm des Radiosondenaufstiegs von Bet Dagan bei Tel Aviv um 15 Uhr Lokalzeit am 06.08.2010 (University of Wyoming, 26.08.2020, <http://weather.uwo.edu/upperair/sounding.html>).

4.4 Problematik der Modellverifikation

Ein Modell in einem Gebiet mit einer komplexen Orographie an Hand von Beobachtungsdaten neutral zu verifizieren bringt einige Schwierigkeiten mit sich. Die Beobachtungen sind begrenzt und die Messstationen sind aufgrund der Orographie unterschiedlich repräsentativ (Tab. 3.2). Hinzu kommt, dass die Wahl der Vergleichsgitterpunkte einen großen Einfluss auf die Ergebnisse haben kann (Kapitel 4.2). Um eine möglichst breite Datenbasis zu verwenden, wird in den Kapiteln 4.2 und 4.3 oft mit Mitteln über alle verfügbaren Messstationen gearbeitet, obwohl die einzelnen Stationen sehr unterschiedliche Ergebnisse liefern und auch die Datenverfügbarkeit der Messstationen einen Einfluss auf die Ergebnisse hat. Dies zeigt auch Tabelle 4.6, die statistische Kennzahlen der Windgeschwindigkeit für die COSMO-CLM-2,8 Simulationen beinhaltet. In Kapitel 4.3 werden die Tage mit dem höchsten und niedrigsten Pearson's Korrelationskoeffizient, gemittelt über alle verfügbaren Messstationen, diskutiert. Wenn nur Beobachtungen einer Messstation (in diesem Fall Ein Gedi) beim Mitteln weggelassen werden, so ändern sich schon die Tage mit dem höchsten Korrelationskoeffizienten und dem geringsten root mean square error für das Jahr 2015. Obwohl sich durch das Weglassen der Station Ein Gedi die mittlere Korrelation am 07.08.2015 stärker verändert als am 16.07.2015 und sich der root mean square error am 16.07.2015 stärker ändert als am 02.08.2015, bleibt der 07.08.2015 immer noch der Tag mit dem geringsten Korrelationskoeffizienten und der 02.08.2015 der Tag mit dem höchsten root mean square error. Dies liegt daran, dass sich der 07.08.2015 und der 02.08.2015 in Bezug auf den Korrelationskoeffizienten bzw. den root mean square error stärker von anderen Tagen unterscheiden als der 16.07.2015.

Tabelle 4.6: Tagesmittel statistischer Kennzahlen der Windgeschwindigkeit für die COSMO-CLM-2,8 Simulation. Die zu Datum₁ gehörigen Kennzahlen erfüllen das Auswahlkriterium, wenn über die Stationen Metzoke Dragot, Arad, Rosh Zurim, Shani, Beer Sheva, Dorot, Ashkelon, Al-Auja, Panoramic Complex, Ein Gedi Spa und Masada gemittelt wird. Datum₂ erfüllt das Auswahlkriterium, wenn bis auf Ein Gedi Spa über die gleichen Stationen gemittelt wird.

Datum ₁	Datum ₂	RMSE ₁	RMSE ₂	R ₁	R ₂	v ₁	v ₂	Auswahlkriterium
16.07.15	15.07.15	1,52	1,69	0,79	0,80	3,10	2,99	R ist maximal
07.08.15	07.08.15	1,77	1,77	0,26	0,31	2,40	2,43	R ist minimal
02.08.15	02.08.15	2,52	2,42	0,39	0,42	3,18	3,11	Rmse ist maximal
16.07.15	04.07.15	1,52	1,52	0,79	0,67	3,10	2,60	Rmse ist minimal

Rmse: Root mean square error

R: Pearson's Korrelationskoeffizient

Tagesmittel der Windgeschwindigkeit

Bei der Diskussion von Fallbeispielen ist es immer möglich unbewusst besonders gut oder schlecht erfasste Fallbeispiele auszuwählen. Wie repräsentativ sind also die in Kapitel 4.3 diskutierten Tage? Gibt es wirklich auch an anderen einzelnen Tagen markante Unterschiede zwischen der COSMO-CLM-2,8 Simulation und der COSMO-CLM-7,0 Simulation? Abbildung 4.16 zeigt Streudiagramme für verschiedene statistische Kennzahlen der beiden COSMO-CLM Simulationen. Auf der linken Seite sind Tagesmittel der einzelnen Stationen dargestellt, die rechte Seite zeigt Tagesmittel der statistischen Kennzahlen, die über alle verfügbaren Stationen gemittelt wurden. Tabelle 4.7 vergleicht, zugehörig zur linken Seite der Abbildung, die Beträge der dargestellten

statistischen Kennzahlen. Auf der rechten Seite der Abbildung 4.16 ist eindeutig zu erkennen, dass an den meisten Tagen die über alle verfügbaren Messstationen gemittelten root mean square error, Korrelationskoeffizienten und Standardabweichungen Werte zu Gunsten der COSMO-CLM-2,8 Simulation annehmen. Auch wenn die Kennzahlen für die Stationen einzeln betrachtet werden (Abb. 4.16 rechte Spalte), ist die Anzahl an Tagen, an denen die COSMO-CLM-2,8 Simulationen bessere Ergebnisse in Bezug auf die Windgeschwindigkeit erreicht, deutlich höher (Tab. 4.7). Außerdem ist auch hier wieder zu erkennen, dass die einzelnen Messstationen sehr unterschiedliche Ergebnisse erzielen.

An der Mittelmeerküste (Ashkelon, Ashdod, Dorot) haben die Windgeschwindigkeiten der COSMO-CLM-2,8 Simulation sehr niedrige root mean square error (rmse) von ca. 1 ms^{-1} , welche deutlich geringer als die rmse der COSMO-CLM-7,0 Simulation sind. In Shani nehmen die root mean square error einen größeren Wertebereich an und sind bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation nur etwas niedriger als bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation. An der Station Metzoke Dragot gibt es auch einige Tage, an denen die COSMO-CLM-7,0 rmse geringer als bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation sind. Ein ähnliches Verhalten ist auch beim Korrelationskoeffizienten zu erkennen.

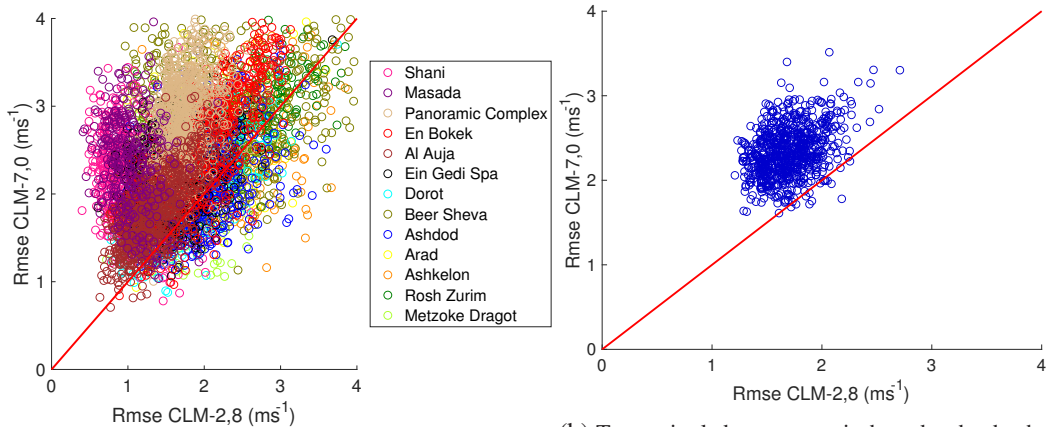
In der Nähe der Mittelmeerküste ist die Korrelation der simulierten COSMO-CLM-2,8 Windgeschwindigkeit zu den Beobachtungen meist hoch und bei der COSMO-CLM-7,0 Windgeschwindigkeit deutlich niedriger. In Shani nimmt der Korrelationskoeffizient in beiden Simulationen wieder eine größere Spanne an Werten an und ist für die COSMO-CLM-2,8 Simulation nur etwas besser. Für die Stationen Metzoke Dragot, Panoramic Complex und En Bokek erreicht die COSMO-CLM-7,0 Simulation an einigen Tagen bessere Ergebnisse als die COSMO-CLM-2,8 Simulation.

Die COSMO-CLM-2,8 Windgeschwindigkeit weist an den meisten Tagen einen geringeren Betrag in Bezug auf die Tagesmittel der Differenz zwischen beobachteter Standardabweichung und Modellstandardabweichung auf, als die COSMO-CLM-7,0 Simulation. Jedoch werden auf der Nord- und Ostseite des Toten Meers (Al-Auja, Panoramic Complex) oft bessere Ergebnisse von der COSMO-CLM-7,0 erreicht. An der Mittelmeerküste haben die Standardabweichungen der COSMO-CLM-2,8 Simulation wieder geringere Beträge der Differenzen als die COSMO-CLM-7,0 Simulation. Es ist auch zu erkennen, dass an den meisten Tagen die Standardabweichung von beiden COSMO-CLM Simulationen überschätzt werden (Abb. 4.16(e), (f), Tab. 4.7). Außerdem haben beide COSMO-CLM Simulationen die höchsten Differenzen zur beobachteten Standardabweichung auf der Ostseite des Toten Meers (Panoramix Complex und Al-Auja) und an den Stationen Dorot und Beer Sheva. An den Stationen Dorot und Beer Sheva kommt diese hohe Abweichung vermutlich dadurch zustande, da dort oft nur sehr niedrige Windgeschwindigkeiten gemessen werden (eventuell auch aufgrund von Gegebenheiten der Messstelle (Gebäude)) und somit die beobachtete Standardabweichung auch nur klein ist.

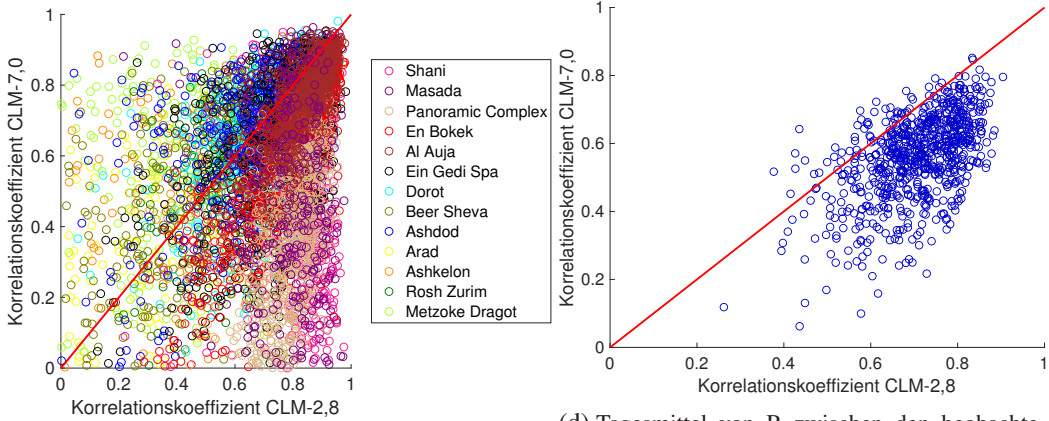
Beim Median (Abb. 4.16(g) und(h)) ist der Unterschied der beiden COSMO-CLM Simulationen kleiner als bei den anderen statistischen Kennzahlen. 3889 Datenpunkte liegen zugunsten der COSMO-CLM-2,8 Simulation und 3040 zugunsten der COSMO-CLM-7,0 Simulation (Tab. 4.7). Beim arithmetischen Mittel ist der Unterschied etwas größer. An den Stationen Masada, Arad und Rosh Zurim gelingt es der COSMO-CLM-7,0 Simulation besser den Median der Windgeschwindigkeit zu simulieren. Umgekehrt bringt die COSMO-CLM-2,8 Simulation bessere Ergebnisse an den Stationen Dorot, Ashdod und Metzoke Dragot.

An Hand dieser Betrachtung lässt sich basierend auf statistischen Kennzahlen (Abb. 4.16) sagen, dass an den meisten Tagen von der COSMO-CLM-2,8 Simulation bessere Ergebnisse in Bezug auf die Windgeschwindigkeit erzielt werden als von der COSMO-CLM-7,0 Simulation.

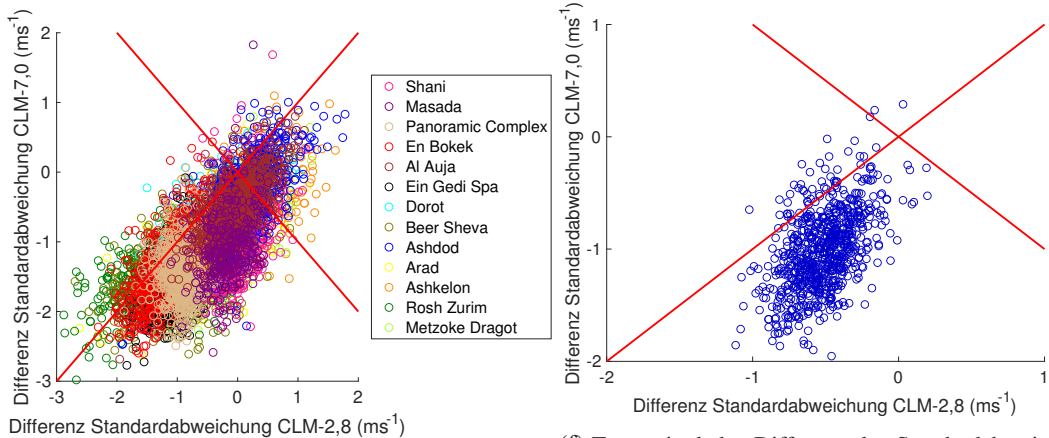
Zum Schluss wird versucht, den Mehrwert der COSMO-CLM-2,8 Simulation gegenüber der COSMO-CLM-7,0 Simulation in Bezug auf das bodennahe Windfeld im östlichen Mittelmeerraum an Hand des Pearsonschen Korrelationskoeffizienten (Tagesmittel über alle Stationen) zu quantifizieren. Abbildung 4.17 zeigt Windrosen von Windmessungen verschiedener Messstationen für alle Tage, an denen $R(\text{COSMO-CLM-2,8}) - R(\text{COSMO-CLM-7,0}) > 0,05$ (linke Spalte) bzw. $R(\text{COSMO-CLM-2,8}) - R(\text{COSMO-CLM-7,0}) < -0,05$ (rechte Spalte) gilt (gemäß Datenverfügbarkeit: Tab. 3.2). Es gibt kaum Unterschiede zwischen den Windrosen der linken und rechten Spalte. Lediglich im Bereich des Toten Meers (Abb. 4.17 (g) bis (j)) ist an Tagen zugunsten der COSMO-CLM-7,0 Simulation (Abb. 4.17(h),(j)) der lokale Seewind des Toten Meers etwas stärker ausgeprägt als an Tagen zugunsten der COSMO-CLM-2,8 Simulation (Abb. 4.17(g),(i)). Das gemessene bodennahe Windfeld unterscheidet sich für die beiden Fälle $R(\text{COSMO-CLM-2,8}) - R(\text{COSMO-CLM-7,0}) > 0,05$ (Abb. 4.17 linke Spalte) und $R(\text{COSMO-CLM-2,8}) - R(\text{COSMO-CLM-7,0}) < -0,05$ (Abb. 4.17 rechte Spalte) kaum. Da es jedoch deutlich mehr Tage gibt, an denen $R(\text{COSMO-CLM-2,8}) - R(\text{COSMO-CLM-7,0}) > 0,05$ gilt (Abb. 4.16, 4.17), ist in diesem Fall das COSMO-CLM-2,8 Modell dem COSMO-CLM-7,0 Modell in Bezug auf die Simulation des bodennahen Windfeldes überlegen. Allerdings ist der Vergleich wegen der unterschiedlichen Anzahl an einbezogenen Tagen nicht ganz unproblematisch. Außerdem muss beachtet werden, dass die Differenz der Korrelationskoeffizienten von 0,05 sehr klein gewählt wurde, um signifikante Unterschiede bei den Windrosen festzustellen. Wählt man die Differenz jedoch größer, bleiben keine Tage zugunsten der COSMO-CLM-7,0 Simulation übrig, sondern nur noch zugunsten der COSMO-CLM-2,8 Simulation. Wegen der komplexen Orographie, schwankt der Korrelationskoeffizient zu bestimmten Zeiten an bestimmten Orten innerhalb eines Modells stark. Durch das Mitteln über alle Stationen und einen Tag werden die Unterschiede der Korrelationskoeffizienten zwischen COSMO-CLM-2,8 und COSMO-CLM-7,0 Modell kleiner (Abb. 4.16(c) und 4.16(d)).



(a) Tagesmittel des root mean square error (rmse) zwischen den beobachteten Windgeschwindigkeiten und den beiden COSMO-CLM Simulationen.
 (b) Tagesmittel des rmse zwischen den beobachteten Windgeschwindigkeiten und den beiden COSMO-CLM Simulationen, gemittelt über alle Stationen.

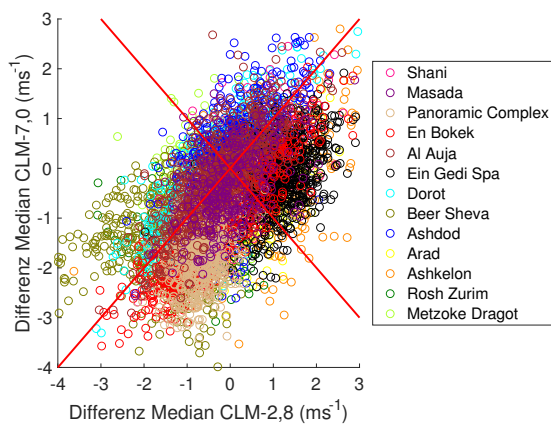


(c) Tagesmittel des Pearson-Korrelationskoeffizienten (R) zwischen den beobachteten Windgeschwindigkeiten und den beiden COSMO-CLM Simulationen.
 (d) Tagesmittel von R zwischen den beobachteten Windgeschwindigkeiten und den beiden COSMO-CLM Simulationen, gemittelt über alle Stationen.

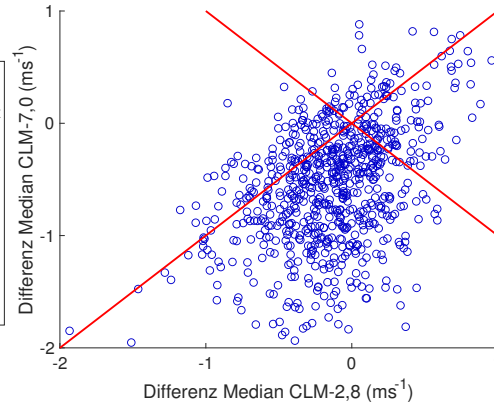


(e) Tagesmittel der Differenz der Standardabweichungen zwischen den beobachteten Windgeschwindigkeiten und den beiden COSMO-CLM Simulationen.
 (f) Tagesmittel der Differenz der Standardabweichungen zwischen den beobachteten Windgeschwindigkeiten und den beiden COSMO-CLM Simulationen, gemittelt über alle Stationen.

Abbildung 4.16: (a) bis (f): Streudiagramme für Tagesmittel von verschiedenen statistischen Kennzahlen der Windgeschwindigkeit für die zwei COSMO-CLM Simulationen.



(g) Tagesmittel der Differenz der Mediane zwischen den beobachteten Windgeschwindigkeiten und den beiden COSMO-CLM Simulationen.



(h) Tagesmittel der Differenz der Mediane zwischen den beobachteten Windgeschwindigkeiten und den beiden COSMO-CLM Simulationen, gemittelt über alle Stationen.

Abbildung 4.16: (g) und (h): Streudiagramme für Tagesmittel der Differenz der Mediane von der Windgeschwindigkeit für die zwei COSMO-CLM Simulationen.

Tabelle 4.7: Zugehörig zur linken Spalte der Abbildung 4.16: Die Tabelle zeigt die Anzahl der Punkte von Abb. 4.16(a), (c), (e), (g), die Zugunsten der jeweiligen COSMO-CLM Simulation liegen.

	# (COSMO-CLM-2,8 < COSMO-CLM-7,0)	# (COSMO-CLM-2,8 > COSMO-CLM-7,0)
Rmse	5929	996
R	1834	5092
Zeitverschiebung	2941	665
Std_dif	5388	1541
Med_dif	3889	3040
Mittel_dif	4426	2503

#: Anzahl, Rmse: Root mean square error, R: Pearson's Korrelationskoeffizient, Zeitverschiebung: Zeitverschiebung in Stunden zur höchsten Korrelation, Std_di: Differenz der Standardabweichungen von Modell und Beobachtung, Med_di: Differenz der Mediane von Modell und Beobachtung, Mittel_di: Differenz der arithmetischen Mittel von Modell und Beobachtung,

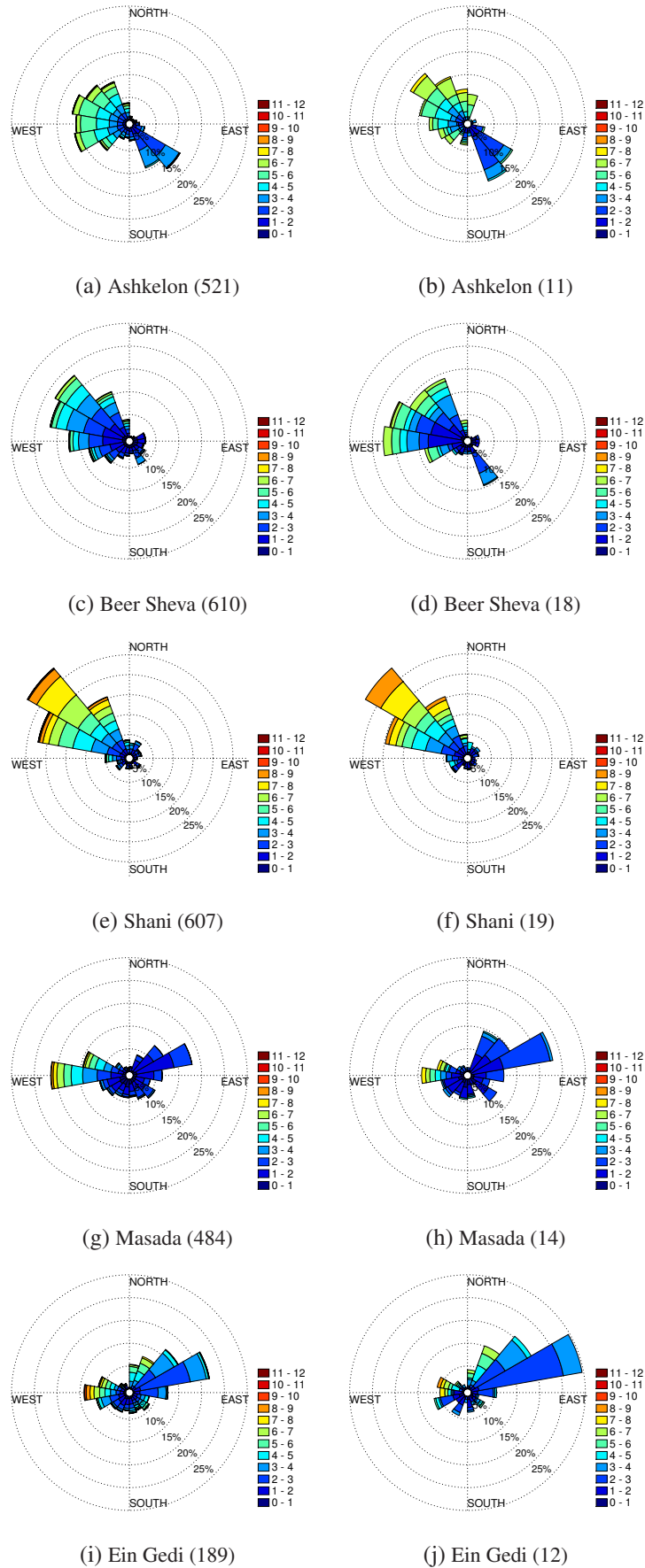


Abbildung 4.17: (a) bis (j): Windrosen des gemessenen bodennahen Windfeldes an verschiedenen Stationen für Tage, an denen der Korrelationskoeffizient (Tagesmittel, gemittelt über alle verfügbaren Stationen) der COSMO-CLM-2,8 Simulation um mindestens 0,05 höher ist als der Korrelationskoeffizient der COSMO-CLM-7,0 Simulation (linke Spalte) und umgekehrt (rechte Spalte). Die Zahl in Klammer gibt die Anzahl der in die Darstellung eingegangenen Messtage an.

5 Zusammenfassung und Ausblick

In dieser Arbeit konnte gezeigt werden, dass das regionale Klimamodell COSMO-CLM in der Lage ist, die im Sommer auftretenden lokalen und regionalen Windsysteme im östlichen Mittelmeerraum sowohl in einem 12-jährigen Mittel als auch an einzelnen Tagen meist realistisch wiederzugeben. Während die ERA-5 Reanalyse im Mittel nur den mediterranen Seewind wiedergegeben hat, waren die COSMO-CLM Simulationen auch in der Lage zusätzlich Hangwinde und den lokalen Seewind des Toten Meers zu erfassen. Dies liegt hauptsächlich daran, dass die Orographie in der ERA-5 Reanalyse zu ungenau dargestellt wird. Wie in Wang et al. (2004); Di Luca et al. (2015) diskutiert, konnte auch hier gezeigt werden, dass regionale Klimamodellierung vor allem in Regionen mit einer komplexen Orographie und einer schwer zu modellierenden Land-See Verteilung große Vorteile bringen kann. Wenn Orographie und Land- Seeverteilung in einem Modell genauer aufgelöst werden, führt dies zu einer realistischeren Simulation von Druck- und horizontalen Temperaturgradienten. Da Druckgradienten und horizontale Temperaturgradienten die lokale und regionale Windzirkulation antreiben, kann diese dann mit einer höheren Auflösung der Orographie auch realistischer dargestellt werden. Die ERA-5 Reanalyse erkennt weder Hangwinde noch den lokalen Seewind des Toten Meeres. Dies führt wiederum dazu, dass die ERA-5 Reanalyse im Mittel an fast allen Vergleichspunkten die Windgeschwindigkeiten unterschätzt. Im Gegensatz dazu neigen die COSMO-CLM Simulationen zum Überschätzen der Windgeschwindigkeiten.

Doch bringt die COSMO-CLM-2,8 Simulation in diesem Fall für einen längeren, statistisch repräsentativen Zeitraum einen Mehrwert zur COSMO-CLM-7,0 Simulation? Diese Frage kann nur mit Vorsicht für diesen Datensatz beantwortet werden und ist nicht zu verallgemeinern, da der Mehrwert eines Modells von der Sichtweise auf die Vergleichsfragestellung, den betrachteten Modellvariablen und dem Zeitrahmen abhängen (Di Luca et al., 2015). In Bezug auf Median, Standardabweichung, Korrelationskoeffizient und root mean square error der Windgeschwindigkeit erreicht die COSMO-CLM-2,8 Simulation im Mittel bessere Ergebnisse als die COSMO-CLM-7,0 Simulation. Die Differenzen der beiden Simulationen hängen aber stark von der Tageszeit und der Region ab. Während in der Nacht und am frühen Morgen beide COSMO-Simulationen ähnlich gute Ergebnisse liefern, liegen am Nachmittag/Abend die simulierten Windgeschwindigkeiten der COSMO-CLM-2,8 Simulation näher an den Beobachtungen als die der COSMO-CLM-7,0 Simulation. Interessanterweise sind dann die simulierten Windgeschwindigkeiten der COSMO-CLM-2,8 Simulation vor allem im Bereich der Mittelmeerküste realistischer als die der COSMO-CLM-7,0 Simulation. Im Bereich des Judäischen Berglands erbringen beide COSMO-CLM Simulationen gute Ergebnisse, die ERA-5 Reanalyse unterschätzt dort die Windgeschwindigkeiten mittags deutlich. Zum Toten Meer hin weisen die simulierten Windgeschwindigkeiten beider COSMO-CLM Simulationen höhere Abweichungen zu den Beobachtungen auf und die Unterschiede der statistischen Kennzahlen der beiden Simulationsergebnisse werden kleiner. Das

liegt daran, dass am Toten Meer durch eine komplexe Orographie und die Wassermasse des Toten Meers der Einfluss lokaler Effekte größer ist. Außerdem beeinflusst die Wahl der Vergleichsgitterpunkte dort das Ergebnis besonders, da bei solch schwierigen geographischen Verhältnissen Gitterpunkte keine flächigen Informationen mehr liefern können und das bodennahe Windfeld räumlich sehr variabel ist. Die Fähigkeit des Modells das bodennahe Windfeld zu reproduzieren hängt stark vom Standort der vergleichenden Beobachtung und der Orographie dessen Umgebung ab. Hochman et al. (2018) konnten dies auch für die Simulation der Temperatur mit COSMO-CLM im östlichen Mittelmeerraum heraus finden. Die ERA-5 Reanalyse ist aufgrund der groben räumlichen Auflösung von 31 km nicht in der Lage das Windfeld im Bereich des Toten Meers aufzulösen, da die Modellorographie nicht einmal das Tal erkennt. Die Windrichtungen werden von beiden Simulationen ähnlich gut wiedergegeben.

Auch bei der Betrachtung einzelner Fallbeispiele zeigt die ERA-5 Reanalyse nur den mediterranen Seewind und unterschätzt dadurch vor allem über dem Bergland und am Toten Meer die Windgeschwindigkeiten oft. Der lokale Seewind des Toten Meers und die Hangwinde werden nur von den COSMO-CLM Simulationen erfasst. Im Gegensatz zum Mittel erkennen alle drei Simulationen nun auch den mediterranen Landwind. An der Mittelmeerküste gibt es oft nur geringe Abweichungen zwischen den simulierten bodennahen Windfeldern der COSMO-CLM-2,8 Simulation und des ERA-5 Datensatzes. Das bodennahe Windfeld der COSMO-CLM-7,0 Simulation weicht dort mehr von den Beobachtungen ab, obwohl die Küstenlinie und die Orographie im Modell genauer als im ERA-5 Datensatz dargestellt werden. In der COSMO-CLM-7,0 Simulation wird der mediterrane Seewind zu stark simuliert und die Reichweite in Richtung Totes mehr oft überschätzt. Dies könnte durch zu hohe synoptisch skalige Druckgradienten oder die falsche Abschätzung der Grenzschichthöhe zustande kommen. Wie in Rostkier-Edelstein et al. (2020) konnte auch hier festgestellt werden, dass sowohl die Ausdehnung des für die Jahreszeit typischen Trops als auch die Höhe der atmosphärischen Grenzschicht die Charakteristiken des mediterranen Seewinds beeinflussen. Ähnlich wie im 12-jährigen Mittel sind die simulierten bodennahen Windfelder beider COSMO-CLM Simulationen über dem Judäischen Bergland meist realistisch und die Unterschiede der Simulationsergebnisse sind zwischen 15 und 21 Uhr (LT) am größten. Zu dieser Tageszeit hat die bodennahe Windzirkulation die höchsten Windgeschwindigkeiten. Die Auflösung der Modellorographie spielt dann eine besonders große Rolle, da die bodennahe Windzirkulation nur realistisch wiedergegeben werden kann, wenn horizontale Temperatur- und Druckgradienten gut erfasst werden. Wenn die Simulationsergebnisse der beiden COSMO-CLM Simulationen für einzelne Sommertage verglichen werden, sind sowohl Tage zu finden, an denen die COSMO-CLM-2,8 Simulation realistischere Windfelder als die COSMO-CLM-7,0 simuliert als auch Tage, an denen es umgekehrt ist. An einigen Tagen sind die Unterschiede auch nur klein. Trotzdem werden an den meisten Tagen (ca. 70%) in Bezug auf die statistischen Kennzahlen der Windgeschwindigkeit bessere Ergebnisse von der COSMO-CLM-2,8 Simulation erzielt. Die hohe räumliche Auflösung von 2,8 km lohnt sich sicherlich nicht für jeden Tag und jede Fragestellung in jedem Gelände. An bestimmten Tagen, wie zum Beispiel dem 6. August 2010 kann die höhere Auflösung einen deutlichen Mehrwert beinhalten, vor allem in den frühen Abendstunden. Außerdem kann die COSMO-CLM-2,8 Simulation große Vorteile bei der Beantwortung der Frage bringen, ob und wie weit der mediterrane Seewind ins Tal des Toten Meeres vordringt. Dennoch

darf nicht vergessen werden, dass auch der COSMO-CLM-2,8 Simulation Grenzen gesetzt sind und nicht an jedem Tag eine realistische Wiedergabe des bodennahen Windfeldes erreicht werden kann.

Alles in allem liefert das COSMO-CLM Modell in dieser Untersuchung meist gute Ergebnisse in Bezug auf das bodennahe Windfeld. Meiner Meinung nach eignet sich dieses Modell für weitere Anwendungen im östlichen Mittelmeerraum. So könnte zB. mit Hilfe des COSMO-CLM Klimamodells untersucht werden, inwiefern sich der mediterrane Seewind mit der globalen Erwärmung verändert. Um lokale Klimaänderungen mit dem Absinken des Seespiegels des Toten Meers festzustellen, könnte eine weitere Simulation ohne das Tote Meer durchgeführt werden und mit dieser Simulation als Kontrolllauf verglichen werden.

Diese Arbeit hat sich auf die Sommermonate und das bodennahe Windfeld fokussiert. Zusätzlich könnte überprüft werden, wie gut die Modellergebnisse in der Vertikalen mit den realen Bedingungen übereinstimmen und inwieweit die Temperatur- und Feuchtefelder zutreffend simuliert werden. Außerdem sollten noch weitere meteorologische Parameter und die restlichen Jahreszeiten mit einbezogen werden, da sich diese vor allem durch passierende Drucksysteme vom Sommer unterscheiden.

Abbildungsverzeichnis

2.1	Karten des östlichen Mittelmeerraums	4
2.2	Schematische Darstellung der beiden Seewindsysteme im östlichen Mittelmeer- raum in einem Querschnitt von West nach Ost durch das Jordantal bei einer geo- graphischen Breite von $31,421^\circ$	6
2.3	Relative Häufigkeit des Auftretens von Föhn an der Messstation in Masada (Abb. 3.4) mit einer Erkennungswahrscheinlichkeit von 75%. Sonnenaufgang und Son- nenuntergang sind als rote Linien markiert (Vüllers et al., 2018).	7
2.4	Relative Häufigkeit des Auftretens von Föhn an der Messstation in Ein Gedi (Abb. 3.4) mit einer Erkennungswahrscheinlichkeit von 75%. Sonnenaufgang und Son- nenuntergang sind als rote Linien markiert (Vüllers et al., 2018).	7
2.5	Zeitreihen von potentieller Temperatur (θ), Windrichtung (wd), Windgeschwin- digkeit (ws), Vertikalwind (w), spezifischer Feuchte (q), Druck ($red. p$) (redu- ziert auf die Höhe des KITcubes am Toten Meer), integriertem Wasserdampfgehalt (IWV) und der turbulenten kinetischen Energie (TKE) für Jerusalem, Masada und dem KITcube Standort. Dargestellt ist der 16. August 2014 (Metzger, 2017).	9
2.6	Entstehungsgebiete und Zugbahnen von Zyklonen in der Mittelmeerregion in den Monaten September bis Mai. Die Zahlen kennzeichnen die mittlere Häufigkeit der Tiefdruckgebiete. Die Frequenzen der Luftmassen, die Israel im Januar erreichen, sind (in Rechtecken) durch Buchstaben gekennzeichnet (nach Dayan (1986)). Be- zeichnung der Luftmassen: T - tropisch; P - polar; c - kontinental; m - maritim (Goldreich, 2012).	14
2.7	Dargestellt sind die geopotentiellen Höhen (Tagesmittel) für drei verschiedene Druckflächen am 29.10.2004 für eine synoptische Wetterlage, bei der der Trog des „Roten Meers“ im Nahen Osten wetterbestimmend ist (NCEP Analyse, NO- AA (https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/histdata/ , 11.02.2020)).	15
2.8	Dargestellt sind die über Juli und August 2017 gemittelten geopotentiellen Höhen für drei verschiedene Druckflächen. Zu dieser Zeit ist der Persische Trog im Nahen Osten wetterbestimmend (NCEP Analyse, NOAA (https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/histdata/ , 11.02.2020)).	16
2.9	Tagesgang der Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Nettostrahlung und Lufttem- peratur an der Station in Ein Gedi (Spa) für den 11.07.2015. Dargestellt sind 10 minütige Mittelwerte.	18
2.10	Rückgang des Seespiegels und der Oberflächengröße des Toten Meers	22
3.1	Karte mit den Simulationsgebieten des COSMO-CLM Modells für die Gitterwei- ten $\Delta x = 2,8\text{ km}$ und $\Delta x = 7,0\text{ km}$	25

3.2	Querschnitte von West nach Ost durch das Jordantal in der Höhe der Stationen Ein Gedi (a) und Masada (b).	25
3.3	Vergleich der verschiedenen Modelltopographien	26
3.4	Geographische Lage der meteorologischen Messstationen (https://www.google.de/maps , 14.05.2020)	28
4.1	Mittlere Tagesgänge der Windgeschwindigkeit ((a) und (c)) und Windrichtung ((b) und (d)) verschiedener Stationen für die Monate Juli und August, gemittelt über den gesamten zur Verfügung stehenden Messzeitraum (Tab. 3.2). Für die Berechnungen in Ashkelon gingen 620 Messtage und in Shani 740 Messtage ein.	31
4.1	Mittlere Tagesgänge der Windgeschwindigkeit ((e) und (g)) und Windrichtung ((f) und (h)) verschiedener Stationen für die Monate Juli und August, gemittelt über den gesamten zur Verfügung stehenden Messzeitraum (Tab. 3.2). Für die Berechnungen in Masada gingen 919 Messtage und in Ein Gedi (Spa) 402 Messtage ein.	32
4.2	(a) bis (f): Stündlich gemittelte Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen des ERA-5 Datensatzes mit einer Gitterweite von $\Delta x = 31$ km und den COSMO-CLM Simulationsläufen ($\Delta x = 7,0$ km, $\Delta x = 2,8$ km) um 0 Uhr Lokalzeit (linke Spalte) und 6 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte), gemittelt über die Monate Juli und August von 2007 bis 2018. Die weißen Windpfeile repräsentieren jeden Gitterpunkt des ERA-5 Datensatzes, jeden 2. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation und jeden 5. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation. Die kleinen Quadrate und die schwarzen Windpfeile sind Beobachtungsdaten der jeweiligen Messstation, gemittelt über den gesamten zur Verfügung stehenden Zeitraum (Tab. 3.2). Die Farbe der Quadrate und die Windpfeile der Beobachtungsdaten sind passend zu den Modelldaten skaliert.	37
4.2	(g) bis (l): Wie Abb. 4.2 (a) bis (f), jedoch für 12 Uhr (linke Spalte) und 18 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte).	38
4.3	Mittlere Tagesgänge der Windrichtung und Windgeschwindigkeit von Beobachtungsdaten und Modelldaten der COSMO-CLM Simulationen und des ERA-5 Datensatzes für den der Messstelle (schwarz) jeweils nächstgelegenen Gitterpunkt im Zeitraum 2007 bis 2018.	39
4.4	(a) bis (l): Windrosen verschiedener Messstationen für die Monate Juli und August gemäß Datenverfügbarkeit (Tab. 3.2) im Vergleich mit Windrosen des nächstgelegenen Gitterpunkts der beiden COSMO-CLM Simulationen COSMO-CLM-2,8 ($\Delta x = 2,8$ km) und COSMO-CLM-7,0 ($\Delta x = 7,0$ km) für die Jahre 2007-2018. Die Windgeschwindigkeit ist in ms^{-1} als Farbcode dargestellt.	42
4.4	(m) bis (t): Wie Abb. 4.4 (a) bis (l) für weitere Stationen. Für die Station in Ein Gedi (Spa) wird zusätzlich der nächste Gitterpunkt östlich der Messstation dargestellt (Abb. 4.5).	43
4.5	Geographische Lage der umliegenden Gitterpunkte an der Messstation Ein Gedi (Spa) für die beiden COSMO-CLM Simulationen. Die Messstation ist durch den roten Punkt gekennzeichnet, blaue Punkte gehören zur COSMO-CLM-7,0 Simulation und schwarze/grau Punkte zur COSMO-CLM-2,8 Simulation.	44

4.6	Oben: Relative Fehler des Medians(a) und der Standardabweichung (b) der Windgeschwindigkeit für die verschiedenen Messstationen über deren gesamten verfügbaren Messzeitraum. "Mittel" gibt den relativen Fehler der jeweiligen mittleren statistischen Kennzahl von Beobachtung und Modell an. Blaue Sterne kennzeichnen negative Abweichungen. Die Messstationen sind in dieser Abbildung nach ihrer geographischen Länge von West nach Ost angeordnet. Unten: Korrelationskoeffizient (c) und Root mean square error (d) der Windgeschwindigkeit für die verschiedenen Messstationen über deren gesamten verfügbaren Messzeitraum. "Mittel" repräsentiert das arithmetische Mittel der jeweiligen statistischen Kennzahl.	47
4.7	Taylor diagramme der Windgeschwindigkeiten zwischen 16 und 22 Uhr für den jeweils nächstgelegenen Gitterpunkt der drei Datensätze zur Beobachtung über den gesamten zur Verfügung stehenden Messzeitraum der jeweiligen Messstation (Tab. 3.2). Der rote Punkt ist die Beobachtung der Messstation. COSMO-2,8-2G zeigt die Ergebnisse des Gitterpunkts östlich der Station in Ein Gedi, welcher auch schon in Abbildung 4.4p dargestellt wurde.	48
4.8	Stündlich gemittelt Geopotential in 500hPa des ERA-5 Datensatzes ($\Delta x = 31$ km) für den 07.08.2015, 16.07.2015 und 06.08.2010.	51
4.9	(a) bis (f): Stündlich gemittelte Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen des ERA-5 Datensatzes mit einer Gitterweite von $\Delta x = 31$ km und den COSMO-CLM Simulationsläufen ($\Delta x = 7,0$ km, $\Delta x = 2,8$ km) am 07.08.2015 um 0 Uhr Lokalzeit (linke Spalte) und 6 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte). Die weißen Windpfeile repräsentieren jeden 5. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation, jeden 2. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation und jeden Gitterpunkt des ERA-5 Datensatzes. Die kleinen Quadrate und die schwarzen Windpfeile sind Beobachtungsdaten der jeweiligen Messstation. Die Farbe der Quadrate und die Windpfeile der Beobachtungsdaten sind passend zu den Modelldaten skaliert.	55
4.9	(g) bis (l): Wie Abb. 4.9 (a) bis (f), jedoch für 12 Uhr (linke Spalte) und 18 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte).	56
4.10	(a) bis (f): Stündlich gemittelte Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen des ERA-5 Datensatzes mit einer Gitterweite von $\Delta x = 31$ km und den COSMO-CLM Simulationsläufen ($\Delta x = 7,0$ km, $\Delta x = 2,8$ km) am 16.07.2015 um 0 Uhr Lokalzeit (linke Spalte) und 6 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte). Die weißen Windpfeile repräsentieren jeden 5. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation, jeden 2. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation und jeden Gitterpunkt des ERA-5 Datensatzes. Die kleinen Quadrate und die schwarzen Windpfeile sind Beobachtungsdaten der jeweiligen Messstation. Die Farbe der Quadrate und die Windpfeile der Beobachtungsdaten sind passend zu den Modelldaten skaliert.	58
4.10	(g) bis (l): Wie Abb. 4.10 (a) bis (f), jedoch für 12 Uhr (linke Spalte) und 18 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte).	59
4.11	Zeitreihen der Windrichtung und Windgeschwindigkeit von Beobachtungsdaten und Modelldaten der COSMO-CLM Simulationen und des ERA-5 Datensatzes für den jeweils nächstgelegenen Gitterpunkt am 16.07.2015 (linke Spalte) und 07.08.2015 (rechte Spalte).	61

4.12 (a) bis (f): Stündlich gemittelte Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen des ERA-5 Datensatzes mit einer Gitterweite von $\Delta x = 31$ km und den COSMO-CLM Simulationsläufen ($\Delta x = 7,0$ km, $\Delta x = 2,8$ km) am 06.08.2010 um 0 Uhr Lokalzeit (linke Spalte) und 6 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte). Die weißen Windpfeile repräsentieren jeden 5. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-2,8 Simulation, jeden 2. Gitterpunkt bei der COSMO-CLM-7,0 Simulation und jeden Gitterpunkt des ERA-5 Datensatzes. Die kleinen Quadrate und die schwarzen Windpfeile sind Beobachtungsdaten der jeweiligen Messstation. Die Farbe der Quadrate und die Windpfeile der Beobachtungsdaten sind passend zu den Modelldaten skaliert.	65
4.12 (g) bis (l): Wie Abb. 4.12 (a) bis (f), jedoch für 12 Uhr (linke Spalte) und 18 Uhr Lokalzeit (rechte Spalte).	66
4.13 Zeitreihen der Windrichtung und Windgeschwindigkeit von Beobachtungsdaten und Modelldaten der COSMO-CLM Simulationen und des ERA-5 Datensatzes für den der Station jeweils nächstgelegenen Gitterpunkt am 06.08.2010.	68
4.14 Vertikalschnitte des horizontalen Winds am 06.08.2010 bei $31,6394^\circ$ nördlicher Breite auf der Höhe von Ashkelon	69
4.15 Skew-T log-P Diagramm des Radiosondenaufstiegs von Bet Dagan bei Tel Aviv um 15 Uhr Lokalzeit am 06.08.2010 (University of Wyoming, 26.08.2020, http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html).	69
4.16 (a) bis (f): Streudiagramme für Tagesmittel von verschiedenen statistischen Kennzahlen der Windgeschwindigkeit für die zwei COSMO-CLM Simulationen.	73
4.16 (g) und (h): Streudiagramme für Tagesmittel der Differenz der Mediane von der Windgeschwindigkeit für die zwei COSMO-CLM Simulationen.	74
4.17 (a) bis (j): Windrosen des gemessenen bodennahen Windfeldes an verschiedenen Stationen für Tage, an denen der Korrelationskoeffizient (Tagesmittel, gemittelt über alle verfügbaren Stationen) der COSMO-CLM-2,8 Simulation um mindestens 0,05 höher ist als der Korrelationskoeffizient der COSMO-CLM-7,0 Simulation (linke Spalte) und umgekehrt (rechte Spalte). Die Zahl in Klammer gibt die Anzahl der in die Darstellung eingegangenen Messtage an.	75

Literaturverzeichnis

- Al Rawashdeh, S., R. Ruzouq, B. Pradhan, S. A.-H. Ziad, A. R. Ghayda, et al., 2013: Monitoring of Dead Sea water surface variation using multi-temporal satellite data and GIS. *Arabian Journal of Geosciences*, **6** (9), 3241–3248.
- Alpert, P. und E. Eppel, 1985: A Proposed Index for Mesoscale Activity. *Journal of Applied Meteorology*, **24**, 472–480.
- Alpert, P., I. Osetinsky, B. Ziv, und H. Shafir, 2004: Semi-objective classification for daily synoptic systems: Application to the eastern Mediterranean climate change. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, **24** (8), 1001–1011.
- Alpert, P., H. Shafir, und D. Issahary, 1997: Recent changes in the climate at the Dead Sea—a preliminary study. *Climatic Change*, **37** (3), 513–537.
- Anthes, R., E. Hsie, und Y. Kuo, 1987: Description of the PSU/NCAR mesoscale model version 4 (MM4). *National Center for Atmospheric Research*, 66.
- Ashbel, D. und C. Brooks, 1939: The influence of the Dead Sea on the climate of its neighbourhood. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **65** (280), 185–194.
- Bergström, H. und N. Juuso, 2006: A study of valley winds using the MIUU meso-scale model. *Wind Energy: An International Journal for Progress and Applications in Wind Power Conversion Technology*, **9** (1-2), 109–129.
- Biesbroek, G. R., R. J. Swart, T. R. Carter, C. Cowan, T. Henrichs, H. Mela, M. D. Morecroft, und D. Rey, 2010: Europe adapts to climate change: Comparing National Adaptation Strategies. *Global Environmental Change*, **20** (3), 440 – 450.
- Bitan, A., 1976: The influence of the special shape of the Dead-Sea and its environment on the local wind system. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*, **24** (4), 283–301.
- Bitan, A. und H. Sa' Aroni, 1992: The horizontal and vertical extension of the Persian Gulf pressure trough. *International Journal of Climatology*, **12** (7), 733–747.
- Cohen, S. und G. Stanhill, 1996: Contemporary climate change in the Jordan Valley. *Journal of Applied Meteorology*, **35** (7), 1051–1058.
- Dayan, U., 1986: Climatology of back trajectories from Israel based on synoptic analysis. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25** (5), 591–595.

- Di Luca, A., R. de Elía, und R. Laprise, 2015: Challenges in the quest for added value of regional climate dynamical downscaling. *Current Climate Change Reports*, **1** (1), 10–21.
- Giorgi, F. und P. Lionello, 2008: Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary change*, **63** (2-3), 90–104.
- Goldreich, Y., 2012: *The climate of Israel: observation, research and application*. Springer Science & Business Media.
- Gualdi, S., S. Somot, L. Li, V. Artale, M. Adani, A. Bellucci, A. Braun, S. Calmanti, A. Carillo, A. Dell’Aquila, et al., 2013: The CIRCE simulations: regional climate change projections with realistic representation of the Mediterranean Sea. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **94** (1), 65–81.
- Hecht, A. und I. Gertman, 2003: Dead Sea meteorological climate. *Fungal life in the Dead Sea*, 68–114.
- Helgert, S. und A. Caldas-Alvarez, 2020: Persönliche Mitteilung: COSMO-CLM Simulationsergebnisse. *Karlsruher Institut für Technologie*.
- Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, S. Hirahara, A. Hori, J. MuSabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, S. Abdalla, X. Abellan, G. Balsamo, P. Bechtold, G. Biavati, J. Bidlot, M. Bonavita, G. De Chiara, P. Dahlgren, D. Dee, M. Diamantakis, R. Dragani, J. Flemming, R. Forbes, M. Fuentes, A. Geer, L. Haimberger, S. Healy, R. J. Hogan, E. H. M. Janiskov, Keeley, P. Laloyaux, P. Lopez, C. Lupu, G. Radnoti, P. de Rosnay, I. Rozum, F. Vamborg, S. Villaume, und J.-N. Thut, 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **146** (730), 1999–2049, <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/qj.3803>.
- Hochman, A., E. Bucchignani, G. Gershtein, S. O. Krichak, P. Alpert, Y. Levi, Y. Yosef, Y. Carmona, J. Breitgand, P. Mercogliano, et al., 2018: Evaluation of regional COSMO-CLM climate simulations over the Eastern Mediterranean for the period 1979–2011. *International Journal of Climatology*, **38** (3), 1161–1176.
- Kishcha, P., R. T. Pinker, I. Gertman, B. Starobinets, und P. Alpert, 2018: Observations of positive sea surface temperature trends in the steadily shrinking Dead Sea. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, **18** (11).
- Kottmeier, C., A. Agnon, D. Al-Halbouni, P. Alpert, U. Corsmeier, T. Dahm, A. Eshel, S. Geyer, M. Haas, E. Holohan, N. Kalthoff, P. Kishcha, C. Krawczyk, J. Lati, J. B. Laronne, F. Lott, U. Mallast, R. Merz, J. Metzger, A. Mohsen, E. Morin, M. Nied, T. Rdiger, E. Salameh, A. Sawarieh, B. Shannak, C. Siebert, und M. Weber, 2016: New perspectives on interdisciplinary earth science at the dead sea: The deserve project. *Science of The Total Environment*, **544**, 1045 – 1058.
- Kottmeier, C., P. Palacio-Sese, N. Kalthoff, U. Corsmeier, und F. Fiedler, 2000: Sea breezes and coastal jets in southeastern Spain. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, **20** (14), 1791–1808.

- Kunin, P., P. Alpert, und D. Rostkier-Edelstein, 2019: Investigation of sea-breeze/foehn in the Dead Sea valley employing high resolution WRF and observations. *Atmospheric Research*.
- Lange, M. A., 2019: Impacts of climate change on the eastern Mediterranean and the Middle East and North Africa region and the water–energy nexus. *Atmosphere*, **10 (8)**, 455.
- Laprise, R., R. De Elia, D. Caya, S. Biner, P. Lucas-Picher, E. Diaconescu, M. Leduc, A. Alexandru, L. Separovic, et al., 2008: Challenging some tenets of regional climate modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **100 (1-4)**, 3–22.
- Mahrer, Y. und R. A. Pielke, 1977: The effects of topography on sea and land breezes in a two-dimensional numerical model. *Monthly Weather Review*, **105 (9)**, 1151–1162.
- Mathias, L., P. Ludwig, und J. G. Pinto, 2019: Synoptic-scale conditions and convection-resolving hindcast experiments of a cold-season derecho on 3 January 2014 in western Europe. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **19 (5)**, 1023–1040.
- Metzger, J., 2017: *Wind systems and energy balance in the Dead Sea Valley*, Vol. 74. KIT Scientific Publishing, Dissertation.
- Miller, S., B. Keim, R. Talbot, und H. Mao, 2003: Sea breeze: Structure, forecasting, and impacts. *Reviews of Geophysics*, **41 (3)**.
- Moses, S. W., M. David, E. Goldhammer, A. Tal, und S. Sukenik, 2006: The Dead Sea, a unique natural health resort. *Israel Medical Association Journal*, **8 (7)**, 483.
- Naor, R., O. Potchter, H. Shafir, und P. Alpert, 2017: An observational study of the summer Mediterranean Sea breeze front penetration into the complex topography of the Jordan Rift Valley. *Theoretical and Applied Climatology*, **127 (1-2)**, 275–284.
- Osetinsky, I., 2006: *Climate changes over the Eastern Mediterranean-A synoptic systems classification approach*. University of Tel-Aviv, Dissertation.
- Ramis, C. und R. Romero, 1995: A first numerical simulation of the development and structure of the sea breeze on the island of Mallorca. *Annales Geophysicae*, **13 (9)**, 981.
- Ramon, J., L. Lledó, V. Torralba, A. Soret, und F. J. Doblas-Reyes, 2019: What global reanalysis best represents near-surface winds? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **145 (724)**, 3236–3251.
- Rockel, B., A. Will, und A. Hense, 2008: The regional climate model COSMO-CLM (CCLM). *Meteorologische Zeitschrift*, **17 (4)**, 347–348.
- Rostkier-Edelstein, D., P. Kunin, und P. Alpert, 2020: Investigation of sea breeze and foehn in the Dead Sea valley with remote sensing observations and WRF model simulations. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 1708.
- Sánchez, E., C. Gallardo, M. Gaertner, A. Arribas, und M. Castro, 2004: Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model: a first approach. *Global and Planetary Change*, **44 (1-4)**, 163–180.

- Shafir, H. und P. Alpert, 2011: Regional and local climatic effects on the Dead-Sea evaporation. *Climatic Change*, **105** (3-4), 455–468.
- Shentsis, I., J. B. Laronne, und P. Alpert, 2012: Red Sea trough flood events in the Negev, Israel (1964–2007). *Hydrological sciences journal*, **57** (1), 42–51.
- Stanhill, G., 1987: The radiation climate of the Dead Sea. *Journal of Climatology*, **7** (3), 247–265.
- Stull, R. B., 2012: *An introduction to boundary layer meteorology*, Vol. 13. Springer Science & Business Media.
- Taylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **106** (D7), 7183–7192, <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2000JD900719>.
- Vüllers, J., G. J. Mayr, U. Corsmeier, und C. Kottmeier, 2018: Characteristics and evolution of diurnal foehn events in the Dead Sea valley. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **18** (24), 18 169–18 186.
- Wang, Y., L. R. Leung, J. L. McGREGOR, D.-K. Lee, W.-C. Wang, Y. Ding, und F. Kimura, 2004: Regional climate modeling: progress, challenges, and prospects. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **82** (6), 1599–1628.
- Zängl, G., 2004: A reexamination of the valley wind system in the Alpine Inn Valley with numerical simulations. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **87** (4), 241–256.
- Zardi, D. und C. D. Whiteman, 2013: Diurnal mountain wind systems. *Mountain Weather Research and Forecasting*, Springer, 35–119.

Danksagung

Zuerst möchte ich mich bei meinem Betreuer Dr. Ulrich Corsmeier bedanken, dass er mir diese Arbeit ermöglichte. Außerdem bedanke ich mich für seine Zeit, in der er mir geduldig viele Fragen beantwortete, Denkanstöße, Führung und Ideen gab und die Arbeit Korrektur las. Prof. Dr. Christoph Kottmeier und Prof. Dr. Joaquim Pinto möchte ich für die Übernahme des Referats und Korreferats sowie für deren Ratschläge danken. Für die Durchführung der COSMO-CLM Simulationen bedanke ich mich bei Dr. Sebastian Helgert und Dr. Alberto Caldas-Alvarez. Bei Dr. Sebastian Helgert und Dr. Assaf Hochman bedanke ich mich für die produktiven Gespräche, in denen viele neue Ideen für diese Arbeit geschaffen wurden und in denen ich mehr über regionale Klimamodellierung lernen durfte. Vielen Dank auch an Dr. Jutta Vüllers, die mir MATLAB Skripte für die Verarbeitung der DESERVE Beobachtungen zur Verfügung stellte. Zum Schluss möchte ich mich bei Christian Latt, meinen Eltern, meiner Großmutter und meinen Geschwistern bedanken, die mich über das ganze Studium hinweg jederzeit unterstützten und auch zum Teil diese Arbeit Korrektur lasen.

Erklärung

Ich versichere wahrheitsgemäß, die Arbeit selbstständig verfasst, alle benutzten Hilfsmittel vollständig und genau angegeben und alles kenntlich gemacht zu haben, was aus Arbeiten anderer unverändert oder mit Abänderungen entnommen wurde sowie die Satzung des KIT zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis in der jeweils gültigen Fassung beachtet zu haben.

Karlsruhe, den 15.12.2020

Melissa Körlin