Entwicklung eines geländeklimatologischen Monitoringsystems zur Erfassung aktueller und potentiell zukünftiger Implikationen von Klimavariabilität und Klimaschwankungen im mitteleuropäischen Raum.

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften

an der Fakultät für Mathematik, Informatik und Naturwissenschaften

Fachbereich Erdsystemwissenschaften

der Universität Hamburg

vorgelegt von Helge Dietrich

aus Hameln, Deutschland

Hamburg, 2022

Fachbereich Erdsystemwissenschaften

Datum der Disputation:	15.10.2021
Gutachter der Dissertation:	Prof. Dr. Jürgen Böhner
	Dr. Hartmut Borth
Zusammensetzung der Prüfungskommission:	Vorsitz Prof. Dr. Jürgen Böhner
	Prof. Dr. Bernd Leitl
	Prof. Dr. Gerhard Schmiedl
	Dr. Hartmut Borth
	Dr. Frank Lunkeit
Vorsitzender des Fach-Promotionsausschusses Erdsystemwissenschaften:	Prof. Dr. Hermann Held
Dekan der Fakultät MIN:	Prof. Dr. Ing. Norbert Ritter

Eidesstattliche Versicherung

Hiermit erkläre ich an Eides statt, dass ich die vorliegende Dissertationsschrift selbst verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.

Hamburg, den 08.08.2021 Unterschrift (Helge Dietrich)

Inhaltsverzeichnis

I. Abkürzungsverzeichnis VI

II. Abbildungsverzeichnis XII

III. Formelverzeichnis XV

IV. Tabellenverzeichnis XVII

1. Einleitung 1

2. Problemstellung und Zielsetzung 3

2.1 Kenntnisstand bisheriger Arbeiten 3

2.2 Forschungsziel 9

3. Physikalische Grundlagen des Geländeklimas 11

3.1 Strahlungs- und Energiehaushalt im Gelände 12

3.1.1 Strahlungsbilanz 12

3.1.2 Wärme- und Energiebilanz 16

3.1.3 Thermische Eigenschaften der Landoberfläche 18

3.1.4 Kaltluftentstehung 20

3.2 Thermische Zirkulationssysteme 22

3.2.1 Anabatische Hangwinde 23

3.2.2 Katabatische Hangwinde 25

3.2.3 Berg- und Talwind 26

3.3 Inversionen und Kaltluftakkumulation 29

4. Untersuchungsgebiet 34

4.1 Lage und Topographie 34

4.2 Naturräumliche Ausstattung 37

4.3 Witterung und Klima 38

5. Methoden und Modelle 41

5.1 Modellkomponenten und Präprozessierung 41

5.1.1 Globale Reanalysen (ERA-Interim) 42

5.1.2 Troposphärische Höhenkorrektur 44

5.1.3 Auswahl und Berechnung atmosphärischer Prädiktoren 45

5.1.4 Oberflächenparametrisierung mit SAGA-GIS 51

5.1.5 Integration von Stationsbeobachtungen 56

5.2 Regressionsanalyse und generische Transferfunktionen (GTF) 61

5.2.1 Einfach lineare Regression (Reliefparameter) 61

5.2.2 Multiple lineare Regression (Reliefparameter) 62

5.2.3 Polynomischer Trend (atmosphärische Prädiktoren) 64
5.2.4 Übersetzung von Reliefparametern in Temperaturen 64
5.2.5 Bildung von Gewichtungsfaktoren und witterungsbasierte Steuerung 65
5.3 Modellvalidierung 67
5.3.1 Leave-One-Out-Cross-Validation (Modellbildung) 67
5.3.2 Vergleich der GTF mit unabhängigen Beobachtungen 68
6. Datenbasis 69
6.1 ERA-Interim Datensätze 69
6.2 Messdaten 70
6.2.1 Datenvolumen und deskriptive Statistik 70
6.2.2 Witterungsverlauf 73
6.2.3 Technisches Protokoll 76
6.3 Digitales Geländemodell 77
7. Ergebnisse 78
7.1 Topoklimatische Temperaturvariation 78
7.1.1 Topoklimatische Residuen 78
7.1.2 Spannweiten der topoklimatischen Residuen 85
7.2 Regressionsanalyse 87
7.2.1 Einfache lineare Regression (Reliefparameter) 87
7.2.2 Multiple lineare Regression (Reliefparameter) 91
7.2.3 Polynomischer Trend (atmospärische Prädiktoren) 96
7.3 Generische Transferfunktionen (GTF) 99
7.3.1 Reliefbasierte Verteilungsmuster der Lufttemperatur 99
7.3.2 Berechnung von Gewichtungsfaktoren 100
7.3.3 Synthese von höhenkorrigierten ERA-Interim-Reanalysen und GTF 101
7.4 Validierung 103
7.4.1 Tagesmitteltemperaturen (TMK) 103
7.4.2 Tagesminimumtemperaturen (TNK) 108
7.4.3 Tagesmaximumtemperaturen (TXK) 111
7.4.4 Witterungsvergleich und sonstige Effekte 115
8. Fazit und Ausblick 120
9. Zusammenfassung 129
10. Literatur 130

I. Abkürzungsverzeichnis

ALLGEMEIN:

α_{ST}	Wärmeübergangskoeffizient
ΔQ	Strahlungsbilanz
ΔQ_A	advektiver Wärmestransport
Δt	Dauer der negativen nächchtlichen Ausstrahlung
ΔT	(vertikaler) Temperaturgradient [K]
ΔT_R	strahlungsbedingter Abkühlungsbetrag der Kaltluft
ε	Emissionsvermögen
ρ	Dichte
ρ_{fL}	Dichte feuchter Luft
ρ_L	Dichte trockener Luft
ρ_W	atmosphärischer Wasserdampfgehalt einer Schicht / Säule
σ	Stefan-Boltzmann-Konstante
$°C$	Grad Celsius
a	Albedo
A	langwellige Ausstrahlung der Erdoberfläche
A_E	effektive (topographische) Ausstrahlung (langwellig)
A_F	Ausstrahlungsfläche
A_G	atmosphärische Gegenstrahlung (langwellig)
Abb.	Abbildung
ALLE	Gesamtkombination aller RELEHT (Reliefeinheiten)
ANN	künstliche neuronale Netze (Artificial Neural Networks)
AR5	Fifth Assessment Report – Fünfter Sachstandsbericht des IPCC
ARW	Advanced Research (WRF Version zu Forschungszwecken, siehe WRF)
BAAR	Baarsenke
Bedgrd.	(Wolken-)Bedeckungsgrad
BEOB.	Beobachtung
BRD	Bundesrepublik Deutschland
BW	Baden-Württemberg
BW TS	Transekt durch das südwestliche Baden-Württemberg
C_P	spezifische Wärmekapazität der Luft
CCA	kanonische Korrelationsanalyse (Canonical Correlation Analysis)
Cfb	gemäßigtes ozeanisches Klima (Köppen-Geiger-Klimaklassifikation)
CHELSA	Climatologies at High resolution for the Earth's Land Surface Areas
cm	Zentimeter
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
CONV	Conventwald
D	direkte Strahlung
DD	dynamisches Downscaling
Dfb	Warmes kontinentales oder hemiboreales Sommerklima (Köppen-Geiger-Klimaklassifikation)

d. h.	das heißt
DWD	Deutscher Wetterdienst
e	Partialdampfdruck des Wassers
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EHL	erhöhte Lage(n)
ELR	einfach lineare Regression
EMP	Beobachtung(swert)
EOF	empirische Orthogonalfunktionsanalyse
EPISODES	Empirisch-Statistische Downscaling Methode für Klimaprojektionen und -vorhersagen (DWD)
EPSG	European Petroleum Survey Group (Schlüsselnummersystem geodätischer Datensätze / Koordinatenbezugssysteme)
ERA-Interim	ERA-Interim-Reanalysen
ERA5	ERA5-Reanalysen
ERA-40	ERA-40-Reanalysen
ESD	empirisch-statistisches Downscaling
EURO-CORDEX	Coordinated Downscaling Experiment - European Domain
FVA-BW	Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg
g	Gramm
G	Globalstrahlung
GCM	Globales Zirkulationsmodell (General Circulation Model)
GK3	Gauß-Krüger-Koordinatensystem
gpm	geopotentielle Höhe in m
GTF	generische Transferfunktionen
GWF	(witterungsdynamischer) Gewichtungsfaktor
GWR	geographisch gewichtete Regression (Geographically Weighted Regression)
h	Stunde
H	Himmelsstrahlung / diffuse Strahlung
hk	höhenkorrigiert
HLS	Hangposition orographisch linksseitig
HLTS	Hochlage – Talschluss
HMLD	Hochmulde
HOBO	Markenname für Datenlogger der Fa. Onset Computer Corporation (USA)
hPa	Hektopascal
HRS	Hangposition orographisch rechtsseitig
HW	Hochwert
I	der durch die Neigung einer Fläche abgeschwächte Strahlungsstrom
I_0	senkrecht auf eine Fläche treffender Strahlungsstrom
i. Br.	im Breisgau
i. Schw.	im Schwarzwald
in situ	an Ort und Stelle
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
J	Joule
JG	Jahresgang

K	Kelvin
Kap.	Kapitel
kg	Kilogramm
KLAM_21	Kaltabflussmodell des DWD
km	Kilometer
km^2	Quadratkilometer
KPR	Kaltluftproduktionsraten
lat	geographische Länge (latitude)
$lg10(x)$	Zehnerlogarithmus / Logarithmus zur Basis 10
LMZ	Landesmedienzentrum Baden-Württemberg
lon	geographische Breite (longnitude)
LOOCV	Leave-One-Out-Cross-Validation
LUBW	Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg
m	Meter
m^2	Quadratmeter
m^3	Kubikmeter
mb	Millibar
MAX	Maximum
mean	Mittel
Meso ß	Raum-Zeitskala (Mesoskala beta – vgl. Abb.2)
Mikro ß	Raum-Zeitskala (Mikroskala beta – vgl. Abb.2)
MIN	Minimum
MLR	(schrittweise) multiple lineare Regression
MPF	Multiplikationsfaktor
MPI-ESM	Max-Planck-Institute Earth System Model
MTQ	mittleres Talquerprofil
n	Anzahl (einer Stichprobe)
NetCDF	Dateiformat (u. a. von) ERA-Interim-Reanalysen
Nr.	Nummer
o. g.	oben genannte
OTQ	oberes Talquerprofil
p	Signifikanzniveau
Pa	Pascal
PCA	Hauptkomponentenanalyse (Prinicipal Component Analysis)
PRAED	(atmosph. ERA-Interim-) Prädiktoren
PS	Prandtl-Schicht
Pt100	Widerstandstemperaturfühler
Q_E	latenter Wärmefluss
Q_F	anthropogener Wärmeeintrag
Q_G	Wärmeleitung fühlbarer Wärme
Q_H	fühlbarer Wärmestrom
Q_K	kurzwellige Strahlungsbilanz
Q_L	langwellige Strahlungsbilanz
R	Reflexstrahlung

R_{tL}	spezifische Gaskonstante für trockene Luft
R	Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient nach Pearson
R²	Bestimmtheitsmaß
R² adj	korrigiertes Bestimmtheitsmaß (bei MLR)
RA	Redundanzanalyse (Redundancy Analysis)
RCM	Regionales Zirkulationsmodell (Regional Climate Model)
RCP	Radiation Concentration Path
RELEHT	Reliefeinheit(en)
RELPAR	Reliefparameter
REMO	Regional Climate Model
RESID	Residuum, Residuen
RMSE	root-mean-square-error
RW	Rechtswert
s	spezifische Feuchte
sec / s^x	Sekunde ohne / mit Exponenten
SAGA-GIS	System für Automatisierte Geowissenschaftliche Analysen
SCHW/Schw	Schwarzwald
SE	standard error (Standardfehler)
$\sin ß$	Sinus des Einfallswinkels
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
STARS	Statistical Analogue Resampling Scheme des Potsdam Institut für Klimafolgenforschung (PIK)
SVD	Singulär-/Einzelwertzerlegung (Singular Value Decomposition)
T	(absolute) Temperatur
T_V	Bodentemperatur
T_{KL}	Temperatur nächtlicher Kaltluft
T_{RELPAR}	regressionsbasierte, topoklimatische Temperaturzu- und -abschläge
T_V	virtuelle Temperatur
Tab.	Tabelle
TGW	Tageswert
TMK	Tagesmitteltemperatur(en)
TNK	Tagesminimumtemperatur(en)
TO	topographic Openness (topographischer Offenheitsindex)
TQ	Talquerprofil(e)
TTL	Taltiefenlinie(n)
TXK	Tagesmaximumtemperatur(en)
ü. NN	über Normalnull
ü. Gr.	über Grund
u. a.	unter anderem
u. g.	unten genannte
U	U-Windkomponente
USA	Vereinigte Staaten von Amerika (United States of America)
UTQ	unteres Talquerprofil
V	V-Windkomponente
V_{KL}	nächtliches Kaltluftvolumen in m^3 / m^2

VDI	Verein Deutscher Ingenieure e.V.
vgl.	vergleiche
vs.	versus
W	Watt
Wh/m^2	Wattstunden pro m²
$Wsec/m^2$	Wattsekunden pro m²
WETTREG	WETTerlagen-basierte REGionalisierungsmethode
WP-KS-KW	Waldproduktivität-Kohlenstoffspeicherung-Klimawandel
WRF	Weather Research and Forecasting Model
z. B.	zum Beispiel
z. T.	zum Teil

RELIEFPARAMETER & GRUNDLAGEN:

AACN	altitude above channel network
AACN3 LOG	altitude above channel network - dritter Ordnung (logarithmiert)
AACN4 LOG	altitude above channel network - vierter Ordnung (logarithmiert)
AACN5 LOG	altitude above channel network - fünfter Ordnung (logarithmiert)
AACN6 LOG	altitude above channel network - sechster Ordn. (logarithmiert)
CAT	catchment area
CATM LOG	catchment area modified (logarithmiert)
CN	channel network
CONVI	convergence index
D8	deterministic 8
DGM	digitales Geländemodell
DAH	diurnal anisotropic heating
DAH SW	diurnal anisotropic heating – Südwest
DAH SSW	diurnal anisotropic heating – Südsüdwest
MFD	multiflow direction
MLSP	midslope position
NRMHGT	normalized height
TEI	terrain exposure index
TEI LEE	terrain exposure index – leeward (integriert in 10° Schritten von 0-360°)
TEI WIND	terrain exposure index – windward (integriert in 10° Schritten von 0-360°)
RATIO DIR DIF	ratio between direct and diffuse solar radiation
SCAT	specific catchment area
SFD	singleflow direction
SLPHGT	slope height
SLPHGT LOG	slope height (logarithmiert)
STDHGT	standardized height
STDHGT LOG	standardized height (logarithmiert)
TOTAL INS	total insolation (solar radiation)
SDUR	sunshine duration
SVF	sky view factor
SWI	SAGA wetness index
TVF	terrain view factor

VLDPT	valley depth
VSKY	visible sky

ATMOSPHÄRISCHE PRÄDIKTOREN:

ABW	Abweichung vom Jahresgang
ABW LOG	Abweichung vom Jahresgang (logarithmiert)
ABS FEUCHTE	absolute Feuchte (Integral 500-950 mb)
ABS FEUCHTE ABW	absolute Feuchte (Integral 500-950 mb) – siehe ABW
ABS FEUCHTE ABW LOG	absolute Feuchte (Integral 500-950 mb) – siehe ABW LOG
DRUCK MSL	Luftdruck auf Meereshöhe
NR	Strahlungsbilanz
NR ABW	Strahlungsbilanz – siehe ABW
NR ABW LOG	Strahlungsbilanz – siehe ABW LOG
NTR	langwellige Strahlungsbilanz
NTR ABW	langwellige Strahlungsbilanz – siehe ABW
NTR ABW LOG	langwellige Strahlungsbilanz – siehe ABW LOG
NTRD	abwärtsgerichtete, langwellige Strahlung
NTRD ABW	abwärtsgerichtete, langwellige Strahlung – siehe ABW
NTRD ABW LOG	abwärtsgerichtete langwellige Strahlung – siehe ABW LOG
PBLH	Höhe der planetaren Grenzschicht
VERT GESCHW […] mb	Vertikale Geschwindigkeit auf dem jeweiligen Druckniveau
WIND 10 m	Windgeschwindigkeit in 10 m ü. Gr.
WIND 500 mb	Windgeschwindigkeit entlang des 500 mb-Druckniveaus
WIND 900 mb	Windgeschwindigkeit entlang des 900 mb-Druckniveaus
WN	Wolkenbedeckungsgrad (niedrige)
WM	Wolkenbedeckungsgrad (mittlere)
WH	Wolkenbedeckungsgrad (hohe)
WT	Gesamtwolkenbedeckungsgrad (total)

II. Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Skalenabhängige Phänomene nach SCHÖNWIESE (2003:44)..... 3
Abb. 2: Skalenniveaus atmosphärischer Prozesse nach ORLANSKI (1975) und WANNER (1986) in BENDIX (2004:24) 11
Abb. 3: Skaleninvarianz von Kaltluftabflüssen und Kaltluftseen (BENDIX 2004:26).....12
Abb. 4: Einstrahlungsgeometrie in Abhängigkeit von Einfallswinkel, Inklination und Exposition (BENDIX 2004:52) 14
Abb. 5: Einfluss des Geländes auf die Verteilung der direkten und diffusen Einstrahlung aus BENDIX (2004:50) 15
Abb. 6: Schematisierte Abbildung des Tagesgangs der Strahlungsbilanz und ihrer Teilkomponenten (HÄCKEL 2005:200).....16
Abb. 7: Tagesgang der Energiebilanz inkl. Strahlungsbilanz und Wärmeströmen (FOKEN 2006) 17
Abb. 8: Entstehung direkter thermischer Zirkulation. Nach LAUER & BENDIX (2004) in BENDIX (2004:152).....23
Abb: 9: Asymmetrische und symmetrische Hangerwärmung und anabatische Hangwinde aus BENDIX (2004:161), verändert nach HENNEMUTH & SEMMLER (1982) und COLETTE et al. (2003) 24
Abb. 10: Enstehungsschema von Kaltluftabflüssen (katabatische Hangwinde) aus BENDIX (2004:164) nach HAUF & WITTE (1985).....26
Abb. 11: Thermisches Verhalten von Hohlformen im Gegensatz zur Ebene nach GEIGER et al. (1995) in BENDIX (2004:100) 28
Abb. 12: Schematische Darstellung des Berg-Tal-Windsystems bei symmetrischer Hangerwärmung nach DEFANT (1949) in BENDIX (2004:167) 28
Abb. 13: Schematisierter Ablauf der Entwicklung der atmosphärischen Grenzschicht im Tagesgang über Land während einer Strahlungswetterlage und absinkender Luft in der freien Atmosphäre (KRAUS 2008:104).....30
Abb. 14: Entwicklung der Temperaturdynamik in einem idealen Kerbtal aus BENDIX (2004:104) nach KISTEMANN & LAUER (1990), VERGREINER & DREISEITL (1987) sowie WHITEMANN (2000).....31
Abb. 15: Gemittelter Tagesgang der Temperaturentwicklung in verschiedenen Höhenniveaus in einem Tal in den österreichischen Alpen aus BENDIX (2004:102) nach AULITZKY (1967).....32
Abb. 16: Tages- und jahreszeitliche Entwicklung der Lufttemperaturen in unterschiedlichen Höhen im Vergleich für einen Strahlungstag und einen Tag mit Bewölkung aus BENDIX (2004:89) nach GEIGER et al. (1995).....33
Abb. 17: Lage der Untersuchungsgebiete in Baden-Württemberg 34
Abb. 18: Lage des Untersuchungsgebiets Conventwald (Modellbildung).....35
Abb. 19: Lage des Untersuchungsgebiets zur Modellvalidierung.....37
Abb. 20: Naturräumliche Gliederung im südwestlichen Baden-Württemberg 37
Abb. 21: Klimadiagramme für Buchenbach und den Feldberg im Hochschwarzwald.....39

Abb. 22: Klimadiagramme für Donaueschingen (Baar) und Meßstetten (Schwäb. Alb) 39
Abb. 23: Bodennahe Lufttemperatur in °C am 01:06.2009, 12:00 Uhr MEZ – ERA-Interim 43
Abb. 24: Jahresgang der stundenmittleren Strahlungsbilanz [Wh/m²] 50
Abb. 25: Ausgewählte Loggerstandorte im Untersuchungsgebiet Conventwald 58
Abb. 26: Ausgewählte Loggerstandorte im Transekt vom Hochschwarzwald bis zur Schwäbischen Alb 59
Abb. 27: Synoptische Bedingungen über Mitteleuropa am 20.08.2009 (verändert nach MET OFFICE UK 2009) 74
Abb. 28: Synoptische Bedingungen über Mitteleuropa am 08.09.2009 (verändert nach MET OFFICE UK 2009) 74
Abb. 29: Synoptische Bedingungen über Mitteleuropa am 28.08.2012 (verändert nach MET OFFICE UK 2012) 75
Abb. 30: Synoptische Bedingungen über Mitteleuropa am 10.09.2012 (verändert nach MET OFFICE UK 2012) 76
Abb. 31: HOBO-Logger und Strahlungsschutzgehäuse 77
Abb. 32: Synoptische Bedingungen über Mitteleuropa am 19.10.2012 (verändert nach MET OFFICE UK 2012) 82
Abb. 33: Übersetzung des RELPAR SLPHGT LOG (dimensionslos) in regressionsbasierte, topoklimatische Zu- und Abschläge [°C] am Beispiel der Hohen Schwäbischen Alb 100
Abb. 34: Beispielhafte Synthese (unten) von ERA-Interim-Höhenkorrektur (oben) und witterungsdynamisch gesteuerter, topoklimatischer Temperaturvariation im Gelände (Mitte) 102
Abb. 35: Mittels GTF geschätzte TMK für die Strahlungswetterlage am 18.10.2012. KOMBINATION: alle RELPAR außer SWI, alle RELEHT, MPF siehe Text zu Abb. 36 105
Abb. 36: Ganglinien für Beobachtung, GTF und ERA-Interim-Reanalysen [°C] (links) und Punktdiagramm für GTF vs. Beobachtung [°C] inkl. Bestimmtheitsmaß R² und RMSE (rechts). KOMBINATION: TMK, alle RELPAR außer SWI, alle RELEHT, MPF siehe Text 106
Abb. 37: Mittels GTF geschätzte TNK für die Strahlungswetterlage am 18.10.2012. KOMBINATION: alle RELPAR außer SWI, alle RELEHT, MPF siehe Text zu Abb. 38 109
Abb. 38: Ganglinien für Beobachtung, GTF und ERA-Interim-Reanalysen [°C] (links) und Punktdiagramm für GTF vs. Beobachtung [°C] inkl. Bestimmtheitsmaß R² und RMSE (rechts). KOMBINATION: TNK, alle RELPAR außer SWI, alle RELEHT, MPF siehe Text 110
Abb. 39: Mittels GTF geschätzte TXK für die Strahlungswetterlage am 18.10.2012. KOMBINATION: alle RELPAR, alle RELEHT, MPF siehe Text zu Abb. 40 113
Abb. 40: Ganglinien für Beobachtung, GTF und ERA-Interim-Reanalyse [°C] (links) und Punktdiagramm für GTF vs. Beobachtung [°C] inkl. Bestimmtheitsmaß R² und RMSE (rechts). KOMBINATION: TXK, alle RELPAR, alle RELEHT, MPF siehe Text zu Abb. 40 114

Abb. 41: Witterungsabhängiger Mehrwert der GTF im Vergleich mit dem Bedeckungsgrad niedriger Wolken (ERA-Interim-Prädiktor) 115
Abb. 42: Vergleich zwischen autochthoner und allochthoner Witterung. Beispiel 1 – Strahlungswetterlage am 18.10.2012 (GTF-Schätzung für TMK) 117
Abb. 43: Vergleich zwischen autochthoner und allochthoner Witterung. Beispiel 2 – allochthone Wetterlage am 06.11.2012 (GTF-Schätzung für TMK) 117
Abb. 44: Ganglinien für Beobachtung, GTF und ERA-Interim-Reanalyse [°C] (links) und Punktdiagramm für GTF vs. Beobachtung [°C] inkl. Bestimmtheitsmaß R^2 und RMSE (rechts). TNK, AACN5 LOG, TTL, MPF = 1 118
Abb. 45: Ganglinien für Beobachtung, GTF und ERA-Interim-Reanalyse [°C] (links) und Punktdiagramm für GTF vs. Beobachtung [°C] inkl. Bestimmtheitsmaß R^2 und RMSE (rechts). TNK, AACN5 LOG, TTL, MPF = 1.5 119
Abb. 46: Ganglinien für Beobachtung, GTF und ERA-Interim-Reanalyse [°C] (links) und Punktdiagramm für GTF vs. Beobachtung [°C] inkl. Bestimmtheitsmaß R^2 und RMSE (rechts). TNK, AACN5 LOG, TTL, MPF = 2 119
Abb. 47: Kontinentalistätsgrad, verändert nach DWD (2001, Karte 7) 123
Abb. 48: Topographischer Offenheitsindex (dimensionslos, 0–1) 126
Abb. 49: Beispielhafte Kaltlufthöhen aus KLAM_21 (MÜLLER-BBM 2012) 127

III. Formelverzeichnis

Formel 1: Gesamtstrahlungsbilanz 12
Formel 2: Kurzwellige Strahlungsbilanz 12
Formel 3: Langwellige Strahlungsbilanz 12
Formel 4: Langwellige Ausstrahlung (Stefan-Boltzmann-Gesetz) 13
Formel 5: Atmosphärische Gegenstrahlung 13
Formel 6: Lambert'sches Gesetz 15
Formel 7: Energiebilanz 17
Formel 8: Berechnung des nächtlichen Kaltluftvolumens über einer fest definierten Fläche 21
Formel 9: Polynom 4. Ordnung (troposphärische Höhenkorrektur der ERA-Interim-Datensätze) 45
Formel 10: Abschätzung eines Wertes durch lineare Interpolation 47
Formel 11: Erzeugung von ERA-Interim-Prädiktoren durch Mittelung der Stundenwerte des prädiktorspezifischen Bezugszeitraums 48
Formel 12: Berechnung der virtuellen Temperatur (TV) 48
Formel 13: Berechnung der Dichte feuchter Luft (ρfL) 48
Formel 14: Berechnung des Wassergehaltes zwischen zwei vertikal benachbarten geopotentiellen Höhen [m] 49
Formel 15: Integration des Wassergehalts der einzelnen Schichten zu einer Wassersäule (ρW_gesamt) 49
Formel 16: Berechnung der Gesamtstrahlungsbilanz aus der kurzwelligen und langwelligen Strahlungsbilanz 49
Formel 17: Berechnung der Windgeschwindigkeit aus U- und V-Windkomponenten 49
Formel 18: Umrechnung der Temperatur von *K* in °C 49
Formel 19: Umrechnung Pa in hPa 49
Formel 20: Umrechnung von Wsec in Wh 49
Formel 21: Umrechnung des dimensionslosen Bedeckungsgrads in % 50
Formel 22: Berechnung der täglichen Abweichungen der Strahlungsbilanz vom Jahresgang 50
Formel 23: Bildung des Logarithmus zur Basis 10 der täglichen Abweichungen der Strahlungsbilanz vom Jahresgang 50
Formel 24: Berechnung der topoklimatischen Residuen 61
Formel 25: Einfach lineare Regression 62
Formel 26: Multiple lineare Regression 63
Formel 27: Berechnung der Temperaturspannen der topoklimatischen Residuen 64
Formel 28 : Mittelung der ELR-Regressionsterme der Steigung (ax) 65
Formel 29: Mittelung der ELR-Regressionsterme des Offsets (b) 65
Formel 30: Übersetzung von Reliefeigenschaften in eine topoklimatische Temperaturverteilung 65
Formel 31: Wertenormierung der täglichen Temperaturspannen der Residuen auf 0–1 65
Formel 32: Berechnung des witterungsdynamischen Gewichtungsfaktors der topoklimatischen Temperaturvariation 66

Formel 33: Schätzung der Lufttemperatur im Gelände mittels generischer Transferfunktion (GTF) 66
Formel 34: Schätzung der Lufttemperatur im Gelände mittels generischer Transferfunktion und frei steuerbarem Multiplikationsfaktor 66
Formel 35: Bildung einer optimalen GTF-Kombination 66
Formel 36: Steuerungsfunktion des atmosphärischen ERA-Interim-Prädiktors WN [%] für die topoklimatische Temperaturvariation der TMK 101
Formel 37: Steuerungsfunktion des atmosphärischen ERA-Interim-Prädiktors NTR [Wh/m²] für die topoklimatische Temperaturvariation der TNK 101
Formel 38: Steuerungsfunktion des atmosphärischen ERA-Interim-Prädiktors PBLH [m] für die topoklimatische Temperaturvariation der TXK 101

IV. Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Ausgewählte thermische Oberflächeneigenschaften für unterschiedliche Bodenbedeckungsarten 19
Tab. 2: Kaltluftproduktionsraten (KPR) für unterschiedliche Landnutzungen 21
Tab. 3: Messnetz zur Modellbildung 36
Tab. 4: Messnetz zur Modellvalidierung 36
Tab. 5: Verwendete atmosphärische Prädiktoren (ERA-Interim-Ausgangsdaten vom Downloadportal des ECMWF) 46
Tab. 6: Übersicht der in der ELR untersuchten Reliefparameter (RELPAR) 52
Tab. 7: Übersicht über die verwendeten ERA-Interim-Prädiktoren....69
Tab. 8: Messdaten Conventwald für unterschiedliche Reliefeinheiten und T-Kenngrößen [°C]. Reliefeinheiten: TTL = Taltiefenlinien, EHL = erhöhte Lagen, HLS = Hangpositionen orogr. linksseitig, HRS = Hangpositionen orogr. rechtsseitig....71
Tab. 9: Messdaten Transekt BW für unterschiedliche Reliefeinheiten und T-Kenngrößen [°C]. Reliefeinheiten: TTL = Taltiefenlinien, EHL = erhöhte Lagen, BAAR = Baarsenke, HMLD = Hochmulde (Schwäbische Alb), HLTS = Hochlage (Talschluss im Ostschwarzwald) 72
Tab. 10: DWD-Referenzwerte für ausgewählte Stationen in °C....72
Tab. 11: Räumliche Ausdehnung und hypsometrischer Wandel der verwendeten DGM 77
Tab. 12: Topoklimatische Residuen [°C], Messkampagne Conventwald – Modellbildung, Tage ohne Schnee 83
Tab. 13: Topoklimatische Residuen [°C], Messkampagne BW Transekt – Modellvalidierung, Tage ohne Schnee 84
Tab. 14: Monatliche Spannweiten der topoklimatischen Residuen [°C], Messkampagne Conventwald – Modellbildung und BW Transekt – Modellvalidierung, Tage ohne Schnee 86
Tab. 15: Ergebnisse der ELR zwischen RELPAR und Tageswerten der topoklimatischen Residuen der Messkampagne zur Modellbildung (CONV) für die Temperaturkenngrößen TMK, TNK, TXK (jeweils die zehn höchsten R^2)....88
Tab. 16: Ergebnisse der MLR zwischen RELPAR und RESID zu ERA-Interim höhenkorrigiert (TMK) 93
Tab. 17: Ergebnisse der MLR zwischen RELPAR und RESID zu ERA-Interim höhenkorrigiert (TNK)....94
Tab. 18: Ergebnisse der MLR zwischen RELPAR und RESID zu ERA-Interim höhenkorrigiert (TXK)....95
Tab. 19: ELR-Ergebnisse für die Untersuchung des statistischen Zusammenhangs zwischen ERA-Interim-Prädiktoren und der topoklimatischen Temperaturvariation auf der Basis von n = 245 Tageswerten für TMK 96

Tab. 20: ELR-Ergebnisse für die Untersuchung des statistischen Zusammenhangs zwischen ERA-Interim-Prädiktoren und der topoklimatischen Temperaturvariation auf der Basis von n = 245 Tageswerten für TNK.....97
Tab. 21: ELR-Ergebnisse für die Untersuchung des statistischen Zusammenhangs zwischen ERA-Interim-Prädiktoren und der topoklimatischen Temperaturvariation auf der Basis von n = 245 Tageswerten für TXK.....98
Tab. 22: Regressionsbasierte, gemittelte Übersetzungsfunktionen von RELPAR in Temperaturzu- und Temperaturabschläge [°C] für die n = 30 höchsten Spannen der jeweiligen, gemessenen Temperaturvariationen 99
Tab. 23: Spannweiten der in Temperaturzu- und Temperaturabschläge [°C] übersetzen RELPAR 100
Tab. 24: Verbesserung der GTF-basierten Schätzung der TMK gegenüber höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen für die am stärksten performenden MPF – R^2 und RMSE für ausgewählte RELPAR und RELEHT. Mittlere Werte für n = 92 Tage ohne Schnee 103
Tab. 25: Verbesserung der GTF-basierten Schätzung der TNK gegenüber höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen für die am stärksten performenden MPF – R^2 und RMSE für ausgewählte RELPAR und RELEHT. Mittlere Werte für n = 92 Tage ohne Schnee 108
Tab. 26: Verbesserung der GTF-basierten Schätzung der TXK gegenüber höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen für die am stärksten performenden MPF – R^2 und RMSE für ausgewählte RELPAR und RELEHT. Mittlere Werte für n = 92 Tage ohne Schnee 111
Tab. 27: Mehrwert der GTF beispielhaft für die TNK gegenüber höhenkorrigierten ERA-Interim-Modellemperaturen an ausgewählten Strahlungswetterlagen für den RELPAR AACN5 LOG, RELEHT TTL in K und % in Abhängigkeit des ERA-Interim-Prädiktors des Bedeckungsgrads niedriger Wolken (WN) 116
Tab. 28: Mehrwert der GTF beispielhaft für die TNK gegenüber höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen für den RELPAR AACN5 LOG, RELEHT TTL in K und % in Abhängigkeit des klassifizierten ERA-Interim-Prädiktors des Bedeckungsgrads niedriger Wolken (WN) 116

Vorwort

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. Jürgen Böhner für die Bereitstellung des Themas, die Betreuung und die Begutachtung dieser Arbeit sowie Dr. Hartmut Borth ebenfalls für die Betreuung und Begutachtung.

Außerdem möchte ich mich bei der FVA Baden-Württemberg bedanken, namentlich bei PD Dr. Klaus von Wilpert für die finanzielle Unterstützung der Validierungsmesskampagne und die Anregungen zur räumlichen Ausgestaltung des Validierungsmessnetzes, inkl. der Kontaktherstellung zu den unterschiedlichen Forstämtern. Sehr hilfreich war die Organisation einer turnusmäßigen Datenauslese durch einen externen Dienstleister. Weiter möchte ich mich bei Dr. Petra Adler, Yvonne Morgenstern, Thilo Wolf sowie Roland Hoch für die Bereitstellung der zeitlich hochaufgelösten Daten des FVA-Messturms im Conventwald bedanken. Marco Reimann gilt der Dank für die Bereitstellung des DGM Conventwald.

Darüber hinaus danke ich allen Grundstücksbesitzern und Landwirten in Baden-Württemberg für die durchweg unkomplizierte Erlaubnis, die Temperaturlogger auf den Privatgrundstücken anzubringen und diese entweder ohne oder nach nur kurzer telefonischer Anmeldung betreten zu dürfen. Gleiches gilt für das Truppenübungsgelände nahe Meßstetten, welches mir in einer Hochmulde nahe 850 m ü. NN während einer Herbstnacht den Rekordwert von ca. -17 °C Abweichung zu den höhenkorrigierten Reanalysen bescherte.

Auch möchte ich den sehr produktiven Gedankenaustausch mit den Mitgliedern der Arbeitsgruppe Physische Geographie an der Universität Hamburg nicht unerwähnt lassen. So entstanden beim gemeinsamen Mittagessen in der Mensa, bei einer Tasse Kaffee oder einfach zwischen Tür und Angel konstruktive Ideen. Namentlich möchte ich hier in alphabetischer Reihenfolge besonders meine ehemaligen Kollegen Michael Bock, Dr. Olaf Conrad, Dr. Tobias Kawohl, Dr. Markus Kilian und Dr. Jan Wehberg nennen.

Weiter danke ich meiner lieben Freundin Ina und Jens aus Hameln für die ehrenamtliche Unterstützung beim Aufbau der Logger zur Messkampagne im Conventwald und bei den Validierungsmessungen.

1. Einleitung

Die Impaktanalyse ist eine wesentliche Aufgabe der Klimafolgenforschung, um mögliche Risiken für terrestrische Ökosysteme wie Wälder auf Grundlage von Klimaszenarien abschätzen zu können (WANG et al. 2016). Hierzu zählen auch Veränderungen der bodennahen Lufttemperatur, die einen wesentlichen abiotischen Steuerungsfaktor für physiologische und biologische Prozesse darstellen (GERLITZ et al. 2014, LI et al. 2013; STAHL et al. 2006) und sich z. B. direkt auf die Artenvielfalt von Pflanzen auswirken können. Neben der Steuerung einer Vielzahl von Umweltprozessen bildet die Lufttemperatur darüber hinaus einen wesentlichen Eingangsparameter für ökologische oder hydrologische Modellanwendungen (GAO et al. 2012).

Insbesondere in Gebirgsräumen können durch eine Zunahme der Lufttemperaturen starke Auswirkungen für Waldökosysteme entstehen (HASSAN et al. 2021, HOLZWARTH et al. 2020). Allerdings können auch nächtliche Kaltluftabflüsse zu ausgeprägten Temperaturanomalien führen, die einen starken Einfluss auf die Pflanzenverteilung haben und bedeutende Folgen für den Gartenbau und Landwirtschaft entwickeln können (BIGG et al. 2014). MPI-ESM-Modellläufe des CMIP5-Projektes (HASSON et al. 2016, TAYLOR et al. 2012) prognostizieren für Deutschland im Rahmen des RCP-2.6-Szenarios eine Erwärmung von 1.3 °C und für das RCP-8.5-Szenario eine Erwärmung von 3.9 °C (DIETRICH et al. 2019). Potentielle Folgen von zukünftiger Klimavariabilität erfordern vor dem Hintergrund der prognostizierten Klimaveränderungen belastbare Abschätzungen der Lufttemperatur auf gegenüber globalen Zirkulationsmodellen deutlich höher auflösenden Skalen, um Entscheidungsträger in Behörden und z. B. in der Forst- und Landwirtschaft in die Lage zu versetzen, im Rahmen von Mitigations- und Adaptionsstrategien sorgsame sowie belastbare Handlungsempfehlungen ableiten zu können (IPCC 2014, AR5).

Hochauflösende Flächendaten der klimatischen Begebenheiten sind für eine Vielzahl von Anwendungen in den Umweltwissenschaften sowie in der Ökologie erforderlich (KARGER et al. 2017). Für die Abschätzung aktueller und potentiell zukünftiger Klimaschwankungen und Klimaveränderungen können daher Monitoringsysteme einen wesentlichen Beitrag leisten, sowohl über die Erfassung räumlich sowie zeitlich hochauflösender Beobachtungen als auch über die Bereitstellung von belastbaren Flächendatensätzen meteorologischer Kenngrößen, wie der Lufttemperatur. Dabei ist nicht nur der langzeitmittlere Zustand der Lufttemperatur von Interesse, sondern auch die tägliche räumliche Temperaturvariation einschließlich des Auftretens von Extremwerten, die zu Hitzestress und Frostrisiken führen können und für viele geoökosystemare Fragestellungen einen Schwellenwert darstellen. Daher wurde in dieser Arbeit ein empirisch-statistischer Downscaling-Ansatz entwickelt, der räumlich hochauflösende Tageswerte der Mittel-, Minimum- und Maximumtemperatur liefert – in Abhängigkeit von der Geländebeschaffenheit und dem durch ERA-Interim-Reanalysen abgebildeten makroskaligen Zustand der Atmosphäre.

Diese Arbeit wurde am Institut für Geographie in der Abteilung Physische Geographie der Universität Hamburg angefertigt. Inhaltlich knüpft das Thema an die vorangegangene Forschung der Arbeitsgruppe von Prof. Dr. Jürgen Böhner an, einer deren Schwerpunkte dynamisches

und statistisches Downscaling ist (vgl. u. a. BÖHNER & BECHTEL 2018, GERLITZ et al. 2014, GERLITZ et al. 2016).

2. Problemstellung und Zielsetzung

2.1 Kenntnisstand bisheriger Arbeiten

Klimafolgenforschung erfordert eine adäquate Beschreibung des Regional- und Lokalklimas für die Abschätzung der Auswirkungen von Klimavariabilität (BENESTAD 2004). Im Zusammenhang mit der Untersuchung potentiell zukünftiger Klimaveränderungen werden globale Zirkulationsmodelle (engl. *General Circulation Models, GCM*) als probates Werkzeug angesehen (BUSUIOC & DUMITRESCU 2018), da sie realistische Informationen auf der Makroskala liefern (BENESTAD 2004, TRZASKA & SCHNARR 2014). Sie ermöglichen auf der anderen Seite aber keine oder nur stark eingeschränkte Aussagen zu subskaligen Prozessen, z. B. auf der Ebene des Lokalklimas (HEWITSON et al. 2014), weil GCM grobe, regionsdurchschnittliche Werte liefern, die in der Regel fundamental von *In-situ*-Beobachtungen abweichen (RÄISÄNEN 2007, RADIC & CLARK 2011). In Abb. 1 ist dieses Problem schematisch dargestellt:

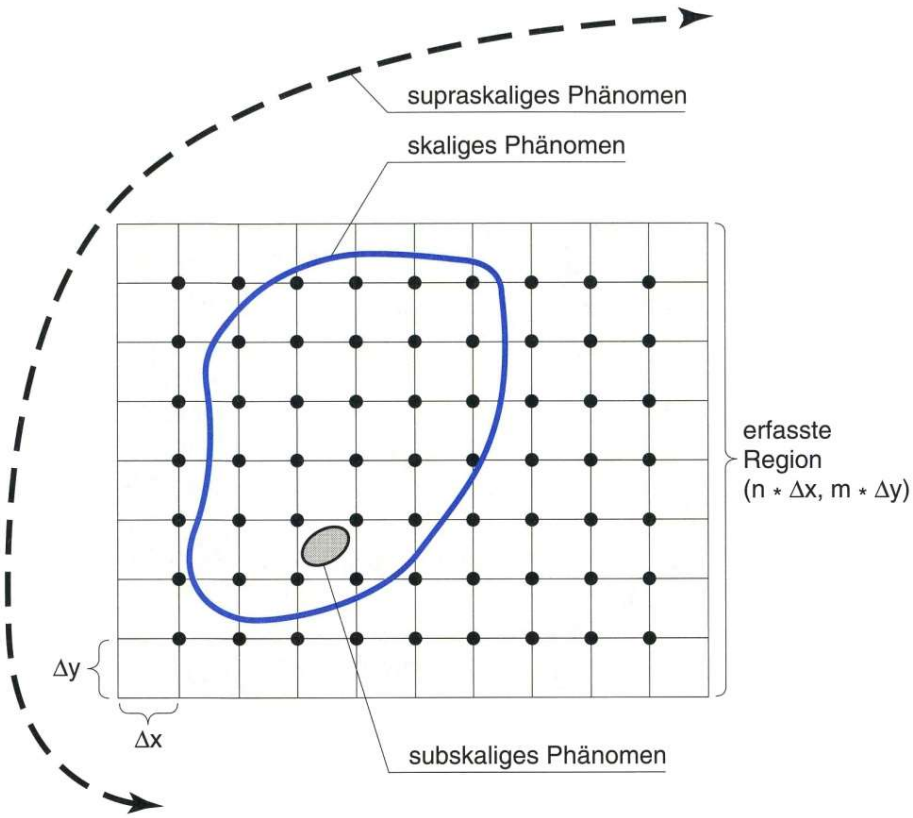

Abb. 1: Skalenabhängige Phänomene nach SCHÖNWIESE (2003:44)

Es ist jedoch möglich, globale Zirkulationsinformationen bzw. Ausgabevariablen von GCM oder Reanalysen auf die Ebene des Lokalklimas zu übertragen (BENESTAD 2004, BENESTAD et al. 2008). Dies geschieht in Form eines Herunterskalierens makroskaliger Informationen auf eine höher auflösende Skala (VON STORCH et al. 2000). Hierfür wird der Begriff *Downscaling* verwendet. Eingeführt wurde dieser Fachterminus durch VON STORCH et al. (1991) und international aufgegriffen u. a. ebenfalls durch VON STORCH et al. (1993). Der methodische Ansatz des *Downscalings* ist jedoch keine gänzlich neue Technik, sondern greift auf Erkenntnisse aus den 1940er Jahren zurück (VON STORCH & ZORITA 2019), denen zufolge die synoptische

Klimatologie früh versuchte, von einer Wetterkarte im groben Maßstab auf regionale Witterungsbedingungen zu schließen (MATULLA & HAAS 2003, VON STORCH & ZORITA 2019). Dieser Ansatz umfasste sowohl das Themenfeld der Wettervorhersage (vgl. STARR 1942) als auch die Klassifikation klar voneinander abgrenzbarer Wetterlagen bei BAUR et al. (1944), auf deren Arbeit HESS & BREZOWSKY (1977) aufgebaut haben, sowie für den britischen Raum bei LAMB (1972).

Downscaling wird grundsätzlich in dynamisches und (empirisch-)statistisches Downscaling (ESD) unterschieden. Dynamisches (DD) oder auch numerisches Downscaling (BENESTAD 2004) beschreibt die physikalisch konsistente, räumliche Verfeinerung globaler Zirkulationsinformationen durch ein regionales Zirkulationsmodell (engl. *Regional Climate Model, RCM*), das in eine globale Zirkulationsumgebung eingebettet ist (*nesting*) und „dann auf vorgeschriebene Bedingungen an seinen (seitlichen und oberen) Rändern reagiert, die einem globalen gröberen Klimamodell entnommen werden“ (VON STORCH et al. 1999:191). Demgegenüber basiert ESD „auf der Ableitung von statistischen Beziehungen zwischen Beobachtungen auf verschieden hoch aufgelösten Skalen“ (MATULLA & HAAS 2003:3). Konkret bedeutet dies, dass mittels unterschiedlicher Verfahren, wie z. B. Regressionsmodellen, statistische Beziehungen zwischen einem großskaligen atmosphärischen Prädiktor und Beobachtungen auf der lokalen Skala detektiert sowie für die Schätzung der Zielvariable (Prädiktand) eingesetzt werden (BENESTAD 2004, BENESTAD et al. 2008). Dabei wird die Ausprägung des Lokalklimas in der Literatur als eine deterministische oder stochastische Funktion des makroskaligen Zustands der Atmosphäre angesehen, die durch die geographischen bzw. physiographischen Begebenheiten vor Ort modifiziert wird (BENESTAD et al. 2008, VON STORCH et al. 2000, VON STORCH & ZORITA 2019). Hierzu zählen im Wesentlichen die Topographie wie auch die Flächennutzungsart.

Folgende Annahmen liegen ESD inkl. der GCM-Prädiktorenauswahl nach VON STORCH et al. (2000) und TRZASKA & SCHNARR (2014) zu Grunde:

(1) Die statistischen Beziehungen zwischen Prädiktoren und Prädiktanden ändern sich im Lauf der Zeit auch unter veränderten Klimabedingungen, wie einem veränderten Strahlungsantrieb, nicht (ZORITA & VON STORCH 1999), was der Annahme einer Stationarität der statistischen Beziehungen gleichkommt.
(2) Es besteht ein hinlänglich verstandenes, starkes physikalisches Wirkungs- und Prozessgefüge zwischen Prädiktoren und Schätzvariablen.
(3) Deterministische oder stochastische Prädiktoren werden in adäquater Form durch GCM oder Reanalysen repräsentiert.
(4) Die Prädiktoren spiegeln das Klimaänderungssignal in ausreichender Art und Weise wider (MATULLA et al. 2002).

ESD ist im Gegensatz zu DD nach BENESTAD (2004), TRZASKA & SCHNARR (2014) und WANG et al. (2016)

a) wenig rechenintensiv,
b) relativ einfach durchzuführen sowie modelltechnisch zu implementieren,
c) zufriedenstellend flexibel anpassbar und
d) liefert hohe räumliche Auflösungen bis auf Stationsebene.

In den letzten Jahrzehnten hat sich das Konzept des ESD zu einem eigenständigen wissenschaftlichen Ansatz in den Klimawissenschaften entwickelt (BUSUIOC & DUMITRESCU 2018) und

ist für Untersuchungen zur Risikoabschätzung im Rahmen der Klimafolgenforschung sowie der regionalen Klimaforschung zunehmend populär geworden (HOFER 2011, WANG et al. 2016). Allerdings ist ESD immer noch mit Unsicherheiten behaftet, insbesondere im Hinblick auf die Validierung der unterschiedlichen Ansätze. Noch weitestgehend unklar ist in diesem Zusammenhang, wie es sich in Zukunft vor dem Hintergrund einer möglichen Klimaveränderung mit der Annahme der quantitativen und der qualitativen Stationarität der statistischen Beziehungen verhält (BENESTAD et al. 2008), da derzeit lediglich ein bestimmter Teil des Klimaänderungssignals auf Basis retrospektiver Beobachtungsreihen analysiert werden kann.

Es existiert eine Vielzahl unterschiedlicher Herangehensweisen beim ESD, jedoch lassen sich grundlegende Einteilungen vornehmen, die auf die jeweiligen Hauptcharakteristika der einzelnen Verfahren abzielen. Nachfolgend sollen die schwerpunktmäßig genutzten methodischen Ansätze skizziert werden. Zudem soll auf deren Vor- und Nachteile speziell eingegangen werden. Allen ESD-Ansätzen gemeinsam ist die Tatsache, dass es immer einen physikalischen Zusammenhang zwischen großskaligen Zustandsvariablen und den auf der lokalen Skala erfassten meteorologischen Kenngrößen gibt (KREIENKAMP et al. 2017). Oftmals werden die unterschiedlichen ESD-Methoden auch miteinander kombiniert, wie speziell z. B. bei den Regionalisierungsmodellen WETTREG (vgl. KREIENKAMP et al. 2011, SPEKAT et al. 2007) und EPISODES (KREIENKAMP et al. 2019, SCHELLANDER-GORGAS et al. 2021).

Die nachfolgenden Ausführungen orientieren sich, sofern nicht anders kenntlich gemacht wurde, an Überlegungen von BENESTAD et al. (2008), MATULLA et al. (2002), RADIC & CLARKE (2011) und VON STORCH et al. (2000).

Transferfunktionen: Transferfunktionen werden im Rahmen von ESD sehr häufig verwendet, um z. B. unter Anwendung von Regressionsverfahren ausgewählte Prädiktoren an Gitterpunkten von Klimamodellen oder ganze Prädiktorenfelder mit Zeitreihen lokaler Beobachtungen in Verbindung zu setzen und statistische Beziehungen abzuleiten. Hierzu zählen etwa einfache oder multiple lineare Regressionsmodelle, nichtlineare Regressionsmodelle oder erweiterte Regressionsverfahren, wie Hauptkomponentenanalyse (PCA), kanonische Korrelationsanalysen (CCA), empirische Orthogonalfunktionen (EOF), Redundanzanalyse (RA) oder Einzelwertzerlegung (SVD). Auf eine nähere Beschreibung dieser Verfahren kann aus Gründen des Umfangs an dieser Stelle nicht näher eingegangen werden, es finden sich jedoch unter den aufgeführten o. g. und u. g. Autoren weiterführende Informationen. KARL et al. (1990) liefern in diesem Zusammenhang eine grundlegende Beschreibung eines erweiterten Regressionsverfahrens unter Anwendung von CCA und PCA.

Neben Regressionsverfahren fallen auch künstliche neuronale Netze (ANN) unter die Rubrik der Transferfunktionen (vgl. z. B. CHADWICK et al. 2011, JEONG et al. 2012). ANN stellen dabei wirkungsvolle Verfahren dar, obwohl der dynamische Charakter sowie die Komplexität der statistischen Beziehungen zwischen Prädiktor und Prädiktand eine Analyse erschwert. ANN werden je nach ihrem Komplexitätsgrad in lineares oder nichtlineares ESD unterteilt (MATULLA et al. 2002), wobei nichtlineare ANN bessere Ergebnisse erzielen als lineare.

Als problematisch zu beurteilen ist das Stationaritätsproblem, das Transferfunktionen innewohnt. Es können keine Aussagen darüber getätigt werden, inwiefern Transferfunktionen unter stark veränderten klimatischen Ausgangsbedingungen in Zukunft weiterhin Gültigkeit besitzen werden, da veränderte Ausgangsbedingungen ggf. auch mit einer grundsätzlichen

Veränderung der üblichen Bandbreite der Variation spezifischer meteorologischer Variablen einhergehen wird (vgl. SENEVIRATNE et al. 2012). Ein weiterer Punkt ist, dass die den Transferfunktionen zu Grunde liegenden Stationsbeobachtungen möglichst die komplette Variation der erfassten meteorologischen Kenngrößen am jeweiligen Standort erfasst haben müssen, um als allumfänglich valide bewertet werden zu können. So werden bei zu kurzen Beobachtungszeiträumen häufig die Extremwerte unterschätzt.

Nach VON STORCH et al. (2000) zählen auch Interpolationsmethoden zu ESD-Techniken. Zu nennen sind z. B. geostatistische Interpolationsverfahren wie Universal Kriging oder regressionsbasierte GWR-Techniken (geographisch gewichtete Regressionen). Allerdings ist die flächenhafte Erstellung von Temperaturkarten durch horizontale Interpolation nach obigem Verständnis erst im klassischen Sinne als ESD zu bezeichnen, wenn die Interpolationsergebnisse entweder auf Grundlage von historischen Beobachtungen für retrospektive Zeitabschnitte mit einem GCM reproduziert oder mit einem großskaligen Klimaänderungssignal, das ebenfalls durch atmosphärische Prädiktoren ausgedrückt wird, verknüpft und auf die Zukunft übertragen werden.

Wettergeneratoren: Wettergeneratoren sind statistische Modelle in Form komplexer Zufallsgeneratoren (KATZ & PARLANGE 1996 in VON STORCH et al. 2000), die nach dem Setzkastenprinzip (KREIENKAMP et al. 2017) realistisch aussehende, synthetische Witterungssequenzen durch Rekombination produzieren und auf beobachteten Sequenzen meteorologischer Kenngrößen basieren, die die statistischen Eigenschaften des Wetters widerspiegeln. Sie liefern tägliche Werte für die zu Grunde liegenden Stationsstandorte (WILKS & WILBY 1999 in VON STORCH et al. 2000) und werden vorrangig für Klimaprojektionen von Niederschlägen eingesetzt (u. a. CHEN et al. 2012, GITAU et al. 2017, SHAGEGA et al. 2018, WILKS 1999), wobei die synthetischen Sequenzen vom großskaligen Zustand der Atmosphäre abhängig sind. Zu diesen Verfahren zählt u. a. der Bootstrapping-Ansatz nach ORLOWSKY et al. (2008, STARS), der auch für die Rekombination von Temperaturen eingesetzt (ORLOWSKY et al. 2010) und darüber hinaus ebenso auf Flächendatensätze angewendet wurde (DIETRICH et al. 2019).

Wettergeneratoren benötigen lange Beobachtungszeitreihen für das Training, um valide arbeiten zu können, und sie weisen, gleichsam wie Transferfunktionen, das Annahmeproblem der Stationarität statistischer Beziehungen auf. Zudem können Probleme im Hinblick auf die Erfassung der Variabilität einer meteorologischen Kenngröße entstehen – in der Form, dass zum einen zeitlich subskalige Prozesse nicht adäquat erfasst werden (RADIC & CLARKE 2011) und zum anderen zwar Witterungssequenzen adäquat abgebildet werden, nicht jedoch deren Langzeitvariabilität (BENESTAD et al. 2008). Auch die hohe Komplexität sowie der rein statistische Charakter von Wettergeneratoren sind kritisch zu bewerten (WILKS & WILBY 1999).

Zwischen der ESD-Technik von Wettergeneratoren und der nachfolgenden ESD-Methode der Wetterlagenklassifikation existiert ein Überschneidungsbereich, da beide Methoden darauf basieren, charakteristische Witterungsbedingungen aus der Vergangenheit einer potentiell zukünftigen Variation des Lokalklimas zu Grunde zu legen, entweder auf der Basis von Witterungssequenzen, aufgezeichnet durch Stationsbeobachtungen, oder auf der von retrospektiven Wetterlagen. Dies wird z. B. bei ORLOWSKY et al. (2010) und YIOU (2014) deutlich, wo in Kombination von Wettergeneratoren und der Analogmethode gesprochen wird.

Wetterlagenklassifikationen: Im Vorfeld des ESD wird eine synoptische Klassifikation nach charakteristischen, makroskaligen Wetterlagen bzw. Strömungsmustern durchgeführt, denen anschließend Stationsbeobachtungen zugeordnet werden. Dieser Ansatz wird als Analogmethode bezeichnet (ZORITA & VON STORCH 1999) und wurde von ZORITA et al. (1995) entwickelt. Bezüglich der Klassifizierung gibt es unterschiedliche Herangehensweisen (KREIENKAMP et al. 2017). Unabhängig davon besitzt jedes Zirkulationsmuster eine spezifische Variation des Lokalklimas. In Abhängigkeit der beobachteten Eintrittswahrscheinlichkeiten der jeweiligen Zirkulationsmuster bzw. Wetterlagen ergibt sich eine gewichtete, mittlere Variation des Lokalklimas. Klimaprojektionen werden dann über veränderte Eintrittswahrscheinlichkeiten bestimmter Wetterlagen abgebildet, was mit einer veränderten Gewichtung der spezifischen Variationsmuster gleichbedeutend ist. In Kombination mit der Einbindung von RCM können darüber hinaus wetterlagenspezifische, räumliche Verteilungsmuster erzeugt werden, einschließlich einer veränderten Gewichtung im Rahmen von Klimaprojektionen. Dieses Vorgehen stellt jedoch bereits eine Kombination von ESD und DD dar.

Die Analogmethode benötigt ebenso wie die Wettergeneratoren eine lange Trainingsperiode und folglich auch entsprechend lange Zeitreihen. Eine weitere Parallele ist, dass ausschließlich historische Reihen bzw. Zirkulationsmuster verwendet werden können, wodurch es schwierig ist, einen veränderten Strahlungsantrieb auf der Basis veränderter Treibhausgasemissionen abzubilden.

Sonstige Methoden: Die zuvor genannten drei ESD-Techniken werden in der Literatur am häufigsten verwendet, oftmals mit einer tiefergehenden Spezifikation. Darüber hinaus gibt es weitere Methoden, die mitunter in der Literatur jedoch nicht direkt dem ESD zugeordnet werden und auf die daher nur kurz eingegangen werden soll. *Bias-Korrekturen – Delta-Methode*: Die Delta-Methode ist ein lineares Verfahren, in dem in der Regel in einem ausreichend langen Vergleichszeitraum (Kontrollperiode) monatsweise Anomalien zwischen einem GCM und einer höher aufgelösten empirischen Oberfläche identifiziert werden, diese sowohl zeitlich wie räumlich linear interpoliert und dann auf Projektionen angewendet werden (vgl. MUDELSEE et al. 2010). *Bias-Korrekturen – Quantil-Mapping*: Dieser Ansatz zielt nicht auf die Korrektur mittels monatsmittlerer Abweichungen ab, sondern bezieht sich auf ausgewählte Quantile von z. B. Temperatur- oder Niederschlagsverteilungen. Er dient somit eher der Korrektur von Extremwerten (vgl. u. a. MARAUN 2013). Für die Impaktanalyse potentieller zukünftiger Klimaveränderungen rückt ein weiterer Ansatz zunehmend in den Fokus von ESD: das Downscaling ausgewählter Indizes (vgl. u.a CASANUEVA et al. 2014). Hierzu zählen z. B. der Dürreindex, der Waldbrandindex, aber auch meteorologische Schwellenwerte, wie Hitzetage und Tropennächte (GOVERNMENT OF CANADA 2021).

Übersicht über aktuelle Publikationen: Unabhängig von den verwendeten ESD-Methoden wird abschließend zu diesem Unterkapitel ein Überblick über Publikationen aus der jüngeren Vergangenheit geliefert, die sich mit ESD von Lufttemperaturen befasst haben. Dabei geht es zum einen um die Frage der zeitlichen Aggregation, der verwendeten räumlichen Auflösung, der betrachteten Temperaturkenngrößen und zum anderen darum, ob ESD lediglich für diskrete Beobachtungsstandorte oder für die Erzeugung von Flächendatensätzen eingesetzt wurde.

Eine Vielzahl von Untersuchungen aus der jüngeren Vergangenheit beschränkt sich auf das ESD großskaliger Informationen auf die Ebene von Stationsbeobachtungen, um entweder retrospektive Temperaturzeitreihen zu erzeugen oder den potentiell zukünftigen Impakt von Klimaveränderungen darstellen und analysieren zu können. Hierzu zählen z. B. Arbeiten von GAO (2013) und GAO et al. (2012), die mittels empirischer Temperaturgradienten (ΔT) Stationsbeobachtungen von 2m-Temperaturen in den Alpen für Tageswerte geschätzt haben. HULD & PASCUA (2015) haben weltweit für ca. 8000 Stationen ebenfalls über vertikale Temperaturgradienten Monatsmittel abgeleitet. ASONG et al. (2016) erzeugten für ausgewählte Stationen in Canada mittels ESD Zeitreihen von Minimum- und Maximumtemperaturen für historische Zeiträume sowie für Klimaprofektionen. GUITERREZ et al. (2019) verglichen im Rahmen der VALUE-Kooperation unterschiedliche ESD-Techniken für klimarepräsentative Stationen in Europa. MUTZ et al. (2021) beispielsweise haben für ausgewählte Stationen in Chile anhand von einfachen linearen Verfahren unterschiedliche RCP-Szenarien simuliert. DING et al. (2021) sowie FAN et al. (2021) haben retrospektive Temperaturextremwerte bzw. tägliche Temperaturzeitreihen für Klimaprojektionen an chinesischen Stationsstandorten downgescalt.

Im Gegensatz zu den o. g. Publikationen haben die nachfolgend genannten Autoren ESD-Techniken genutzt, um Flächendatensätzen der Lufttemperatur zu erzeugen. Dabei hängt die Reihenfolge der Nennung der Publikationen von der räumlichen Auflösung ab, angefangen von gröberen hin zu feineren Auflösungen. MANZANAS et al. (2018) erzeugten Flächendatensätze saisonaler Lufttemperaturverteilungen für Europa in der Auflösung von 0.25 ° (E-OBS Grids). Im Rahmen des EPISODES-Vorhabens (vgl. KREIENKAMP et al. 2019, SCHELLANDER-GORGAS et al. 2021) wurden Temperaturfelder von Klimaprojektionen für Deutschland mittels ESD in einer Auflösung von 5 × 5 km und in Österreich für 1 km² erzeugt. Weltweite Flächendatensätze von Klimabasisgrößen, wie Temperaturen (TMK, TNK, TXK) oder Niederschlägen, finden sich in monatlicher Aggregation für eine räumliche Auflösung von 30 Bogensekunden bei KARGER et al. (2017, 2020, CHELSA-Projekt). Eine solche Auflösung ist ebenso bei NAVARRO-RACINES et al. (2020) für saisonale Temperaturlangzeitmittel in Chile anzutreffen. Darüber hinaus wurde eine spezielle ESD-Technik für die Bundesrepublik im Rahmen des Forschungs- und Innovationsprojektes „Waldproduktivität-Kohlenstoffspeicherung-Klimawandel – WP-KS-KW“ (METTE 2017) von DIETRICH et al. (2019) auf RCM-Daten (REMO EURO-CORDEX, siehe JACOB et al. 2014) angewendet, um flächendeckend Klimabasisdaten (u. a. TMK, TNK, TXK) von 1961–2100 in einer Auflösung von 250 × 250 m für Tageswerte zu erzeugen. GERLITZ et al. (2014) schätzten mittels troposphärischer Höhen- und Biaskorrektur gegen Stationsbeobachtungen monatsmittlere Temperaturflächen für die Hochgebirgsregionen des Himalayas in einer Auflösung von sogar 90 × 90 m.

Die o. g. Diskretisierungen liegen jedoch in Anlehnung an ZIMMERMANN et al. (2007) erstens z. T. immer noch deutlich über der für Standortkartierungen von Waldökosystemen üblichen Auflösung von 50 × 50 m oder aber stellen lediglich eine monatliche Aggregation dar, was eine Abbildung von Extremwerten nicht ermöglicht (LUNDQUIST & CAYAN 2007). Darüber hinaus berücksichtigt keiner der skizzierten Ansätze explizit eine regressions- oder ANN-basierte Verknüpfung einer *in situ* erfassten, mikroskaligen topoklimatischen Temperaturvariation (*mikro α-* und *mikro ß- Skala*) mit komplexen Reliefeigenschaften.

2.2 Forschungsziel

Wie bereits in der Einleitung hervorgehoben wurde, stellen Lufttemperaturen einen wesentlichen Steuerungsfaktor z. B. für die Artenzusammensetzung oder die Biodiversität von Ökosystemen dar. Typischerweise weisen Gebirgsräume jedoch eine nur spärliche oder sogar fehlende Verteilung meteorologischer Stationsbeobachtungen auf (BROMWICH et al. 2005, GERLITZ et al. 2014, KARGER et al. 2017, PRÖMMEL 2008). Deshalb kann allein die vertikale Temperaturverteilung in onduliertem Relief auf Basis von Beobachtungen häufig nur unzureichend aufgelöst werden (WANG et al. 2017). Allerdings erfordern auch horizontale geostatistische Interpolationsverfahren, wie Kriging-Ansätze (vgl. u. a. VARENTSOV et al. 2020, WU & LI 2013), eine möglichst heterogene Verteilung von Stationsbeobachtungen im Gebirge, um eine genaue Abschätzung des räumlichen Temperaturmusters im Gelände vornehmen zu können.

Eine Alternative zu geostatistischen Interpolationsmethoden stellt theoretisch die Höhenkorrektur von GCM-, RCM- oder Reanalyse-Daten dar (vgl. u. a. GAO et al. 2012, GERLITZ et al. 2014, INGLEBY 2015). Eine solche Höhenkorrektur kann z. B. mit SAGA-GIS auf jede gewünschte räumliche Zielauflösung übertragen werden. Dennoch bleiben dabei topoklimatische Charakteristika wie nächtlich kalte Taltiefenlinien oder die warme Hangzone speziell bei autochthonen Strahlungswetterlagen unberücksichtigt, was dem Anspruch eines geländeklimatologischen Monitoringsystems nicht gerecht werden kann.

Eine wesentliche Aufgabe von Monitoringsystemen ist in erster Linie die Observation spezifischer Kenngrößen durch Messnetze (GUAN et al. 2013), aber auch die Bereitstellung räumlich und zeitlich hochauflösender Flächendaten für nachgeschaltete Forschungsanwendungen kann als eine wesentliche Aufgabe von Monitoringsystemen angesehen werden. Monitoringdaten müssen in diesem Zusammenhang zwingend physikalisch konsistent und empirisch kongruent sein. Zu nachgeschalteten Forschungsanwendungen zählen z. B. Wirkungsmodelle, wie Wasserhaushalts- oder Pflanzenwachstumsmodelle, welche Informationen zu verschiedenen Klimaparametern auf der Skala eines Flusseinzugsgebiets oder einer Anbaufläche benötigen (GUAN et al. 2013). Dazu sind globale sowie regionale Klimamodelle jedoch nicht im Stande (u. a. BENESTAD et al. 2008, von STORCH et al. 2000). Deshalb ist eine räumliche Verfeinerung mittels ESD-Techniken unerlässlich.

Wie bei der Skizzierung des aktuellen Forschungsstands deutlich geworden ist, existieren noch keine gänzlich geeigneten ESD-Methoden für die Erstellung räumlich hochauflösender Temperaturkarten für den ländlichen Raum für tägliche Werte der bodennahen Lufttemperatur, zumindest nicht in dem Sinne, dass ein topoklimatisch belastbarer, kleinräumiger Flächentransfer, der auf mikroskaligen Feldbeobachtungen beruht, für die Zwischenräume geleistet wird.

Ziel dieser Arbeit war daher die flächenhafte Schätzung der täglichen Verteilung der bodennahen Lufttemperatur in hoher räumlicher Auflösung für Tagesmittel-, Tagesminimum- und Tagesmaximumtemperaturen (TMK, TNK, TXK) im südwestlichen Baden-Württemberg (Schwarzwald, Baarsenke, Schwäbische Alb) in Abhängigkeit von den Witterungsbedingungen sowie der unterschiedlichen Geländebeschaffenheit.

Da eine engmaschige Erfassung der topoklimatischen Temperaturvariation durch einfache Sensoren ohne großen Aufwand möglich und zudem günstig umsetzbar ist (KENNEDY et al. 2009, LUNDQUIST & LOTT 2008), wurden zwei Messkampagnen durchgeführt, wovon eine der Modellbildung und die andere der späteren Modellvalidierung diente. Mittels der flächenhaften Temperaturschätzung auf Grundlage von witterungsabhängigen, generischen Transferfunktionen (GTF) wurde eine Verringerung der beobachtbaren topoklimatischen Abweichungen von den höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen angestrebt, wobei insbesondere im Hinblick auf Strahlungswetterlagen ein deutlicher Mehrwert erhofft wurde.

Nach BENESTAD (2004) ist es oftmals hilfreich, möglichst simple Verfahren zu wählen, um unabhängige Variablen zu schätzen. Auch gestaltet sich die Analyse der Ergebnisse komplexerer ESD-Verfahren deutlich schwieriger als bei einfacheren Modellen (VON STORCH et al. 2000). Zudem lag der Fokus darauf, ein Schätzmodell zu entwickeln, das wenig rechenintensiv ist und sich unkompliziert in eine operationelle Modellkette implementieren lässt. Aus den genannten Gründen wurden einfache Regressionsmodelle für die Ableitung von GTF gewählt. Auf komplexere Verfahren wurde verzichtet.

Folgende **Arbeitshypothesen** wurden im Vorfeld der Untersuchungen formuliert:

1) Die errichteten geländeklimatologischen Messnetze unter Verwendung einfacher Temperatursensoren sind dafür geeignet, eine adäquate empirische Datenbasis zu erzeugen.
2) Die ausschließliche Verwendung von einfach linearen, multiplen sowie polynomischen Regressionsmodellen wird ausreichen, um plausible GTF ableiten zu können.
3) Eine DGM-basierte, komplexe Oberflächenparametrisierung in Form ausgewählter Reliefeigenschaften wird ein hohes Maß an erklärter Varianz liefern, wie beispielsweise in Untersuchungen von BLENNOW & PERSSON (1998), DIETRICH & BÖHNER (2008) und HOLDEN et al. (2011) nachgewiesen werden konnte. Dies wird für alle drei Kenngrößen erwartet (TMK, TNK, TXK), wobei jedoch TNK und TXK wegen der tageszeitlich klar voneinander abgrenzbaren Erwärmungs- und Abkühlungsprozesse einen höheren statistischen Zusammenhang mit komplexen Reliefeigenschaften zeigen, als es bei den TMK der Fall ist, welche u. a. ein Ergebnis sowohl der Minima als auch der Maxima darstellen.
4) Die Beprobung unterschiedlicher Reliefpositionen ist dazu imstande, insbesondere kaltluftassoziierte Prozesse wie Kaltluftverfrachtung und Kaltluftakkumulation sowohl vertikal als auch horizontal räumlich adäquat einzugrenzen.
5) Die Auswahl von ERA-Interim-Prädiktoren ohne weiterführende Verfahren, wie CCA, RA, EOF, ist in der Lage, das Maß an beobachteter topoklimatischer Temperaturvariation witterungsdynamisch zu steuern.
6) Die Übertragung des GTF-Ansatzes auf unabhängige Beobachtungen wird die topoklimatischen Abweichungen der Beobachtungen zu den höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen teilweise verringern.

Eine Bewertung und eine Diskussion der zu den Zielen führenden Hypothesen werden in Kap. 8 vorgenommen.

3. Physikalische Grundlagen des Geländeklimas

Geländeklima ist das Ergebnis eines wechselseitigen Prozessgefüges zwischen einer Vielzahl unterschiedlicher Faktoren in der atmosphärischen Grenzsicht. Hierzu zählen Strahlungsflüsse, die Wärme- bzw. Energiebilanz und die Ausbildung von thermischen Zirkulationssystemen und Kompensationsströmungen. Der Begriff wurde erstmalig Mitte des vergangenen Jahrhunderts durch KNOCH (1949) genannt (BENDIX 2004) und hat seitdem Einzug in die wissenschaftliche Praxis gefunden. Die Erstellung eines der ersten Standardwerke zum Thema Geländeklimatologie ist bei GEIGER (1961) zu finden.

Ein wesentlicher Punkt bei der Einordnung der o. g. Prozesse ist die eindeutige Definition von Skalenniveaus. Das raumzeitliche Skalenniveau unterschiedlicher atmosphärischer Prozesse in der Meteorologie und der Klimageographie ist in Abb. 2 zu sehen:

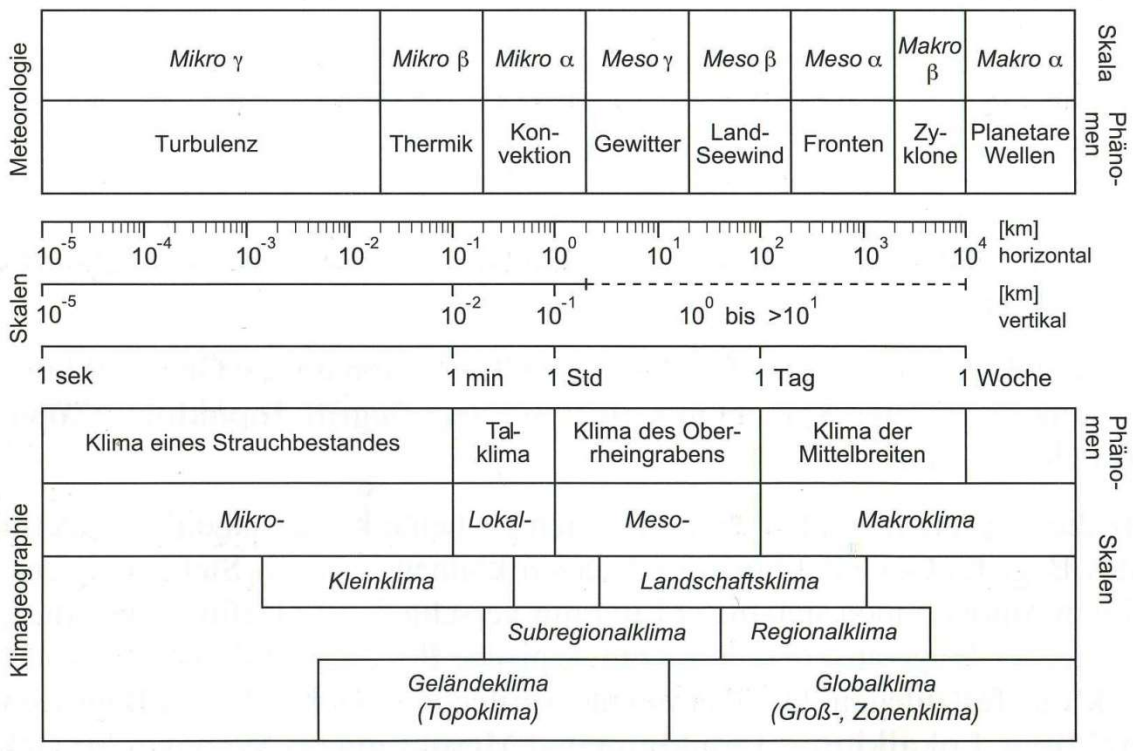

Abb. 2: Skalenniveaus atmosphärischer Prozesse nach ORLANSKI (1975) und WANNER (1986) in BENDIX (2004:24)

Nach OKE (1987) reicht das typische Geländeklima von 100 m bis 50 km. Es umfasst somit die meteorologischen Skalenniveaus *Mikro ß* bis *Meso ß*, über die z. B. das Talklima kleinerer Seitentäler bis hin zum Klima des Oberrheintalgrabens abgebildet werden können. Ein besonderer Fall ist die Skaleninvarianz atmosphärischer Prozesse, wie der nachfolgenden Abb. 3 entnommen werden kann:

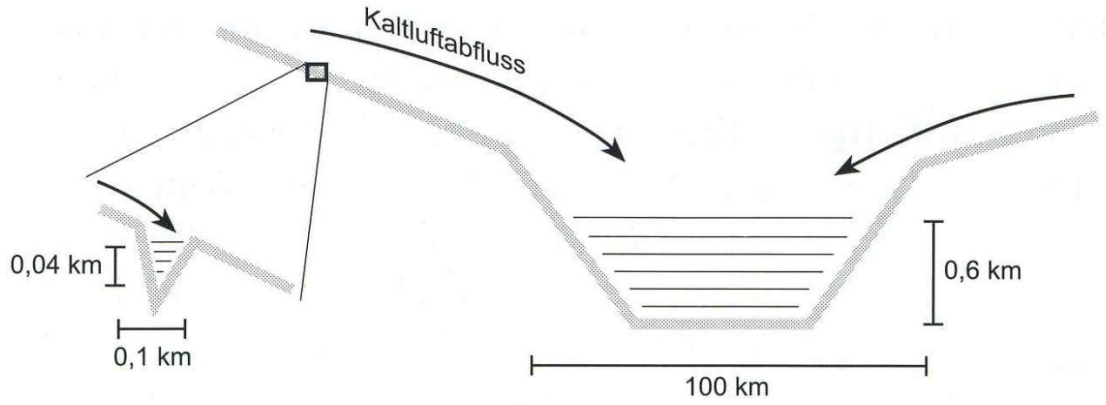

Abb. 3: Skaleninvarianz von Kaltluftabflüssen und Kaltluftseen (BENDIX 2004:26)

Dieser Sonderfall ist insbesondere mit Blick auf nächtliche Kaltluftabflüsse und -akkumulation von Bedeutung. Eine genauere Betrachtung der dem Geländeklima zugrunde liegenden, jeweiligen Prozesse ist den nachfolgenden Unterkapiteln zu entnehmen.

3.1 Strahlungs- und Energiehaushalt im Gelände

Die Strahlungsflüsse und der damit verbundene Energieaustausch an der Erdoberfläche stellen den „Motor“ der meisten atmosphärischen Prozesse dar. Sie entscheiden bei makroskaliger Betrachtung z. B. über die Verteilung der Klimazonen auf der Erde. Dieser Umstand wird auf der Mikro- und Mesoskala jedoch durch die Topographie sowie die Topologie eines Standorts maßgeblich modifiziert. Darauf sowie auf die thermischen Eigenschaften unterschiedlicher Bodenbedeckungsarten, die in der Summe für das Kaltluftpotential von hervorgehobener Bedeutung sind, soll in den kommenden Unterkapiteln näher eingegangen werden.

3.1.1 Strahlungsbilanz

Die Strahlungsbilanz (ΔQ) setzt sich aus der kurz- (Q_K) sowie der langwelligen Strahlungsbilanz (Q_L) zusammen und wird üblicherweise in der Einheit [W/m²] ausgedrückt. Nach HÄCKEL (2005), HUPFER & KUTTLER (2006) und SCHÖNWIESE (2003) wird sie beschrieben als

$$\Delta Q = Q_K + Q_L,$$

Formel 1: Gesamtstrahlungsbilanz

wobei sich die kurzwellige Strahlungsbilanz (Q_K) aus den Termen

$$Q_K = G - R = D + H - R = G(1 - a)$$

Formel 2: Kurzwellige Strahlungsbilanz

mit G = Globalstrahlung, R = Reflexstrahlung, D = direkte Strahlung + H = Himmelstrahlung bzw. diffuse Strahlung, a = Albedo errechnet,

die langwellige Strahlungsbilanz (Q_L) hingegen aus

$$Q_L = A_E = A - A_G$$

Formel 3: Langwellige Strahlungsbilanz

mit A_E = effektive Ausstrahlung, A = langwellige Ausstrahlung der Erdoberfläche, A_G = atmosphärische Gegenstrahlung.

Nach Wegfall der kurzwelligen Strahlungsflüsse kurz nach Sonnenuntergang bis kurz vor Sonnenaufgang reduziert sich die nächtliche Strahlungsbilanz auf die langwelligen Strahlungsflüsse. Je stärker die atmosphärische Gegenstrahlung A_G dabei ist, desto weniger stark ist die effektive topographische Ausstrahlung A_E – und umgekehrt. Eine Horizontüberhöhung verstärkt die atmosphärische Gegenstrahlung (BENDIX 2004). Die Stärke der langwelligen Ausstrahlung der Oberfläche wird unter Berücksichtigung der Stefan-Boltzmann-Konstante wie folgt berechnet (nach HÄCKEL 2005):

$$A = \varepsilon * \sigma * T^4$$

Formel 4: Langwellige Ausstrahlung (Stefan-Boltzmann-Gesetz)

– wobei ε = Emissionvermögen, σ = Stefan-Boltzmann-Konstante 5.67*10^{-8} [W*m^{-2}*K^{-4}] T = Oberflächentemperatur [K].

Die Stärke der atmosphärischen Gegenstrahlung A_G ist abhängig von der Temperatur und dem Wasserdampfpartialdruck der Atmosphäre (u. a. GRIMBACHER 2005, PATTANTYUS-ABRAHAM & JANOSI 2004) und wird wie folgt errechnet (nach HUPFER & KUTTLER 2006):

$$A = \varepsilon_{LUFT} * \sigma * T^4{}_{LUFT}$$

Formel 5: Atmosphärische Gegenstrahlung

– wobei ε_{LUFT} = Emissionsvermögen der Luft, σ = Stefan-Boltzmann-Konstante (siehe Erläuterung zur Formel 4), * T_{LUFT} = Temperatur der Atmosphäre in [K].

Auf die Albedo, die das Reflexionsverhalten einer Oberfläche beschreibt, sowie auf das Emissionsvermögen von Oberflächen soll jedoch erst näher im Unterkapitel 3.1.3 (thermische Oberflächeneigenschaften) eingegangen werden, da beide Größen in erster Linie von der Landnutzung und dem die Oberfläche bedeckenden Material abhängig sind.

Die Strahlungsbilanz wird, wie bereits eingangs erwähnt worden ist, maßgeblich durch reliefassoziierte Faktoren modifiziert (GEIGER 1961, THAMM 2000). Zu diesen Faktoren zählen z. B. die Geländehöhe, die Exposition und die Inklination eines Geländeabschnitts, wobei die topoklimatisch induzierte raumzeitliche Differenzierung bei Strahlungswetterlagen am stärksten hervortritt (BENDIX 2004). Abb. 4 zeigt den Einfluss der Exposition und der Inklination einer Fläche auf deren Strahlungsgenuss.

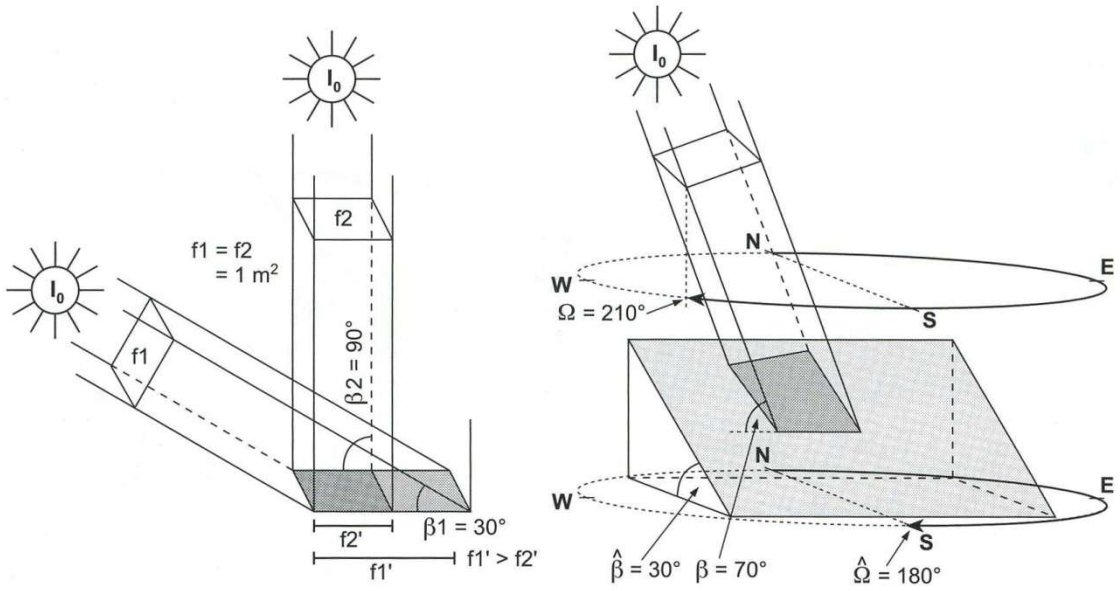

Abb. 4: Einstrahlungsgeometrie in Abhängigkeit von Einfallswinkel, Inklination und Exposition (BENDIX 2004:52)

Nachfolgend soll kurz auf die genannten topographischen und topologischen Einflussfaktoren eingegangen werden. Soweit nicht anders kenntlich gemacht wurde, basieren die Ausführungen auf BENDIX (2004):

Die Geländehöhe macht sich zum einen über die sich über einem Standpunkt befindliche Schichtdicke der Atmosphäre bemerkbar, was auch als „optische Dicke“ (dimensionslos) bezeichnet wird (BENDIX 2004:47). Je höher ein Punkt im Gelände ist, desto intensiver werden die Strahlungsflüsse wegen der abgeschwächten Extinktion (Strahlungsauslöschung) der Atmosphäre, die wiederum auf die geringere Weglänge der Strahlung von der Außengrenze der Atmosphäre bis zur Erdoberfläche und auf die Druckabnahme der Luft mit der Höhe zurückzuführen ist, was in der Summe zu einer Verringerung der absoluten optischen Luftmasse [m³] des oberen Halbraums führt. Eine Intensivierung der Strahlungsflüsse gilt hierbei aber nicht nur für die kurzwelligen Komponenten der Strahlungsbilanz, sondern auch für die nächtliche, langwellige Ausstrahlung, da die kontinuierliche Abnahme des Wasserdampfpartialdrucks sowie die adiabatisch bedingte Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe (THAMM 2000, WENZEL 1996) eine Absenkung der atmosphärischen Gegenstrahlung und somit ein verstärktes Strahlungsdefizit bewirken.

Darüber hinaus macht sich die Geländehöhe durch Abschattungseffekte des umgebenden Reliefs in Form einer Horizontüberhöhung tiefer liegender Geländeabschnitte bemerkbar, was im Mittel- und Hochgebirge deutlich erfahrbar ist. Im Ergebnis wird die langwellige atmosphärische Gegenstrahlung durch eine Horizontüberhöhung der unteren Geländeabschnitte erhöht und die direkte Solarstrahlung vermindert. Besonders bei niedrigem Sonnenstand treten Abschattungseffekte deutlich hervor. Abb. 5 zeigt den Zusammenhang von Geländehöhe sowie Sonnenstand auf die direkte und diffuse Sonnenstrahlung:

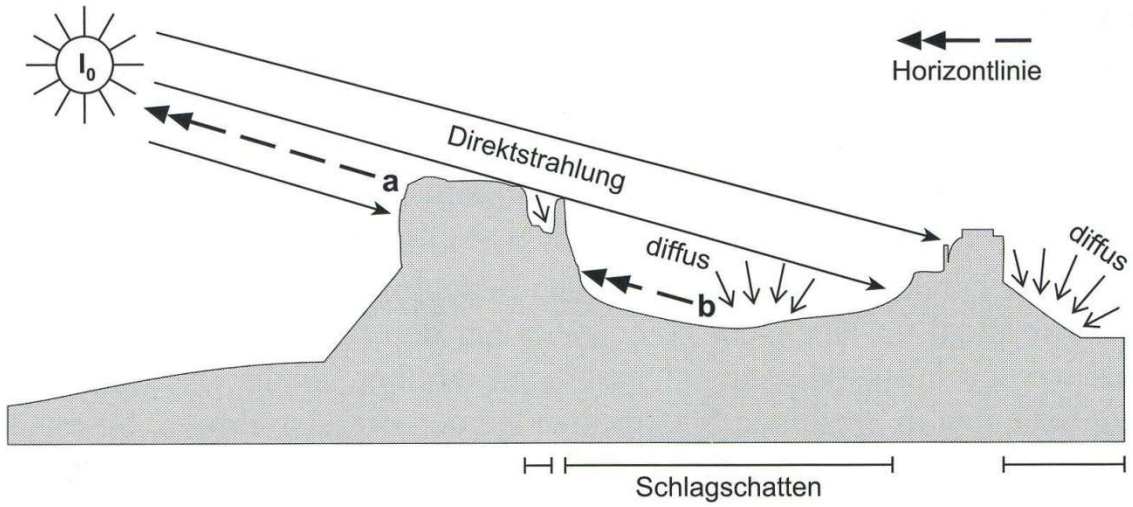

Abb. 5: Einfluss des Geländes auf die Verteilung der direkten und diffusen Einstrahlung aus BENDIX (2004:50)

Neben der Geländehöhe spielen auch die Exposition und die Inklination eines Geländeabschnitts eine wesentliche Rolle bei der räumlichen Differenzierung des Strahlungshaushaltes in ondulierter Umgebung. Dabei beschreibt die Exposition die Ausrichtung einer Fläche zu einer bestimmten Himmelsrichtung, hingegen die Inklination ihre Neigung. Die Ausrichtung einer Fläche entscheidet dabei über die Dauer der direkten und diffusen Strahlungszufuhr, die Inklination in Abhängigkeit vom Lambert'schen Gesetz über den an den Eingangswinkel gekoppelten Strahlungsstrom und die damit verbundene Strahlungszufuhr (GEIGER 1961, THAMM 2000). Dabei gilt Folgendes: Je geringer der Einfallswinkel ist, desto geringer ist auch der Strahlungsgenuss entlang einer fest definierten Fläche. Dies ist gleichbedeutend mit einer geringeren Energiezufuhr. Das Lambert'sche Gesetz wird durch folgende Formel beschrieben (HÄCKEL 2005):

$$I = I_0 * \sin ß$$

Formel 6: Lambert'sches Gesetz

– wobei I = der durch die Neigung einer Fläche abgeschwächte Strahlungsstrom, I_0 = der senkrecht auf eine Fläche treffende Strahlungsstrom, ß = Einfallswinkel.

Allerdings gelten die o. g. Punkte nicht nur für kurzwellige Strahlungsflüsse, sondern auch für die langwellige Strahlungsbilanz und deren Steuerung des nächtlichen Kaltluftpotentials. So zeigen schwach geneigte Flächen mit einer geringen Horizontüberhöhung eine stärkere nächtliche Ausstrahlung als stark geneigte Geländeabschnitte, die von höherem Relief umgeben sind. Daher besitzen ebene oder schwach geneigte Flächen grundsätzlich ein höheres Kaltluftpotential als stärker geneigte Flächen.

Letztlich weist insbesondere in stark onduliertem Terrain die Strahlungsbilanz der Erdoberfläche einen starken Zusammenhang mit der Lufttemperatur der aufliegenden Luftschicht auf (Kovarianz), was insbesondere für den sonnenbeschienenen Teil des Tages und den Hoch- bis Spätsommer gilt und im Winter sowie zu Frühlingsanfang nur abgeschwächt zu beobachten ist (MUTIIBWA et al. 2015). Abschließend ist in Abb. 6 der stark generalisierte Tagesgang der Strahlungsbilanz an einem klaren Sommertag in Mitteleuropa dargestellt.

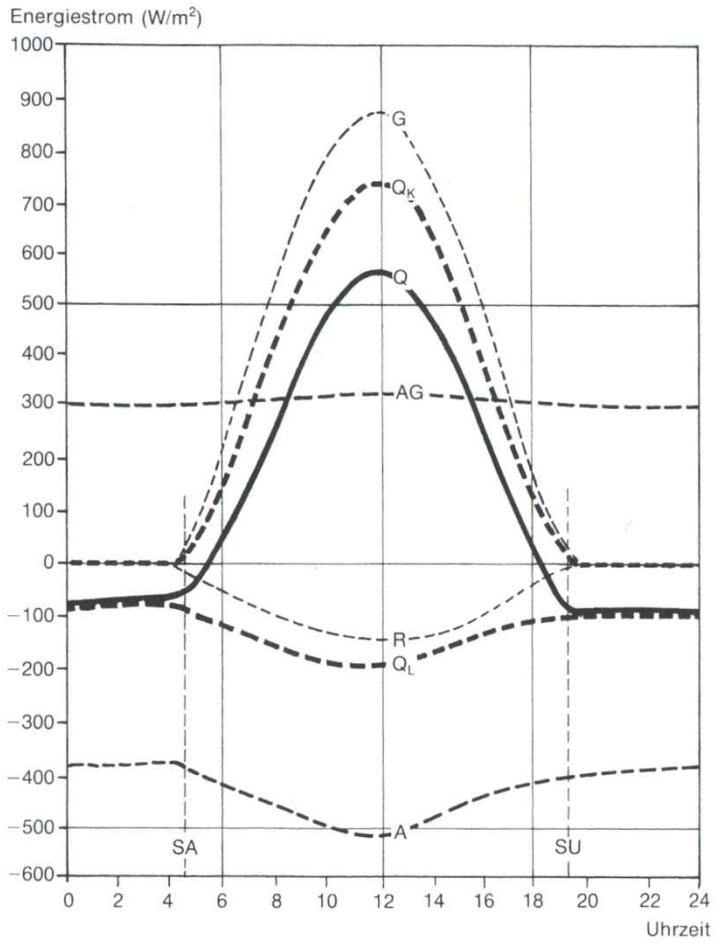

Abb. 6: Schematisierte Abbildung des Tagesgangs der Strahlungsbilanz und ihrer Teilkomponenten (HÄCKEL 2005:200)

3.1.2 Wärme- und Energiebilanz

Die Wärme- oder auch Energiebilanz stellt die um die Wärmeströme erweiterte Strahlungsbilanz dar und ist eng mit dieser verknüpft. Zu den Wärmeströmen zählen dabei latente und fühlbare Wärmeströme. Diese treten in Erscheinung durch

(a) den fühlbaren Bodenwärmestrom, der tagsüber von der Erdoberfläche weg- und nachts zu ihr hingerichtet ist; dabei handelt es sich tagsüber um Wärmespeicherung im Boden und nachts um Kompensation des Strahlungsdefizits entlang der Oberfläche,

(b) den fühlbaren Wärmestrom der Erdoberfläche in Interaktion mit der unmittelbar aufliegenden Luftschicht; dieser erfolgt in derselben tageszeitlich wechselnden Ausrichtung wie der fühlbare Bodenwärmestrom und findet ebenfalls in Form von molekularer Wärmeleitung statt; infolgedessen gibt die sich bei positiver Strahlungsbilanz am Tage aufheizende Erdoberfläche Wärme an die unterste Schicht der aufliegenden Luft ab und erhält bei nächtlich defizitärer Strahlungsbilanz Wärme von der Luft zurück, worauf hin diese beginnt, sich abzukühlen,

(c) den latenten Wärmestrom, der Vorgänge umfasst, die mit der Änderung des Aggregatzustandes von Wasser zusammenhängen (Verdunstung, Kondensation, Sublimation), inkl. Freisetzung oder Abfuhr von Schmelz-, Verdunstungs- und Kondensationsenergie.

Die Energiebilanz wird in Anlehnung an FOKEN (2006), OFFERLE et al. (2005) und SPRONKEN-SMITH et al. (2000) beschrieben durch

$$\Delta Q - Q_H - Q_E - Q_G - Q_F - \Delta Q_A = 0\ [W\ m^{-2}]$$

Formel 7: Energiebilanz

– mit ΔQ = Nettostrahlungsbilanz, Q_H = fühlbarer Wärmefluss, Q_E = latenter Wärmefluss, Q_G = Wärmeleitung fühlbarer Wärme bzw. Nettowärmespeicherung im Untergrund, Q_F = anthropogener Wärmeeintrag, ΔQ_A = advektiver Wärmetransport.

Die Energiebilanz liegt aufgrund des Energieerhaltungssatzes in der Summe immer bei 0 [W/m²]. Aufgrund der Messungen unter Freilandbedingungen außerhalb von menschlichen Siedlungen sowie bei ausgeprägten Strahlungswetterlagen mit sehr niedrigen Windgeschwindigkeiten können die Teilkomponenten von Q_F und ΔQ_A vernachlässigt werden (HUPFER & KUTTLER 2006). Es existieren in der Meteorologie sowie der Klimatologie unterschiedliche Konventionen für die Verwendung der Vorzeichen für die einzelnen Teilkomponenten der Strahlungs- und der Energiebilanz. Daher wurde sich an der Konvention der ERA-Interim-Reanalysen orientiert – mit negativen Vorzeichen für Strahlungsverluste an der Oberfläche und mit positiven Vorzeichen für Strahlungsgewinne.

In Abb. 7 ist der Tagesgang der Teilkomponenten der Energiebilanz dargestellt, allerdings mit umgekehrten Vorzeichen (Energiegewinne mit negativen Vorzeichen, Energieverluste mit positiven):

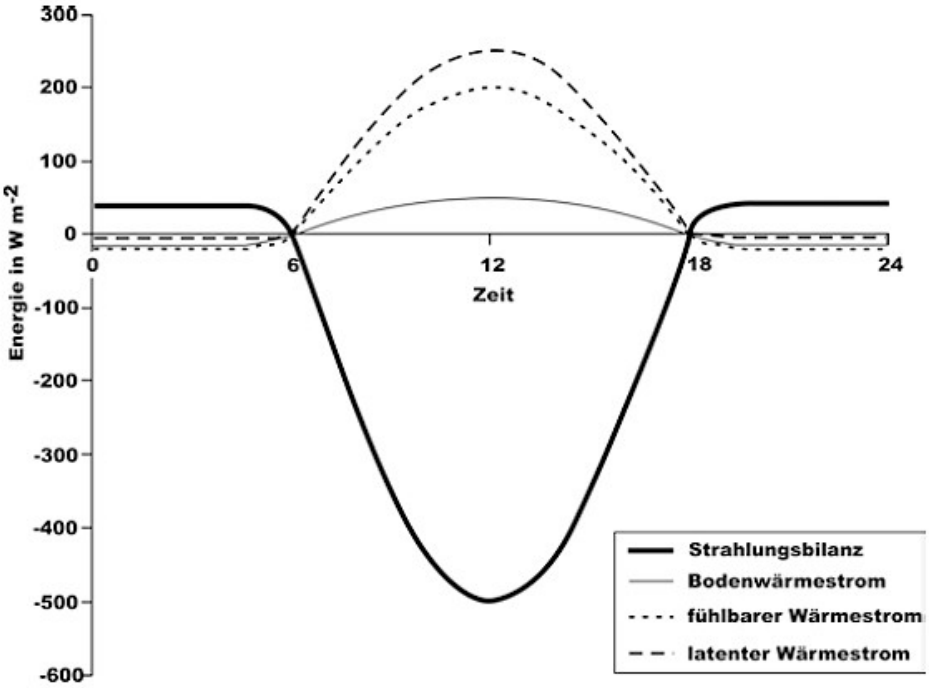

Abb. 7: Tagesgang der Energiebilanz inkl. Strahlungsbilanz und Wärmeströmen (FOKEN 2006)

3.1.3 Thermische Eigenschaften der Landoberfläche

Die thermisch relevanten, physikalischen Eigenschaften einer Oberfläche sind entscheidend für die Entwicklung der Oberflächentemperaturen in der Nacht und am Tag. In diesem Zusammenhang sind acht wesentliche Einflussgrößen zu nennen, inkl. einer kurzen Erläuterung ihrer Wirkungsweise für die Ausbildung der Oberflächentemperaturen.

Albedo [α]: Die Albedo beschreibt das Verhältnis von reflektierter zu empfangener Strahlung und wird dimensionslos oder in % ausgedrückt. Der Wertebereich reicht von 0–1 (0–100 %) und variiert je nach Oberflächenbedeckungsgrad mitunter stark. Bei niedrigen Sonnenständen vergrößert sich die empfangende Fläche und es kommt zu einer Erhöhung der Rückstrahlung, weshalb grundsätzlich auch eine Zunahme der Albedo mit zunehmender geographischer Breite beobachtet werden kann (BAHLBURG & BREITKREUZ 2012). Bei einer höheren Albedo sinkt die für den Wärmeumsatz an der Erdoberfläche benötigte Strahlungszufuhr, infolgedessen sich helle Oberflächen weniger stark erwärmen als dunklere.

Emissionsvermögen [ε]: Das infrarote Emissionsvermögen – oder auch Emissionsgrad genannt (HUPFER & KUTTLER 2006) – wird ebenso wie die Albedo dimensionslos in einem Wertebereich von 0–1 ausgedrückt. Dem Emissionsvermögen liegt die Vorstellung eines Schwarzen Körpers bzw. Schwarzen Strahlers zugrunde, der eine temperaturabhängige, theoretisch maximal mögliche thermische Ausstrahlung nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz leistet (HÄCKEL 2005). Den physikalischen Eigenschaften eines Stoffes, eines Materials oder der Vegetation entsprechend weicht jedoch die reale Ausstrahlung von dieser Idealvorstellung zum Teil deutlich ab. Dabei gilt Folgendes: Je höher das Emissionsvermögen einer Oberfläche ist, desto höher ist der langwellige Strahlungs- und Energieverlust.

Wärmeleitfähigkeit λ [W m^{-1} K^{-1}]: Die o. g. Eigenschaften wie Albedo und Emissionsvermögen beziehen sich jeweils auf die Oberfläche eines Materials, wohingegen sich die Wärmeleitfähigkeit auf unterschiedliche Schichten eines Körpers, z. B. Bodenschichten, bezieht (HÄCKEL 2005). Sie beschreibt das Vermögen eines Stoffes oder eines Materials, fühlbare Wärme im Innern eines Körpers molekular weiterzugeben. Die Einheit drückt den eindimensionalen Wärmetransport innerhalb eines Stoffes bzw. Materials über einen Meter aus – unter der Voraussetzung eines Temperaturgradienten von 1 K zwischen Anfangs- und Endpunkt (HUPFER & KUTTLER 2006). Die Wärmeleitung ist ein wesentlicher Steuerungsfaktor für den Tagesgang der Lufttemperatur der aufliegenden Luftschicht, wobei eine gute Wärmeleitung eine Verringerung der Tagesamplitude der Lufttemperatur nach sich zieht und eine schlechte Wärmeleitung eine hohe Amplitude zur Folge hat. Die Wärmeleitfähigkeit bestimmt demnach die Eignung einer Unterlage als Energiepuffer gegenüber hohen Strahlungsgewinnen und -verlusten an der Oberfläche (HÄCKEL 2005).

Wärmekapazität ζ [J m^{-3} K^{-1}]: Die Fähigkeit zur Wärmespeicherung im Untergrund beschreibt, wie viel Wärmeenergie aufgebracht werden muss, um eine Temperaturänderung für ein bestimmtes Volumen zu bewirken (HUPFER & KUTTLER 2006). Die Wärmekapazität entscheidet im Zusammenspiel mit der Dichte eines Stoffes über das Kompensationsvermögen des nächtlichen Energieverlusts an der Oberfläche und wird im Wesentlichen von der bereits skizzierten Wärmeleitfähigkeit gesteuert. Dabei ist die jeweilige Bodenbeschaffenheit (Textur, Materialbeschaffenheit, Luft- und Wassereinschluss) von großer Bedeutung für die Wärmeleitung und Wärmespeicherung (SCHNEIDER et al. 2004, TRINKS 2011).

Temperaturleitfähigkeit a [m² s^{-1}]: Die Temperaturleitfähigkeit ist der Quotient aus λ / ζ. Daher gilt: Ist die Wärmekapazität ζ eines Stoffes, d. h. die Fähigkeit zur Wärmespeicherung, groß, ist die Temperaturleitfähigkeit klein – und umgekehrt (HUPFER & KUTTLER 2006). Die Temperaturleitfähigkeit ist mit der Wärmeleitfähigkeit verknüpft, unterscheidet sich von dieser jedoch dadurch, dass die zeitliche Komponente für den Austausch von Wärme, z. B. zwischen Bodenschichten, berücksichtigt wird.

Spezifische Wärmekapazität c [J kg^{-1} K^{-1}]: Die spezifische Wärmekapazität, früher auch als „spezifische Wärme" bezeichnet, beschreibt die notwendige Energie, um 1 kg eines Stoffes um 1 K zu erwärmen (HUPFER & KUTTLER 2006). Dabei wird zwischen Flüssigkeiten und festen Stoffen auf der einen Seite sowie kompressiblen Gasen auf der anderen Seite unterschieden, so dass c für Feststoffe und Flüssigkeiten als c_p (konstantes Volumen) und für Gase als c_v (konstanter Druck) angegeben wird (HUPFER & KUTTLER 2006). Je höher die spezifische Wärmekapazität ist, desto geringer fällt der Temperaturanstieg entlang der Oberfläche tagsüber aus. Damit ist auch das konservative Klima von küstennahen Gebieten mit geringem Tages- und Jahresgang zu erklären.

Volumenwärme [J cm^{-3} K^{-1}]: Volumenwärme ist die spezifische Wärmekapazität multipliziert mit der Dichte eines Stoffes [g/cm³] und verhält sich in Bezug auf die Temperaturveränderung entlang der Oberfläche genauso wie die spezifische Wärmekapazität im Sinne von Folgendem: Je höher die Volumenwärme ist, desto geringer ist der Temperaturanstieg der Oberfläche am Tag.

Wärmeeindringkoeffizient [J s$^{-0.5}$ m^{-2} K^{-1}]: Dieser Parameter beschreibt, wie schnell eine Wärmeaufnahme bzw. -abgabe für eine Fläche von 1 m² erfolgt. Der Wärmeeindringkoeffizient ist somit auch ein Maß für die Wärmespeicherung im Boden (HUPFER & KUTTLER 2006) – und je höher der Koeffizient ist, desto stärker ist die Wärmespeicherung.

Material	kurzwellige Albedo [%]	Emmisions-vermögen	Volumenwärme [J cm^{-3} K^{-1}]	Spez. Wärmekapazität [c_v = J kg^{-1} K^{-1}]	Dichte [ρ = g/cm³]	Wärmeeindring-koeff. [J s$^{-0.5}$ m^{-2} K^{-1}]
Neuschnee	75-95	0.99	0.2	2090	0.1	130
Altschnee	40-70	…	1.0	2090	0.5	650
Eis	30-40	0.96-0.98	1.8-1.9	1900-2100	0.92	2080
Wasser (unbewegt)	…	0.96-0.98	4.2	4180	1	1545
Felsgestein	10-40	0.91-0.92	1.2-2.5	700-840	1.7-3.0	2220
Moor (trocken)	…	…	0.5-0.6	1700-1920	0.3	190
Moor (naß)	…	…	2.9-4.0	3200-3650	0.9-1.1	1420
Lehmboden (trocken)	…	…	1.0-1.5	600-900	1.6-1.7	600
Lehmboden (naß)	…	…	1.4-3.1	700-1550	2	2210
Sandboden (trocken)	15-40	0.90	1.1-1.4	800-900	1.4-1.6	620
Sandboden (naß)	…	…	2.8-4.4	1480-2100	1.9-2.1	2550
Holz	…	0.94	1.2-1.4	2300-2800	0.5	…
Grasland	12-30	0.98-0.99	…	…	…	…
Ackerboden	5-20	0.92	…	…	…	…
Nadelwald	5-12	…	…	…	…	…
Mischwald	10-20	…	…	…	…	…

Tab. 1: Ausgewählte thermische Oberflächeneigenschaften für unterschiedliche Bodenbedeckungsarten

In Tab. 1 sind Werte unterschiedlicher thermischer Eigenschaften für ausgewählte, natürliche Oberflächenbedeckungsarten nach unterschiedlichen Autoren aufgeführt (HUPFER & KUTTLER 2006, nach BARRY & CHORLEY 1982, nach HÄCKEL 2005 und nach KRAUS 2001 in SCHÖNWIESE 2003, nach HELL 1982, nach GEIGER 1961 und nach GRÖBER et al. 1963 in HÄCKEL 2005).

3.1.4 Kaltluftentstehung

Unter Kaltluftentstehung – auch Kaltluftproduktion genannt – wird die Bildung eines bestimmten untertemperierten Luftvolumens über einer fest definierten Fläche verstanden, das in der Höhe durch eine vertikale Temperaturumkehr begrenzt ist (HUPFER & KUTTLER 2006, siehe auch Kap. 3.3). Die Entstehung von Kaltluft ist die Voraussetzung für nächtlichen Kaltluftabfluss in onduliertem Terrain (BENDIX 2004). Sie entsteht, wenn sich eine negative Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche ausbildet. Dies ist nach Wegfall der kurzwelligen Strahlungsflüsse der Fall, wenn die langwellige Ausstrahlung A einer Fläche größer ist als die atmosphärische Gegenstrahlung A_G, was gleichbedeutend mit $Q_L < 0$ [W m^{-2}] ist, oder die effektive topographische Ausstrahlung A_E die diffuse Reststrahlung H überwiegt, gleichbedeutend mit $\Delta Q < 0$ [W m^{-2}]. Die Entstehung von Kaltluft läuft dabei in drei Schritten ab. Sie beginnt in den frühen Abendstunden (a) mit einer moderaten Abkühlung der bodennahen Luftschicht, gefolgt von (b) einer Phase verstärkter Abkühlung in einer Spanne von 60–90 min kurz vor und kurz nach Sonnenuntergang, während der die größten Kaltluftvolumina gebildet werden, und (c) einer dritten Phase moderater, aber durchgängiger Abkühlung über die gesamte Nacht hinweg (MAHRT 2017).

Das Maß an Kaltluftproduktion hängt dabei einerseits von der Topologie bzw. von der Geländebeschaffenheit der Umgebung sowie von den unterschiedlichen thermischen Oberflächeneigenschaften ab. Andererseits spielen groß- und kleinräumige atmosphärische Einflussfaktoren eine wesentliche Rolle (HOCH et al. 2011, VOGT 2001). Autochthone Strahlungswetterlagen unter klaren, antizyklonalen synoptischen Bedingungen, die in erster Linie durch einen geringen Wolkenbedeckungsgrad, aber in der Regel auch durch geringe Windgeschwindigkeiten gekennzeichnet sind, bieten tendenziell gute Voraussetzungen für die Entstehung lokaler Kaltluft (u. a. CHUNG et al. 2006, WAGNER et al. 2015, WHITEMAN et al. 2004b). Der Grund hierfür ist in erster Linie eine verminderte atmosphärische Gegenstrahlung, die zu einer erhöhten effektiven Ausstrahlung an der Erdoberfläche führt, infolgedessen sich in der oben skizzierten Phase (b) ein deutlich ausgeprägter fühlbarer Wärmestrom von der aufliegenden Luftschicht hin zur defizitären Erdoberfläche ausbildet (MAHRT 2017). Dies führt zu einer verstärkten Abkühlung der bodennahen Luft, infolgedessen sich eine stabile Schichtung einstellt (GRIMSDELL & ANGEVINE 2002), was wiederum eine frühzeitige Abkoppelung der bodennahen Kaltluftschicht vom synoptischen Windfeld nach sich zieht (KRAUS 2008, LEE & LUNDQUIST 2017). Näheres dazu findet sich in Kap. 3.3, welches das Thema Inversionen näher behandelt. Dieser Prozess wird in der angelsächsischen Literatur auch als *early evening (boundary-layer) transition* bezeichnet (u. a. ACEVEDO & FITZJARRALD 2001, HUNT et al. 2003, PARDYJAK et al. 2009). Gleichzeitig schwächt sich der turbulente Wärmeaustausch innerhalb der bodennahen Grenzschicht in der Zeit um und nach Sonnenuntergang deutlich ab (BONIN et al. 2015), so dass die bereits gebildete Kaltluft ungestört weiter auskühlen kann, ohne dass es zu einem turbulenten Eindringen (entrainment) wärmerer, sich darüber befindlicher Luft kommt (vgl. GRUDZIELANEK & CERMAK 2018). Ein Ergebnis starker, nächtlicher Abkühlungsprozesse bei Strahlungswetterlagen ist in anschaulicher Form z. B. als morgendlicher Raureif nach klaren Nächten im Herbst unter tagsüber noch relativ warmen Bedingungen zu beobachten.

Demgegenüber wird bei allochthonen, advektiv geprägten Wetterlagen „die Ausbildung lokalklimatischer Besonderheiten behindert bzw. unterdrückt“ (DWD 2017:11), da zum einen ein

höherer Wolkenbedeckungsgrad der Atmosphäre zu einer Erhöhung der atmosphärischen Gegenstrahlung führt – bei gleichzeitiger Verringerung der effektiven Ausstrahlung (KEJNA et al. 2021). Dies ist gleichbedeutend mit einer verringerten oder sogar ausbleibenden Kaltluftproduktion. Zum anderen gehen mit allochthonen Wetterlagen oftmals auch höhere Windgeschwindigkeiten einher, was zu einer stärkeren turbulenten Durchmischung der bodennahen Kaltluft mit der darüber liegenden wärmeren Luft führt, so dass bei hohen Austauschkoeffizienten gebildete Kaltluft abtransportiert wird, anstatt sich am Boden zu akkumulieren (GEIGER 1961).

Abschließend ist noch die im Rahmen allochthoner Wetterlagen häufig zu beobachtende Zufuhr feuchter Luftmassen zu nennen, die ebenfalls über eine Erhöhung der atmosphärischen Gegenstrahlung eine Verringerung der effektiven langwelligen Ausstrahlung der Erdoberfläche bewirkt.

DÜTEMEYER (2000) beschreibt für ausgewählte natürliche Landnutzungsarten eine grundsätzliche qualitative Zunahme der Kaltluftproduktionsfähigkeit – ausgehend von schlecht geeignetem, unbewachsenem Boden / Brachfeld über mittelgut geeignete Ackerflächen mit Vegetation bis hin zu gut geeigneter feuchter Wiese und trockenem Moor. Dennoch gibt es in der Literatur mitunter sehr unterschiedliche Angaben für landnutzungsabhängige Kaltluftproduktionsraten. Tab. 2 ist dazu eine Übersicht für nicht urbane Landnutzungsarten nach verschiedenen Autoren zu entnehmen.

Nutzungsart	KPR [$m^3\ m^{-2}\ h^{-1}$]	Autor(en)
Wald	26.7	Hergert et al. (1993)
Wald	54	Lutz (1986)
Wald	43	Gross (1989)
Wald	13.4	Gross (1987)
Wald (50%)	32	Hauf & Witte (1985)
waldfrei	12	King (1973)
waldfrei	11.1	Gross (1989)
Weiden- und Wiesennutzung	32.3	Hergert et al. (1993)
Ackerflächen	12	Hergert et al. (1993)
komplexe Parzellenstruktur	12	Hergert et al. (1993)

Tab. 2: Kaltluftproduktionsraten (KPR) für unterschiedliche Landnutzungen

Selbst bei einer konservativen Betrachtung würde sich bei einer Kaltluftproduktionsrate von 12 $m^3\ m^{-2}\ h^{-1}$ (KING 1973) über einer waldfreien, ebenen Fläche im Lauf einer siebenstündigen Strahlungsnacht eine Schichtdicke von 84 m Kaltluft bilden. Nicht berücksichtigt ist hierbei das gesamte Einzugsgebiet eines Punktes im Gelände, so dass unter der Annahme von Kaltluftzufuhr aus höher gelegenen Gebieten in eine abflusslose Beckenlage theoretisch eine Kaltluftschichtdicke von mehr als 84 m erreicht würde.

Eine allgemeine Formel zur Berechnung des nächtlichen Kaltluftvolumens findet sich z. B. nach WIESNER (1986) in HUPFER & KUTTLER (2006:350), hier in leicht abgeänderter Form:

$$V_{KL} = (\alpha_{ST} * \varepsilon * (a - b * 10^{-c*e}) * (T_{KL} - T_B) * \Delta t * A_F) \ / \ (\rho_L * C_P * \Delta T_R)$$

Formel 8: Berechnung des nächtlichen Kaltluftvolumens über einer fest definierten Fläche

– wobei V_{KL} = Volumen der Kaltluft [m³ m^{-2}] zum Zeitpunkt der größten vertikalen Ausdehnung der nächtlichen Bodeninversion, α_{ST} = Wärmeübergangskoeffizient [W m^{-2} K^{-1}], ε = Emissionsvermögen des Bodens, a, b, c = empirische Konstanten (a = 0.82, b = 0.25, c = 0.95), e = Partialdampfdruck des Wassers [hPa], T_{KL} = Temperatur der Kaltluft [K], T_B = bodennahe Lufttemperatur [K], Δt = Dauer der neg. ΔQ [s], A_F = Ausstrahlungsfläche [m²], ρ_L = Dichte der Luft [kg m^{-3}], C_P = spez. Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck [J kg^{-1} K^{-1}], ΔT_R = strahlungsbedingter Abkühlungsbetrag der Luft oberhalb der Erdoberfläche [K].

3.2 Thermische Zirkulationssysteme

Thermische Zirkulationssysteme, wie Hangwinde und das Berg-Tal-Windsystem, sind ein häufig zu beobachtendes Phänomen in strukturiertem Gelände (WHITEMAN 1990) und Bestandteil bzw. Ergebnis von Prozessen in der planetaren Grenzschicht (OKE 1987). Bevorzugt treten sie im Rahmen autochthoner Strahlungswetterlagen auf (KRAUS 2008, SCHÖNWIESE 2003), wohingegen sie unter dem Einfluss stark advektiver, fremdbürtiger Bedingungen teilweise oder komplett durch das synoptische Windfeld überlagert bzw. ersetzt werden (BUTLER et al. 2015). Günstige Voraussetzung thermischer Zirkulationssysteme sind folglich ein geringer Wolkenbedeckungsgrad, ein schwach ausgeprägtes synoptisches Windfeld sowie trockene und saubere Luft (HÄCKEL 2005, HUPFER & KUTTLER 2006, KRAUS 2008).

Thermische Zirkulationssysteme werden durch den tageszeitlichen Zyklus von strahlungsbedingten Erwärmungs- und Abkühlungsprozessen in der planetaren Grenzschicht verursacht (HATCHETT et al. 2020) und entstehen durch reliefbedingte Ein- und Ausstrahlungsunterschiede, die z. B. durch die Exposition, die Inklination und die Horizontüberhöhung bestimmter Geländeabschnitte hervorgerufen werden (BENDIX 2004). Ein weiterer Grund besteht in der räumlichen Variation von Oberflächenbedeckungsarten und deren unterschiedlichen thermischen Eigenschaften. In der Summe verursachen das Relief sowie die Landnutzung eine mitunter kleinräumige Veränderlichkeit der Oberflächen- und somit auch der bodennahen Lufttemperaturen (BERRYMAN et al. 2015, MOTIIBWA et al. 2015). Daraus resultieren Druckgradienten, welche ihrerseits Ausgleichsströmungen induzieren. Dabei ist zu beachten, dass thermische Zirkulationssysteme durch Strömungshindernisse oder Leitwirkungen des Reliefs sowie über die Schichtungsstabilität der Atmosphäre modifiziert werden können (BENDIX 2004).

In Abb. 8 ist das Grundprinzip für die Ausbildung thermischer Zirkulationssysteme aufgrund differentieller Erwärmung sowie der dadurch verursachten Entstehung von Druckunterschieden und Massenflüssen dargestellt.

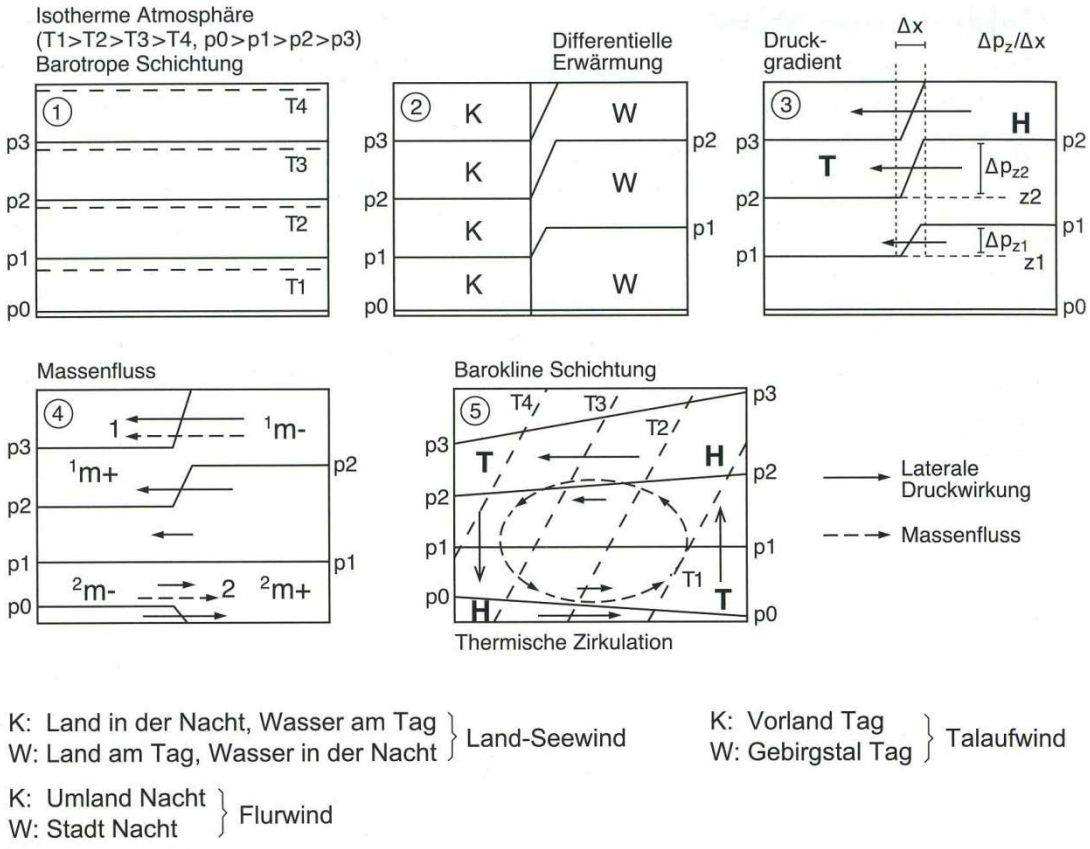

Abb. 8: Entstehung direkter thermischer Zirkulation. Nach LAUER & BENDIX (2004) in BENDIX (2004:152)

Für die nachfolgend vorgenommene räumliche Differenzierung von thermischen Zirkulationssystemen ist der bereits erläutere Begriff der Skaleninvarianz von hervorgehobener Bedeutung – d. h., dass die auslösenden Faktoren ebenso wie die Erscheinungsform thermischer Zirkulation eine Selbstähnlichkeit auf unterschiedlichen räumlichen Skalenniveaus aufweisen, was insbesondere für kaltluftassoziierte Prozesse, wie Kaltluftabfluss und Kaltluftakkumulation, gilt.

3.2.1 Anabatische Hangwinde

Anabatische Hangwinde sind hangaufwärts gerichtet. Sie entstehen nach Sonnenaufgang durch die Sonneneinstrahlung und eine damit verbundene positive Strahlungsbilanz der Hangoberfläche, was zu thermischen Unterschieden zwischen der den Hängen aufliegenden Luftschicht und der noch nicht in die Erwärmung involvierten Talatmosphäre auf gleicher Höhe führt (WHITEMAN 1990). Hierdurch bildet sich entlang der Hänge eine barokline Schichtung aus, d. h., dass sich Linien gleichen Drucks mit Linien gleicher Temperaturen schneiden (Isobaren und Isothermen). Dieser Umstand dient als Motor für die Ausbildung von Ausgleichsströmungen zwischen Hängen und dem Talboden (BENDIX 2004), da auf einer gedachten Temperaturebene Druckgradienten existieren. Die Druckgradienten sind umso stärker, je höher ΔQ ausfällt, weshalb bei Strahlungswetterlagen stärkere Hangaufwinde beobachtet werden können als an bewölkten oder trüben Tagen (KLEISSL et al. 2007). Anabatische Hangwinde erzeugen eine Divergenz am Talboden und eine Konvergenz in den Gipfelbereichen sowie in der Höhe über der Talmitte mit absinkender Luftbewegung.

Es wird zudem zwischen symmetrischer und asymmetrischer Hangerwärmung unterschieden. Eine asymmetrische Hangerwärmung liegt z. B. vor, wenn sich die morgendliche Einstrahlung

nach Sonnenaufgang nicht auf alle Hänge eines Tals gleichverteilt, sondern nur die ostexponierten Hangflanken sonnenbeschienen sind.

In Abb. 9 ist eine solche Situation eines ostexponierten Hanges zu sehen mit Blick auf die turbulent-kinetische Energie innerhalb der aufliegenden Luftschicht als Ergebnis der Umwandlung von Temperaturgradienten in ausgleichende Bewegungsenergie (VON STORCH et al. 1999). Darüber hinaus sind die vertikale Komponente und die Geschwindigkeit der einstrahlungsbedingten, anabatischen Luftbewegung dargestellt (asymmetrische Hangerwärmung, oben), ebenso die barokline Schichtung der Atmosphäre und die in zwei Teile getrennte Zirkulationszelle innerhalb eines Tals (symmetrische Hangerwärmung, unten). Die so entstehenden Zirkulationszellen sind aus Gründen einer ausgeglichenen Massenbilanz in sich geschlossen.

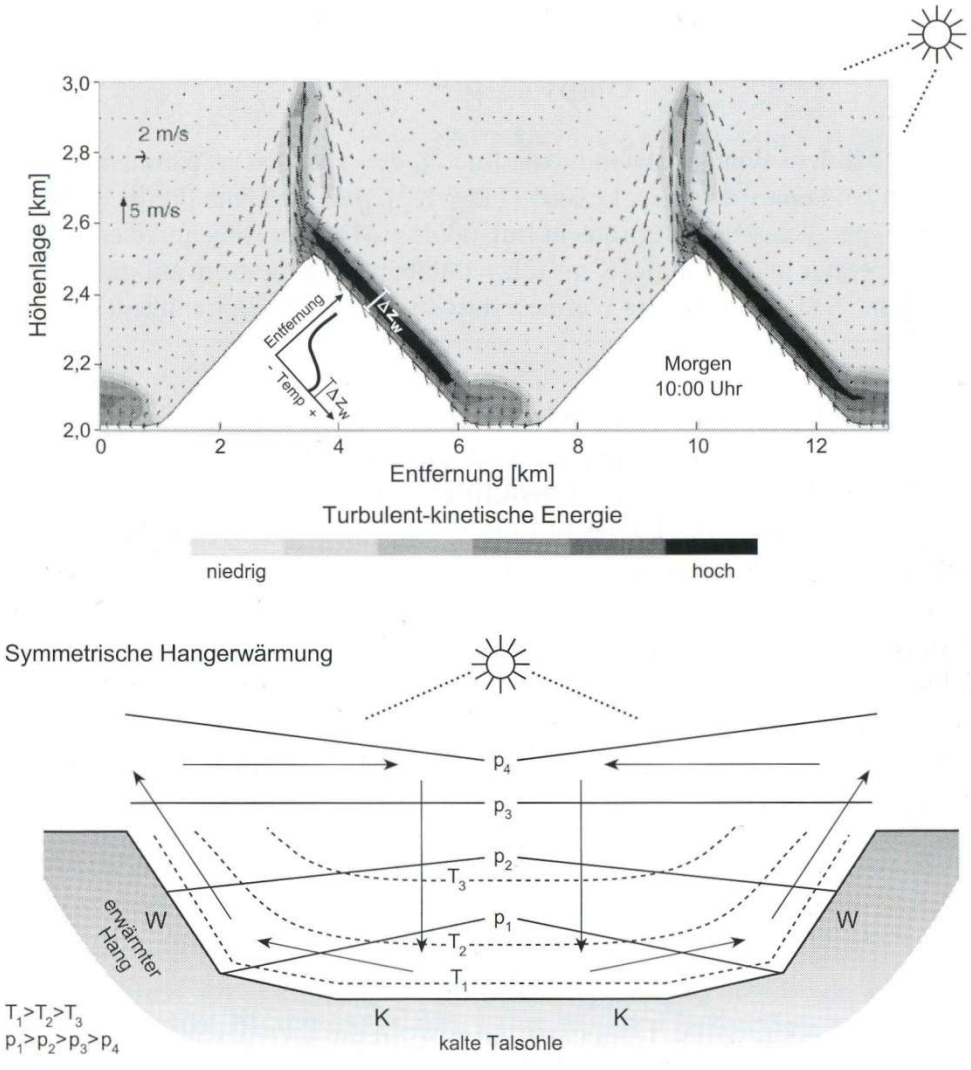

Abb: 9: Asymmetrische und symmetrische Hangerwärmung und anabatische Hangwinde aus BENDIX (2004:161), verändert nach HENNEMUTH & SEMMLER (1982) und COLETTE et al. (2003)

3.2.2 Katabatische Hangwinde

Katabatische Hangwinde oder auch ausstrahlungsbedingte Kaltluftabflüsse sind ein typisches Merkmal in onduliertem Relief (HUPFER & KUTTLER 2006) und stellen eines der am weitesten verbreiteten Phänomene des Topoklimas dar (BIGG et al. 2014, VDI 2003). Katabatische Hangwinde entstehen durch die strahlungsbedingte, nächtliche Auskühlung von Talhängen, welche sich auf die aufliegende Luftschicht überträgt (Kaltluftproduktion). Die in Abkühlungsprozesse involvierte Hangluft ist demnach kühler, spezifisch dichter und somit schwerer als die noch nicht in Abkühlungsprozesse involvierte Umgebungsluft der Talatmosphäre und gleitet gravitativ bedingt dem stärksten Hanggradienten folgend abwärts in Richtung des Talbodens. Kaltluftabflüsse münden entweder im Bergtalwindsystem oder in abflusslosen Hohlformen (HÄCKEL 2005).

Im Zuge von Kaltluftabflüssen kommt es insbesondere in der ersten Nachthälfte zu dem Phänomen der Kaltluftpulsation (AICHELE 1953, BAUMGARTNER 1963, GEIGER 1961), bei dem ein sich wiederholendes Abreißen von „Kaltlufttropfen“ aus einer sich entlang eines Hanges bildenden Kaltluftschicht vornehmlich bei schwachen Hangneigungen beobachtet werden kann (SCHWAB & ZACHENBACHER 2009). Messbar ist dies in Form einer Oszillation von Windrichtung und Windgeschwindigkeit (u. a. MAHRT 2011, NAUTA 2013, PARDYJAK et al. 2009, VOGT 2001) sowie von Luft- und Oberflächentemperaturen (u. a. GRUDZIELANEK & CERMAK 2015, GRUDZIELANEK & CERMAK 2018). Die Periodizität der Kaltluftpulsation hängt dabei im Wesentlichen von der Einzugsgebietsgröße eines Geländestandortes ab und reicht von weniger als einer Minute (RÖCKLE & RICHTER 1998) bis zu 10–20 Minuten (COULTER et al. 1989, PORCH et al. 1991). Im weiteren Verlauf der Nacht nimmt die Kaltluftpulsation zunehmend ab und verstetigt sich zu einem permanenten Abfließen der Kaltluft (VOGT 2001).

Trotz der beim Abfließen stattfindenden adiabatischen Erwärmung und dem turbulenten Entrainment von wärmerer Umgebungsluft an der Inversionsobergrenze (GRUDZIELANEK & CERMAK 2018) erfährt das nach unten gleitende Luftpaket durch die beständige Überströmung strahlungsdefizitärer Oberflächen einen Nettowärmeverlust und kühlt sich dabei fortwährend weiter ab (BENDIX 2004), so dass es am Fuß des Hanges kälter ankommt, als es gestartet ist. In Abb. 10 ist – analog zu Abb. 9 (anabatische Hangwinde) – die sich auch nachts einstellende barokline Schichtung in einem schematischen Talquerschnitt dargestellt (unten), ebenso der Prozess des kontinuierlichen Nettowärmeverlusts eines abgleitenden Luftpakets (oben).

Kaltluftabflüsse können bereits bei sehr schwachen Hangneigungen von < 1 ° beobachtet werden (u. a. HÄCKEL 2005, PYPKER et al. 2007). Andere Autoren hingegen sehen höhere Hangneigungen, die für initiale Kaltluftbewegungen erforderlich sind: AMANN & BRIEMLE (1987) in VOGT (2001) diskutieren eine Spanne von 1–2 °, SCHWAB (2000) sieht eine kritische Hangneigung bei zum Teil mehr als > 2 °. Der Massenfluss nimmt dabei allgemein über stärker geneigten Flächen zu (PYPKER et al. 2007), erreicht im Gegensatz zu anabatischen Hangwinden jedoch meist nur eine geringe vertikale Mächtigkeit von weniger als einem bis zu maximal wenigen Dekametern ü. Gr. (vgl. DÜTEMEYER et al. 2004, MAHRT et al. 2014, WEBER & KUTTLER 2004). Dies ist dadurch begründet, dass sich Hangabwinde innerhalb einer stabilen Schichtung ausbilden und daher eine geringere Turbulenz aufweisen (POULOS & ZHONG 2008).

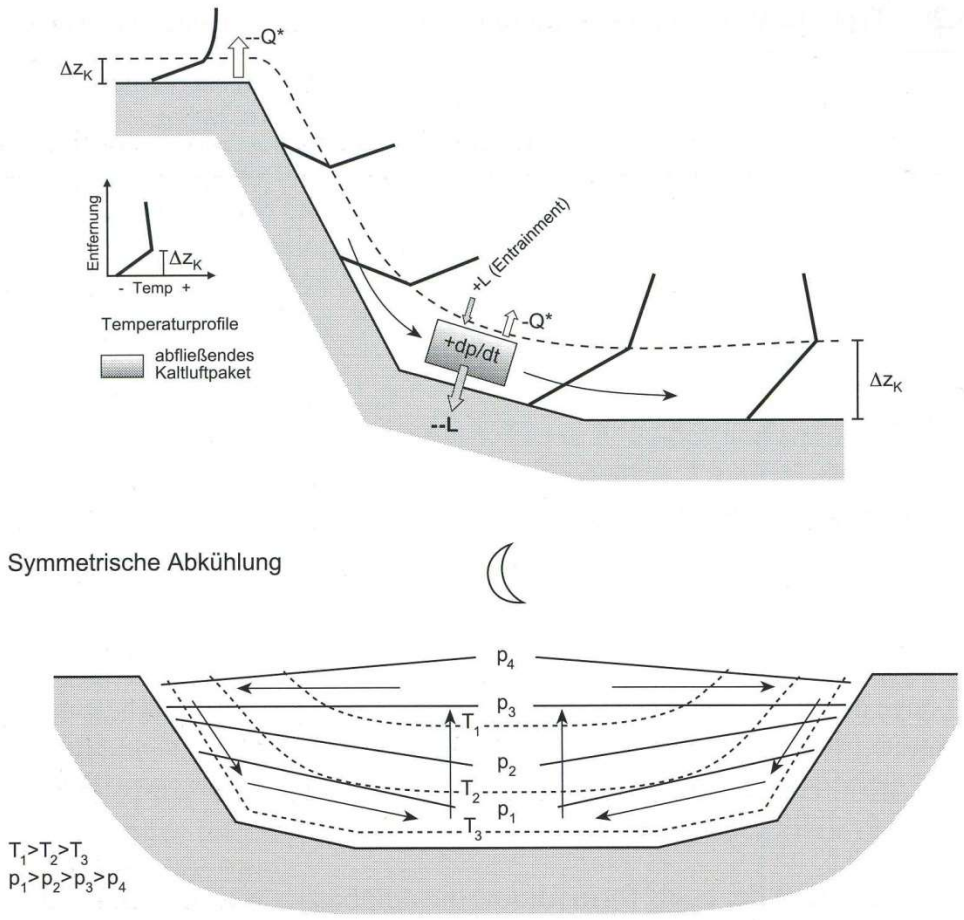

Abb. 10: Enstehungsschema von Kaltluftabflüssen (katabatische Hangwinde) aus BENDIX (2004:164) nach HAUF & WITTE (1985)

Die Windgeschwindigkeit katabatischer Luftbewegungen ist sowohl von der Temperatur der Kaltluft in Relation zur umgebenden Warmluft als auch von der Hangneigung und der Bodenreibung abhängig (VOGT 2001). In der Literatur gibt es unterschiedliche Angaben zu den Fließgeschwindigkeiten katabatischer Hangwinde. SACHSEN (2013) z. B. hat im Maximum für das relativ schwach ondulierte Umland von Aachen Fließgeschwindigkeiten von bis zu 1.2 m s^{-1} gemessen. Ähnliches konnte durch MAHRT et al. (2014) in mäßig onduliertem Gelände in den USA beobachtet werden. Für größere Bezugssysteme oder bei stärker geneigten und ausgedehnteren Hangflächen werden maximale Fließgeschwindigkeiten mit etwa 2–3 m s^{-1} angegeben (u. a. HÄCKEL 2005, OKE 1987), bei HÄCKEL (2005) und LEHNER et al. (2019) zum Teil bis > 3 m s^{-1}, um nur eine kleine Auswahl von Autoren zu nennen.

3.2.3 Berg- und Talwind

Das Berg-Tal-Windsystem tritt, wie die Hangauf- und Hangabwinde, insbesondere bei autochthonen Strahlungswetterlagen in Erscheinung (POULOS & ZHONG 2008) und zeigt dabei ebenso eine charakteristische tagesperiodische Richtungsumkehr (HUPFER & KUTTLER 2006, WAGNER et al. 2015). Es kann jedoch nicht isoliert von den Hangwinden betrachtet werden (SCHÖNWIESE 2003), sondern ist ein Resultat von mesoskaligen Druckunterschieden zwischen dem Gebirge bzw. den jeweiligen Taleinzugsgebieten und dem Vorland (BENDIX 2004), die eine übergeordnete tallängsachsenparallele Ausgleichsströmung induzieren (RAMPANELLI et

al. 2004, WHITEMAN 1990), welche das Hangwindsystem überlagert bzw. die Teilkomponenten der Hangwinde miteinander vernetzt (DWD 2020, OLDROYD et al. 2019). Grundsätzlich bildet sich über dem Gebirge tagsüber ein thermischer Tiefdruck, der zu einer Ausgleichsströmung aus dem Vorland talaufwärts ins Gebirge hineinführt (Talwind). Nachts hingegen herrscht im umgekehrten Sinne über dem Gebirge thermischer Hochdruck, verbunden mit einer talabwärts gerichteten Ausgleichsbewegung aus den einzelnen Tälern, die aus dem Gebirge heraus in Richtung Vorland verläuft (Bergwind) (WHITEMAN 1990).

Ein wesentlicher Unterschied des Berg-Tal-Windsystems zu Hangwinden besteht somit in erster Linie in seiner räumlichen Ausdehnung. Im Gegensatz zu den hanggebundenen Windsystemen können sich Berg- und Talwinde räumlich gesehen bis hinauf auf die *Meso-ß*-Skala erstrecken. Es werden thermisch induzierte Ausgleichsbewegungen beobachtet, die bis ins Vorland eines Mittel- oder Hochgebirges hineinreichen und somit eine klar mesoskalige Interaktion darstellen, wie z. B. der weithin bekannte „Höllentäler“, der unter geeigneten Voraussetzungen weit bis in den Stadtkörper Freiburgs bis zum westlichen Siedlungsrand im Oberrheintalgraben hineinwirkt (STADT FREIBURG I.BR. 2006, STEINICKE & STREIFENEDER + IMA 2003).

Ein weiterer Unterschied betrifft die Luftvolumina. Während Hangwinde lediglich die dem Hangboden aufliegende Lufthaut erfassen, umfasst das Berg-Tal-Windsystem das gesamte Talquerprofil (HÄCKEL 2005), wodurch eine größere Luftmasse in die thermische Zirkulation involviert ist als bei den Hangwinden. Zudem führt das in Tälern im Vergleich zu einer ebenen Oberfläche verminderte Luftvolumen zu einer stärkeren Aufheizung und Abkühlung der Luft bei identischer Energiezufuhr und Energieabfuhr (nach STEINACKER 1984 in WAGNER et al. 2015, siehe auch Abb. 11), wodurch stärkere Temperatur- und somit auch Druckgradienten zwischen dem Gebirge und dem Vorland entstehen als bei Hangwinden.

Die Täler wirken dabei wie verengende Strömungskanäle (DWD 2020a), weshalb mit etwa 4–6 m s^{-1} grundsätzlich höhere Fließgeschwindigkeiten beobachtet werden können (HUPFER & KUTTLER 2006), als es bei den Hangwinden der Fall ist. Zudem gilt, dass die Strömungsgeschwindigkeiten je höher ausfallen, desto enger und tiefer ein Tal eingeschnitten ist (WAGNER et al. 2015). So haben BUTLER et al. (2015) in einem engen Canyon Fließgeschwindigkeiten von mehr als 10 m s^{-1} gemessen. Auch die vertikale Erstreckung des Berg-Tal-Windsystems übertrifft die der Hangwinde (vgl. POULOS & ZHONG 2008). Hauptabflusssysteme von mitteleuropäischen Mittelgebirgen können vertikale Mächtigkeiten von bis zu 100 m ü. Gr. und mehr aufweisen (vgl. SCHÄDLER et al. 1996).

Neben dem bereits erwähnten „Höllentäler“ existieren weitere, überregional bekannte Berg-Tal-Windsysteme, z. B.

- Gardasee (Norditalien): Pelèr (Bergwind) und Ora (Talwind),
- Graubünden (Schweiz): Malojawind (Talwind),
- Graubünden (Schweiz): Brüscha (Talwind).

Abschließend ist Abb. 12 die tageszeitliche Entstehung des Berg-Tal-Windsystems zu entnehmen.

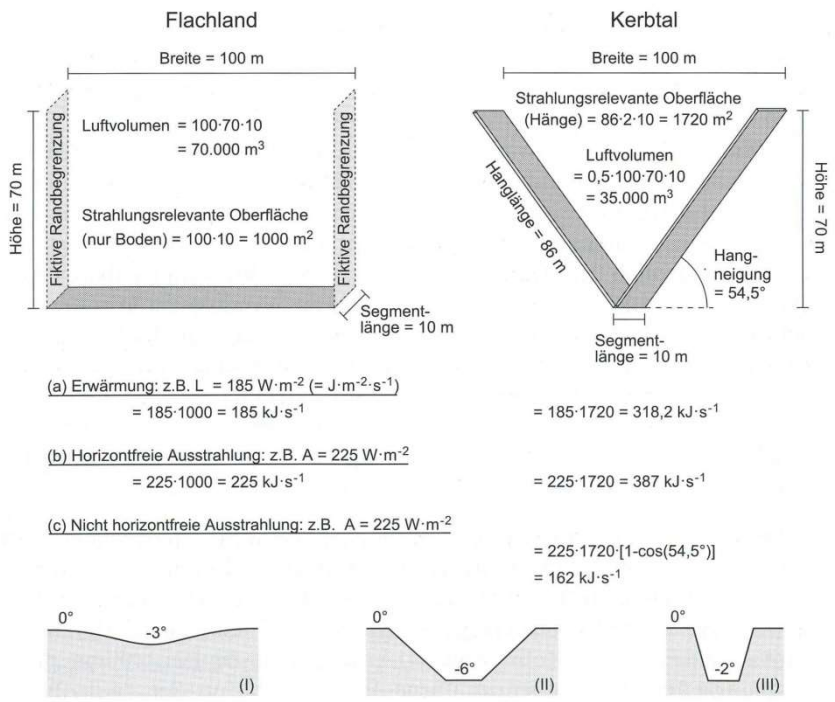

Abb. 11: Thermisches Verhalten von Hohlformen im Gegensatz zur Ebene nach GEIGER et al. (1995) in BENDIX (2004:100)

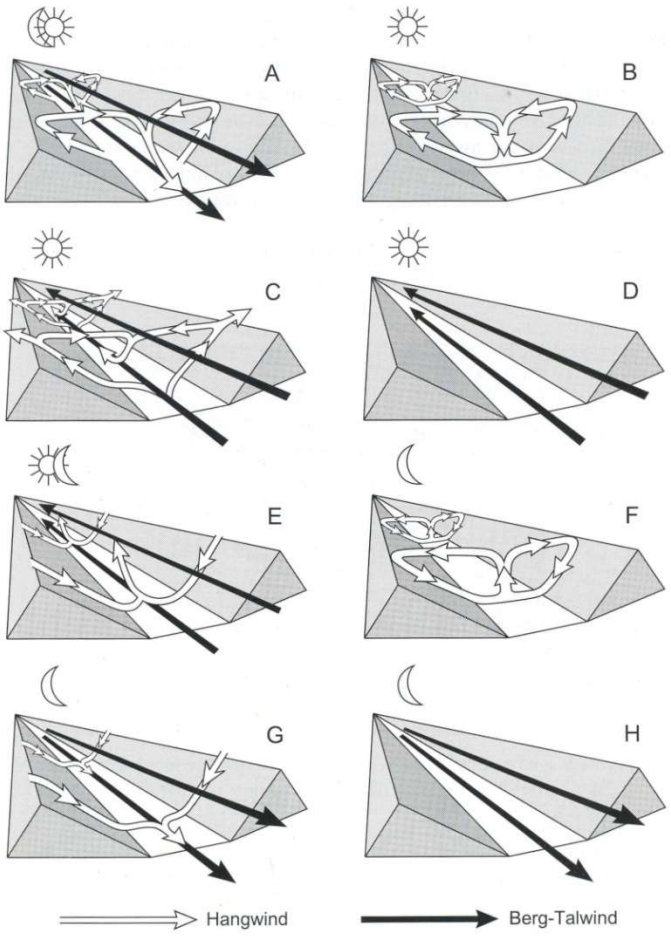

Abb. 12: Schematische Darstellung des Berg-Tal-Windsystems bei symmetrischer Hangerwärmung nach DEFANT (1949) in BENDIX (2004:167)

3.3 Inversionen und Kaltluftakkumulation

Unter dem Begriff Inversion wird eine schichtweise Temperaturumkehr, verbunden mit einer Zunahme der Lufttemperatur mit der Höhe, verstanden (HUPFER & KUTTLER 2006). Eine solche Schichtung steht in Kontrast zu einer in der Troposphäre üblicherweise zu beobachtenden Temperaturabnahme (SCHÖNWIESE 2003). Dabei wird einerseits hinsichtlich ihres räumlichen Auftretens zwischen einer freien bzw. abgehobenen und einer dem Boden aufliegenden Inversion unterschieden (FOKEN 2006). Andererseits werden Inversionen anhand ihrer physikalischen Entstehungsursachen in Strahlungs- bzw. Bodeninversionen, Absink- und Aufgleitinversionen unterteilt (HUPFER & KUTTLER 2006). Im Hinblick auf topoklimatisch relevante Prozesse, wie Kaltluftbildung und Kaltluftakkumulation, ist in diesem Kapitel die strahlungsinduzierte Bodeninversion von besonderer Bedeutung.

Wie bereits in Kap. 3.1.4 mit Blick auf die Entstehung von Kaltluft skizziert wurde, entsteht eine Strahlungsinversion meist bei Sonnenuntergang unter dem Einfluss autochthoner Witterungsbedingungen. Ursächlich ist eine zu diesem Zeitpunkt bereits deutlich ausgeprägte negative Strahlungsbilanz der Erdoberfläche, infolgedessen die bodennahe Luftschicht auszukühlen anfängt. Durch die positive Temperaturumkehr stellt sich eine stabile Schichtung in der Prandtl-Schicht ein, die den turbulenten, vertikalen Wärmeaustausch mit der über der Inversion liegenden, wärmeren Luft stark einschränkt oder unterbindet (KRAUS 2008) und somit als Sperrschicht fungiert (HUPFER & KUTTLER 2006). Dies führt zu einer fortlaufenden, ungestörten weiteren Abkühlung der bodennahen Luftschicht (WHITEMAN 2000).

In der ersten Nachthälfte bildet sich eine nur geringmächtige Inversionsschicht aus, da die unterbundene Turbulenz in der stark stabil ausgeprägten atmosphärischen Grenzschicht keine Weitergabe der stark ausgekühlten, bodennahen Luftschicht an die darüber liegende Luft erlaubt (BENDIX 2004). Erst durch Zunahme der mechanischen Turbulenz, bedingt durch persistente Hangabwinde bzw. die Zufuhr von Kaltluft aus höher gelegenen Gebieten, erfolgt eine Zunahme der vertikalen Mächtigkeit der Inversionsschicht, allerdings unter gleichzeitiger Abschwächung der bodennahen vertikalen Temperaturgradienten (BENDIX 2004). Die Mächtigkeit der nächtlichen Strahlungsinversion wird in der Literatur mit wenigen Dekametern bis zu 200 m angeben (vgl. u. a. BAKAS et al 2020, FOKEN 2006, HUPFER & KUTTLER 2006). Diese Angaben berücksichtigen jedoch nicht den Kaltluftzufluss aus dem jeweiligen Einzugsgebiet eines Standortes. So können in tief eingeschnittenen Tälern deutlich höhere vertikale Mächtigkeiten erreicht werden, die mehrere Hundertmeter umfassen.

Die thermische Intensität einer Strahlungsinversion variiert nicht nur in Abhängigkeit von der Oberflächenbedeckungsart und dem daran gekoppelten Kaltluftpotential, sondern auch von der Geländebeschaffenheit. So zeigen flache Hohlformen im Vergleich zu einer Ebene mittlere vertikale Temperaturgradienten, mäßig stark eingeschnittene Kerbtäler mit großen Hanglängen und abflusslose Becken starke, und eng sowie tief eingeschnittene Täler wegen der starken Horizontüberhöhung nur schwache negative Temperaturanomalien (HOCH et al. 2011).

In der strahlungsreichen Jahreszeit lösen sich die nächtlichen Strahlungsinversionen nach Sonnenaufgang sukzessive auf, wobei unterschiedliche Phasen herausgestellt werden können. Abb. 13 ist der zeitliche Ablauf der Inversionsentstehung und deren Auflösung zu entnehmen.

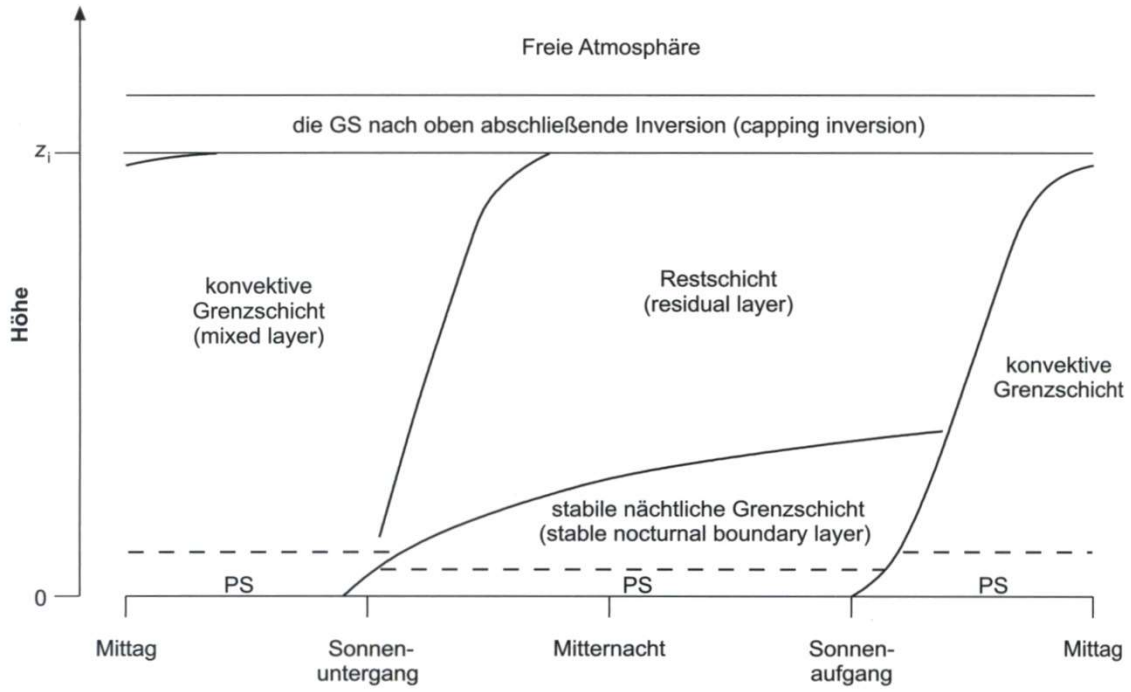

Abb. 13: Schematisierter Ablauf der Entwicklung der atmosphärischen Grenzschicht im Tagesgang über Land während einer Strahlungswetterlage und absinkender Luft in der freien Atmosphäre (KRAUS 2008:104)

Beginnend mit der Zeit um Mittag ist die Prandtl-Schicht (PS) mit einigen Dekametern Bestandteil einer konvektiven Grenzschicht, die bis zu einer oben abschließenden, freien Inversion reicht, welche Peplopause genannt wird (OKE 1987). Tagsüber erreicht diese durchschnittlich eine Mächtigkeit von ca. 1.5 km und ist im Gegensatz zu der darüber liegenden freien Atmosphäre durch Reibungsprozesse gekennzeichnet, die aus der Rauigkeit der Erdoberfläche resultieren (HUPFER & KUTTLER 2006, SCHÖNWIESE 2003). Kurz vor oder mit Sonnenuntergang entwickelt sich aus den oben skizzierten Prozessen eine bodennahe Temperaturumkehrschicht – die bodennahe Strahlungsinversion. Sie entkoppelt die stabile bodennahe Luftschicht von der darüber verbleibenden Restschicht, welche tagsüber die konvektive Mischungsschicht dargestellt hat. Im Lauf der Nacht zeigt die Strahlungsinversion durch fortwährende Auskühlungsprozesse eine kontinuierliche Zunahme ihrer Mächtigkeit, bis sie nach Sonnenaufgang sowohl von unten durch die einstrahlungsbedingte Erwärmung der Erdoberfläche und der bodennahen Luftschicht angehoben als auch durch ein Entrainment wärmerer Luft von oben her abgebaut wird (BENDIX 2004). Die nachfolgende Abb. 14 stellt die tageszeitliche Temperaturdynamik in einem stark schematisierten Kerbtal dar.

Die nachfolgenden Ausführungen basieren ebenfalls auf BENDIX (2004). Zum Zeitpunkt *t1* bilden sich nach Sonnenaufgang unter der abgehobenen Strahlungsinversion Hangaufwinde in einer konvektiven Grenzschicht, die sich während *t2* zu einer geschlossenen Talquerzirkulation entwickeln, einschließlich des bereits genannten Entrainments von über der Talmitte absinkender und sich somit trockenadiabatisch erwärmender Luft in die freie Strahlungsinversion.

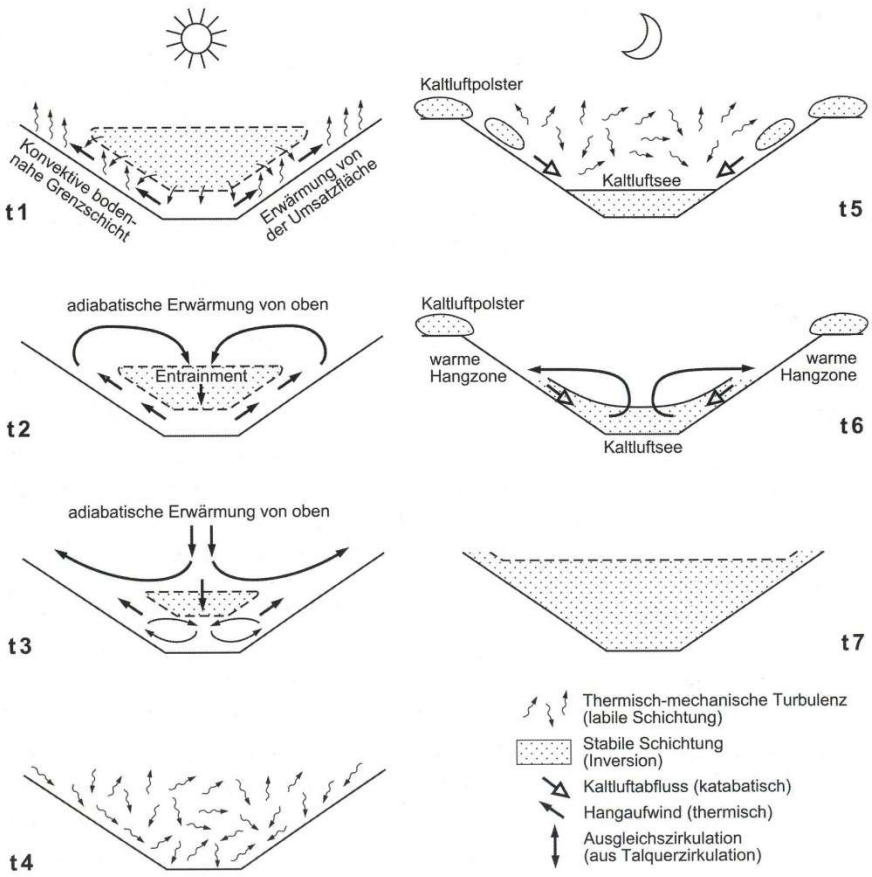

Abb. 14: Entwicklung der Temperaturdynamik in einem idealen Kerbtal aus BENDIX (2004:104) nach KISTEMANN & LAUER (1990), VERGREINER & DREISEITL (1987) sowie WHITEMANN (2000)

Dieser Vorgang verstärkt sich bei *t3* und mündet nachmittags in einer vollkommenen Auflösung der nächtlichen Strahlungsinversion durch eine thermisch-mechanisch induzierte, vollständige turbulente Durchmischung des gesamten Talluftvolumens. Nach Sonnenuntergang zum Zeitpunkt *t5* erfolgt durch Kaltluftpulsation ein Abgleiten der in den ebenen Talrandbereichen gebildeten Kaltluftpolster, welche sich am Talgrund zu einem Kaltluftsee akkumulieren und zu der Ausbildung einer bodennahen Strahlungsinversion führen. Im weiteren Verlauf der Nacht kommt es unter *t6* zu beständigen Hangabwinden in einer Talquerzirkulation mit zwei in sich geschlossenen Zellen. Die thermisch-mechanische Turbulenz kommt vollständig zum Erliegen. Im Lauf der Nacht gewinnt die Bodeninversion unter *t7* fortschreitend an Mächtigkeit und kühlt beständig weiter aus.

In Hohlformen, wie Mulden, Dolinen und Tälern, ist nicht so sehr eine *in situ* stattfindende Kaltluftproduktion für die Mächtigkeit und das niedrige Temperaturniveau verantwortlich, sondern vielmehr der Kaltluftzufluss aus den umgebenden Einzugsgebieten (KRAUS 2008, WHITEMAN et al. 2004a). Ein weiterer Grund für die hohen Abkühlungsraten stagnierender Kaltluft ist der Umstand, dass ca. 70 % der atmosphärischen Gegenstrahlung aus den untersten 90 m der Atmosphäre herrühren (GEIGER et al. 1995). Dieser Bereich ist durch Kaltluftbildung vor Ort sowie durch Kaltluftzufluss im Verlauf der Nacht bereits niedrig temperiert, was zur Folge hat, dass es zu einer weiteren Verminderung der atmosphärischen Gegenstrahlung und einer verstärkten Auskühlung kommt. Auch die im Vergleich zu einer flachen Ebene höheren Mächtigkeiten einer Strahlungsinversion in Tälern sind vorwiegend auf Kaltluftzufluss aus der höher

gelegenen Umgebung zurückzuführen (HÄCKEL 2005). Kaltluftakkumulation in Hohlformen führt im Frühjahr sowie im Spätsommer und im Herbst häufig zu Strahlungsnebel, wenn die Temperatur der Kaltluft unter den Taupunkt sinkt. Dabei dient die Nebelhäufigkeit neben dem Erscheinen von Früh- oder Spätfrösten als ein wichtiger Indikator zur visuellen Beurteilung des Geländeklimas vor Ort (HÄCKEL 1999).

Eine Folge des Zustandes *t6* der vorangegangenen Abb. 14 ist die Ausbildung einer warmen Hangzone (engl. *thermal belt*). Dabei wird die noch nicht in Abkühlungsprozesse involvierte Talluft seitwärts gegen die Hänge als Massenkompensation der über die Hänge abgleitenden Kaltluft verlagert (BENDIX 2004, YOSHINO 1984). Die warme Hangzone stellt meist im oberen Hangdrittel (HUPFER & KUTTLER 2006, YOSHINO 1984) einen einige Meter oberhalb der Strahlungsinversion liegenden, thermischen Gunstraum dar und weist einige K höhere Temperaturen auf als entlang des Talbodens (HÄCKEL 2005). Häufig finden sich in ihr Weinanbau, Obstwiesen, aber auch Siedlungsflächen wieder (GEIGER 1961), weil das Frostrisiko in der warmen Hangzone deutlich niedriger ausfällt als in der Tiefenlinie eines Tals (HUPFER & KUTTLER 2006). Das topoklimatische Phänomen der warmen Hangzone tritt bei entsprechender Witterung das ganze Jahr über auf und variiert in seiner Höhenlage in Abhängigkeit von der vertikalen Mächtigkeit des Kaltluftsees im Tal (BENDIX 2004). In Abb. 15 ist die tageszeitliche Variabilität der Lufttemperaturen in unterschiedlichen Höhen in einem Tal dargestellt.

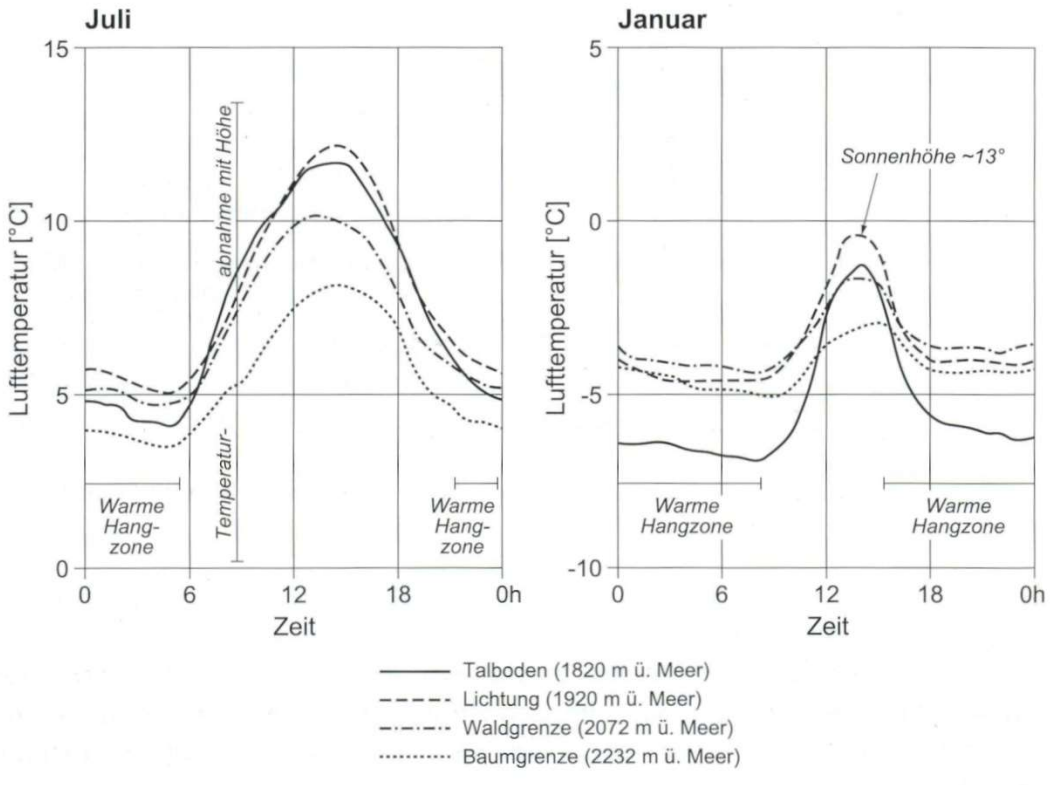

Abb. 15: Gemittelter Tagesgang der Temperaturentwicklung in verschiedenen Höhenniveaus in einem Tal in den österreichischen Alpen aus BENDIX (2004:102) nach AULITZKY (1967)

In Abb. 15 wird deutlich, dass die mittleren bzw. oberen Hangbereiche gegenüber den Gipfellagen und dem Talboden in der Nacht höhere Temperaturen zeigen. Nach AULITZKY (1967) in BENDIX (2004) wurden für die mittleren monatlichen Temperaturminima der warmen Hangzone im alpinen Ötztal im Winter ca. 2.5 K höhere Temperaturen gemessen als in der Talsohle,

wohingegen sich im Sommer die thermische Gunst der nächtlichen Minima auf etwa 1 K abschwächt. Auch hinsichtlich der Höhenlage der warmen Hangzone wurden nach AULITZKY (1967) in BENDIX (2004) jahreszeitliche Unterschiede beobachtet, wobei die Höhenlage über Tiefenlinie im Winter fast doppelt so hoch ausfiel wie im Sommer. Saisonale Schwankungen der warmen Hangzone konnten u. a. durch WANG et al. (2017) und YOSHINO (1984) beobachtet werden. Somit unterliegt das Phänomen der warmen Hangzone nicht nur witterungsbedingten Veränderungen, sondern weist ebenso eine jahreszeitliche Variabilität auf.

Abb. 16 zeigt abschließend, dass neben der tages- und jahreszeitlichen Variation auch eine Abhängigkeit der strahlungsbedingten Bodeninversion von den Bewölkungsverhältnissen besteht, indem bei vorhandener Bewölkung die tageszeitliche Temperaturamplitude maßgeblich gedämpft wird und bei ungestörten Strahlungsflüssen unter dem Einfluss eines niedrigen Wolkenbedeckungsgrads stärker ausgeprägt ist. Dieser Umstand ist sowohl im Sommer als auch im Winter zu beobachten, wobei im Sommer die tageszeitlichen Kontraste stärker ausgeprägt sind, ebenso allgemein mit abnehmender Höhe ü. Gr.

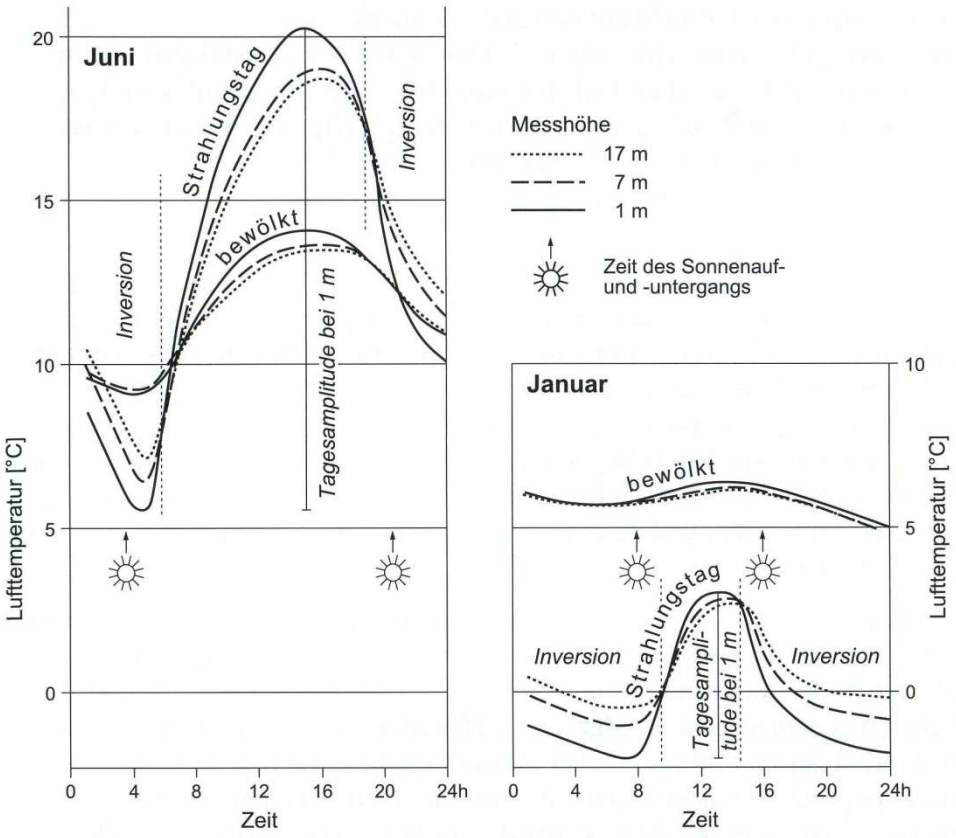

Abb. 16: Tages- und jahreszeitliche Entwicklung der Lufttemperaturen in unterschiedlichen Höhen im Vergleich für einen Strahlungstag und einen Tag mit Bewölkung aus BENDIX (2004:89) nach GEIGER et al. (1995)

4. Untersuchungsgebiet

Das vierte Kapitel befasst sich mit den Untersuchungsgebieten *Conventwald* und dem Transekt für die Validierung vom Schwarzwald bis zur Schwäbischen Alb. Die Messkampagne für die Modellbildung wurde im *Conventwald* nahe Freiburg i. Br. durchgeführt. Die Daten für die Validierungsmesskampagne wurden in einem größeren Gebiet weiter östlich erhoben, das bis zur Schwäbischen Alb reicht. Nachfolgend soll auf die konkrete Verortung und die räumliche Abgrenzung der beiden Untersuchungsräume, auf deren naturräumliche Gliederung sowie auf die allgemeinen und effektivklimatischen Bedingungen eingegangen werden. Beide Untersuchungsgebiete liegen im Südwesten Baden-Württembergs östlich von Freiburg i. Br. In Abb. 17 sind ihre grobe räumliche Lage und Ausdehnung dargestellt.

4.1 Lage und Topographie

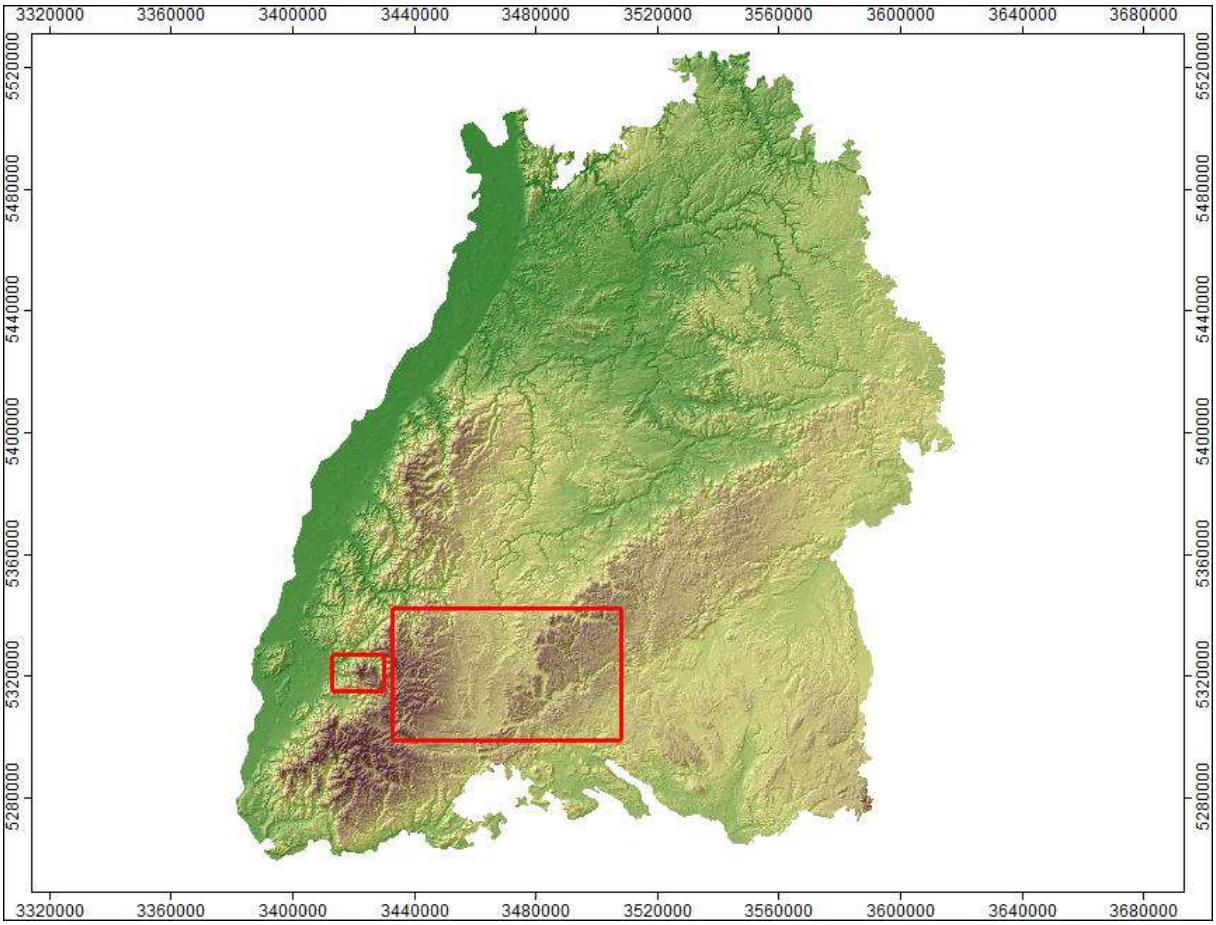

Abb. 17: Lage der Untersuchungsgebiete in Baden-Württemberg

Das kleinere Untersuchungsgebiet Conventwald (Landkreis Breisgau-Hochschwarzwald) liegt ca. 15 km östlich von Freiburg i. Br. und erstreckt sich zwischen Glottertal im Norden und Dreisamtal im Süden (siehe Abb. 18). Es besteht aus zwei Teilflächen (Ahlenbachtal, Hinteresch-bachtal), welche sich beiderseits entlang der bewaldeten Nord- und Südabdachung eines annähernd zonal streichenden Höhenzuges befinden. Dieser westliche, dem südlichen Hochschwarzwald vorgelagerte Gebirgsausläufer zieht sich beginnend von Freiburg i. Br. im Westen bis hinauf nach St. Peter im Osten, wo er oberhalb der Talschlüsse des Glotter- und

Eschbachtals in einer Hochfläche mündet. Die Lagekoordinaten im geographischen Bezugssystem lauten für den Mittelpunkt der Untersuchungsfläche 48.025° N und 7.97° O (EPSG 4326) bzw. RW 3423600 und HW 5321200 im GK3-Koordinatenbezugssystem (EPSG 31467).

In teilweiser Überschneidung zur hier skizzierten Untersuchungsfläche existiert parallel dazu die gleichnamige Ökosystemforschungsfläche *Conventwald* der Forstlichen Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg (FVA-BW). Sie ist Bestandteil mehrerer landes- und EU-weiter Umweltmonitoringprojekte sowie Gegenstand interdisziplinärer Untersuchungen mit Schwerpunkt auf dem Stoff- und Wasserhaushalt von Waldökosystemen (VON WILPERT 2004). Aufgrund des Interesses der FVA-BW an ergänzenden und unmittelbar benachbarten Freilandmessungen wurde dieses Gebiet als Untersuchungsfläche für die geländeklimatologische Hauptmesskampagne ausgewählt.

Um sicherstellen zu können, dass die lokalen naturräumlichen Begebenheiten eine adäquate Erfassung des thermischen Topoklimas zulassen, wurde im Vorfeld zur Messkampagne eine umfassende Überprüfung der standörtlichen Bedingungen vor Ort durchgeführt. Hierzu wurden mehrmalige Geländebegehungen sowie einzelne Testmessungen der Lufttemperatur an ausgewählten Punkten vorgenommen. Im Ergebnis konnten die Voraussetzungen für eine unter autochthonen Bedingungen stattfindende Ausbildung einer mittelgebirgstypischen, topoklimatisch induzierten Temperaturvariation als geeignet befunden werden.

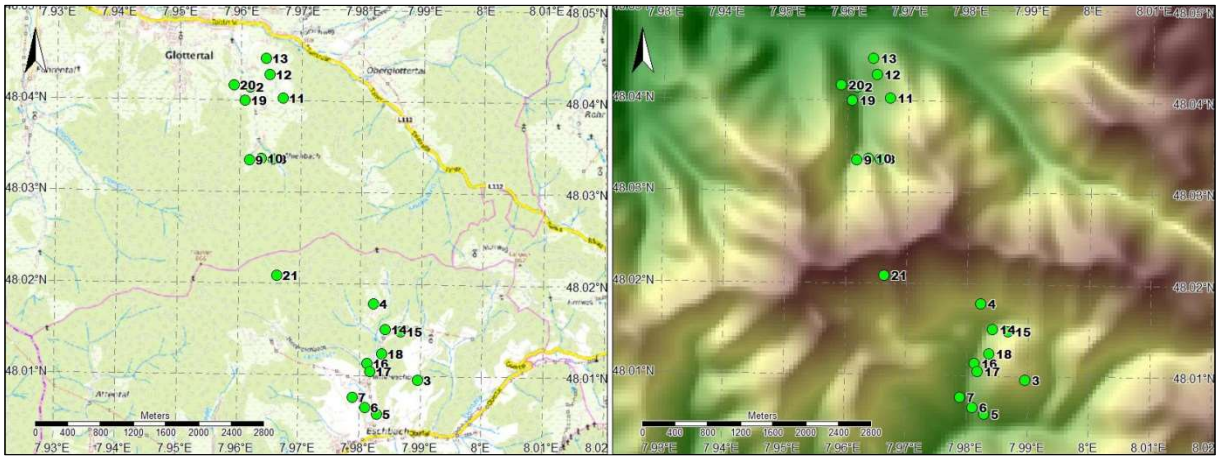

Abb. 18: Lage des Untersuchungsgebiets Conventwald (Modellbildung)

Die höchsten Erhebungen im Zentrum des Untersuchungsgebiets befinden sich im Bereich des *Flaunser* (865 m ü. NN) und des *Brombeerkopfes* (864 m ü. NN). Der Höhenzug ist durch eine Vielzahl kleiner Kerbtäler und linearer Vertiefungen eingeschnitten, die die Voraussetzung für typische gravitationsbedingte, geländeklimatologische Prozesse, wie Kaltluftverfrachtung und Kaltluftakkumulation, bilden. Das Höhenniveau des Untersuchungsraumes einschließlich aller relevanten Einzugsgebiete und Erhebungen variiert zwischen ca. 340–870 m ü. NN, der hypsometrische Wandel der Loggerstandorte umfasst eine Spanne von 381–745 m ü. NN bei im Mittel 495 m ü. NN (siehe Tab. 3).

Das weitaus größer gefasste Untersuchungsgebiet der Validierungsmesskampagne erstreckt sich vom Hochschwarzwald und dem südöstlichen Schwarzwald über seine Ostabdachung hinab in die an dortiger Stelle ca. 700 m ü. NN hoch gelegene Baarsenke und reicht dann

östlich hinauf zum Großen Heuberg auf der Schwäbischen Alb. Das Relief im Ostschwarzwald zeigt sich mäßig bis stark onduliert und weist eine intensive Zertalung auf. Als Beispiel haben die Loggerstandorte 102 und 104 bei einer horizontalen Distanz von weniger als 1.8 km einen Höhenunterschied von mehr als 500 m. Aber auch die hochgelegene, vom Schwarzwald im Westen und von der Schwäbischen Alb im Osten eingehegte Baarsenke sowie die Höhenlagen der Alb begünstigen Prozesse, wie Kaltluftproduktion, -verfrachtung und -akkumulation. Die höchsten Erhebungen des Untersuchungsgebiets befinden sich im südöstlichen Schwarzwald bei ca. 1100 m ü. NN, die niedrigsten Areale liegen auf etwa 450 m ü. NN. Der hypsometrische Wandel der Loggerstandorte reicht von 488–1045 m ü. NN bei im Mittel 839 m ü. NN (siehe Tab. 4 und Abb. 19).

LOGGER	REGION	LAGE	ZUSATZ	RW	HW	HOEHE
2	Ahlenbach	MTQ	TTL	3422642	5323117	381
3	Eschbach	EHL	KUPPE	3424679	5319546	651
4	Eschbach	EHL	SÜDHANG	3424145	5320480	613
5	Eschbach	UTQ	LINKER HANG	3424180	5319138	461
6	Eschbach	UTQ	TTL	3424043	5319215	438
7	Eschbach	UTQ	RECHTER HANG	3423890	5319336	492
8	Ahlenbach	OTQ	TTL	3422919	5322242	476
9	Ahlenbach	OTQ	TTL	3422635	5322230	450
10	Ahlenbach	OTQ	SCHEITEL	3422780	5322251	479
11	Ahlenbach	MTQ	RECHTER HANG	3423046	5322982	480
12	Ahlenbach	UTQ	RECHTER HANG	3422881	5323266	440
13	Ahlenbach	UTQ	GLOTTERTAL	3422838	5323465	425
14	Eschbach	OTQ	RECHTER HANG	3424288	5320162	523
15	Eschbach	OTQ	LINKER HANG	3424479	5320133	540
16	Eschbach	MTQ	RECHTER HANG	3424070	5319751	487
17	Eschbach	MTQ	TTL	3424098	5319653	445
18	Eschbach	MTQ	LINKER HANG	3424241	5319869	503
19	Ahlenbach	MTQ	LINKER HANG	3422576	5322953	435
20	Ahlenbach	UTQ	LINKER HANG	3422445	5323142	433
21	FVA_Turm	EHL	KAMMLINIE	3422965	5320824	745

Tab. 3: Messnetz zur Modellbildung

LOGGER	REGION	LAGE	ZUSATZ	RW	HW	HOEHE
102	Schw	HOCH	EHL	3431423	5324537	994
103	Schw	HOCH	EHL	3433958	5317916	972
104	Schw	TIEF	TTL	3433196	5324247	488
105	Schw OST	HOCH	HLTS	3440455	5328186	1045
106	Schw OST	MITTEL	TTL	3441438	5328979	966
107	Schw OST	HOCH	EHL	3446623	5326433	1000
108	Schw	MITTEL	TTL	3431566	5316739	733
109	Schw OST	TIEF	TTL	3447306	5324388	858
110	Baar	MITTEL	BAAR	3464491	5315872	680
111	Baar	MITTEL	BAAR	3463388	5317593	684
112	Baar	MITTEL	BAAR	3468062	5311237	689
113	Alb	HOCH	HMLD	3500523	5332502	855
114	Alb	HOCH	EHL	3498291	5336781	943

Tab. 4: Messnetz zur Modellvalidierung

Auf die methodisch relevante, konkrete Ausgestaltung der beiden Messnetze wird an späterer Stelle in Kapitel 5.1.5 näher eingegangen.

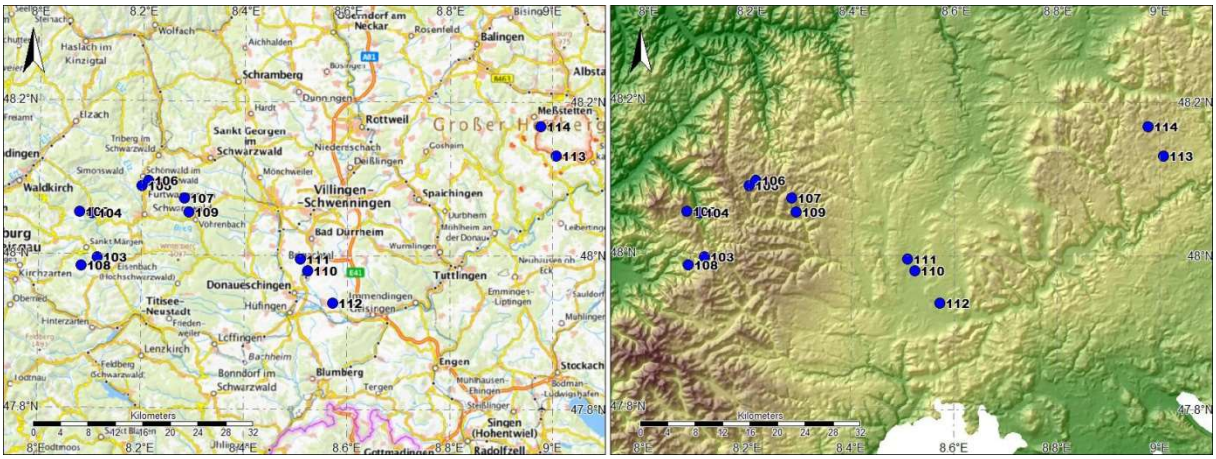

Abb. 19: Lage des Untersuchungsgebiets zur Modellvalidierung

4.2 Naturräumliche Ausstattung

Der Schwarzwald trägt nach dem Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands (MEYNEN & SCHMITHÜSEN et al. 1953-62) die Kennzahl 15 und nach der daran angelehnten Klassifikation von SSYMANK (1994) die Kennziffer D54. Gemäß LUBW (2017) handelt es sich um die beiden Naturräume 154 (Hochschwarzwald) und 155 (südöstlicher Schwarzwald). Die folgende Abb. 20 zeigt die naturräumliche Gliederung Baden-Württembergs, verändert nach MEYNEN & SCHMITHÜSEN et al. (1953–1962) auf der linken Seite und nach LUBW (2017) auf der rechten Seite:

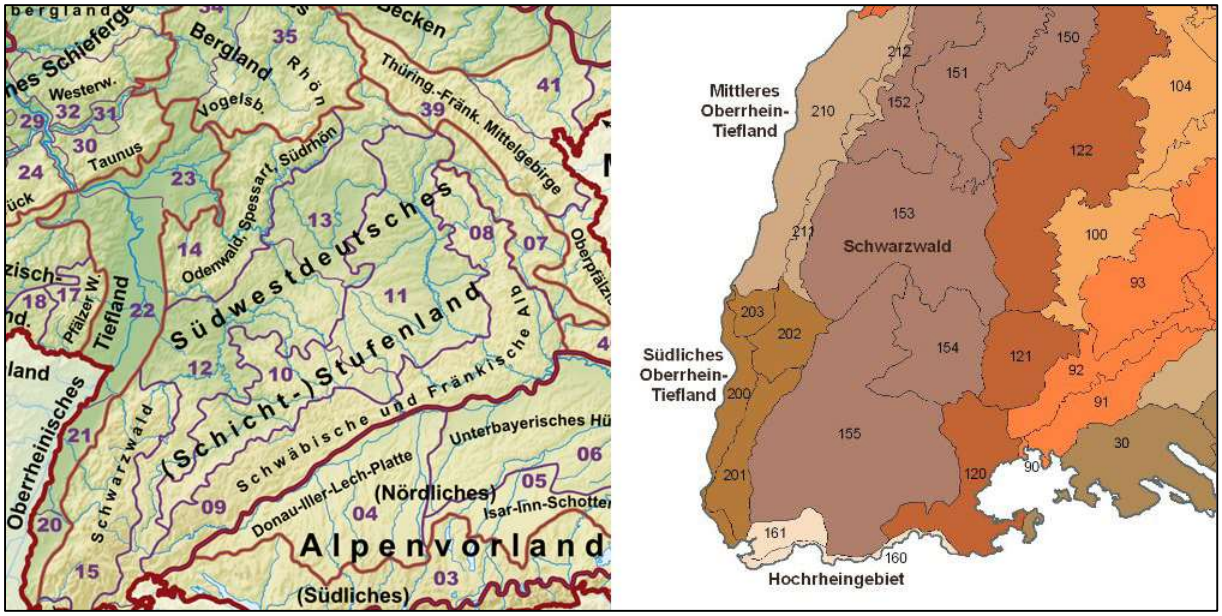

Abb. 20: Naturräumliche Gliederung im südwestlichen Baden-Württemberg

Der Landschaftsraum im südlichen Schwarzwald ist durch eine starke Ondulation und eine hohe Reliefenergie der dortigen kristallinen Gebiete gekennzeichnet (SEMMEL 1995). Die Höhenstufen umfassen nach den waldökologischen Standortskartierungen der FVA-BW im westlichen Südschwarzwald kollines Hügelland, submontane Tallagen bis hochmontane Gipfelbereiche und im südöstlichen Schwarzwald montane bis hochmontane Lagen (FVA 2020a–f). Vorrangige Vegetationen sind mit aufsteigender Höhe die folgenden: Buchen-, Buchen-Tannen- und Buchen-Tannen-Fichten-Wälder mit einem oft hohem Flächenanteil insbesondere in

steileren Abschnitten, weshalb der Schwarzwald vom Bundesamt für Naturschutz allgemein als eine waldreiche Landschaft klassifiziert wird (GHARADJEDAGHI et al. 2004). Die weniger stark geneigten Hangflächen sowie die Tallagen werden überwiegend als Wiese und Weide genutzt, was günstig für die Entstehung von lokaler Kaltluft ist (siehe Kap. 3.1.4).

Der Übergang vom Schwarzwald zur östlich gelegenen Baarsenke (Naturraum Nr. 121 nach LUBW 2021a, 12 nach MEYNEN & SCHMITHÜSEN et al. 1953–62, D57 nach SSYMANK 1994) ist durch Keuper- und Jurastufen geprägt (SEMMEL 1995). Weiter ist dieser Übergang zu den südwestdeutschen Stufenlandschaften durch einen deutlichen Landnutzungswechsel gekennzeichnet. Finden sich in der Ostabdachung des Schwarzwalds noch dichte Fichten-Tannen-Buchen-Wälder (FVA 2020f), so überwiegen außer im Bereich der östlichen Zeugenberge des Juras, die bereits der Schwäbischen Alb vorgelagert sind und in den höheren Lagen von Forstwirtschaft dominiert werden, in der nur schwach ondulierten, offenen Muschelkalkhochfläche der Baar (LUBW 2021a) bodenbedingt Ackerbau und Weidewirtschaft (SEMMEL 1995). Dies stellt ebenfalls einen geeigneten Umstand für ein hohes Kaltluftpotential vor Ort dar.

Den östlichen Abschluss des Untersuchungsgebietes bildet der Große Heuberg auf der Schwäbischen Alb (Naturraum-Nr. 93 nach LUBW (2021b), 9 nach MEYNEN & SCHMITHÜSEN et al. (1953–62), D60 nach SSYMANK (1994)). Das Höhenniveau liegt knapp unter 1000 m ü. NN und die Landschaft wird im Gegensatz zur Baar neben Weideflächen wie die Ostabdachung des Schwarzwaldes wieder stärker durch Waldbestände dominiert. Das Gelände entlang des Truppenübungsplatzes „Heuberg“ liegt bei etwa 850–940 m ü. NN und ist relativ schwach onduliert. Aufgrund seiner Höhenlage wurde auch der Bereich der hohen Schwäbischen Alb als geeignet für die Ausbildung einer potentiell starken topoklimatischen Temperaturvariation befunden.

4.3 Witterung und Klima

Das Klima im südwestlichen Baden-Württemberg wird nach der effektiven Klimaklassifikation von KÖPPEN & GEIGER (1936) in tiefen Lagen als *Cfb*-Klima sowie in den höheren und weiter östlichen gelegenen Regionen als *Dfb*-Klima ausgewiesen. Das *Cfb*-Klima zählt zu den warm gemäßigten Klimaten im Übergang von ozeanischem zu kontinentalem Klima mit ausreichendem Niederschlag das ganze Jahr über und mindestens 4 Monaten mit einer Mitteltemperatur > 10° C und dem wärmsten Monat < 22° C. Es wird thermisch-hygrisch maßgeblich durch den hypsometrischen Wandel der oberrheinischen Randgebirge, wie des Schwarzwalds, und der südwestdeutschen Schichtstufenlandschaft, z. B. der Schwäbischen Alb, modifiziert. So nehmen die Niederschläge insbesondere in den südwestexponierten Staulagen mit der Höhe rapide zu und es erfolgt neben einer adiabtisch bedingten Temperaturabnahme auch eine Dämpfung der jahreszeitlichen Temperaturamplitude von ca. 18 K im Oberrheingraben bis rund 14 K entlang der Gipfellage des Feldbergs (HENDL 1995a). Dies bedeutet grundsätzlich eine Zunahme des maritimen Einflusses mit der Höhe. Nach Osten hin sinkt der kälteste Monat einem *Dfb*-Klima gemäß auf < 0° C ab (HENDL 1995b). Abb. 21 sowie Abb. 22 sind langzeitmittlere Temperatur- und Niederschlagswerte für ausgewählte DWD-Stationen im Untersuchungsgebiet zu entnehmen (aus LMZ 2018).

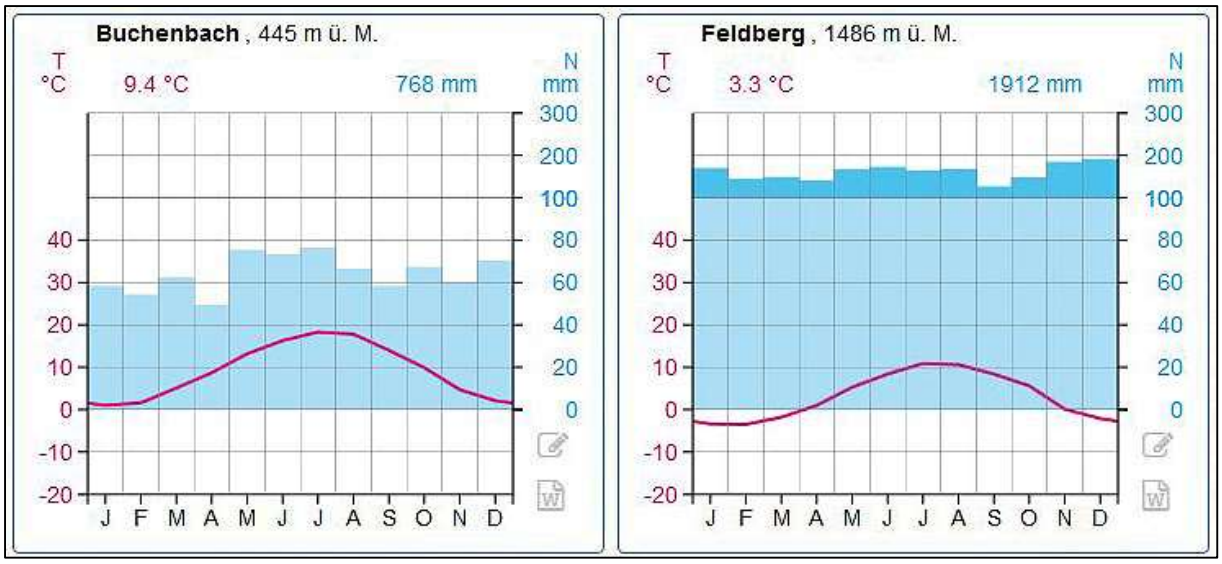

Abb. 21: Klimadiagramme für Buchenbach und den Feldberg im Hochschwarzwald

Nach Osten hin nimmt der kontinentale Einfluss allmählich zu. Hierbei stellt der östlich an den Schwarzwald angrenzende Senkenbereich der Baar effektivklimatisch eine starke Besonderheit dar (SIEGMUND 2003). Insbesondere durch ihre Lage im Lee des Hoch- und des Südostschwarzwaldes, aber auch aufgrund ihres durchschnittlichen Höhenniveaus von ca. 700 m ü. NN erfährt die Region eine deutliche Zunahme der thermischen und hygrischen Kontinentalität (SIEGMUND 2003). Infolgedessen gilt sie als winterlicher Kältepol mit einer ganzjährlichen, für ihre Höhe außergewöhnlichen Niederschlagsarmut von < 800 mm pro Quadratmeter, teilweise sogar < 700 mm. Demgegenüber kommt es zu einer deutlichen Zunahme des Tages- und Jahresgangs der bodennahen Lufttemperatur während autochthoner Strahlungswetterlagen (SIEGMUND 2003).

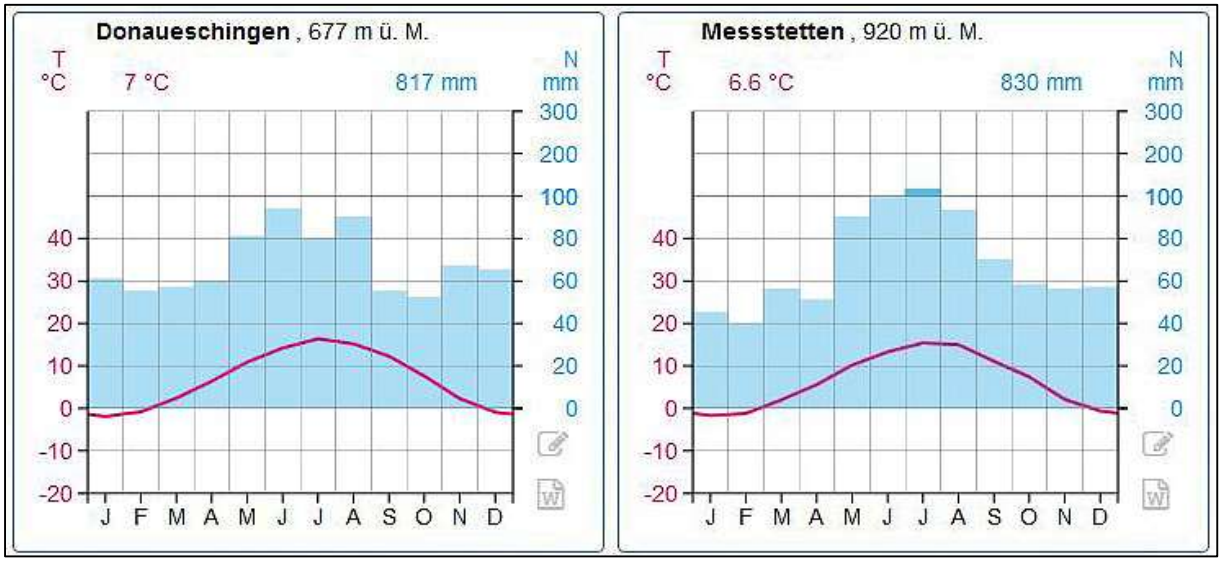

Abb. 22: Klimadiagramme für Donaueschingen (Baar) und Meßstetten (Schwäb. Alb)

Die Baarsenke ist somit für die Ausbildung kaltluftassoziierter Prozesse während austauscharmer Wetterlagen prädestiniert, was sich insbesondere im Herbst durch die Ausbildung nebelgefüllter Kaltluftseen und die mitunter sehr starken Temperaturunterschiede der nächtlichen Minimumtemperaturen zwischen erhöhten Randlagen sowie tiefer gelegenen

Geländeabschnitten bemerkbar macht, wie im Rahmen von Untersuchungen durch SIEGMUND (1999) an den unmittelbar benachbarten Beobachtungsstandorten Neudingen, Fürstenberg und Fürstenberg-Länge bei einem Höhenunterschied von ca. 200 m aufgezeigt werden konnte.

Die Schwäbische Alb stellt nach HENDL (1995b:99) ebenfalls einen „thermoklimatischen Sonderfall“ dar. Aufgrund des Höhenniveaus dieser Hochfläche von zum Teil über 800 m ü. NN zeigt sie wieder eine Zunahme der Niederschläge und ist sowohl im Winter als auch im Sommer deutlich kühler als ihre Umgebung. Zudem weist sie durch ihre Karstbeschaffenheit, inkl. vieler Kuppen, Mulden und Trockentäler, eine kaltluftbedingte hohe Frostgefährdung bei Strahlungswetterlagen auf, wobei die erhöhten Lagen thermisch deutlich weniger anfällig sind als die karstbedingten Vertiefungen, in denen Kaltluftakkumulation stattfindet (HENDL 1995b).

Wie in diesem Kapitel skizziert wurde, bieten gleichermaßen der Hochschwarzwald, der südöstliche Schwarzwald, die Baar sowie die Schwäbische Alb optimale Voraussetzung für die messtechnische Erfassung nächtlicher Kaltluftprozesse, wie Kaltluftproduktion, Kaltluftverfrachtung und Kaltluftakkumulation. Zeichnet im Hoch- und Südostschwarzwald noch der räumlich zum Teil abrupte Wechsel von submontanen Tallagen zu hochmontanen Gipfelbereichen für eine hohe topoklimatisch induzierte Temperaturvariation verantwortlich, so sind in der Baar ihre hohe Lage, die dominierende kaltluftproduktive Landnutzung (Ackerbau, Weidewirtschaft) sowie ihr hoher Kontinentalitätsgrad zu nennen. Im Hinblick auf die Schwäbische Alb sind ihre ebenfalls hohe Lage sowie die charakteristische, kaltluftbegünstigende Karstgeomorphologie mit zahlreichen Mulden und Trockentälern für ein ausgeprägtes Geländeklima ausschlaggebend.

5. Methoden und Modelle

In diesem Kapitel werden die verwendeten Modelle näher beschrieben. Zudem wird auf die notwendigen Präprozessierungsschritte eingegangen. Des Weiteren werden die verwendeten statistischen Verfahren dargestellt und der Prozess zur Ableitung generischer Transferfunktionen im Detail betrachtet.

5.1 Modellkomponenten und Präprozessierung

Das empirisch-statistische Downscaling (ESD) der Tagesmittel-, Tagesminimum- und Tagesmaximumtemperaturen (TMK, TNK, TXK) umfasst drei voneinander klar abgrenzbare Modellkomponenten: (a) physikalisch konsistente Reanalyse-Datensätze, (b) eine komplexe, räumlich hochauflösende, DGM-basierte Oberflächenparametrisierung und (c) unabhängige Temperaturbeobachtungen im Gelände.

Die physikalische Konsistenz der Reanalysen basiert auf physikalischen Gesetzmäßigkeiten, die atmosphärischen Prozessen zugrunde liegen und in Form von Gleichungssystemen abgebildet werden. Hierzu zählen z. B. physikalische Grundprinzipien der Massen-, Energie- und Impulserhaltung sowie die Newtonsche Bewegungsgleichung, der erste Hauptsatz der Thermodynamik sowie Gasgleichung und Kontinuitätsgleichungen (vgl. PEIXOTO & OORT 1992, VON STORCH et al. 1999), welche bis auf die Zustandsgleichung Differentialgleichungen darstellen (VON STORCH et al. 1999). Darüber hinaus werden auch Wechselwirkungen der Teilkomponenten des Klimasystems untereinander berücksichtigt, wie z. B. die Koppelung von Ozean und Atmosphäre (JANSSEN et al. 2013). Überdies finden die Landoberfläche (u. a. Bodenwassergehalt, Schneebedeckung) und die Biosphäre (z. B. Vegetation) Berücksichtigung in der Parametrisierung (vgl. BALSAMO et al. 2015). Die numerische Simulation in Zirkulationsmodellen erfolgt grundsätzlich für jede Gitterbox eines 3D-Zirkulationsmodells simultan in vordefinierten Zeitintervallen sowie in festgelegter räumlicher Diskretisierung. Die Ergebnisse jeder Box, z. B. Massenzu- und Massenabflüsse, werden vertikal sowie horizontal an die benachbarten Boxen weitergegeben, so dass im Zusammenwirken aller Boxen untereinander ein numerischer Zustand der Atmosphäre zu einem bestimmten Zeitpunkt errechnet wird (vgl. u. a. VON STORCH et al. 1999).

Neben der physikalischen Konsistenz ist die empirische Kongruenz der verwendeten Modellkomponenten anzuführen. Diese gründet sowohl auf der Assimilation realer Beobachtungen bei der Prozessierung der ERA-Interim-Datensätze, auf der Implementierung von Reliefeigenschaften, die in der Lage sind, topoklimatische Temperaturvariationen reell abzubilden, als auch auf den loggergestützten, unabhängigen Feldbeobachtungen für die Modellbildung.

Nachfolgend soll im Einzelnen auf die jeweiligen Modellkomponenten und die methodische Vorgehensweise zur Erzeugung der Datenbasis für die spätere Ableitung generischer Transferfunktionen näher eingegangen werden.

5.1.1 Globale Reanalysen (ERA-Interim)

Atmosphärische Reanalysen verwenden numerische Wettervorhersagemodelle, um die meteorologischen Bedingungen der Vergangenheit zu rekonstruieren und verfügbare retrospektive Beobachtungen aus unterschiedlichen Beobachtungssystemen im Rahmen einer Datenassimilation zu integrieren (nach KAISER-WEISS et al. 2019 in SCHERRER 2020).

Das ERA-Interim-Archiv des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) stellt atmosphärische Reanalysedaten ab dem Jahr 1979 bis Ende August 2018 für eine Vielzahl von meteorologischen Variablen bereit (BERRISFORD et al. 2011). Das Projekt existierte seit 2006 und hat das ursprüngliche ERA-40-Projekt (1957-2002) (UPPALA et al. 2005) durch Verbesserung der Daten ersetzt, z. B. in den Bereichen des Wasserkreislaufs, der Qualität der atmosphärischen Schichtung, bei der Korrektur des Modell-Bias oder hinsichtlich von Änderungen in den mit einfließenden Stationsbeobachtungen (BERRISFORD et al. 2011, SIMMONS et al. 2006, UPPALA et al. 2008).

ERA-Interim-Daten wurden bis in die jüngere Vergangenheit in einer großen Anzahl von klimatologischen und meteorologischen Untersuchungen verwendet. An dieser Stelle sei nur eine kleine Auswahl von wiss. Publikationen zu nennen, die sich mit statistischem Downscaling von Lufttemperaturen befasst haben, zu finden u. a. bei GAO (2013), GAO et al. (2012), HULD & PASCUA (2015), MANZANAS et al. (2018), MUTZ et al. (2021) und TANG et al. (2018).

Zwar wurden ERA-Interim-Reanalysen ab 2019 durch das ERA5-Projekt abgelöst und die Datenlage wurde, u. a. im Hinblick auf die räumliche und zeitliche Auflösung, die verwendeten Algorithmen oder die Anzahl der Modellniveaus, nochmals verfeinert und verbessert (HENNERMANN & BERRISFORD 2018, HOFFMANN et al. 2019), bei Einführung der ERA5-Reanalysen war ein Grossteil der ERA-Interim-Modelldaten jedoch bereits aufbereitet, so dass auf die Nutzung von ERA5-Reanalysen bewusst verzichtet wurde. Dennoch kann die im Rahmen dieser Arbeit vorgenommene Wahl von ERA-Interim als Reanalyse-Modellkomponente für makroskalige Zirkulationsdaten aus folgenden Gründen auch nachträglich gerechtfertigt werden:

(1) seinerzeit hohe wissenschaftliche Akzeptanz,
(2) international verbreitete, häufige Verwendung im Bereich Meteorologie, Klimatologie und Klimafolgenforschung,
(3) hohe Transparenz bei den Datenprodukten,
(4) freie Verfügbarkeit der Datensätze.

ERA-Interim-Daten wurden mit dem globalen Zirkulationsmodell IFS (Integrated Forecast System) des ECMWF produziert (Cycle 31r2, GAO et al. 2012), einschließlich der Datenassimilation von realen Beobachtungen (DEE et al. 2011). Insgesamt stehen 60 vertikale Drucklayer bis hinauf auf ein Niveau von 0.1 hPa zur Verfügung, repräsentiert durch eine sphärisch-harmonische T255-Kugelflächenfunktion für alle grundlegenden dynamischen Felder (BERRISFORD et al. 2011). Die gerasterten Datenprodukte werden in Form eines reduzierten N128-Gaussian-Grids in geographischen Koordinaten (lat/lon) mit einer horizontalen Diskretisierung von ca. 79 km im NetCDF-Format bereitgestellt (BERRISFORD et al. 2011). Freie atmosphärische Parameter sind für sechsstündige und oberflächenbezogene Kenngrößen für dreistündige Intervalle abrufbar (DEE et al. 2011). Es existieren sowohl Analyse- als auch

Vorhersagefelder unterschiedlicher meteorologischer Kenngrößen. Die Daten wurden monatlich fortlaufend aktualisiert.

Die Datenassimilation von realen Beobachtungen fand in 12-stündigen Zyklen statt. Dabei wurden in dem jeweiligen Zeitfenster gemessene meteorologische Informationen mit dem vorherigen Stand des Vorhersagemodells kombiniert und implementiert, um die Entwicklung der Atmosphäre weitestmöglich wirklichkeitsnah abschätzen zu können (DEE et al. 2011). Dieser modifizierte Forecast (= Reanalyse) wurde dann im nächsten Schritt dazu verwendet, um das Vorhersagemodell IFS für den nächsten 12-stündigen Zyklus zu initialisieren (DEE et al. 2011). Dieses Verfahren bot die Möglichkeit, Beobachtungen an bestimmten Orten unter Anwendung von Modellgleichungen auf physikalisch konsistentem Wege an Orte ohne existierende Beobachtungen zu extrapolieren sowie beobachtete Atmosphärenzustände in die Zukunft fortzuführen (DEE et al. 2011). Das atmosphärische Modell wurde an ein Ozean-Modell mit einer Wellenparametrisierung (Frequenz, Richtung) gekoppelt (GAO et al. 2012).

Die in die Datenassimilation und die Biaskorrektur einfließenden Beobachtungen basierten in großem Maße auf Satellitendaten und umfassten, einschließlich aller anderen Messverfahren, insgesamt ca. 10^7 Beobachtungen pro Tag im Jahre 2010 (DEE et al. 2011). Weitere Beobachtungen inkludierten u. a. Daten von Bodenstationen (SYNOP reports), Schiffsbeobachtungen (SHIP reports), Bojendaten, Flugzeugdaten, Radiosondenaufstiege, Fallsonden, Wetterballons etc. (UPPALA et al. 2005).

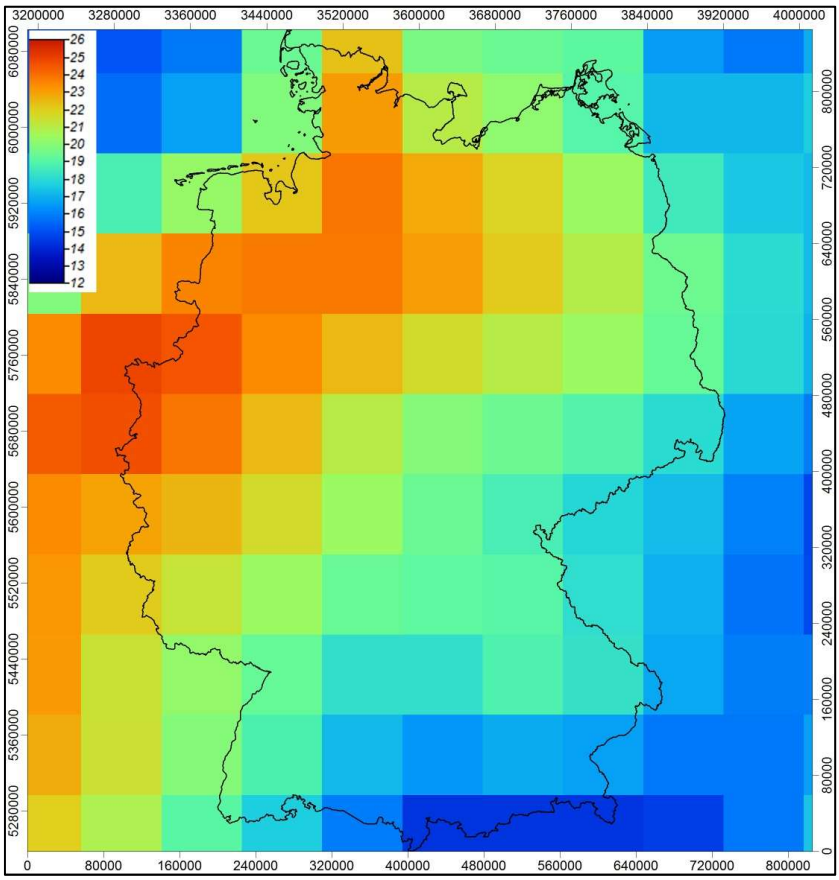

Abb. 23: Bodennahe Lufttemperatur in °C am 01:06.2009, 12:00 Uhr MEZ – ERA-Interim

Zu den Kontrollvariablen zählten u. a. Luftdruck an der Erdoberfläche, rel. Feuchte in 2 m ü. Gr., Wind in 10 m ü. Gr., troposphärische Temperaturprofile, Ozonkonzentration sowie

das niederschlagsverfügbare Wasser (UPPALA et al. 2005). Abb. 23 zeigt einen beispielhaften ERA-Interim-Temperaturdatensatz für Mitteleuropa.

5.1.2 Troposphärische Höhenkorrektur

Um die Stationsbeobachtungen der Feldmesskampagne einschließlich ihrer geländeklimatologischen Charakteristika mit den Reanalysen (ERA-Interim) in Beziehung setzen und miteinander vergleichen zu können, ist eine Höhenkorrektur der Modelldaten auf die jeweilige Stationshöhe erforderlich. Dies stellt einen häufig verwendeten Ansatz beim statistischen Downscaling sowie bei der Beurteilung von Klimamodellen gegen Stationsbeobachtungen dar (vgl. u. a. GERLITZ et al. 2014, INGLEBY 2015, PRÖMMEL 2008).

Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine troposphärische Höhenkorrektur der ERA-Interim-Datensätze mittels SAGA-GIS vorgenommen. Hintergrund einer atmosphärischen Höhenkorrektur sind Untersuchungsergebnisse von GAO et al. (2012), die für die Alpen gezeigt haben, dass die vertikalen Temperaturgradienten in Gebirgsräumen nicht starr einem empirischen Richtwert folgen, sondern stattdessen stark von den synoptischen Zirkulationsbedingungen abhängen (MINDER et al. 2010, PEPIN & LOSLEBEN 2002). Ein weiterer Vorteil des atmosphärischen Korrekturansatzes ist in der Nichtberücksichtigung der Oberflächenparametrisierung des Zirkulationsmodells zu sehen, die aufgrund ihrer groben räumlichen Auflösung und starken Generalisierung grundsätzlich nicht in der Lage ist, topoklimatisch relevante, subskalige Prozesse abzubilden. Dadurch wird das methodische Problem miteinander konkurrierender Oberflächenparametrisierungen zwischen dem Klimamodell und der subskaligen Zielauflösung des statistischen Downscalings umgangen. Als nachteilig zu bewerten ist dahingegen der höhere rechnerische Aufwand, der bei der vertikalen Interpolation der Temperaturen der jeweiligen Druckniveaus entsteht.

Die Druckniveaus der troposphärischen Höhenkorrektur umfassen den Bereich vom 500mb-Niveau bis hinab zur Modelloberfläche der Zielauflösung des statistischen Downscalings. Das mittlere 500mb-Niveau liegt für Mitteleuropa dabei in ca. 5.5 km Höhe. Eine solche vertikale Erstreckung der Atmosphäre wurde als ausreichend für eine belastbare Ableitung der bodennahen Lufttemperatur im europäischen Mittelgebirgsraum mittels eines polynomischen Trends erachtet. In die Höhenkorrekturfunktion flossen die Höhe der betreffenden Drucklayer (Geopotential) sowie die Temperaturen entlang dieser Druckniveaus ein. Die Höhenkorrektur wurde für stündliche Werte vorgenommen, um eine möglichst genaue Abbildung des Tagesgangs zu erzielen. Dazu mussten die ERA-Interim-Daten auf stündliche Werte interpoliert werden (siehe auch Kap. 5.1.3).

Aufgrund stichprobenartiger Tests im Vorfeld der operationellen Höhenkorrektur im Hinblick auf die Entwicklung der jahreszeitlichen Temperaturspannen sowie die Entwicklung der intraannuären Extremwerte an bestimmten Standorten wurden zwei Aspekte grundsätzlich überprüft: erstens, welche Ordnung des polynomischen Trends den Tagesgang der Temperaturen auf Stationshöhe am stabilsten und plausibelsten abbildet, und zweitens, welche Druckintervalle, die der Höhenkorrektur zugrunde liegen, gewählt werden sollen (25mb- oder 50mb-Schritte).

Im Ergebnis zeigte sich für ausgewählte Standorte im Conventwald (FVA-BW-Turm und Tiefenlinie in Hintereschbach) zum einen, dass polynomische Trends höherer Ordnung (5.–6.) ein leichtes Rauschen im Tagesgang verursachen, was sich vorrangig negativ auf TNK und TXK ausgewirkt hat, wohingegen ein Polynom 2. Ordnung zu einer relativen Dämpfung des Tagesgangs der höhenkorrigierten Lufttemperaturen geführt hat. Zum anderen waren bei Polynomen höherer Ordnung höhere Spannen im Jahresgang erkennbar, inkl. eines Anstiegs der Extremwerte, weshalb der Ansatz von 25mb-Intervallen für eine Höhenkorrektur besser geeignet war als auf Grundlage von 50mb-Schritten. Aus den genannten Gründen wurde eine operationelle Höhenkorrektur auf der Basis von 25mb-Schritten in Form eines polynomischen Trends 4. Ordnung vorgenommen, wobei oberhalb des 750mb-Niveaus lediglich 50mb-Intervalle zur Verfügung standen. Die polynomische Höhenkorrekturfunktion lautet:

$$f(x) = ax^4 + bx^3 + cx^2 + dx + b$$

Formel 9: Polynom 4. Ordnung (troposphärische Höhenkorrektur der ERA-Interim-Datensätze)

5.1.3 Auswahl und Berechnung atmosphärischer Prädiktoren

Nach BENESTAD et al. (2008) setzt empirisch-statistisches Downscaling (ESD) zwei wesentliche Grundannahmen in Bezug auf die Verwendung geeigneter atmosphärischer Prädiktoren voraus: Erstens müssen sie eine physikalische Beziehung zu den Schätzvariablen aufweisen, zweitens müssen sie hinreichend – in diesem Fall durch Reanalysen – repräsentiert sein. Für die Steuerung der flächenhaften, topoklimatisch induzierten Temperaturvariation durch atmosphärische Bedingungen (siehe Kapitel 5.2.5) bedurfte es somit einer geeigneten Zustandsbeschreibung der Atmosphäre. Die Verwendung atmosphärischer Prädiktoren in Form von Variablen an GCM- bzw. Modellgitterpunkten ist ein gängiges Prinzip im Rahmen von ESD für die Vorhersage bzw. Abschätzung subskaliger, lokaler Beobachtungen unterschiedlicher meteorologischer Kenngrößen (HOMANN 2018, nach WINKLER et al. 1997 und SAILOR & LI 1999 in MATULLA et al. 2002). Dabei standen sowohl Layervariablen entlang der jeweiligen ERA-Interim-Druckniveaus zur Verfügung als auch Oberflächenvariablen. Auf beide Variablenarten wird nun näher eingegangen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine umfangreiche Auswahl verschiedener Prädiktoren für unterschiedliche Druckniveaus auf ihren Zusammenhang mit der Stärke der im Gelände beobachteten Temperaturvariation untersucht. Layerdaten wurden für den Bereich vom 500mb-Druckniveau bis hinunter zum 900mb-Druckniveau für alle zur Verfügung stehenden Geopotentialflächen berücksichtigt (bis zum 750mb-Niveau in 50mb-Schritten, darunter in 25mb-Schritten). Bei stark ausgeprägtem, insbesondere spätherbstlichem oder winterlichem Tiefdruck kann es theoretisch sein, dass die Hochlagen der Validierungsmesskampagne über dem 900mb-Niveau liegen bzw. dieses unter der Modelloberfläche liegt. Dies wurde jedoch zugunsten eines größeren Prädiktorenpools in Kauf genommen, da eine deutlich überwiegende Anzahl von Tagen eine vertikale Schichtung der ERA-Interim-Modellatmosphäre aufweist, bei der die Modelloberfläche der Zielauflösung unterhalb des 900mb-Druckniveaus verbleibt und somit nicht von der Modellatmosphäre geschnitten wird.

Neben Layerdaten wurden auch Oberflächenvariablen, wie Wolkenbedeckungsgrad, planetare Grenzschicht, Strahlungskenngrößen oder Wind, berücksichtigt. Zwar sollten in dem hier vorgestellten Ansatz konkurrierende Parametrisierungen nach Möglichkeit gänzlich

ausgeschlossen werden. Dies war jedoch nicht vollumfänglich möglich, da die für das Geländeklima elementaren Steuerungsfaktoren, wie die Strahlungsbilanz, welche real sowie modelltechnisch u. a. über die Albedo einer unmittelbaren Unterlagenbeeinflussung unterliegt, nicht ausgeklammert werden sollten.

Eine weitere Unterscheidung kann hinsichtlich akkumulierter und nicht akkumulierter Variablen vorgenommen werden. Bei akkumulierten Variablen summieren sich die Werte im Laufe des vorgegebenen 3h-Intervalls auf, wobei zum 00:00-Uhr-Termin z. B. die Berechnung der Strahlungsflüsse initialisiert wird und die Grundlage für die Daten der nachfolgenden 3h-Intervalle bis zum 12:00-Uhr-Termin bildet, ebenso wie die Strahlungsflüsse der zweiten Tageshälfte um 12:00 Uhr initialisiert werden und als Bezugspunkt der Aufsummierung der Werte bis zum Zeitpunkt um 24:00 Uhr dienen. Hingegen werden Layerdaten, wie die geopotentielle Höhe, nicht aufsummiert, sondern bilden die Zustandsgrößen zu einem exakten Zeitpunkt ab. Eine Übersicht der Ausgangsdaten der ERA-Interim-Reanalysedatensätze findet sich in Tab. 5. Eine vollständige Beschreibung der in die Regressionsanalyse zur witterungsdynamischen Steuerung einfließenden Prädiktoren ist Tab. 7 im Abschnitt zur Datenbasis zu entnehmen (siehe Kap. 6.1).

Prädiktoren (layer)	**Einheit**
Geopotential Height	gpm
Specific Humidity	kg kg-1
Temperature	K
U Wind component	m s-1
V Wind component	m s-1
Vertical Velocity	Pa s-1
Prädiktoren (surface)	**Einheit**
Boundary Layer Height	m
High Cloud Cover	0-1
Low Cloud Cover	0-1
Medium Cloud Cover	0-1
Mean Sealevel Surface Pressure	Pa
Surface Pressure	Pa
Surface Net Solar Radiation	W m-2 s
Surface Solar Radiation Downwards	W m-2 s
Surface Net Thermal Radiation	W m-2 s
Surface Thermal Radiation Downwards	W m-2 s
Total Cloud Cover	0-1
U Wind component 10m	m s-1
V Wind component 10m	m s-1

Tab. 5: Verwendete atmosphärische Prädiktoren (ERA-Interim-Ausgangsdaten vom Downloadportal des ECMWF)

Auf Basis der originären Prädiktoren aus dem Datenpool der Reanalysen wurde ein erweitertes Multiparameterset an Prädiktoren erzeugt, das neben absoluten Werten z. B. auch die Abweichung einer Größe vom Jahresgang abbildet. Hintergrund sind jahreszeitlich unterschiedliche Werteniveaus der Strahlungsbilanz und deren Teilkomponenten (vgl. HÄCKEL 2005, SCHÖNWIESE 2003), deren absolute Werte wegen ihres Jahresgangs nur eine eingeschränkte Aussagekraft besitzen. Dies gilt ebenso für die absolute Feuchte, da die Sättigungskurve von

Wasserdampf in exponentieller Form von der saisonal veränderlichen Temperatur der Atmosphäre abhängig ist (vgl. SCHÖNWIESE 2003). Da auch die Abweichungen in sich einen Jahresgang mit einer größeren Amplitude in der strahlungsreichen Jahreszeit zeigten, wurde zum Ziel einer potentiell besseren Identifikation durch das Regressionsmodell der Logarithmus der Abweichungswerte zur Basis 10 gebildet, der eine stärkere Trendbereinigung zeigte als der Logarithmus naturalis. Nähere Erläuterungen hierzu finden sich weiter unten in diesem Abschnitt.

Folgende Berechnungsschritte der Ausgangsdaten wurden der Reihe nach vorgenommen, um sinnvolle Prädiktoren für die Regressionsanalyse mit der topoklimatischen Temperaturvariation zu erhalten:

Erzeugung von tageszeitlich detailliert abgegrenzten Prädiktoren: Die o. g. Prädiktoren lagen für die Druckniveaus in 6h-Intervallen und für die Surface-Parameter in 3h-Intervallen vor. Um eine möglichst genaue zeitliche Abgrenzung für den sonnenbeschienenen Tagesabschnitt (TXK) und die Nacht (TNK) vornehmen zu können, wurden aus den mehrstündigen Intervallen Stundenwerte durch lineare Interpolation erzeugt:

$$\gamma = \gamma 1 + \frac{y2 - y1}{x2 - x1} * (x - x1)$$

Formel 10: Abschätzung eines Wertes durch lineare Interpolation

γ ist hierbei der vertikal zu schätzende Wert an der horizontalen Position x im Steigungsdreieck, das sich horizontal zwischen den bekannten Eckpunkten $x1$ und $x2$ und vertikal zwischen den bekannten Begrenzungspunkten $y1$ und $y2$ befindet, wobei γ einen zeitintervallsabhängigen, klar definierten Bruchteil darstellt. Demnach wurden bei den 6h-Intervallen der Layerdaten fünf äquidistante Stundenwerte geschätzt, die im Ergebnis einen gleichmäßigen Übergang der Prädiktorwerte zwischen den bekannten zeitlichen Intervallen abbilden, die der linearen Interpolation zugrunde lagen. Analog dazu wurden bei den 3h-Intervallen der Oberflächenvariablen jeweils zwei fehlende Stundenwerte berechnet.

Einen Sonderfall der linearen Interpolation stellten in diesem Zusammenhang die akkumulierten Felder der ERA-Interim-Strahlungskenngrößen dar, die als Werte die Strahlungssumme zwischen den jeweiligen 3h-Intervallen angeben. Für eine stundengenaue Schätzung der zwischen den 3h-Intervallen liegenden Werte wurde daher nicht nach dem o. g. Prinzip verfahren, sondern es wurde die Differenz zwischen den bekannten 3h-Intervallen gebildet und diese Differenz gleichmäßig auf drei Stundenwerte, einschließlich des nächstspäteren, bekannten Werts der Oberflächenvariablen, umgelegt. Nur so konnte die Strahlungssumme der akkumulierten Felder stundengenau für die spätere Bildung von Tag-Nacht-genauen Prädiktoren auf der Grundlage des Zeitpunktes von Sonnenaufgang und -untergang zerlegt werden.

Die Tag-Nacht-Definition erfolgte mit Hilfe des SAGA-GIS-Moduls „sunrise and sunset“ für eine isotrope Oberfläche in der geographischen Lage beider Untersuchungsgebiete (Modellbildung, Modellvalidierung). Die Prädiktoren für TNK umfassen dabei auch den Nachtzeitraum vor 00:00 Uhr bis zum Sonnenuntergang des Vortages, um die simulierten atmosphärischen Bedingungen für eine mögliche Ausbildung von Kaltluftprozessen möglichst genau zu erfassen. Die Prädiktoren für TXK errechneten sich dahingegen aus dem Zeitraum zwischen Sonnenaufgang und -untergang jedes Tages, die Prädiktoren für TMK wurden auf Grundlage aller

24 Stundenwerte eines bestimmten Tages berechnet. Die Zeitpunkte von Sonnenaufgang und -untergang wurden auf volle Stunden auf- bzw. abgerundet, die Prädiktoren für die entsprechenden Tagesabschnitte wurden durch Mittelung der Stundenwerte bestimmt:

$$PRAED = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i = \frac{x_1 + x_2 + \cdots + x_n}{n}$$

Formel 11: Erzeugung von ERA-Interim-Prädiktoren durch Mittelung der Stundenwerte des prädiktorspezifischen Bezugszeitraums

Für $PRAED_{TNK}$ gilt, dass x_1 die erste Stunde nach Sonnenuntergang des Vortags und x_n die letzte Stunde vor Sonnenaufgang des aktuellen Tages ist. Für $PRAED_{TXK}$ gilt, dass x_1 die erste Stunde nach Sonnenaufgang und x_n die letzte Stunde vor Sonnenuntergang des aktuellen Tages ist. Für $PRAED_{TMK}$ gilt, dass x_1 00:00 Uhr und x_n 23:00 Uhr des aktuellen Tages ist.

Nach der tageszeitlichen Abgrenzung erfolgte die Berechnung ausgewählter Prädiktoren auf Grundlage der in Tab. 5 genannten ERA-Interim-Eingangsgrößen. Dies umfasste sowohl die Berechnung geeigneter Prädiktoren auf Grundlage der Eingangsdaten als auch deren Modifikationen durch z. B. Logarithmierung oder die Bildung von Abweichungen vom Jahresgang. Die genaue Vorgehensweise wird in den nachfolgenden Punkten beschrieben.

Berechnung der absoluten Feuchte: Um den sich auf die atmosphärische Gegenstrahlung auswirkenden gasförmigen Wassergehalt der Atmosphäre quantifizieren zu können, wurde das Volumenmaß der absoluten Feuchte für eine Wassersäule auf Grundlage des Massemaßes der spez. Feuchte errechnet.

Im ersten Schritt wurde die virtuelle Temperatur T_V nach ZMARSLY et al. (2007) mit der absoluten Temperatur (T) in K und mit (s) für die spezifische Feuchte in kg/kg berechnet:

$$T_V = T * (1 + 0.61 * s)$$

Formel 12: Berechnung der virtuellen Temperatur ($\boldsymbol{T_V}$)

Im nächsten Schritt erfolgte die Ermittlung der Dichte der feuchten Luft (ρ_{fL}) in kg/m^3 in grober Annäherung unter Nichtberücksichtigung der molaren Masse und der Dichte feuchter Luft*:*

$$\rho_{fL} = \frac{p}{T_v * R_{tL}}$$

Formel 13: Berechnung der Dichte feuchter Luft ($\boldsymbol{\rho_{fL}}$)

Mit (p) für den Luftdruck in $Pa,$ der virtuellen Temperatur (T_v) in K und der spezifischen Gaskonstante für trockene Luft (R_{tL}) $= 287.058 * \frac{J}{Kg*K}$ in kg/m^3. Durch diesen Schritt erfolgt ein Wechsel vom Gewichts- bzw. Massemaß der spezifischen Luftfeuchte hin zu einem Volumenmaß in Form der absoluten Feuchte. Dies ist notwendig, um den Wassergehalt in einem bestimmten Volumen über einer fest definierten Fläche (1 m²) berechnen zu können.

Im vorletzten Schritt erfolgte die Berechnung der vertikalen Ausdehnung bzw. Schichtdicke in m zwischen den jeweiligen Druckniveaus sowie deren Multiplikation mit der mittleren absoluten Feuchte entlang der jeweiligen geopotentiellen Höhen:

$$\rho_{W_schicht} = \frac{\left(\rho_{Wgpm\,i} + \rho_{Wgpm\,i+1}\right)}{2} * \left(gpm_{\,i} - gpm_{\,i+1}\right)$$

Formel 14: Berechnung des Wassergehaltes zwischen zwei vertikal benachbarten geopotentiellen Höhen [m]

$\rho_{W_schicht}$ beschreibt den Wassergehalt in kg/m^3 innerhalb der Schicht zwischen zwei vertikal benachbarten Druckniveaus, $\rho_{Wgpm\,i}$ und $\rho_{Wgpm\,i+1}$ beschreiben den Wassergehalt entlang der benachbarten Druckniveaus, wobei das Suffix i das obere und $i+1$ das untere Druckniveau bezeichnet. gpm drückt die geopotentielle Höhe aus, in analoger Zuordnung der o. g. Suffixe i und $i+1$.

Abschließend wurden die Werte aller Schichten für die gesamte Wassersäule zwischen dem 500mb- und dem 900mb-Druckniveau aufsummiert:

$$\rho_{W_{\,gesamt}} = \left(\rho_{W_{\,schicht\,1}} + \rho_{W_{\,schicht\,2}} + \ldots + \rho_{W_{\,schicht\,n}}\right)$$

Formel 15: Integration des Wassergehalts der einzelnen Schichten zu einer Wassersäule ($\boldsymbol{\rho_{W_gesamt}}$)

Berechnung der Strahlungsbilanz: Die Berechnung der Strahlungsbilanz erfolgte durch die Addition der kurzwelligen und der langwelligen Strahlungsbilanz:

$$\Delta Q = Q_K + Q_L$$

Formel 16: Berechnung der Gesamtstrahlungsbilanz aus der kurzwelligen und langwelligen Strahlungsbilanz

Berechnung der Windgeschwindigkeit: Anwendung des Satzes des Pythagoras auf die U- und V-Windkomponenten:

$$Wind_{\,m/sec} = \sqrt{U^2 + V^2}$$

Formel 17: Berechnung der Windgeschwindigkeit aus U- und V-Windkomponenten

Umrechnung der Temperaturen: Die jeweiligen Temperaturen entlang der Druckniveaus wurden zwecks Höhenkorrektur der Zirkulationsdaten und des daran gekoppelten Vergleichs mit den Beobachtungen im Gelände von K in °C umgewandelt:

$$T\,[°C] = T\,[K] + 273.15$$

Formel 18: Umrechnung der Temperatur von *K* in °C

Umrechnung des Drucks: Die Werte in Pa wurden in die gängige Einheit hPa umgerechnet:

$$hPa = Pa * 100$$

Formel 19: Umrechnung Pa in hPa

Umrechnung der Strahlung: Um die Werte der kurz- und langwelligen Strahlung besser interpretieren zu können, erfolgte eine Umrechnung der Strahlungsflussdichte von Sekunden auf Stunden [Wh/m²] (FOKEN 2006):

$$Q_{[Wh/\,m^2]} = \frac{Q_{[Wsec/\,m^2]}}{3600}$$

Formel 20: Umrechnung von Wsec in Wh

Umrechnung der Wolkenbedeckung: Umrechnung der dimensionslosen Ausgangseinheit 0–1 in den häufig verwendeten prozentualen Bedeckungsgrad:

$$Bedgrd.\ [\%] = Bedgrd.\ [0-1] * 100$$

Formel 21: Umrechnung des dimensionslosen Bedeckungsgrads in %

Bildung von Jahresgängen und den tageswertbasierten Abweichungen davon: Für die Vermeidung einer verzerrenden Darstellung aufgrund der saisonalen Anhebung oder Absenkung des Werteniveaus, inkl. dessen Abweichungen davon, war eine jahreszeitliche Trendeliminierung notwendig. Hiervon waren, wie bereits geschildert wurde, die Strahlungskenngrößen sowie der Prädiktor der absoluten Feuchte betroffen. Eine sinusbasierte Berechnung des Jahreszyklus nach BECHTEL (2015a, 2015b) war aufgrund der kurzen Zeitspanne von nur 245 Tagen nicht zufriedenstellend möglich. Als Alternative wurde in Abhängigkeit der bloßen Tageszahlen ein Polynom vierter Ordnung erzeugt, um den Jahreszyklus der Strahlungsbilanz abzubilden:

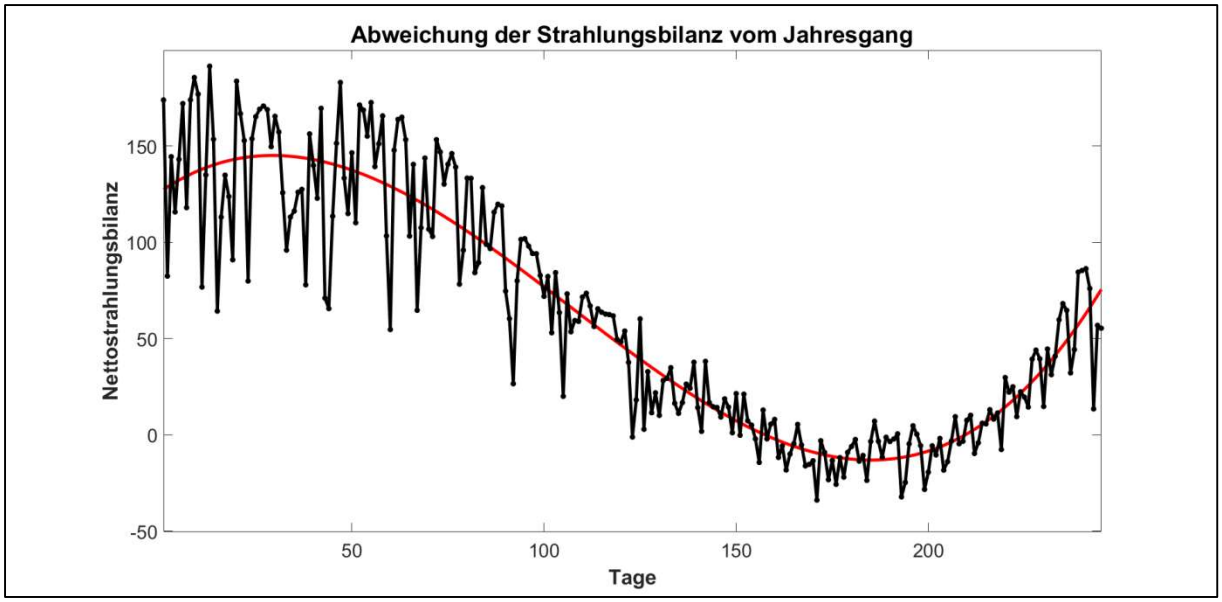

Abb. 24: Jahresgang der stundenmittleren Strahlungsbilanz [Wh/m²]

Es lässt sich deutlich erkennen, dass auch die Abweichungen vom Jahresgang noch einem jahreszeitlichen Trend unterliegen, wobei die größeren Amplituden in die strahlungsreiche Jahreszeit fallen (links), und zum Spätherbst/Winter die Amplituden gedämpft werden (mittig und rechts). Die Abweichung der Tageswerte vom polynomischen Trend wurde wie folgt berechnet:

$$Q_{ABW} = Q_{JG} - Q_{TAG}$$

Formel 22: Berechnung der täglichen Abweichungen der Strahlungsbilanz vom Jahresgang

Um die täglichen Abweichungen der Prädiktoren vom Jahresgang trendbereinigt abbilden zu können, wurden die Abweichungen logarithmiert, wobei negative Werte in einem Zwischenschritt in positive umgewandelt wurden und ihnen anschließend nach Berechnung des Logarithmus $lg10(\mathrm{x})$ das ursprüngliche Vorzeichen wieder zugeordnet wurde.

$$Q_{ABW\ LOG} = lg10(Q_{ABW})$$

Formel 23: Bildung des Logarithmus zur Basis 10 der täglichen Abweichungen der Strahlungsbilanz vom Jahresgang

Im Rahmen der Regressionsanalyse zwischen Prädiktoren und der topoklimatischen Temperaturvariation wurden neben den absoluten Abweichungen inkl. eines deutlichen Jahresgangs folglich auch die nahezu trendbereinigten, logarithmierten Abweichungen berücksichtigt. Dies diente am Ende jedoch allein der Beantwortung der Frage, ob ein solcher Ansatz in der Regressionsanalyse potentiell einen Mehrwert darstellt. Aufgrund des o. g. Problems kurzer Messreihen wurden potentiell identifizierte Prädiktoren von Abweichungen zum Jahresgang nicht bei der operationellen Ableitung der GTF berücksichtigt, da eine belastbare Ableitung eines Jahreszyklus für das kurze Zeitfenster von nur ca. 90 Tagen bei der Modellvalidierung nicht möglich war.

5.1.4 Oberflächenparametrisierung mit SAGA-GIS

Um die beobachtete Temperaturverteilung im Gelände mit den jeweiligen Oberflächeneigenschaften im Untersuchungsgebiet numerisch in Bezug setzen zu können, bedurfte es im Vorfeld der Regressionsanalyse einer komplexen, reliefbasierten Oberflächenparametrisierung mit Hilfe von SAGA-GIS, das für unterschiedliche geosystemanalytische Themenfelder wie Hydrologie, Klimatologie und Meteorologie eine Vielzahl unterschiedlicher Werkzeuge bereithält (CONRAD et al. 2015). Landnutzungseigenschaften wurden in diesem Zusammenhang aus folgenden Gründen komplett ausgeklammert: Erstens konnten DIETRICH & BÖHNER (2008) bei der Untersuchung nächtlicher Kaltluftabflüsse im hessischen Mittelgebirgsraum einen mitunter hohen, statistisch signifikanten Zusammenhang zwischen der bodennahen Lufttemperatur und ausgewählten Reliefeigenschaften feststellen, so dass zumindest im Rahmen der Fragestellung dieser Arbeit keine zusätzliche Parametrisierung erforderlich war. Zweitens konnte DIETRICH (2006) zeigen, dass jahreszeitlich abhängige, phänologische Veränderungen lediglich einen äußerst geringen und eher quantitativen Einfluss auf die räumlichen Verteilungsmuster von Kaltluftprozessen entwickeln, welche qualitativ, d. h. in ihrer Lage im Raum, unabhängig von veränderten Ausgangsbedingungen weitestgehend stationär sind (ACEVEDO & FITZJARRALD 2001). Letztlich sprachen auch der Umstand einer möglichen Überanpassung (engl. *overfit*) des Regressionsmodells durch zu viele unabhängige Variablen sowie die Maxime der Messung unter einheitlichen Freilandbedingungen (Wiesenflächen) gegen eine um die Landnutzung erweiterte Oberflächenparametrisierung.

Da nächtliche Kaltluftabflüsse und nächtliche Kaltluftakkumulation schwerkraftbedingt überwiegend quasistationär, räumlich diskret in Erscheinung treten (vgl. ACEVEDO & FITZJARRALD 2001, DIETRICH & BÖHNER 2008), wurde ein Multiparameterset von Reliefeigenschaften erzeugt, um die nächtliche Kaltluftverteilung horizontal sowie vertikal, räumlich möglichst genau eingrenzen zu können. Dies ist auch für die räumlich skaleninvariante Verteilung von Kaltluftabflüssen und Kaltluftakkumulation von Bedeutung. Das Multiparameterset berücksichtigte dabei sowohl unterschiedliche wissenschaftliche Disziplinen bzw. Themenfelder, z. B. Hydrologie oder Geomorphometrie (siehe Tab. 6), als auch die Modifikation einzelner Parameter durch veränderte Erzeugungsoptionen, wie Bezugsradien, Potenzierung oder die Bildung logarithmierter Reliefkenngrößen.

Reliefparameter lassen sich grundsätzlich in lokale und regionale Reliefkenngrößen unterscheiden (BÖHNER & SELIGE 2006, OLAYA 2009). Dabei können lokale Reliefparameter, wie Hangneigung und Exposition, bereits allein aufgrund ihrer Geometrie direkt aus dem Standort in Relation zu den acht direkt angrenzenden Rasterzellen abgeleitet werden (OLAYA 2009).

Hangneigung und Exposition stellen dabei die lokalen Basisgeometrien für viele weitere reliefanalytische Überlegungen dar (BÖHNER & SELIGE 2006). Demgegenüber stehen regionale Reliefparameter in einer wechselseitigen Beziehung mit weiter entfernten Rasterzellen (BÖHNER & SELIGE 2006). Dies gilt z. B. für die Analyse des Gravitationsfelds oder der Abflussdynamiken aus höheren in tiefere Geländeabschnitte (OLAYA 2009). Beim Übergang von lokalen zu regionalen Reliefparametern erfolgt somit der Schritt von reiner Geometrie zur Geomorphometrie, woraus sich topologische Beziehungen unterschiedlicher Bereiche eines DGM untereinander ergeben (OLAYA 2009).

Die initiale Datenbasis für die Erzeugung von lokalen und regionalen Reliefparametern bildet ein digitales Geländemodell (DGM) (MOORE et al. 1991). Im Vorfeld weiterer Schritte ist es jedoch notwendig, das DGM zu präprozessieren bzw. zu korrigieren (LI et al. 2005). Dies ist insbesondere vor dem Hintergrund hydrologischer Fragestellungen von großer Bedeutung (DOBOS et al. 2007, OLAYA 2009, REUTER et al. 2009). Hierzu zählt z. B. die Anwendung von Algorithmen zur Ermittlung von Abflusspfaden (SOILLE 2007) oder für die Abschätzung von gravitativ bedingten Verfrachtungsprozessen (DOBOS & DAROUSSIN 2007). Das Füllen sowohl von natürlichen als auch auf Messfehler oder ungeeignete Interpolationsalgorithmen zurückzuführenden Senken (engl. *fill sinks*) (DOBOS et al. 2007) zählt dabei zu den essenziellen Schritten der Präprozessierung für weitere Anwendungen. Dies ist einerseits erforderlich, um lokale Abflussminima zu verhindern (SOILLE 2007), und andererseits, weil der Reliefparameter der Einzugsgebietsgröße allgemein sehr sensitiv auf DGM-Fehler reagiert (JORDAN 2007), infolgedessen Abflusspfade unterbrochen werden können (OLAYA & CONRAD 2009). Für die hydrologische Korrektur wurde der in SAGA-GIS implementierte Ansatz nach PLANCHON & DARBOUX (2002) gewählt.

Eine mathematische Beschreibung der verwendeten Reliefkenngrößen ist aus Umfangsgründen an dieser Stelle nicht vorgesehen, kann jedoch u. a. BÖHNER & BECHTEL (2018), BÖHNER & SELIGE (2006), LI et al. (2005) und MOORE et al. (1991) entnommen werden. Da die deutschsprachige Literatur auf dem Gebiet der Reliefanalyse überwiegend die etablierten englischen Begriffe verwendet, soll auch im Rahmen dieser Arbeit das Gewicht auf der englischen Schreibweise liegen. In der nachfolgenden Tab. 6 findet sich eine Übersicht über alle verwendeten Reliefkenngrößen.

DISZIPLIN / THEMENGEBIET	RELPAR	ABK.	BEZUG	EINHEIT	ZUSATZINFO
DGM	Digitales Geländemodell	DGM	lokal	Meter [m]	Datenbasis
HYDROLOGIE	Altitude Above Channelnetwork	AACN	regional	Meter [m]	auch log. / Strahlerordn.
	Catchment Area Modified	CATM	regional	Quadratmeter [m -2]	auch log.
	SAGA Wetness Index	SWI	regional	dimensionslos	
KLIMA & WETTER	Diurnal Anisotropic Heating	DAH	lokal	dimensionslos	Richtung SSW und SW
	Terrain Exposure Index	TEI	regional	dimensionslos	Windward / Leeward
GEOMORPHOMETRIE	Convergence Index	CONVI	regional	dimensionslos	
	Midslope Position	MSLP	regional	dimensionslos	
	Normalized Height	NRMHGT	regional	dimensionslos	
	Slope Height	SLPHGT	regional	Meter [m]	auch log.
	Standardized Height	STDHGT	regional	Meter [m]	auch log.
	Valley Depth	VLDPT	regional	Meter [m]	auch log.
STRAHLUNG & SICHTBARKEIT	Ratio Direct Diffuse Radiation	RATIO DIR DIFF	regional	dimensionslos	täglich variabel
	Sky View Factor	SVF	regional	dimensionslos	zeitlich fix
	Sunshine Duration	SDUR	regional	Stunden [h]	täglich variabel
	Terrain View Factor	TVF	regional	dimensionslos	zeitlich fix
	Total Insolation	TOTAL INS	regional	[kWh m-2]	täglich variabel
	Visible Sky	VSKY	regional	Prozent [%]	zeitlich fix

Tab. 6: Übersicht der in der ELR untersuchten Reliefparameter (RELPAR)

Bezüglich der Inhalte in der Spalte „Zusatzinfo“ sind folgende Anmerkungen zu machen: (a) „auch log.“ bedeutet, dass die unter „RELPAR“ genannten Reliefkenngrößen neben dem Original auch in logarithmierter Form getestet wurden (lg10(x)), um die Performance des Regressionsmodells gegebenenfalls zu verbessern, was bei engen Wertebereichen, z. B. denen der dimensionslosen Größen, nicht erforderlich war, (b) „Richtung SSW und SW“, dass die anisotrope Hangerwärmung (DAH) für die beiden Himmelsrichtungen Südsüdwest und Südwest untersucht wurde, (c) „Windward/Leeward“, dass beim Terrain Exposure Index (TEI) sowohl die luv- als auch die leeseitige Exponiertheit eines Standortes überprüft wurde, und (d) „zeitlich fix“ bzw. „täglich variabel“, dass sowohl reliefdeterministisch starre Kenngrößen, die jahreszeitlich unveränderlich sind, als auch jahreszeitlich durch den Sonnenstand veränderliche Strahlungskenngrößen in die Regressionsanalyse eingeflossen sind.

Nachfolgend soll eine themenfeldspezifische Beschreibung der in dieser Arbeit verwendeten Reliefparameter vorgenommen werden. Dabei liegt der Schwerpunkt auf der Reliefklasse Hydrologie, weil der gravitativ bedingte Abfluss von Kaltluft dem von Wasser in vielen Punkten sehr ähnlich und somit die Anwendung bereits bestehender, standardmäßiger hydrologischer Modellierungsansätze und Werkzeuge gerechtfertigt und auf Kaltluftabflüsse im Gelände übertragbar ist (BIGG et al. 2014).

Hydrologie:

In diese Gruppe fallen die Reliefparameter Höhe über Tiefenlinie (Altitude Above Channel Network), Einzugsgebietsgröße (Catchment Area) sowie der SAGA-Bodenfeuchte-Index (SAGA-Wetness-Index). Grundsätzlich wurde sowohl nach DOBOS & DAROUSSIN (2007) als auch nach LI et al. (2005) hinsichtlich der Abschätzung des Abflusspotentials auf folgende Weise vorgegangen: (a) Bestimmung der Abflussmethode (Flow Direction), (b) Erzeugung des Abflussnetzes, (c) Berechnung der Einzugsgebiete und final (d) Ermittlung des Abflusspotentials.

Channel Network (CN): Im ersten Schritt der hydrologischen Modellierung muss für die o. g. drei Kenngrößen aus dem DGM ein adäquates und der Realität im Gelände entsprechendes Gerinne- bzw. Abflussnetzwerk (Channel Network) abgeleitet werden, das als Grundlage für alle weiteren Berechnungsschritte dient (BÖHNER & ANTONIC 2009). Es stellt somit eine primäre hydrologische, DGM-basierte Oberflächeneigenschaft dar (VOGT et al. 2007).

Zwecks Ableitung des Channel Networks kommt eine Single-Flow-Direction-Methode (SFD) zum Einsatz. Das heißt, dass jede Rasterzelle ihren Abfluss ausschließlich an die direkt benachbarte Zelle mit dem größten Gefälle weitergibt. Die Berechnung der Abflusspfade erfolgte mit Hilfe des häufig verwendeten Ansatzes *Deterministic 8* (D8) (vgl. O'CALLAGHAN & MARK 1984, PECKHAM 2009). Am Ende werden alle Rasterzellen, die eine Abflussakkumulation (Flow Accumulation) über einem bestimmten Schwellenwert aufweisen, miteinander verbunden und durch Vektorisierung zu Abflusslinien umgewandelt, die in ihrer Summe das CN ergeben (LI et al. 2005).

Altitude Above Channel Network (AACN): Die AACN ist ein wichtiger Reliefparameter für die Abbildung nächtlicher Kaltluftverfrachtung und -akkumulation, speziell zur Abschätzung der Höhe nächtlicher oder winterlicher Inversionen (BÖHNER & ANTONIC 2009). Grundlage der Berechnung der AACN war das zuvor beschriebene CN, welches die realen Abflusspfade im Gelände realistisch abbildet. Dabei weist die AACN allen Rasterzellen, die in der Tiefenlinie

liegen, die Basishöhe 0 und den angrenzenden Rasterzellen entsprechend ihrem vertikalen Versatz die Höhe über der betreffenden Taltiefenlinie in Metern zu. Um der Skaleninvarianz von Kaltluftabflüssen (BENDIX 2004) Rechnung zu tragen, wurde das zugrunde liegende CN in Form einer Strahlerordnung generiert. Die Strahlerordnungen 2 und 7 wurden hierbei jedoch nicht berücksichtigt, da die zweite Ordnung räumlich zu divers ausfällt und die siebte Ordnung lediglich den Vorfluter des Rheingrabens abbildet. Die Erzeugung einer Strahlerordnung stellt in diesem Zusammenhang eine robuste Methode zur Abbildung eines hierarchischen Tiefenliniennetzes dar, über das eine Landschaft entwässert wird (GRUBER & PECKHAM 2009).

Catchment Area Modified (CATM): Die Menge des Oberflächenabflusses wird sehr häufig auch mit Hilfe der Catchment Area (CAT) parametrisiert (BÖHNER & SELIGE 2006). Räumlich beschreibt dieser Reliefparameter das Gebiet oberhalb eines bestimmten Punktes im Gelände, mit dem dieser Punkt unterhalb der angrenzenden Wasserscheide(n) verbunden ist (OLAYA 2009). Er gibt an, welchen Flächeneinzug eine Rasterzelle aus höher gelegenen Gebieten besitzt (WILSON & GALLANT 2000). Die CAT dient somit der Abschätzung und Quantifizierung der zu erwartenden, potentiellen Abflussspende an einem bestimmten Ort im Gelände.

Die Berechnung der CAT basiert im Gegensatz zu der des CN auf einer Multiple-Flow-Direction-Methode (MFD) nach FREEMAN (1991), da für die Modellierung oberflächenbezogener, physikalischer Prozesse die Annahme, dass eine Rasterzelle den gesamten Abfluss von einer anderen erhält, oftmals nicht geeignet ist (LI et al. 2005). Weiter hängt die Vorhersagegenauigkeit hydrologischer Modelle maßgeblich von einer hinreichenden Präzisierung der Abflusspfade ab (QUINN et al. 1991), sodass lediglich die Anwendung einer MFD eine zuverlässige Abbildung der divergenten und konvergenten Abflussmuster in onduliertem Gelände erlaubt (BÖHNER & SELIGE 2006, GRUBER et al. 2009). Dies gilt auch für gravitative, nächtliche Kaltluftbewegungen (BÖHNER & ANTONIC 2009).

Nach BÖHNER & BECHTEL (2018) unterscheidet sich jedoch der Abfluss von Kaltluft in einigen Punkten vom dem des sehr viel dichteren Wassers. Während sich Wasser in breiten und flachen Talböden in seinem Abflussweg an den konkreten Tiefenlinien orientiert, tendiert abfließende Kaltluft eher dazu, den gesamten Talboden auszufüllen sowie flache Hindernisse zu überströmen (BIGG et al. 2014). Diesem Umstand wird die reine Einzugsgebietsgröße jedoch nicht vollständig gerecht. Deshalb muss die spezifische CAT (SCAT) unter Berücksichtigung der Hangneigung modifiziert werden. Die zugrunde liegenden Formeln sind BÖHNER & SELIGE (2006) zu entnehmen. DIETRICH & BÖHNER (2008) haben in diesem Zusammenhang nachgewiesen, dass die nächtlichen Verteilungsmuster der Kaltluft im Gelände durch die CATM adäquat abgebildet werden können.

SAGA-Wetness-Index (SWI): Die CAT, auf dem Wetness Indices grundsätzlich basieren (GRUBER & PECKHAM 2009), neigt in flacheren Geländeabschnitten sowie in breiten Talkesseln aufgrund der geringen Höhenunterschiede zwischen benachbarten Zellen teilweise dazu, unplausible Abflusswege mit zufällig anmutenden räumlichen Mustern zu erzeugen (BÖHNER & SELIGE 2006). Um dies zu umgehen, wurde der SWI entwickelt, der auf der CATM basiert und die Hangneigung mitberücksichtigt (OLAYA & CONRAD 2009). Er wird dem Wesen von Kaltluftbewegungen stärker gerecht. Eine mathematische Beschreibung ist ebenfalls BÖHNER & SELIGE (2006) zu entnehmen.

Klima & Wetter:

Zu diesem Themenkomplex zählen die beiden Parameter der täglichen anisotropen Hangerwärmung (Diurnal Anisotropic Heating) sowie der Exponiertheitsindex (Terrain Exposure Index).

Diurnal Anisotropic Heating (DAH): Für die topographisch induzierte Temperaturvariation tagsüber zeichnet in erster Linie die unterschiedliche, strahlungsbedingte Hangerwärmung verantwortlich (BÖHNER & ANTONIC 2009), welche sich auch auf die bodennahe Luftschicht überträgt (ŠÚRI et al. 2007). MOORE et al. (1991) fassen zusammen, dass zahlreiche Untersuchungen belegt haben, dass Hangtemperaturen mit dem Betrag der erhaltenen Solarstrahlung steigen. Neben der Hangneigung und der Exposition einer Fläche sowie ihrer Topologie zum umgebenden Relief (BÖHNER & ANTONIC 2009) ist jedoch auch eine tageszeitliche Verschiebung der Bowenratio für unterschiedliche Temperaturen im Gelände ausschlaggebend. Dies ist darauf zurückzuführen, dass morgens durch die Verdunstung auf feuchten Oberflächen (Tau durch nächtliche Kondensation) latente Wärmeflüsse überwiegen, wohingegen nachmittags die fühlbaren Wärmeflüsse dominieren (BÖHNER & BECHTEL 2018). Bei den zuletzt genannten Autoren findet sich auch eine Berechnungsformel für den Parameter DAH.

Terrain Exposure Index (TEI): Diese Kenngröße ergibt sich aus dem Windward-Leeward-Index (WLI), welcher in 10°-Schritten über alle Himmelsrichtungen integriert wird. Dieser Reliefparameter gibt an, zu welchem Grad ein bestimmter Geländeabschnitt durch das umgebende Relief einer übergeordneten Advektion ausgesetzt bzw. ihr gegenüber abgeschirmt ist (BÖHNER & BECHTEL 2018). Der TEI wurde bereits erfolgreich bei einer regressionsbasierten Regionalisierung der bodennahen Lufttemperatur in Form von Rastertageswerten für die Bundesrepublik angewendet (vgl. DIETRICH et al. 2019, KAWOHL et al. 2017). Eine mathematische Herleitung des TEI erfolgt bei BÖHNER & BECHTEL (2018).

Geomorphometrie:

Zu dieser Disziplin zählen folgende Parameter: mittlere Hangzone (Midslope Position), normierte Höhe (Normalized Height), Hanghöhe (Slope Height), standardisierte Höhe (Standardized Height) und Taltiefe (Valley Depth). Die genannten Reliefkenngrößen stellen relative Höhen und Hangpositionen dar. Entsprechende Berechnungsformeln finden sich unter BÖHNER & SELIGE (2006).

Midslope Position (MSLP) und Normalized Height (NRMHGT): Beide Parameter basieren auf der AACN und weisen dimensionslose Werte zwischen 0 und 1 auf (BÖHNER & BECHTEL 2018). Die MSLP weist den Tiefenlinienbereichen sowie den höchsten Erhebungen den Wert 1 und den mittleren Hangabschnitten den Wert 0 zu. Dies soll das hinlänglich bekannte, topoklimatische Phänomen der warmen Hangzone abbilden (BÖHNER & BECHTEL 2018), die zum Ende der Nacht hin, d. h. zur Zeit des Tagesminimums der bodennahen Lufttemperatur, in ihrem vertikalen Versatz über den jeweiligen Taltiefenlinien räumlich relativ stabil verortet ist (GEIGER 1961). Demgegenüber weist die NRMHGT den untersten Geländeabschnitten den Wert 0 und den regionalen Gipfelpositionen den Wert 1 zu (BÖHNER & ANTONIC 2009). MSLP und NRMHGT bilden das relative Gravitationspotential ab, was auch für Kaltluftabflüsse von Bedeutung ist (BIGG et al. 2014).

Slope Height (SLPHGT), Standardized Height (STDHGT) und Valley Depth (VLDPT): Die Miteinbeziehung der o. g. Parameter stützt sich ebenfalls auf Ausführungen von BÖHNER & SELIGE (2006). Nach OLAYA & CONRAD (2009) ist die VLDPT vergleichbar mit der AACN, erfordert jedoch kein hierarchisches CN, sondern lediglich das DGM als Input. Die Untersuchung der relativen Höhen soll die geländeabhängigen, häufig aber stabilen Inversionshöhen im Regressionsmodell berücksichtigen.

Strahlung & Sichtbarkeit:

Dieses Themengebiet umfasst die Reliefparameter Horizontüberhöhung, Geländesichtfaktor, sichtbarer Himmel, tägliche Globalstrahlung, Verhältnis zwischen direkter und diffuser Einstrahlung sowie tägliche Sonnenscheindauer.

Sky View Factor (SVF), Terrain View Factor (TVF) und Visible Sky (VSKY): Diese Reliefkenngrößen zählen zu den jahreszeitlich fixen Sichtbarkeitsparametern. Der SVF besitzt die Funktion eines Korrekturfaktors für Abschattung und Sichtversperrung des oberen Halbraums durch das umgebende Relief für jeden Punkt im Gelände. Er gibt das Verhältnis zwischen der diffusen Bestrahlungsstärke eines beliebigen Ortes und der eines nicht verschatteten Punktes an (HÄNTZSCHEL et al. 2005). Der TVF hingegen beschreibt das Maß an reflektierter Strahlung, das eine Fläche durch Reflektion von Strahlung durch das umgebende Relief erhält (BÖHNER & ANTONIC 2009). Dort findet sich sowohl für SVF als auch für TVF jeweils auch eine Berechnungsvorschrift nach DOZIER & FREW (1990). Der dritte Parameter des VSKY gibt den prozentualen Anteil des durch das umgebende Relief überlagerten oberen Halbraums am gesamten Halbraum an.

Total insolation (TOTAL INS), Sunshine Duration (SDUR), Ratio Direct Diffuse Radiation (RATIO DIR DIFF): Die Parameter TOTAL INS und SDUR bilden die potentiell mögliche Einstrahlung ab und wurden in Form von Tageswerten berechnet, da ihr Betrag jahreszeitlich stark schwankt. Weil die tägliche Sonnenscheindauer und somit auch die Globalstrahlung einen wesentlichen Einfluss auf das Temperaturregime im Gelände besitzen (BÖHNER & ANTONIC 2009), war die Untersuchung dieser Strahlungsparameter im Hinblick auf die Varianzerklärung der topoklimatisch induzierten Temperaturvariation von TXK und TMK erforderlich. Ergänzt wurden die direkten Strahlungsparameter durch das Verhältnis von direkter zu indirekter Einstrahlung, um z. B. direkt sonnenbeschienene Abschnitte im Gelände von weniger strahlungsprofitierenden Teilbereichen, wie der Nordabdachung des Conventwaldes, trennen zu können.

5.1.5 Integration von Stationsbeobachtungen

In diesem Kapitel geht es darum, die Ausgestaltung der geländeklimatologischen Messnetze unter der Maxime einer belastbaren Erfassung topoklimatisch relevanter Geländeabschnitte aus methodischer Sicht zu skizzieren und notwenige Vorbereitungsschritte der erhobenen Temperaturdaten im Vorfeld ihrer eigentlichen Verwendung aufzuzeigen.

Für die Modellbildung zur Ableitung generischer Transferfunktionen sowie für deren Validierung war es notwendig, zwei voneinander unabhängige Messkampagnen durchzuführen. Wie bereits in Kap. 4.1 bis 4.3 skizziert wurde, wurde die Modellbildung auf Grundlage von Temperaturmessungen im Conventwald nahe des unteren Dreisamtals westlich von Freiburg i. Br.

von Juni 2009 bis März 2010 vorgenommen. Die räumlich weitaus umfangreichere Messkampagne für die Modellvalidierung erstreckte sich entlang eines Transekts vom Schwarzwald bis hin zur Schwäbischen Alb und wurde von Ende August 2012 bis Januar 2013 durchgeführt.

Bei den eingesetzten Temperatursensoren handelte es sich um HOBO-Temperaturlogger aus dem Vertrieb von OnSetComp (https://www.onsetcomp.com/). Eine genaue technische Beschreibung ist dem technischen Protokoll in Kapitel 6.2.3 zu entnehmen. Die Logger wurden im Gelände inkl. Strahlungsschutz mit einem Winkel an zugespitzten Kanthölzern angebracht, die auf genau 2 m Loggerhöhe ü. Gr. in den Boden getrieben und mit Zeltschnüren und Haken im Boden arretiert wurden. Die Anbringung eines sich passiv selbst belüftenden Strahlungsschutzes war notwendig, um eine strahlungsbedingte Aufheizung des Innenraumes sowie direkte Strahlungsfehler an der Oberfläche des Temperatursensors zu vermeiden (HUWALD et al. 2009). Das Erfassungsintervall lag bei einer Stunde in Ergänzung mit 15min-Intervallen zwecks Beurteilung potentieller, unplausibler Temperatursprünge. Die vollen Stunden wurden als operationelle Daten für den Zeitraum von 00:00 bis 23:00 Uhr eingesetzt (LUNDQUIST & CAYAN 2007). Die Verwendung der o. g. HOBO-Logger oder ähnlicher Logger im Rahmen geländeklimatologischer oder z. B. landschaftsökologischer Untersuchungen ist ein weitverbreitetes Verfahren und fand u. a. bei ARX et al. (2012), HAIDER et al. (2017), HUBBART et al. (2005), HUWALD et al. (2009), LUNDQUIST & CAYAN (2007), MAHRT (2006), MINDER et al. (2010), OLDFATHER et al. (2016) sowie VERCAUTEREN et al. (2013) Anwendung.

Im Rahmen der **Messungen zur Modellbildung** wurde auf relativ enggefasstem Gebiet versucht, möglichst viele unterschiedliche Reliefsituationen wie Taltiefenlinien (TTL), erhöhte Lagen (EHL) oder Talquerprofile (TQ), wie mittlere, obere und untere (MTQ, OTQ, UTQ), zu erfassen, um sowohl die Höhe der nächtlichen Kaltluftschicht als auch Geländeabschnitte mit noch nicht in nächtliche Abkühlungsprozesse einbezogener Luftschichten hypsometrisch besser eingrenzen zu können. Gleiches gilt für das durch die Geländeoberfläche induzierte räumliche Verteilungsmuster der Tageshöchsttemperaturen (Erfassung der Nord- und Südabdachung des Conventwalds, Hangexposition, Höhe über Tiefenlinie etc.).

Ziel dieses kleinräumigen Ansatzes zu Modellbildung war es, unterschiedliche Geländeposition einschließlich ihrer topoklimatischen Charakteristika unter möglichst einheitlichen mesoskaligen atmosphärischen Bedingungen zu erfassen. Dabei wurden insbesondere TTL und EHL, aber auch Hanglagen in den TQ mehrfach erfasst, um eine stabile Mittelung der topoklimatischen Besonderheiten der jeweiligen Geländeposition für die Ableitung und die Validierung der GTF gewährleisten zu können. Insgesamt wurden 19 HOBO-Logger im Gelände positioniert. Hinzu kam der FVA-Messturm in Kammlage. In Abb. 25 sind ausgewählte Geländepositionen zu sehen. Die genaue Lage der Logger im Gelände ist Kapitel 4.1 zu entnehmen.

Es folgen Erläuterungen zu der nachfolgenden Abb. 25: oben links L3 auf einer freistehenden Kuppe namens Hummelseck (644 m ü. NN), ca. 280 m über der TTL von Hintereschbach (Südseite des Conventwald); oben rechts L4 in einer weiteren EHL in Hintereschbach oberhalb des Pfiesterhäusles in südexponierter Lage (613 m ü. NN) – im Bildhintergrund zentral das Kerbtal von Hintereschbach – links im Bildhintergrund die bewaldete Flanke des Hummelsecks; mitte links L5 in mittlerer Hanglage des orographisch linksseitigen unteren Talquerprofils von Hintereschbach (461 m ü. NN); mitte rechts L6 in der TTL des unteren Talquerprofils von Hintereschbach (381 m ü. NN); im Hintergrund bei beiden Bildern jeweils der Conventwald;

unten links L10 entlang einer ca. 20 m hohen Scheitellinie zwischen zwei sich im Talschluß des Ahlenbachtals (Nordseite Conventwald) vereinigenden TTL von oberhalb im Wald gelegenen Teileinzugsgebieten (479 m ü. NN); unten rechts L11 im mittleren Hangbereich des mittleren Talquerprofils des Ahlenbachtals (480 m ü. NN) mit Blick auf das im Hintergrund in den Oberrheingraben mündende Glottertal.

Abb. 25: Ausgewählte Loggerstandorte im Untersuchungsgebiet Conventwald

Für die **Messungen zur Modellvalidierung** wurden insgesamt 13 HOBO-Logger im Gelände aufgebaut. Auch hier galt es, topoklimatisch charakteristische Geländepositionen abzudecken. Neben dem stark ondulierten Schwarzwald wurde auch die Hochfläche der Baarsenke mit ihrer effektivklimatischen Besonderheit erfasst, was ebenso für eine unbewaldete Kuppe und eine kleinräumige Hochmulde auf der Schwäbischen Alb gilt. Abb. 26 zeigt ausgewählte

Loggerstandorte der Zusatzmesskampagne. Die genaue Lage der Logger im Gelände ist ebenfalls Kap. 4.1 zu entnehmen.

Abb. 26: Ausgewählte Loggerstandorte im Transekt vom Hochschwarzwald bis zur Schwäbischen Alb

Es folgen Erläuterungen zu Abb. 26: oben links L103 im Hochschwarz in EHL oberhalb des Talschlusses des Gutachtals (972 m ü. NN); oben rechts L104 auf einem Privatgrundstück etwas versetzt zur TTL des tief eingeschnittenen Gutachtals in einer Entfernung von ca. 6.5 km zu L103 (488 m ü. NN); mitte links L110 in der schwach ondulierten Baar auf dem Gelände des Flugplatzes Donaueschingen-Villingen (680 m ü. NN); mitte rechts L112 im südöstlichen Bereich der Baar, ebenfalls in schwach onduliertem, offenem und landwirtschaftlich genutztem Gelände mit hoher Kaltluftproduktivität (689 m ü. NN) – im Hintergrund die Zeugenberge des Juras bei Geisingen; unten links L113 in einer von Bewaldung umgebenen Hochmulde auf der

Schwäbischen Alb (855 m ü. NN) und unten rechts L114 auf einer schwach konvexen, unbewaldeten Kuppe ca. 4.8 km zu L113 entfernt (943 m ü. NN).

Bevor die gemessenen Temperaturdaten weiterverwendet werden konnten, mussten die Daten zuerst plausibilisiert sowie teilweise fehlwertersetzt und die Zeitreihen bezüglich einer möglichen Schneebedeckung untersucht werden.

Die Plausibilisierung erfolgte über einen Vergleich ihrer deskriptiven Statistik mit ausgewählten DWD-Stationen aus der Region (Buchenwald, Freiburg i. Br., Villingen-Schwenningen und Albstadt-Badkap). Im Ergebnis konnten keine extremen Ausreißer oder unplausiblen Werte festgestellt und die Daten beider Messkampagnen für die weiteren Schritte als geeignet erachtet werden. Eine deskriptive Statistik der erhobenen Messdaten sowie der DWD-Referenzdaten findet sich in Kapitel 6.2.1.

Durch viehbedingte Beschädigung der Messvorrichtungen musste für drei Zeitreihen eine Fehlwertersetzung vorgenommen werden, wie bei BERNHOFER et al. (2019) und HUPFER & KUTTLER (2006) beschrieben ist. Die betreffenden, lückenhaften Zeitreihen wurden mit allen anderen Zeitreihen korreliert und die Lücken mittels einer einfach linearen Funktion auf Basis der jeweils am stärksten korrelierenden Referenzzeitreihe aufgefüllt. Dies betraf folgende Loggerstandorte:

- L14 (orogr. rechte Hanglage des MTQ Hintereschbach – korreliert mit L7 – orogr. rechte Hanglage des UTQ Hintereschbach vom 17.06.–22.07.2009, R^2=0.998),
- L17 (TTL des MTQ Hintereschbach – korreliert mit L6 – TTL des UTQ Hintereschbach vom 30.09.–16.10.2009, R^2 = 0.997),
- L21 (FVA-Turm Kammlage – korreliert mit L3 – Kuppe Hummelseck in Hintereschbach vom 26.06.–07.07.2009 sowie vom 09.07.–30.07.2009, R^2 = 0.994).

Vor dem Hintergrund stark veränderter, thermischer Oberflächeneigenschaften von Schnee war eine Untersuchung der Messreihen auf eine potentielle Schneebedeckung im Untersuchungsgebiet notwendig. Schnee wirkt sich deutlich auf Prozesse wie den Strahlungshaushalt im sichtbaren und im langwelligen Wellenlängenbereich sowie auf den Wärme- und Energieaustausch zwischen Schneeoberfläche und aufliegender Luftschicht aus (nach BENN & EWANS 1998 und JONES et al. 2001 in SCHUSTER 2007). ELLIS & LEATHERS (1998a) haben gezeigt, dass Schnee stark modifizierend auf die bodennahen Lufttemperaturen wirkt – in Abhängigkeit von seiner Höhe, seines Alters und der damit verbundenen Veränderung der Albedo. Allerdings birgt auch eine räumlich inhomogene Schneeverteilung ein hohes Modifikationspotential für die räumliche Temperaturverteilung im Gelände (ELLIS & LEATHERS 1998b).

Um diese Einflüsse bei der Ableitung von Transferfunktionen auszuschließen, wurden Webcam-Aufnahmen aus dem Glottertal und aus Hintereschbach auf Schneebedeckung analysiert und im Ergebnis 52 von insgesamt 297 Tagen bei der Modellbildung nicht berücksichtigt. Im Rahmen der Messkampagne zur Modellvalidierung wurden ebenfalls mit Hilfe von webcams 67 von insgesamt 159 Tagen als Tage mit Schneebedeckung identifiziert und diese bei der Modellüberprüfung nicht mit einbezogen.

Abschließend wurden die topoklimatischen Residuen für alle Tage ohne Schnee erzeugt, indem die Abweichungen des höhenkorrigierten Zirkulationsmodells zu den Beobachtungen im Gelände nach folgender Formel berechnet wurden:

$$T_{RESID} = T_{EMP} - T_{ERA\,(hk)}$$

Formel 24: Berechnung der topoklimatischen Residuen

– wobei T_{RESID} das Temperaturresiduum, T_{EMP} die beobachtete Temperatur im Gelände und $T_{ERA\,(hk)}$ die auf die Höhe der Loggerstandorte höhenkorrigierte ERA-Interim-Temperatur ist.

5.2 Regressionsanalyse und generische Transferfunktionen (GTF)

Grundlage für die Ableitung generischer Transferfunktionen (GTF) waren Regressionsverfahren, mit deren Hilfe der Einfluss komplexer Reliefeigenschaften und atmosphärischer Prädiktoren auf die topoklimatische Temperaturvariation untersucht wurde. Dabei stellen Regressionsanalysen ein gängiges Verfahren bei der Untersuchung kontinuierlicher und normalverteilter Parameter dar (HENNEMUTH et al. 2013, VON STORCH & ZWIERS 1999). Die Transferfunktionen selbst bildeten ein multiplikatives Verfahren unter Verwendung von in Lufttemperaturen übersetzten Reliefkenngrößen und witterungsdynamischen Gewichtungsfaktoren.

Um die Transferfunktionen möglichst direkt aus den vorliegenden Zeitreihen abzuleiten und das operationelle Verfahren rechnerisch „schlank" zu halten, wurde keine Hauptkomponentenanalyse bei den unabhängigen Variablen und auch keine kanonische Korrelation durchgeführt, wie z. B. bei KARL et al. (1990) und HOLDEN et al. (2011) beschrieben wurde. Folgende Schritte, die gleichermaßen für TMK, TNK und TXK unternommen wurden, sollen nachfolgend näher betrachtet werden:

- Regressionsanalyse mittels einfach linearer Regression (ELR) zwischen komplexen Reliefeigenschaften und den Tageswerten der Residuen (Abweichungen der Geländebeobachtungen zu den höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen) für alle Tage ohne Schneebedeckung; anschließend multiple schrittweise lineare Regression (MLR) mit den o. g. Residuen und den stärksten Reliefparametern aus der ELR,
- Ableitung des polynomischen Trends zwischen ausgewählten atmosphärischen ERA-Interim-Prädiktoren und den Tageswerten der Spannweiten der Residuen für alle Tage ohne Schneebedeckung,
- Bildung von flächenhaften, topoklimatisch induzierten Temperaturmustern in Form von reliefabhängigen Temperaturzu- und Temperaturabschlägen zu den höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen,
- Implementierung von witterungsabhängigen Funktionen für die Steuerung der Intensität der o. g. Temperaturzu- und Temperaturabschläge sowie
- Einbindung einer frei steuerbaren Adjustierung in Form eines unabhängigen Multiplikationsfaktors für eine verbesserte Approximation der topoklimatischen Schätzung an die Empirie.

5.2.1 Einfach lineare Regression (Reliefparameter)

Die einfach lineare Regression (ELR) ist ein viel genutztes und effektives Instrument, um den statistischen Zusammenhang zwischen zwei Variablen bzw. den Einfluss einer unabhängigen auf eine abhängige Variable zu erklären. Sie ist wenig rechenintensiv, was bei großen Datenmengen vorteilhaft ist. Mathematisch lässt sich die ELR wie folgt darstellen:

$$y = ax + b$$

Formel 25: Einfach lineare Regression

– wobei y der zu schätzende Parameter, a die Steigung und b der Offset entlang der Abzisse ist. Die Höhe des statistischen Zusammenhangs wird durch den Regressionskoeffizienten R und das Bestimmtheitsmaß R² ausgedrückt. Die Signifikanz des Maßes an erklärter Temperaturvariation wurde mittels eines zweiseitigen T-Tests für $p \leq 0.05$ (signifikant) und $p \leq 0.01$ (hochsignifikant) berechnet.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die beobachtete topoklimatische Temperaturvariation mit zwei unterschiedlichen Parametersets untersucht, um einerseits die beobachtete Temperaturvariation im Gelände zu erklären und andererseits den Einfluss der GCM-Prädiktoren auf die Intensität der Temperaturvariation quantifizieren zu können.

ELR zwischen topoklimatischen Temperaturesiduen und komplexen Reliefeigenschaften (RELPAR): Die topoklimatische Temperaturvariation ergab sich dabei aus der Abweichung der Geländebeobachtung zu den höhenkorrigierten ERA-Interim-Reanalysen. Die Oberflächenparametrisierung basierte auf ausgewählten Reliefeigenschaften (siehe Kap. 5.1.4).

Eine einfach lineare Regressionsanalyse zwischen Temperaturvariation und RELPAR wurde aus zwei Gründen durchgeführt:

- Reduktion des zugrunde liegenden RELPAR-Multiparametersets für die Verwendung von wenigen ausgewählten RELPAR im Rahmen der nachfolgenden MLR sowie
- Bildung von Regressionsfunktionen für die spätere Übersetzung der RELPAR in Temperaturgrids.

Hinsichtlich der nachgeschalteten MLR ging es darum, die Anzahl potentieller Oberflächenprädiktoren möglichst gering zu halten. Hintergrund war die Frage, inwiefern eine sehr große Anzahl von Modellen sachlogisch begründet und die einzelnen Modelle im Vergleich untereinander sinnvoll interpretiert werden konnten (BACKHAUS et al. 2011). Zudem war das Messkollektiv zur Modellbildung mit $n = 20$ vergleichsweise klein, weshalb eine Überanpassung des MLR-Regressionsmodells (overfit) bereits bei einer geringeren Anzahl an Regressionsmodellen theoretisch möglich war. Daher war eine Reduktion des Multiparametersets auf wenige unabhängige Variablen mit hoher Varianzerklärung mittels einer vorgeschalteten ELR erforderlich.

Für die Erzeugung generischer Transferfunktionen war die Bildung witterungsabhängiger, dynamischer Temperaturzu- und -abschlagsgrids erforderlich. Diese basierten auf den mittleren Termen der jeweiligen Regressionsmodelle zur Erklärung der Temperaturvariation im Gelände durch unterschiedliche RELPAR. Näheres hierzu ist Kap. 5.2.4 zu entnehmen.

5.2.2 Multiple lineare Regression (Reliefparameter)

Eine genaue Beschreibung der in dieser Arbeit verwendeten schrittweisen multiplen linearen Regression (MLR) findet sich bei BAHRENBERG et al. (2003). Die MLR zählt zu den multivariaten Analysemethoden und untersucht den Einfluss mehrerer unabhängiger Variablen auf eine abhängige Variable. Die Methode der MLR wurde gewählt, da sie relativ simpel umzusetzen

ist und zu den am weitesten verbreiteten Methoden zur Aufstellung statistisch-empirischer Modelle zählt (LAZANTE 1996). Ebenso wie bei der ELR handelte es sich bei der abhängigen Variable um die topoklimatischen Temperaturresiduen und bei den unabhängigen Variablen um die aus dem DGM abgeleiteten Reliefeigenschaften. Als Signifikanzniveau wurde $p \leq 0.05$ (signifikant) gewählt. Die MLR wird wie folgt beschrieben:

$$y = ß_0 + ß_1 x_1 + ß_2 x_2 + \cdots + ß_n x_n + \varepsilon$$

Formel 26: Multiple lineare Regression

– wobei gilt: y = abhängige Variable (Temperatur), $ß_0$ = vertikaler Offset entlang der y-Achse, $ß_1 x_1 + ß_2 x_2 + \cdots + ß_n x_n$ = Steigung der unabhängigen Variablen x_1 bis x_n und ε = Modellfehler bzw. Residuen.

Die schrittweise MLR identifiziert als Erstes diejenige unabhängige Variable mit dem höchsten partiellen Regressionskoeffizienten. Nachfolgend werden die verbleibenden Parameter auf ihren Anteil an erklärter Residualvarianz überprüft und ggf. in das Modell mitaufgenommen, sofern sie dazu dienen, die erklärte Varianz signifikant zu erhöhen. Hierbei wird jeweils in der Reihenfolge der höchsten partiellen Koeffizienten der verbleibenden Variablen vorgegangen, gegenüber der „Vorwärts"-MLR-Variante jedoch gleichzeitig getestet, ob die am wenigsten nützliche unabhängige Variable wieder aus dem Modell entfernt wird. Diese Schritte werden sooft wiederholt, bis die Modellgüte (R^2) entweder nicht weiter signifikant erhöht werden kann oder bereits alle unabhängigen Variablen in das Modell aufgenommen wurden.

Auch für den Fall, dass die partiellen Korrelationskoeffizienten der untersuchten Reliefparameter isoliert betrachtet hoch ausfallen können, kann es im Rahmen einer multivariaten Betrachtung unter Umständen nur zu einer unwesentlichen Erhöhung der signifikant erklärten Varianz durch die Aufnahme weiterer unabhängiger Variablen kommen. In diesem Zusammenhang wird auch von Multikollinearität bzw. dem Multikollinearitätsproblem gesprochen (BAHRENBERG et al. 2003). Die betroffenen Eingangsparameter sind in einem solchen Fall weitestgehend redundant, d. h., es handelt sich somit um funktionsgleiche Parameter, zwischen denen ein enger linearer Zusammenhang besteht (hohe Kovarianz). Aufgrund dieser Problematik wurde in manchen Fällen lediglich ein Parameter vom statistischen Modell als relevant identifiziert.

Insgesamt wurden für fünf RELPAR 26 unterschiedliche MLR-Modelle aufgestellt, um jeden RELPAR in jeder möglichen Kombination zu allen anderen RELPAR zu untersuchen. Sobald mehr als vier RELPAR miteinander kombiniert wurden, lag die Anzahl der Beobachtungen damit zwar unter dem von DRAPER & SMITH (1981) vorgeschlagenen, kritischen Wert von mindestens fünf Beobachtungen je unabhängiger Variable, trotzdem wurden auch RELPAR-Kombinationen mit fünf unabhängigen Variablen untersucht, um einen möglichen Anstieg des mittleren R^2 adj durch die Aufnahme aller RELPAR beurteilen zu können. Generell sollte im Vergleich mit anderen Untersuchungen immer nur das korrigierte R^2 betrachtet werden, da sich nur so Modelle mit einer unterschiedlichen Anzahl von Beobachtungen und unabhängigen Variablen (unterschiedliche Freiheitsgrade) sicher vergleichen lassen (ALVARES et al. 2013). Stabilisiert sich das R^2 adj um einen bestimmten Wert, zählt das Modell mit den wenigsten Variablen im Bereich dieser Obergrenze zu den besten Modellen (ALVARES et al. 2013). Um potentiell negative Auswirkungen einer damit verbundenen Überanpassung quantifizieren zu

können, wurde bereits im Rahmen der Modellbildung eine Validierung des Regressionsmodells vorgenommen. Näheres hierzu siehe Kap. 5.3.

Die Ergebnisse der MLR für TMK, TNK und TXK sind Kap. 7.2.2 zu entnehmen.

5.2.3 Polynomischer Trend (atmosphärische Prädiktoren)

Ähnlich wie bei den Reliefeigenschaften wurde eine Regressionsanalyse zwischen ausgewählten atmosphärischen Prädiktoren und der Spannweite der Residuen vorgenommen, allerdings nur im ersten Schritt in Form einer ELR, um zu detektieren, welche der ERA-Interim-Prädiktoren die höchsten Ergebnisse liefern. Im Anschluß wurde mittels eines polynomischen Trends 4. Ordnung das Bestimmtheitsmaß des stärksten ELR-Modells überprüft, da Tests im Vorfeld der operationellen Analyse generell einen schwächeren Zusammenhang zwischen den atmosphärischen Prädiktoren und der Temperaturvariation ergeben hatten als mit Blick auf die Reliefeigenschaften. Die Verwendung eines polynomischen Trends diente in diesem Zusammenhang somit einer Verbesserung des statistischen Zusammenhangs, ohne komplexe Modelle anwenden zu müssen.

Im ersten Schritt wurden die Spannen der Residuen (Beobachtung vs. ERA-Interim höhenkorrigiert) gebildet durch

$$T_{RESID_Spanne} = T_{RESID_max} - T_{RESID_min}$$

Formel 27: Berechnung der Temperaturspannen der topoklimatischen Residuen

Die Spannweite diente dabei als Maß für die Stärke der Ausprägung der topoklimatisch induzierten Temperaturvariation bei Strahlungswetterlagen. Anschließend wurde der statistische Zusammenhang mit Hilfe eines polynomischen Trends 3. Ordnung untersucht.

Im Ergebnis wurde der am stärksten mit den Spannweiten der Residuen zusammenhängende Prädiktor identifiziert, um diesen dann der Bildung von Gewichtungsfaktoren für die Ableitung witterungsdynamischer GTF zugrunde zu legen – als ein Bindeglied zwischen den die Temperaturvarianz erklärenden Reliefeigenschaften (RELPAR) und dem Zustand der ERA-Interim-Modellatmosphäre zu einem bestimmten Zeitpunkt.

Die Ergebnisse der polynomischen Regression zwischen den Prädiktoren und den Spannweiten der Temperaturresiduen sind Kap. 7.2.3 zu entnehmen.

5.2.4 Übersetzung von Reliefparametern in Temperaturen

Für die Steuerung der durch die SAGA-GIS-RELPAR zufriedenstellend erklärbaren Temperaturvariation der bodennahen Luftschicht (vgl. u. a. DIETRICH & BÖHNER 2008) war die Umwandlung der komplexen Reliefeigenschaften in Lufttemperaturen notwendig. Grundlage hierfür bildeten die durch ELR gewonnenen Regressionsgleichungen bzw. deren Terme. Um ein ausreichendes Maß an Belastbarkeit gewährleisten zu können, wurden die Terme von *n = 30* Regressionsgleichungen gemittelt.

Dies bedeutet für ein kurzes Beispiel, dass bei einem topoklimatischen Maximum von +2 K-Abweichung zu den höhenkorrigierten ERA-Interim-Temperaturen und einem gleichzeitigen Minimum der Residuen von -6.5 K die Spannweite der Residuen 8.5 K beträgt. Die Spannen wurden für alle 245 Tageswerte der Messkampagne zur Modellbildung berechnet und

absteigend sortiert, inkl. der Regressionsfunktionen der ELR zwischen RELPAR und T-Beobachtungen an den jeweiligen Loggerstandorten.

Im Ergebnis wurden die Regressionsterme der Modelle für die 30 am stärksten ausgeprägten Temperaturvariationen, d. h. für die 30 höchsten, tageswertbasierten Spannweiten der Residuen gemittelt durch

$$ax_{mean} = \frac{1}{30}\sum_{i=1}^{30} ax_i = \frac{ax_1 + ax_2 + \cdots + ax_{30}}{30}$$

Formel 28 : Mittelung der ELR-Regressionsterme der Steigung (ax)

$$b_{mean} = \frac{1}{30}\sum_{i=1}^{30} b_i = \frac{b_1 + b_2 + \cdots + b_{30}}{30}$$

Formel 29: Mittelung der ELR-Regressionsterme des Offsets (b)

Anschließend erfolgte die eigentliche Übersetzung der RELPAR in Temperaturgrids (y_T), indem die RELPAR-Werte als x in die gemittelte Regressionsgleichung eingesetzt wurden. Dabei fungierten die Temperaturgrids im Rahmen der GTF als die durch die atmosphärischen Prädiktoren zu steuernde Grundlage für die witterungsabhängigen Temperaturzu- und -abschläge (T_{RELPAR}) in Form einer mittleren Maximal-Variation im Gelände:

$$T_{RELPAR} = ax_{mean} + b_{mean}$$

Formel 30: Übersetzung von Reliefeigenschaften in eine topoklimatische Temperaturverteilung

5.2.5 Bildung von Gewichtungsfaktoren und witterungsbasierte Steuerung

Um eine Steuerung der im vorangegangenen Kapitel skizzierten Temperaturgrids in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bedingungen vornehmen zu können, wurden folgende Schritte durchgeführt:

Für jede Kenngröße (TMK, TNK, TXK) wurde der am stärksten die jeweiligen Temperaturspannen der Residuen erklärende Prädiktor inkl. der dazugehörigen T-Spanne ausgewählt. Diese wurde anschließend auf den Wertebereich 0–1 normiert, um einen Gewichtungsfaktor (GWF) zu erhalten, mit dem die über die Temperaturgrids abgebildete, maximale beobachtete Temperaturvariation im Gelände multiplikativ gesteuert werden kann.

Die Normierung der Temperaturspannen der Residuen auf den Wertebereich 0–1 für jeden Tageswert erfolgte durch

$$T_{RESID\ Spanne\ norm} = \frac{(T_{RESID\ Spanne} - T_{RESID\ Spanne\ min})}{(T_{RESID\ Spanne\ max} - T_{RESID\ Spanne\ min})}$$

Formel 31: Wertenormierung der täglichen Temperaturspannen der Residuen auf 0–1

Dabei bildet der Wert 1 die im Gelände maximal beobachtete Temperaturvariation bei Strahlungswetterlagen ab, der Wert 0 eine komplette Maskierung der Reliefeigenschaften bzw. der daran gekoppelten Temperaturvariation bei stark allochthon geprägten Wetterlagen, so dass lediglich eine lineare, adiabatische Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe ausschlaggebend ist (LUNDQUIST & CAYAN 2007).

Der statistische Zusammenhang zwischen den Prädiktoren und dem normierten Wertebereich der Temperaturspannen von 0–1 sowie die witterungsdynamische Steuerung der Intensität der Gewichtungsfaktoren (GWF) für die reliefbasierten Temperaturzu- und Temperaturabschläge wurden anhand eines polynomischen Trends dritten Grades bestimmt, wobei x_{PRAED} der Wert des jeweiligen ERA-Interim-Prädiktors ist:

$$GWF_{ERA}\ \ [0-1] = a{x_{PRAED}}^3 + \ b{x_{PRAED}}^2 + \ cx_{PRAED}\ + \ b$$

Formel 32: Berechnung des witterungsdynamischen Gewichtungsfaktors der topoklimatischen Temperaturvariation

Die multiplikative Steuerung der Temperaturvariation erfolgte dann final durch

$$T_{GTF} = T_{RELPAR} * GWF_{ERA}\ + T_{ERA\,(hk)}$$

Formel 33: Schätzung der Lufttemperatur im Gelände mittels generischer Transferfunktion (GTF)

– wobei gilt: T_{GTF} = via Transferfunktion geschätzte Temperatur an einem bestimmten Standort, T_{RELPAR} = maximale, im Conventwald mittels ELR geschätzte flächenhafte Temperaturvariation auf Grundlage der jeweiligen Reliefparameter und realer Temperaturbeobachtungen, GWF_{ERA} = witterungsbasierter ERA-Interim-Gewichtungsfaktor und $T_{ERA\,(hk)}$ = Temperaturen der höhenkorrigierten ERA-Interim-Reanalysen.

Für eine spätere Optimierung der Schätzergebnisse wurde noch ein „freier" Multiplikationsfaktor implementiert, der auf seine Wirksamkeit bzw. das Verbesserungspotential der Ergebnisse umfassend getestet wurde:

$$T_{GTF_{opt}} = T_{RELPAR} * GWF * \ MPF + \ T_{ERA\,(hk)}$$

Formel 34: Schätzung der Lufttemperatur im Gelände mittels generischer Transferfunktion und frei steuerbarem Multiplikationsfaktor

Nachdem RELPAR-spezifisch die optimale Konfiguration identifiziert wurde, wurden abschließend die jeweiligen optimalen GTF zu einer optimalen Kombination addiert und durch die Anzahl der verwendeten, in Temperaturen übersetzten RELPAR geteilt:

$$T_{GTF_{\ opt\ KOMBINATION}} = \frac{\sum_{i=1}^{n} T_{GTF_{\ opt\ i}} + \cdots + T_{GTF_{opt\ n}}}{n}$$

Formel 35: Bildung einer optimalen GTF-Kombination

Um das Maß der Verbesserung der GTF-basierten Temperaturschätzung zur troposphärischen Höhenkorrektur quantifizieren zu können, wurden an den entsprechenden Loggerstandorten neben den gemessenen und den höhenkorrigierten ERA-Interim Temperaturen auch die durch die GTF geschätzten Temperaturen herausgeschrieben und deren Ergebnisse einander gegenübergestellt (vgl. Kap. 7.4.1 bis 7.4.3). Die Auswirkungen des o. g. MPF auf die Ergebnisse sind explizit Kap. 7.4.4 zu entnehmen.

5.3 Modellvalidierung

Die Modellvalidierung kann streng genommen nicht isoliert vom Prozess der Modellbildung betrachtet werden. Es bedarf ausgewählter Testverfahren und statistischer Beurteilungsgrößen, um das richtige Modell aufzustellen, sowie unabhängiger Beobachtungen, um die Genauigkeit des Modellierungsansatzes beurteilen zu können. Nachfolgend findet sich eine Beschreibung der durchgeführten Validierungsmaßnahmen im Hinblick auf die MLR bei der Modellbildung und die anhand von GTF geschätzten Temperaturen im Abgleich mit den unabhängigen Beobachtungen der Validierungsmesskampagne.

5.3.1 Leave-One-Out-Cross-Validation (Modellbildung)

Im Zuge multivariater Regressionsanalysen und kleiner Stichproben (hier $n = 20$) besteht die Gefahr, durch die Berücksichtigung zu vieler unabhängiger Variablen eine Überanpassung des Regressionsmodells (overfitting) zu erzeugen, infolgedessen sich das Modell zu stark an zufälligen Messfehlern einer Stichprobe orientiert (WOLLSCHLÄGER 2017). Ein gängiges Verfahren zur Detektion und Vermeidung eines solchen overfittings ist die Durchführung einer Kreuzvalidierung (u. a. LEI 2020, LEVER et al. 2016). Die Leave-One-Out-Cross-Validation (LOOCV) als ein Sonderfall der k-fachen Kreuzvaliderung, welche eine zufällige Teilung der Gesamtstichprobe in mindestens zwei oder mehrere komplementäre etwa gleichgroße Subsamples unternimmt (WOLLSCHLÄGER 2017), bietet gegenüber dieser den Vorteil, dass die Trainingsmenge für die Gesamtstichprobe höchstmöglich repräsentativ bleibt (LEVER et al. 2016), da für ein bestimmtes Modell jeweils immer nur ein Sample (hier eine Temperaturbeobachtung an einem bestimmten Logger-Standort) herausgenommen wird. Dies bedeutet auch, dass der zugrunde liegende Datensatz für das Modelltraining optimal ausgeschöpft werden kann. Das prädiktive Modell wurde dabei auf Basis von jeweils $n-1$ Beobachtungen n-fach trainiert und die Zielgröße für die jeweils vakante Beobachtung geschätzt. Dieser Schritt wurde so oft wiederholt, bis alle n Beobachtungen je einmal bei der Modellbildung separiert wurden. Die LOOCV wurde tageweise durchgeführt.

Im Ergebnis wurden ausgewählte Gütemaße des Gesamtmodells mit den gemittelten Gütemaßen der n Validierungsläufe verglichen. Zwecks Bewertung der Modellgüte wurden für das Gesamtmodell das R^2 sowie die Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung (RMSE) mitgeführt und dem R^2 sowie dem RMSE der vorgenommenen LOOCV gegenübergestellt. Der Vergleich des mittleren R^2 und des Schätzungsfehlers gilt dabei als ein probates Beurteilungskriterium für die Modellgüte (vgl. u. a. HAFEEZ et al. 2019, REUNANEN 2003, WILLMOTT et al. 1985).

Vor dem Hintergrund der in dieser Arbeit durchgeführten Beprobung unterschiedlicher Geländepositionen mit einem jeweils charakteristisch voneinander abweichenden Temperaturregime (z. B. Kaltluftbeeinflussung, warme Hangzone) stellte die Wahl einer LOOCV aufgrund der o. g. Gründe den am besten geeigneten Validierungsansatz dar, um einerseits die Repräsentativität der Trainingsteilmenge zu wahren sowie andererseits deren Aussagekraft bei der geringen Anzahl an Beobachtungen optimal ausnutzen zu können.

5.3.2 Vergleich der GTF mit unabhängigen Beobachtungen

Nach Abschluss der Modellbildung wurde der Ansatz auf die Ergebnisse der Validierungsmesskampagne übertragen und die GTF gegen unabhängige Beobachtungen überprüft. Dies stellt einen klassischen Validierungsansatz des statistischen Downscalings dar (VON STORCH et al. 2000). Dabei wurden – wie bei der Modellbildung – Beobachtungsstandorte von bestimmten Reliefeinheiten zusammengefasst, um potentielle mikroklimatische Besonderheiten an den Standorten oder zufällige Abweichungen durch Mittelung abzufangen. So wurden z. B. TTL oder EHL zusammengefasst, jedoch keine unterschiedlichen Hangpositionen, welche bei der Modellbildung nämlich vorrangig dazu gedient haben, die Höhe nächtlicher Kaltluftschichten möglichst präzise zu erfassen. Im Zuge der Validierungsmesskampagne ging es neben der Erfassung von kaltluftbeeinflussten und klassisch nächtlich warmen Geländeabschnitten (TTL und EHL) vielmehr darum, effektivklimatische Besonderheiten, wie die Baar oder die hohe Schwäbische Alb, abzubilden und den Modellansatz für ausgewählte Regionen zu testen.

Die Modellergebnisse wurden tabellarisch aufbereitet sowie den Beobachtungen in Form von Punktdiagrammen unter Angabe des R^2 und des RMSE gegenüber- und graphisch dargestellt (siehe Kap. 7.4.1–7.4.3).

6. Datenbasis

In den folgenden Unterkapiteln wird die in die Modellbildung und -validierung einfließende Datenbasis näher beschrieben. Hinsichtlich der Geländebeobachtungen wird zudem eine Plausibilisierung gegen Referenzdatensätze vorgenommen.

6.1 ERA-Interim Datensätze

Die Ausgangsdaten wurden unter https://www.ecmwf.int heruntergeladen. Eine Übersicht über die untersuchten Prädiktoren ist Tab. 7 zu entnehmen. Die rechnerische Herleitung der genannten Prädiktoren wird in Kap. 5.1.3 behandelt:

PRÄDIKTOR	LAYER / SFC	ANZAHL	EINHEIT
ABS FEUCHTE	Integral 500-900mb	1	kg m-2
ABS FEUCHTE ABW	Integral 500-900mb	1	kg m-2
ABS FEUCHTE ABW LOG	Integral 500-900mb	1	lg10 x
DRUCK MSL	sfc	1	hPa
NR	sfc	1	W m-2 h
NR ABW	sfc	1	W m-2 h
NR ABW LOG	sfc	1	lg10 x
NTR	sfc	1	W m-2 h
NTR ABW	sfc	1	W m-2 h
NTR ABW LOG	sfc	1	lg10 x
NTRD	sfc	1	W m-2 h
NTRD ABW	sfc	1	W m-2 h
NTRD ABW LOG	sfc	1	lg10 x
PBLH	sfc	1	m
WN	sfc	1	%
WM	sfc	1	%
WH	sfc	1	%
WT	sfc	1	%
WIND 10m	sfc	1	m s-1
WIND 500mb	500mb	1	m s-1
WIND 900mb	900mb	1	m s-1
VERT GESCHW	500-900mb	14	Pa s-1

Tab. 7: Übersicht über die verwendeten ERA-Interim-Prädiktoren

Nachfolgend sollen im Einzelnen die Gründe für die konkrete Auswahl der unterschiedlichen Prädiktoren im Rahmen der Regressionsanalyse und deren potentielle Verwendung bei der Bildung von Transferfunktionen dargelegt werden:

- Der Prädiktor der über die Wassersäule abgebildeten absoluten Feuchte dient der Abbildung des Steuerungsfaktors der atmosphärischen Gegenstrahlung, der sich maßgeblich auf die nächtliche (langwellige) Strahlungsbilanz und die daran gekoppelten Abkühlungsraten auswirkt.

- Der Druck auf Meereshöhe ist ein Indikator für Hoch- oder Tiefdruck, welche ihrerseits typischerweise mit antizyklonalen bzw. zyklonalen Zirkulationsmustern einhergehen und mit charakteristischen Witterungsmerkmalen verbunden sind.
- Allen verwendeten Strahlungskenngrößen gemeinsam ist ihre fundamentale Bedeutung als „Antriebsmotor“ für den Energieumsatz an der Erdoberfläche, infolgedessen sich insbesondere bei Strahlungswetterlagen ein eigenbürtiges Temperatursignal ausbildet, welches sich auf die aufliegende Luftschicht überträgt und eine wesentliche Voraussetzung für die Entstehung eines räumlich differenzierten Temperaturmusters im Gelände darstellt.
- Der Prädiktor der Höhe der planetaren Grenzschicht ist einerseits ein Anzeiger für die nächtliche Abkoppelung des bodennahen Windfeldes vom synoptischen Regime in dem Sinne, dass sich bei kaltluftbegünstigenden, autochthonen Voraussetzungen eine niedrige nächtliche Grenzschichthöhe ausbildet, und andererseits dafür, dass am Tag bei Strahlungswetterlagen eine hoch reichende Durchmischung der atmosphärischen Grenzschicht stattfindet.
- Die Windgeschwindigkeit dient im übertragenen Sinn als ein Maß kinetisch-turbulenter Durchmischung der bodennahen Luftschicht, wobei hohe Windgeschwindigkeiten für eine Nivellierung des autochthonen, intrinsischen Temperaturmusters stehen und demgegenüber niedrige Windgeschwindigkeiten die Ausbildung einer starken Temperaturvariation im Gelände begünstigen.
- Der Wolkenbedeckungsgrad ist ein weiterer Indikator dafür, ob eine Strahlungswetterlage vorliegt oder advektive Prozesse dominieren. Niedrige Werte stehen dabei für eine ungestörte Ein- und Ausstrahlung, hohe Werte für eine Dämpfung der Strahlungsflüsse.
- Der Prädiktor der vertikalen Geschwindigkeit soll abbilden, inwieweit makroskalige Hebungs- und oder Absinkprozesse dominieren, und zielt ebenfalls darauf ab, anzuzeigen, ob synoptische Bedingungen vorliegen, die für eine deutliche Ausbildung des topoklimatisch induzierten Temperaturmusters vorliegen oder nicht.

Auf die Einbindung der relativen Vorticity wurde bewusst verzichtet, da diese auch durch horizontale Windscherung, z. B. entlang von Jets, verursacht und somit lediglich in einem größeren Prädiktorenfeld sinnvoll interpretiert werden kann hinsichtlich der Frage, ob ein zyklonales oder ein antizyklonales Strömungsmuster mit den entsprechenden Witterungscharakteristika vorliegt.

6.2 Messdaten

6.2.1 Datenvolumen und deskriptive Statistik

Messkampagne zur Modellbildung: Insgesamt wurden ca. 570 000 15min-Intervalle gemessen, wovon ca. 8300 fehlwertersetzt werden mussten, was einer Quote von rund 1.5 % entspricht. In der Summe wurden für jede Temperaturkenngröße 297 Tageswerte berechnet, wovon am Ende 245 Tage ohne Schneebedeckung für die Modellbildung genutzt werden konnten. Tab. 8 zeigt die monatsweise aggregierten Werte für Taltiefenlinien (TTL), erhöhte Lagen (EHL), Hangpositionen orographisch linksseitig (HLS) und rechtsseitig (HRS). Zwecks besserer Vergleichbarkeit mit den DWD-Referenzdaten wurden die Tage mit Schneebedeckung an dieser Stelle noch nicht entfernt.

CONVENTWALD			TMK				TNK				TXK			
Monat	n	Maß	TTL	EHL	HLS	HRS	TTL	EHL	HLS	HRS	TTL	EHL	HLS	HRS
2009/06	26	mean	15.6	15.3	15.9	16.0	10.6	11.9	11.8	12.0	20.9	19.1	20.6	20.4
		min	10.7	8.1	10.1	10.5	3.1	5.4	4.7	4.9	13.7	10.4	12.6	12.9
		max	21.0	22.1	23.0	23.0	15.5	18.7	18.5	19.7	27.8	26.5	27.3	27.0
2009/07	31	mean	17.5	17.8	18.0	18.1	12.9	14.2	14.1	14.3	23.1	21.7	22.8	22.7
		min	12.2	10.4	11.8	12.1	7.8	8.8	9.4	9.5	14.9	12.7	14.0	14.7
		max	21.4	23.4	23.6	24.4	18.1	18.5	19.5	19.7	30.2	29.5	30.7	29.9
2009/08	31	mean	18.7	19.8	19.7	19.9	13.3	16.0	15.3	15.6	25.4	24.1	24.9	25.0
		min	12.4	13.4	13.4	13.9	5.3	9.9	7.7	7.8	18.4	15.9	17.7	17.7
		max	23.4	28.2	27.1	27.9	16.7	23.5	21.8	23.0	33.7	33.2	34.7	34.2
2009/09	30	mean	14.4	15.4	15.3	15.5	9.8	12.3	11.6	11.8	20.6	19.1	20.0	20.0
		min	10.2	8.7	9.9	10.1	4.9	6.7	6.5	6.6	12.9	10.1	11.8	12.1
		max	21.3	23.0	23.7	24.1	15.8	16.3	16.9	17.2	30.3	29.3	30.5	31.0
2009/10	31	mean	9.2	9.5	9.6	9.7	5.4	6.9	6.7	6.9	13.6	12.6	13.2	13.3
		min	0.3	-0.2	0.4	0.8	-4.0	-2.5	-2.8	-2.7	5.4	2.5	3.9	4.3
		max	20.1	22.1	22.7	23.0	14.5	18.7	19.0	19.9	27.1	27.1	28.3	28.1
2009/11	30	mean	8.2	8.5	8.8	8.9	4.6	5.9	5.9	6.2	12.2	11.4	12.0	12.1
		min	3.4	1.0	2.5	2.7	-1.0	-0.3	0.3	0.5	4.6	1.8	3.8	3.9
		max	13.4	17.0	16.2	17.8	10.4	14.6	12.8	14.2	20.2	20.0	20.6	20.7
2009/12	31	mean	2.3	1.6	2.2	2.3	-0.6	-0.7	-0.2	-0.1	5.5	4.2	5.1	5.2
		min	-10.9	-12.7	-11.3	-11.5	-18.5	-17.4	-16.7	-16.6	-6.3	-8.6	-7.1	-6.9
		max	10.0	10.5	11.1	11.4	8.5	8.5	8.9	8.7	14.5	13.7	14.6	14.6
2010/01	31	mean	-1.9	-2.4	-2.0	-2.0	-4.7	-4.6	-4.2	-4.1	0.6	-0.4	0.1	0.2
		min	-9.5	-7.8	-8.0	-7.7	-13.4	-9.5	-10.9	-10.4	-5.4	-7.3	-5.8	-5.6
		max	6.0	5.1	5.8	6.1	3.1	3.4	4.5	5.1	8.2	6.6	8.1	7.7
2010/02	28	mean	1.5	0.9	1.4	1.5	-1.3	-1.1	-0.8	-0.6	4.6	3.4	4.0	4.1
		min	-6.9	-9.1	-7.7	-7.5	-11.1	-10.6	-9.7	-9.5	-5.1	-7.5	-6.2	-5.9
		max	10.9	10.1	10.9	11.1	7.5	7.0	8.1	8.3	15.1	14.3	15.1	15.2
2010/03	28	mean	4.1	3.8	4.3	4.4	0.1	1.0	1.2	1.3	8.5	6.9	7.9	7.9
		min	-4.1	-6.7	-4.9	-4.5	-9.7	-9.5	-8.7	-8.7	-1.6	-4.0	-2.4	-2.2
		max	12.5	14.8	14.5	14.9	10.1	11.1	10.5	11.0	19.7	20.2	19.6	19.6
Gesamt	297	mean	8.9	9.0	9.3	9.4	5.0	6.2	6.1	6.3	13.5	12.2	13.1	13.1
		min	-10.9	-12.7	-11.3	-11.5	-18.5	-17.4	-16.7	-16.6	-6.3	-8.6	-7.1	-6.9
		max	23.4	28.2	27.1	27.9	18.1	23.5	21.8	23.0	33.7	33.2	34.7	34.2

Tab. 8: Messdaten Conventwald für unterschiedliche Reliefeinheiten und T-Kenngrößen [°C]. Reliefeinheiten: TTL = Taltiefenlinien, EHL = erhöhte Lagen, HLS = Hangpositionen orogr. linksseitig, HRS = Hangpositionen orogr. rechtsseitig

Messkampagne zur Validierung: Insgesamt wurden ca. 305 000 15min-Intervalle gemessen. Es war keine Fehlwertersetzung erforderlich. In der Summe wurden für jede Temperaturkenngröße 159 Tageswerte (TGW) berechnet, wovon am Ende 92 Tage ohne Schneebedeckung für die Modellvalidierung genutzt werden konnten. Tab. 9 zeigt die monatsweise aggregierten Werte für die bereits bekannten Reliefeinheiten der TTL und EHL sowie darüber hinaus für die Baarsenke (BAAR) und die beiden Sonderfälle der Hochmulde (HMLD) auf der Schwäbischen Alb und dem Talschluss in Hochlage (HLTS) des Ostschwarzwaldes. Auch hier sind Tage mit Schneebedeckung noch nicht aus dem Messkollektiv entfernt worden.

BW TRANSEKT			TMK					TNK					TXK				
Monat	n	Maß	TTL	EHL	BAAR	HMLD	HLTS	TTL	EHL	BAAR	HMLD	HLTS	TTL	EHL	BAAR	HMLD	HLTS
2012/08	9	mean	14.9	14.5	15.7	14.4	14.0	10.7	11.1	10.4	8.8	10.0	19.1	18.1	20.5	19.7	17.8
		min	8.4	8.5	11.2	10.6	8.4	3.3	6.7	4.2	2.1	6.5	10.1	10.1	12.9	12.7	10.1
		max	19.5	18.7	20.8	18.3	17.3	16.0	14.9	15.7	14.4	13.9	26.2	23.6	26.1	24.8	23.0
2012/09	30	mean	11.8	11.7	11.9	10.3	11.2	7.5	8.2	5.7	3.3	7.2	16.8	15.7	18.2	17.3	15.4
		min	4.5	6.4	6.5	4.3	6.3	-2.9	1.1	-1.7	-3.4	0.7	9.1	9.5	12.4	11.3	9.1
		max	18.8	19.6	17.8	16.5	18.2	14.5	16.7	14.4	13.9	13.5	26.6	24.1	26.1	25.4	23.5
2012/10	31	mean	7.9	7.9	7.5	5.9	7.6	3.7	4.4	2.2	-0.1	3.7	12.4	11.7	13.1	12.2	11.7
		min	-5.4	-4.2	-2.1	-3.3	-4.5	-13.5	-8.1	-4.2	-8.3	-9.4	-3.7	-3.5	-1.1	-2.0	-3.7
		max	15.7	17.1	14.2	11.0	15.7	11.6	13.1	9.0	7.2	10.4	24.5	23.7	24.3	23.3	24.5
2012/11	30	mean	4.6	4.3	4.2	2.7	4.0	1.6	2.0	1.3	-1.0	1.5	8.2	7.3	7.5	6.8	7.3
		min	-4.5	-3.9	-3.3	-4.3	-4.4	-7.8	-3.5	-6.9	-9.4	-3.7	-0.6	-1.1	0.7	0.0	-0.6
		max	11.2	9.0	10.7	8.3	8.6	9.0	6.9	7.6	5.5	6.1	16.6	13.0	15.7	13.5	12.8
2012/12	31	mean	0.4	-0.5	-0.8	-1.9	-0.8	-2.8	-3.0	-5.1	-6.8	-3.8	2.8	1.5	2.2	1.4	1.4
		min	-14.9	-9.7	-18.2	-16.7	-10.4	-21.3	-13.1	-23.4	-24.7	-15.0	-9.4	-6.8	-11.5	-5.6	-5.8
		max	11.5	11.1	7.9	6.1	11.1	8.3	8.9	5.0	2.0	8.3	16.9	13.5	12.8	10.5	13.0
2013/01	28	mean	-1.5	-2.2	-1.5	-2.4	-2.3	-3.7	-4.2	-3.9	-5.4	-4.4	0.9	0.0	0.7	0.0	0.0
		min	-8.8	-8.7	-6.5	-8.3	-8.8	-11.0	-10.8	-9.4	-10.9	-11.0	-8.3	-8.3	-5.0	-6.7	-8.3
		max	5.2	4.7	4.5	5.1	5.0	4.0	3.6	3.1	2.5	3.0	8.3	8.9	6.2	8.9	7.9
Gesamt	159	mean	5.3	4.9	5.0	3.6	4.6	1.8	2.1	0.6	-1.3	1.4	8.9	7.9	9.1	8.3	7.8
		min	-14.9	-9.7	-18.2	-16.7	-10.4	-21.3	-13.1	-23.4	-24.7	-15.0	-9.4	-8.3	-11.5	-6.7	-8.3
		max	19.5	19.6	20.8	18.3	18.2	16.0	16.7	15.7	14.4	13.9	26.6	24.1	26.1	25.4	24.5

Tab. 9: Messdaten Transekt BW für unterschiedliche Reliefeinheiten und T-Kenngrößen [°C]. Reliefeinheiten: TTL = Taltiefenlinien, EHL = erhöhte Lagen, BAAR = Baarsenke, HMLD = Hochmulde (Schwäbische Alb), HLTS = Hochlage (Talschluss im Ostschwarzwald)

MODELLBILD.			Buchenbach			Freiburg i.Br.			VALIDIERUNG			Albstadt-Badkap			Villingen-Schw.		
MONAT	n	Maß	TMK	TNK	TXK	TMK	TNK	TXK	MONAT	n	Maß	TMK	TNK	TXK	TMK	TNK	TXK
2009 / 06	26	mean	16.1	11.1	21.6	17.6	11.1	23.5	2012 / 08	9	mean	15.9	10.9	20.9	15.8	10.5	21.3
		min	11.1	5.0	14.8	12.5	3.4	17.2			min	11.1	7.0	13.5	11.1	6.0	13.8
		max	21.4	15.5	27.9	23.0	16.4	30.4			max	18.8	14.8	25.7	19.3	14.8	27.0
2009 / 07	31	mean	18.2	13.3	23.9	19.6	13.6	25.5	2012 / 09	30	mean	12.5	7.6	18.3	12.3	6.2	18.9
		min	13.0	9.4	16.5	15.1	8.2	18.4			min	7.7	1.6	12.2	7.7	0.0	12.8
		max	22.5	18.3	31.3	23.4	18.1	31.7			max	18.7	13.2	26.3	17.7	14.3	27.1
2009 / 08	31	mean	19.6	13.8	26.0	20.5	13.0	27.7	2012 / 10	31	mean	8.0	3.3	13.1	7.5	2.3	13.3
		min	13.9	7.0	19.0	14.0	4.5	21.1			min	-2.0	-5.2	-0.8	-2.0	-4.7	-1.2
		max	25.2	17.1	33.6	25.9	17.4	36.3			max	15.0	8.1	24.9	13.7	8.1	23.4
2009 / 09	30	mean	14.9	10.2	20.9	15.6	8.9	22.5	2012 / 11	30	mean	4.4	1.3	8.1	4.0	1.0	7.3
		min	10.3	6.2	15.1	11.4	3.7	16.1			min	-3.0	-8.2	0.0	-1.8	-6.5	0.6
		max	21.4	16.3	29.9	22.0	16.6	32.7			max	10.4	6.1	15.3	10.3	6.3	15.0
2009 / 10	31	mean	9.5	5.5	14.4	10.1	4.2	15.4	2012 / 12	31	mean	0.6	-3.0	3.6	-0.5	-4.4	3.1
		min	1.2	-2.8	6.0	1.8	-5.9	7.6			min	-10.0	-14.1	-4.8	-13.2	-18.2	-4.9
		max	21.2	16.2	27.7	22.9	15.2	29.8			max	9.4	7.3	16.1	8.4	3.8	12.8
2009 / 11	30	mean	8.3	4.5	12.7	9.1	4.2	13.6	2013 / 01	28	mean	-1.3	-3.5	1.1	-1.3	-3.7	1.3
		min	3.1	0.0	4.7	4.6	-4.1	5.9			min	-6.9	-8.7	-6.0	-5.9	-7.6	-4.1
		max	13.6	9.4	21.3	13.9	10.8	20.9			max	5.5	4.4	9.9	4.4	2.9	6.8
2009 / 12	31	mean	2.2	-0.8	5.7	3.2	-1.1	7.0	Gesamt	159	mean	5.5	1.7	9.6	5.1	0.9	9.6
		min	-11.3	-18.0	-6.2	-10.8	-19.9	-4.7			min	-10.0	-14.1	-6.0	-13.2	-18.2	-4.9
		max	9.8	8.6	14.7	10.6	8.5	14.3			max	18.8	14.8	26.3	19.3	14.8	27.1
2010 / 01	31	mean	-2.2	-5.1	0.8	-0.9	-4.2	1.6									
		min	-8.1	-11.9	-4.6	-5.0	-9.7	-3.3									
		max	6.0	2.9	8.3	6.8	4.0	8.6									
2010 / 02	28	mean	0.6	-2.2	4.1	2.0	-1.5	5.1									
		min	-6.9	-10.6	-4.3	-5.0	-11.3	-3.8									
		max	8.8	6.2	13.8	11.0	8.4	15.2									
2010 / 03	28	mean	4.1	0.1	8.9	5.6	0.2	10.6									
		min	-4.0	-9.0	-1.8	-2.1	-9.3	-0.2									
		max	12.7	8.8	20.1	14.5	10.8	21.9									
Gesamt	297	mean	9.2	5.1	14.0	10.3	4.9	15.3									
		min	-11.3	-18.0	-6.2	-10.8	-19.9	-4.7									
		max	25.2	18.3	33.6	25.9	18.1	36.3									

DWD Stationsname	Stations-Nr.	Höhe	LAT	LON
Albstadt-Badkap	71	759	48.216	8.978
Buchenbach	757	445	47.963	7.998
Freiburg i. Br.	1443	237	48.023	7.834
Villingen-Schwenn.	5229	719	48.045	8.461

Tab. 10: DWD-Referenzwerte für ausgewählte Stationen in °C

Tab. 10 sind die jeweiligen DWD-Referenzwerte zu entnehmen. Es sind keine systematischen oder unplausiblen Abweichungen zwischen eigenen Messdaten und DWD-Daten festzustellen, so dass die empirische Datenbasis zur Modellbildung als geeignet befunden werden kann.

Die Messdaten erfüllten zwei Aufgaben: Zum einen wurden sie dazu verwendet, die Abweichungen der Geländebeobachtung zu den höhenkorrigierten ERA-Interim-Reanalysen für TMK, TNK und TXK zu bestimmen. Die Residuen dienten der Regressionsanalyse mit ausgewählten Reliefeigenschaften und spiegeln in ihrer Gesamtheit das Maß an topoklimatisch induzierter Temperaturvariation wider. Zum anderen dienten sie der Bildung tageswertbasierter Temperaturspannen für die Regressionsanalyse mit ausgewählten atmosphärischen Prädiktoren, ebenfalls separat für TMK, TNK und TXK.

6.2.2 Witterungsverlauf

Die in diesem Kapitel getätigten Angaben basieren fast ausschließlich auf den Klimastatusberichten des Deutschen Wetterdienstes (DWD 2010, DWD 2011, DWD 2013, DWD 2014). Weiterführende Angaben werden entsprechend kenntlich gemacht.

Messkampagne zur Modellbildung (Juni 2009 bis März 2010): Insgesamt zählte das Jahr 2009 im Vergleich zur Klimanormalperiode 1961–1990 mit einer bundesweiten Mitteltemperatur von 9.2 °C seinerzeit zum 13. wärmsten Jahr seit 1901, wobei die Monate Juni, Oktober und Dezember geringfügig zu kühl waren. Das südliche Baden-Württemberg lag im Sommer und im Herbst mit ca. 1.0–1.5 °C über dem langjährigen Durchschnitt und erzielte dabei mit 1150–1250 kWh/m² relativ hohe Einstrahlungswerte. Auch lag die Sonnenscheindauer über der des langjährigen Mittels. Insbesondere der Spätsommer zeigte sich im Untersuchungsgebiet mit bis zu 25 % mehr Sonnenstunden sehr sonnig bei gleichzeitig ca. 20–25 % unterdurchschnittlichem Niederschlag, was die Dominanz autochthoner Strahlungswetterlagen insbesondere im August und September unterstreicht und beste Voraussetzungen für die Ausbildung von katabatischen Hangwinden bot.

So konnten am 20.08.2009 sowie am 08.09.2009 in den TTL des Ahlen- und des Eschbachtals bei windschwachen und klaren Verhältnissen negative Temperaturabweichungen zu den höhenkorrigierten ERA-Interim-Reanalysen von jeweils unter -10.0 °C und in der Spitze sogar von -12.2 °C gemessen werden. Auch die TXK entlang sonnenexponierter Hangbereiche lagen mit bis zu +4.9 °C deutlich über den höhenkorrigierten Reanalysen, so dass sich die Unterlagenbeeinflussung klar hervorgetan hat. Abb. 27 und 28 sind die entsprechenden Bodendruckkarten zu entnehmen.

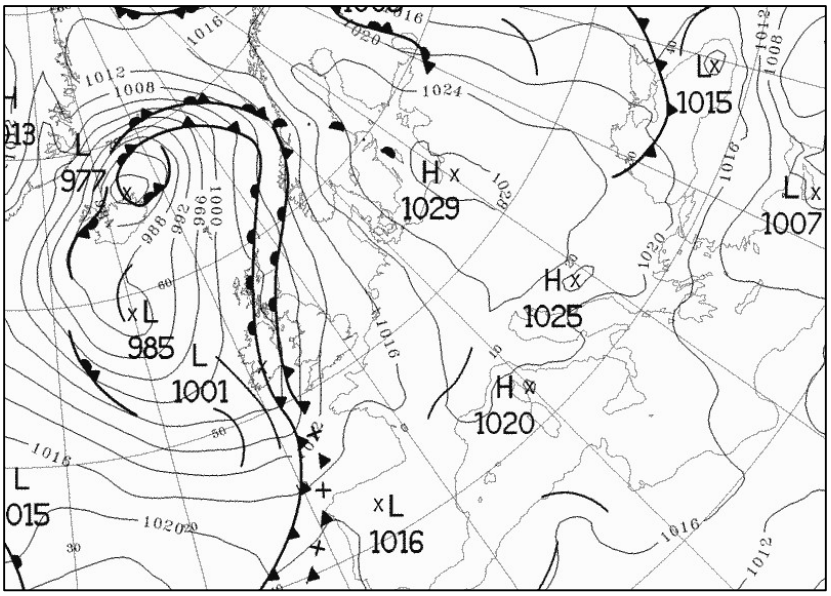

Abb. 27: Synoptische Bedingungen über Mitteleuropa am 20.08.2009 (verändert nach MET OFFICE UK 2009)

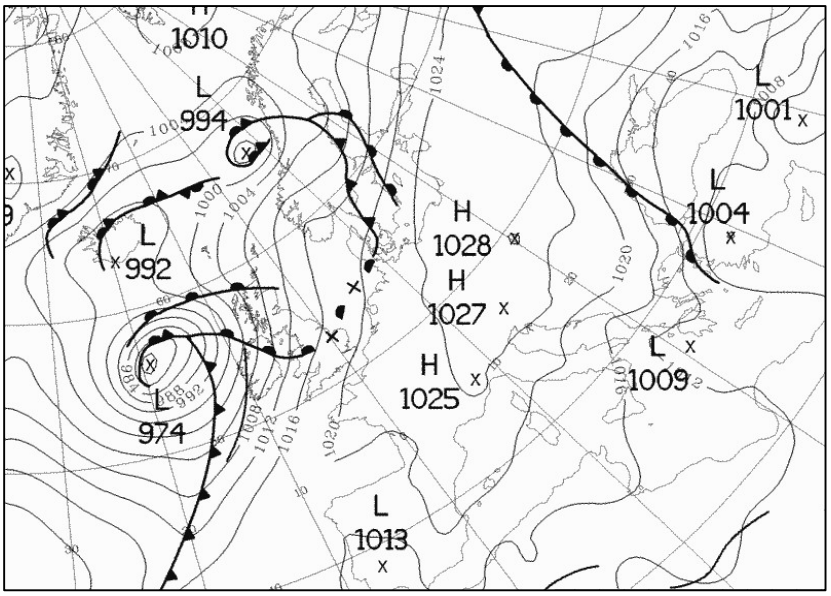

Abb. 28: Synoptische Bedingungen über Mitteleuropa am 08.09.2009 (verändert nach MET OFFICE UK 2009)

Nach einem trockenwarmen Früherbst bis in den Oktober hinein kam es zur Mitte des Monats Oktober zu einem starken Temperatursturz, allerdings im Gegensatz zu den östlichen Landesteilen ohne Schnee im Untersuchungsgebiet. Zum November hin wurde es nochmals wärmer, insgesamt war die Anzahl der Sonnenstunden jedoch relativ niedrig, was sich noch bis Mitte Dezember fortsetzte, bis ein Kältesturz mit einigen Tagen Dauerfrost eingesetzt hat, so dass der Dezember sogar geringfügig kühler ausfiel als die Bezugsperiode 1961–1990.

Nach dem Jahreswechsel setzte sich mit kurzen Unterbrechungen die kalte und dann auch niederschlagsreiche Witterung fort, infolgedessen etwa 2/3 der Tage im Januar eine geschlossene oder eine räumlich inhomogen verteilte Schneebedeckung aufwiesen. Im bundesweiten Flächenmittel zählte der Januar zum kältesten seit 1987, die Sonnenscheindauer lag auch im Südwesten deutlich unter derjenigen der Referenzperiode. Auch im Februar war es bis zum letzten Monatsdrittel kalt und sonnenarm, erst dann konnte sich im Vorfeld des niederschlagsreichen Orkantiefs XYNTHIA für etwa zweieinhalb Wochen wärmere Luft durchsetzen.

Insgesamt wurden im Monat Februar die Hälfte aller Tage wegen Schneebedeckung nicht berücksichtigt. Der März begann schneefrei, jedoch kam es ab der zweiten Märzwoche zu einem letzten nennenswerten Wintereinbruch mit 11 ebenfalls nicht berücksichtigten Schneetagen. Die zweite Hälfte des März zeigte sich demgegenüber schlagartig überdurchschnittlich mild mit einer hohen Anzahl an Sonnenstunden, so dass sich ab dort bis zum Ende der Messkampagne hin nochmals günstige Voraussetzungen für lokale thermische Zirkulationssysteme entwickeln konnten.

Messkampagne zur Modellvalidierung (August 2012 bis Januar 2013): Das Jahr 2013 war ein mit 9.1 °C im Flächenmittel der BRD seinerzeit überdurchschnittlich warmes, sonnenreiches und zugleich in Bezug auf Niederschläge leicht defizitäres Jahr. Insbesondere der August wich mit seinen Durchschnittstemperaturen insbesondere in Baden-Württemberg von der Referenzperiode 1961–1990 mit zum Teil über +2.0 °C deutlich nach oben ab. Der September zeigte sich durchschnittlich warm, insbesondere zum Monatsbeginn jedoch noch leicht zu warm und trocken. Unter dem Strich lagen ebenso wie bei der Messkampagne zur Modellbildung die optimalsten Voraussetzungen für die Erfassung eines deutlich unterlagenbeeinflussten, bodennahen Temperaturregimes zwischen Ende August bis etwa Mitte September. Abb. 29 und Abb. 30 zeigen das Bodendruckfeld dieser stark autochthonen Witterung.

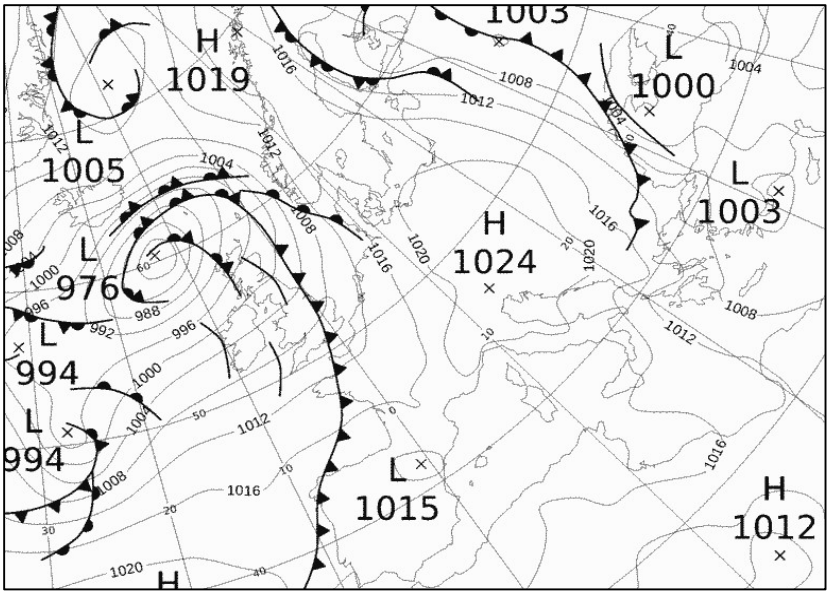

Abb. 29: Synoptische Bedingungen über Mitteleuropa am 28.08.2012 (verändert nach MET OFFICE UK 2012)

In diesem Zeitraum konnten negative Temperaturresiduen von Beobachtung zu höhenkorrigierten ERA-Interim-Reanalysen in der kaltluftproduktiven Hochfläche der Baarsenke von zum Teil unter -15.0 °C beobachtet werden.

Der Oktober zeigte eine leicht erhöhte Sonnenscheindauer und war im südwestlichen Baden-Württemberg im Mittel insgesamt etwas zu kühl, was nach zu Beginn durchschnittlichen Temperaturen auf den frühen Wintereinbruch ab dem 27.10.2012 zurückzuführen war, der dazu führte, dass bis zum 31.10.2012 fünf Tage wegen verbreiteter Schneebedeckung im Untersuchungsgebiet aus der Validierungszeitreihe entfernt werden mussten.

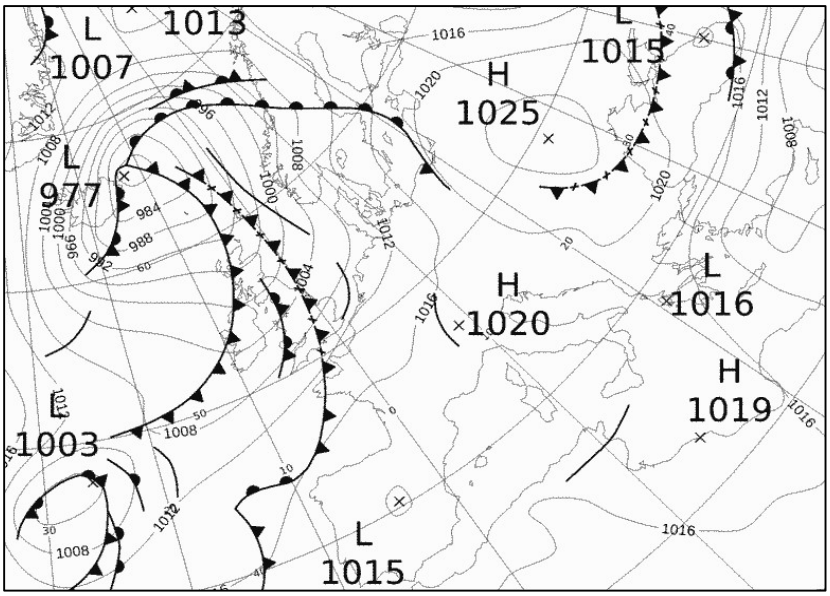

Abb. 30: Synoptische Bedingungen über Mitteleuropa am 10.09.2012 (verändert nach MET OFFICE UK 2012)

Der November war bis zum Wintereinbruch zum Ende des Monats im Vergleich zum Referenzzeitraum deutlich zu warm und begann im Südwesten Deutschlands verbreitet regenreich. Ab dem 29.11.2012 wurde durch verschiedene Webcams im Hochschwarzwald, entlang der Baar und auf der Schwäbischen Alb verbreitet eine persistente Schneebedeckung beobachtet, die in Teilen selbst durch zwischenzeitlich über Tage hinweg über dem Gefrierpunkt liegende Temperaturen nicht mehr ausgeräumt werden konnte. Insbesondere die erste Hälfte des Dezembers war dabei unterdurchschnittlich kühl, niederschlagsreich und arm an Sonnenstunden. Der anfangs milde, jedoch stürmische und regenreiche Januar 2013 wurde etwa zur Monatsmitte abrupt durch einen massiven Wintereinbruch mit Dauerfrost und mitunter starken Schneefällen abgelöst. Daher wurden ab dem o. g. Datum des 29.11.2012 keine Aufzeichnungen mehr für die Ableitung generischer Transferfunktionen berücksichtigt.

6.2.3 Technisches Protokoll

Verwendet wurden HOBO Pro v2 (U23-001)-Temperaturlogger mit Pt100-Sensoren, inkl. Sonnenschutzvorrichtungen (RS1), Befestigungskits (U23-RS-CLAMPKITs) sowie eines Datensammlers (U-DTW-1). Zudem wurden eine HOBO Universelle Optische USB-Basisstation und eine Auslesesoftware namens HOBOWARE benutzt. Abb. 31 zeigt einen im Strahlungsschutzgehäuse eingebauten HOBO-Logger.

Vor dem Einsatz im Gelände musste sichergestellt werden, dass sich die Logger innerhalb der vom Hersteller angegebenen Toleranz bewegen (VERCAUTEREN et al. 2013). Daher wurden im Vorfeld beider Messkampagnen in abgeschatteter Innenraumumgebung Vergleichsläufe gegen kalibrierte Temperatursensoren gefahren. Im Ergebnis lagen die Vergleichsläufe mit einer Dauer von insgesamt 19 Tagen (Messintervalle = 15min) bei einer im Mittel maximal negativen Abweichung von -0.09 °C und einer mittleren maximal positiven Abweichung von +0.13 °C innerhalb der in dem Datenblatt angegebenen Unsicherheitsspanne von ± 0.2 °C (Messbereich von -40 °C - +70 °C). Somit mussten keine Kalibrierfunktionen abgeleitet und auf die operationellen Messungen angewendet werden.

Abb. 31: HOBO-Logger und Strahlungsschutzgehäuse

6.3 Digitales Geländemodell

Im Rahmen dieser Arbeit wurden zwei digitale Geländemodelle (DGM) verwendet. Das DGM für die Untersuchungen im Conventwald wurde seitens der FVA-BW bereitgestellt und basierte auf Laserscandaten. Die ursprüngliche Auflösung betrug 1 m² und wurde auf eine gröbere räumliche Auflösung resampelt (B-Spline-Interpolation). In Anlehnung an die Erzeugung bayernweiter Klimakarten für Wälder nach ZIMMERMANN et al. (2007) wurde für alle weiteren Arbeitsschritte eine Diskretisierung von 50 × 50 m gewählt. Diese Auflösung findet sich häufig auch bei anderen Monitoringvorhaben und geosystemanalytischen Fragestellungen, wie z. B. bei forstlichen Standortkartierungen (vgl. KÖLLING et al. 2009), Analysen von Waldbeständen (BERNAUER 2007) oder dem Windatlas Baden-Württemberg (vgl. RÖDER et al. 2012).

Das DGM für die Validerungsmesskampagne basierte auf SRTM-Daten in einer Auflösung von 30 × 30 m. Die Daten wurden unter https://earthexplorer.usgs.gov/ heruntergeladen und ebenfalls mittels B-Spline-Interpolation auf 50 × 50 m resampelt. Die kostenfreien SRTM-Daten stellen z. B. für klimatologische Fragestellungen einen konsistenten Datensatz in ausreichender Qualität und Genauigkeit dar (FARR et al. 2007). Nähere Informationen zur *Shuttle Radar Topography Mission* finden sich u. a. bei FARR et al. (2007), RODRIGUEZ et al. (2005) und RODRIGUEZ et al. (2006).

Beide Untersuchungsräume wurden so gefasst, dass die Einzugsgebiete der unterschiedlichen Beobachtungsstandorte sowie mesoskalige Abschattungseffekte hinreichend berücksichtigt wurden. Tab. 11 sind die räumlichen Ausdehnungen beider DGM im GK3-Koordinatenbezugssystem sowie die hypsometrische Spanne zu entnehmen. Abweichungen zu realen Höhen ü. NN ergaben sich aus der räumlichen Interpolation und der daraus resultierenden Generalisierung des jeweiligen DGM, wobei das laserscanbasierte DGM des Conventwalds und seiner Umgebung genauer einzuschätzen ist als der satellitengestützte SRTM-Datensatz.

Gebiet	Auflösung	Grenze W	Grenze O	Länge W-O	Grenze N	Grenze S	Breite N-S	Hypsom. Spanne
Conventwald	50m	3414025	3441975	27950m	5330975	5303025	27950m	202-1492m ü.NN
Transekt BW	50m	3422890	3505340	82450m	5347050	5347050	47000m	259-1480m ü.NN

Tab. 11: Räumliche Ausdehnung und hypsometrischer Wandel der verwendeten DGM

7. Ergebnisse

Neben der Beschreibung und der Diskussion der Ergebnisse wird auch eine quantitative Einordnung gegen andere Untersuchungen vorgenommen. Dies ist jedoch nur für die topoklimatische Temperaturvariation und die ELR belastbar möglich. Nach VON STORCH et al. (2000) wurde im Lauf der Zeit eine Vielzahl von ESD-Techniken entwickelt, die im Detail sehr unterschiedlich ausfallen und auf verschiedene Untersuchungsräume und Zeitspannen angewendet wurden sowie auf unterschiedlichen Beobachtungsmethoden und GCM bzw. Reanalysen basieren. Deshalb gestaltet sich ein Vergleich der Untersuchungsergebnisse von ESD-Methoden mit anderen Untersuchungen sehr schwierig und ist oftmals wenig aussagekräftig.

Für ein bessereres Verständnis soll an dieser Stelle nochmal gebündelt auf einen Teil der nachfolgend häufiger verwendeten Abkürzungen eingegangen werden. RELPAR steht für Reliefparameter, LAGE bzw. RELEHT für die unterschiedlichen Reliefpositionen, MPF für den frei steuerbaren Multiplikationsfaktor. Zu den Reliefeinheiten zählen ALLE (Gesamtkombination aller RELEHT), BAAR (Baarhochfläche zwischen Schwarzwald und der Schwäbischen Alb), EHL (erhöhte Lagen), HLTS (Hochlage – Talschluss), HMLD (Hochmulde auf der Schwäbischen Alb) und TTL (Taltiefenlinien). Die Prädiktoren lauten WN (niedrige Wolken), NTR (langwellige Nettostrahlungsbilanz) und PBLH (Höhe der planetaren Grenzschicht). Die Abkürzungen der RELPAR umfassen > 15 Akronyme und sind aus Gründen des Umfangs dem Abkürzungsverzeichnis zu entnehmen.

7.1 Topoklimatische Temperaturvariation

Die Ausführungen sowohl in Kap. 7.1.1 als auch 7.1.2 beziehen sich auf die monatsmittleren Residuen auf Basis der jeweils zu Grunde liegenden *n* Tageswerte sowie auf deren Extremwerte. Die Residuen sind laut Formel 24 aus 5.1.5 definiert als die Abweichungen der Beobachtungen zu den höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen. Die Werte sind nicht nur den Tab. 12 und 13 zu entnehmen, sondern werden der besseren Übersicht halber auch im Text stichpunktartig aufgeführt, wobei die Abkürzungen *CONV* für die Messkampagne zur Modellbildung im Conventald und *BW TS* für die Validierungmesskampagne des Transsekts durch das südwestliche Baden-Württemberg stehen.

7.1.1 Topoklimatische Residuen

Die topoklimatischen Residuen werden unter vier Gesichtspunkten betrachtet: (1) dem Verhalten der drei Temperaturkenngrößen TMK, TNK und TXK zueinander, (2) den Unterschieden beider Messnetze, (3) einem Vergleich mit Blick auf die Reliefeinheiten sowie (4) der Betrachtung des zeitlichen Trends der Residuen. Abschließend wird eine Einordnung der Ergebnisse gegen Referenzdaten anderer Untersuchungen vorgenommen.

Vergleich der Temperaturkenngrößen: In beiden Untersuchungsgebieten zeigen die TNK für alle Reliefeinheiten im Mittel des gesamten Messzeitraums deutlich negative Residuen, die TMK schwach negative und die TXK moderat positive Residuen:

- TNK_{RESID}: *CONV*: -3.1 °C bis -0.5 °C / *BW TS*: -6.5 °C bis -1.8 °C
- TMK_{RESID}: *CONV*: -1.2 °C bis +0.3 °C / *BW TS*: -3.0 °C bis -0.5 °C
- TXK_{RESID}: *CONV*: +1.4 °C bis +1.5 °C / *BW TS*: +0.7 °C bis +1.4 °C

Der Einfluss der Unterlage tritt gegenüber den höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen, die aus den nicht unmittelbar unterlagenbeeinflussten Temperaturen der troposphärischen Druckniveaus abgeleitet wurden, deutlich hervor. Dies ist auf den Strahlungsumsatz an der Oberfläche zurückzuführen, der sich auf die aufliegende Luftschicht überträgt, wie im Grundlagenteil bereits näher beschrieben wurde.

Dabei zeigten die Messergebnisse für die nächtliche, bodennahe Temperaturverteilung zumindest während schneefreier autochthoner Strahlungswetterlagen im ruralen und ondulierten Raum beider Untersuchungsgebiete insbesondere bei kurzen horizontalen Distanzen eine stärkere horizontale sowie vertikale Variation als am Tage. Die wesentlichen Gründe hierfür sind, dass sich die gebildete Kaltluft als Teil der stabilen Grenzschicht erstens durch die nächtliche Abschwächung bzw. Unterbindung der turbulenten Durchmischung mit der darüber befindlichen wärmeren Luft fortschreitend weiter abkühlen kann (KRAUS 2008, SCHWAB 2000, THAMM 2000, WHITEMAN 2000), sie zweitens reliefbedingt oder entlang von Strömungsleitlinien, wie Baumreihen, bestimmten Abflusswegen folgt (KAPPAS 1995, SCHWAB 2000) und sich die Kaltluft drittens unabhängig von der Jahreszeit quasistationär in Senken oder entlang von Staubereichen akkumuliert (ACEVEDO & FITZJARRALD 2001).

Dahingegen führt die hohe turbulent-kinetische Energie von Hangaufwinden bei einer ungestörten Einstrahlung zu einer stärkeren Durchmischung der erwärmten Luft mit der sich darüber befindlichen Luft (vgl. GÜTTLER et al. 2016, SERAFINI & ZARDI 2010), wodurch größere Temperaturunterschiede am Tag nicht zuletzt auch über eine advektive Komponente verwischt werden (WHITEMAN 2000). Außer für den Fall von persistenten, winterlichen Inversionen gilt auch für die bodennahe Luftschicht in flachen Arealen, dass sie als Teil der konvektiven Grenzsicht einer turbulenten Durchmischung unterliegt (COLLAUD COEN et al. 2014, DE WEKKER & KOSSMANN 2015). Infolgedessen bildet sich bei den TXK im Vergleich zu den TNK grundsätzlich eine geringere Intensität der Temperaturresiduen aus. Dadurch, dass die negativen Residuen der TNK höher ausgefallen sind als die positiven Residuen der TXK und sich beide Temperaturanomalien gleichermaßen auf die TMK übertragen, zeigen sich die Residuen der TMK am Ende moderat negativ.

Qualitativ, d. h. in ihrem Unterschied zueinander, verhalten sich die Extremwerte der Residuen grundsätzlich ähnlich wie die mittleren Residuen der gesamten Messperiode. Am deutlichsten sind die stark negativen Residuen der TNK ausgeprägt, die TMK zeigen schwächer negative Residuen, die der TXK sind moderat positiv. Allerdings weichen die Residuen der Extremwerte quantitativ, d. h. in ihrer Stärke, im Hinblick auf die absoluten Minima und Maxima, noch deutlicher voneinander ab. Da die Residuen der TNK ausschließlich und die der TMK überwiegend durch nächtliche Kaltluftprozesse gesteuert werden, werden bei den TNK sowie den TMK die absoluten Minima betrachtet. Den Residuen der TXK liegen demgegenüber einstrahlungsbedingte Erwärmungsprozesse zu Grunde, so dass die absoluten Maxima aufgeführt werden:

- $TNK_{RESID\ ABS\ MIN}$: *CONV*: -12.2 °C bis -4.6 °C / *BW TS*: -16.9 °C bis -7.6 °C
- $TMK_{RESID\ ABS\ MIN}$: *CONV*: -6.9 °C bis -4.4 °C / *BW TS*: -10.8 °C bis -4.8 °C
- $TXK_{RESID\ ABS\ MAX}$: *CONV*: +5.2 °C bis +5.7 °C / *BW TS*: +4.7 °C bis +5.4 °C

Vergleich der Messnetze: Wie bei dem Vergleich der Kenngrößen sowie in Tab. 12 und Tab. 13 zu sehen ist, wurden bei der Validierungsmesskampagne im Transekt durch das südwestliche Baden-Württemberg für TMK und TNK höhere Residuen beobachtet als bei der Messkampagne zur Modellbildung im Conventwald. Die Prozesse, die dazu geführt haben, sind, wie ebenfalls an dortiger Stelle herausgestellt wurde, eindeutig kaltluftassoziiert. Die Gründe für die höheren Residuen bei den TMK und den TNK sind in der allgemein höheren Lage des Validierungsmessnetzes (Ø 893 m ü. NN vs. 495 m ü. NN) sowie im stärkeren hypsometrischen Wandel des Hochschwarzwalds zu sehen. Beide Punkte haben im Wesentlichen folgende Auswirkungen:

- Die Abnahme der optischen Dicke mit zunehmender Höhe bewirkt eine Verstärkung der Strahlungsflüsse durch eine Verringerung der Extinktion (MARTY et al. 2002).
- Die Abnahme der Horizontüberhöhung mit zunehmender Höhe führt zu einer Verminderung der Gegenstrahlung des oberen Halbraums (BENDIX 2004, HOCH et al. 2011).
- Die Verstärkung der (nächtlichen) Strahlungsflüsse führt zu einer Erhöhung des Kaltluftpotentials und der Kaltluftproduktivität (THAMM 2000).
- Stagnierende Kaltluft bedingt eine verstärkte *In-situ*-Auskühlung der akkumulierten Kaltluft, u. a. durch eine ggü. der Umgebung verminderte Gegenstrahlung mit der Folge der Ausbildung eines sehr niedrigen Temperaturniveaus (KRAUS 2008, WHITEMAN et al. 2004).
- Tief eingeschnittene Täler wie im Hochschwarzwald besitzen in der Regel größere Einzugsgebiete und größere Kaltluftvolumina mit einem verstärktem Abkühlungspotential durch das längere Überstreichen der hangabwärts fließenden Kaltluft über die strahlungsdefizitären Oberflächen der Hänge (vgl. BENDIX 2004).

Wodurch die ersten vier der o. g. Punkte bestätigt werden, ist, dass auch die Messungen in der nur schwach ondulierten Baarsenke oder der flachen Hochmulde auf der Schwäbischen Alb stark negative Abweichungen zu den höhenkorrigierten Modelldaten gezeigt haben. Dies ist auf die effektivklimatische Besonderheit dieser Region mit Hang zu starker nächtlicher Kaltluftproduktion zurückzuführen (SIEGMUND 2003, siehe auch Kap. 4.3), welche sich vorrangig aus ihrer Hochlage und der flachen Ondulierung ergibt.

Die im Rahmen des Vergleichs der Kenngrößen erwähnte Dämpfung der Residuen der TXK ist trotz unterschiedlicher Höhenniveaus und naturräumlicher Ausstattung beider Untersuchungsgebiete untereinander nahezu identisch. Dies gilt für die Mittel der kompletten Zeitreihen sowie für die Extremwerte. Sowohl in flachen Geländeabschnitten als auch in ondulierten Arealen kommt es nicht nur bei allochthonen Wetterlagen mit einem makroskalig advektivem Charakter, sondern auch bei autochthonen Strahlungswetterlagen zu einer Dämpfung der bodennahen Lufttemperaturunterschiede, so dass im Gegensatz zu den Residuen von TNK und TMK kaum Unterschiede zwischen den Messnetzen identifiziert werden konnten.

Vergleich der Reliefeinheiten: Die Messergebnisse zeigen deutliche Unterschiede zwischen den Reliefeinheiten. Am stärksten sind diese, ähnlich wie bereits beim Vergleich der unterschiedlichen Temperaturkenngrößen deutlich geworden ist, bei den Residuen der TNK

ausgeprägt, gefolgt von denen der TMK und der TXK, wie die folgende Aufstellung am Beispiel der TTL und der EHL zeigt:

- TNK_{RESID}:
  - TTL: *CONV*: -3.1 °C / *BW TS*: -3.9 °C
  - EHL: *CONV*: -0.5 °C / *BW TS*: -1.8 °C
- TMK_{RESID}:
  - TTL: *CONV*: -1.2 °C / *BW TS*: -1.8 °C
  - EHL: *CONV*: +0.3 °C / *BW TS*: -0.5 °C
- TXK_{RESID}:
  - TTL: *CONV*: +1.5 °C / *BW TS*: +0.9 °C
  - EHL: *CONV*: +1.5 °C / *BW TS*: +1.1 °C
- $TNK_{RESID\ ABS\ MIN}$:
  - TTL: *CONV*: -12.2 °C / *BW TS*: -15.6 °C
  - EHL: *CONV*: -4.6 °C / *BW TS*: -10.5 °C
- $TMK_{RESID\ ABS\ MIN}$:
  - TTL: *CONV*: -6.9 °C / *BW TS*: -10.8 °C
  - EHL: *CONV*: -4.4 °C / *BW TS*: -7.2 °C
- $TXK_{RESID\ ABS\ MAX}$:
  - TTL: *CONV*: +5.2 °C / *BW TS*: +5.4 °C
  - EHL: *CONV*: +5.2 °C / *BW TS*: +5.3 °C

Auch beim Vergleich der Residuen bezüglich der Reliefeinheiten zeigt sich, (a) dass kaltluftassoziierte Prozesse im Gebirge augenscheinlich den gewichtigsten Steuerungsfaktor im Hinblick auf die Intensität der horizontalen sowie der vertikalen Temperaturmuster bilden und (b) die stärkere turbulente Durchmischung der Luft am Tag zu einer Abschwächung der Unterschiede zwischen den Residuen der TXK führt, so dass am Ende überwiegend eine gleichermaßen adiabatische Temperaturabnahme mit der Höhe wirksam ist, welche sich nicht über die Residuen äußert, da sie über die Temperaturen der ERA-Interim-Druckniveaus bei der Höhenkorrektur der Modelldaten bereits berücksichtigt wurde. Was bleibt, ist lediglich der Einfluss der Unterlage in Form einer gleichmäßigen Erwärmung der aufliegenden Luftschicht.

Da bei der Modellbildung einerseits bewusst Talquerprofile zwecks Abschätzung nächtlicher Kaltluftmächtigkeiten beprobt wurden und es andererseits bei der Validierung eher auf eine horizontal große Ausdehnung des Messnetztes, einschließlich der Erfassung von topoklimatisch besonderen Geländepositionen, ankam, waren die übrigen Reliefeinheiten bzw. Standorte beider Messkampagnen nur schwer miteinander vergleichbar. Es wurde daher auf eine nähere Betrachtung verzichtet.

In Bezug auf die Validierungsmesskampagne ist an dieser Stelle jedoch hervorzuheben, dass die effektivklimatischen Besonderheiten der Baarsenke und der abflusslosen Hochmulde auf der Schwäbischen Alb die negativen Residuen der TTL (TNK, TMK) im Mittel und zum Teil auch bei den absoluten Minima übersteigen bzw. mindestens dasselbe Niveau erreichen:

- TNK_{RESID}:
  - TTL: *BW TS*: -3.9 °C
  - BAAR: *BW TS*: -5.0 °C
  - HMLD: *BW TS*: -6.5 °C
- $TNK_{RESID\ ABS\ MIN}$:
  - TTL: *BW TS*: -15.6 °C
  - BAAR: *BW TS*: -16.9 °C
  - HMLD: *BW TS*: -16.3 °C
- TMK_{RESID}:
  - TTL: *BW TS*: -1.8 °C
  - BAAR: *BW TS*: -2.3 °C
  - HMLD: *BW TS*: -3.0 °C
- $TMK_{RESID\ ABS\ MIN}$:
  - TTL: *BW TS*: -10.8 °C
  - BAAR: *BW TS*: -10.7 °C
  - HMLD: *BW TS*: -10.6 °C

Die hier dargestellte, maximale negative Anomalie von -16.9 °C wurde in der ca. 700 m ü. NN hochgelegenen Baarsenke am 19.10.2012 gemessen, währenddessen auch in der Hochmulde auf der hohen Schwäbischen Alb das dortige absolute Minimum der Residuen von -16.3 °C erfasst wurde. Zu diesem Zeitpunkt herrschte eine spätsommerliche Hochdruckwetterlage (siehe Abb. 32) mit für diese Jahreszeit ungewöhnlich hohen Temperaturen (DWD 2013, WETTERGEFAHREN-FRÜHWARNUNG 2012). Darüber hinaus unterlag der Süden Baden-Württembergs wegen einer starken südwestlichen Anströmung ausgeprägten Lee- und Föhneffekten der Alpen (WETTERGEFAHREN-FRÜHWARNUNG 2012), was zu einer niedrigen Luftfeuchte geführt hat – mit der Folge einer verstärkten effektiven Ausstrahlung. Die Kombination hoher Oberflächen- und Lufttemperaturen im Wirkungszusammenhang der Ausstrahlung nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz mit einer zu dieser Jahreszeit bereits relativ langen nächtlichen Ausstrahlungsphase dürfte maßgeblich für die stark negativen Residuen verantwortlich gewesen sein.

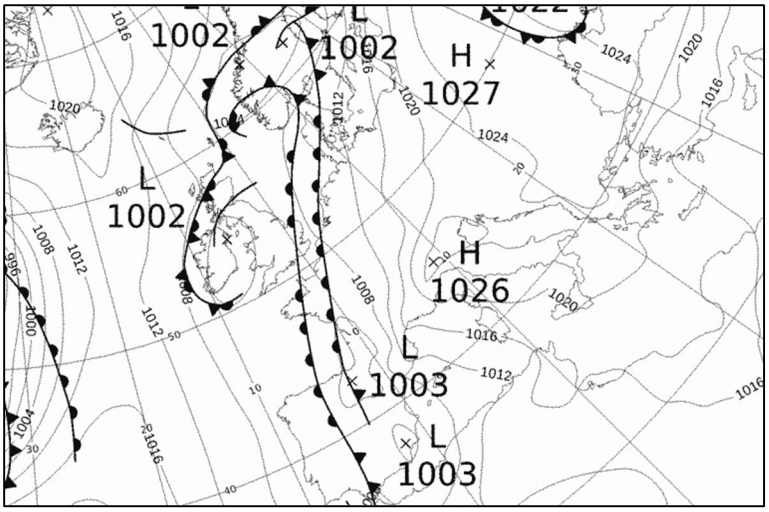

Abb. 32: Synoptische Bedingungen über Mitteleuropa am 19.10.2012 (verändert nach MET OFFICE UK 2012)

Betrachtung des zeitlichen Trends: Grundsätzlich erlauben weder die Messkampagne zur Modellbildung noch die zur Modellvalidierung aufgrund ihrer Zeitdauer von weniger als einem bzw. sogar einem halben Jahr belastbare Aussagen zur Saisonalität. Diese sind lediglich bei einer Betrachtung über mehrere Jahre hinweg möglich.

Dennoch konnten im Conventwald für die Monate August und September sowohl im Mittel als auch bei den Extremwerten die höchsten Residuen gemessen werden. Dieser Zeitraum verzeichnete überdurchschnittlich viele Sonnenstunden und unterdurchschnittlich viele Tage mit Niederschlag (DWD 2013, siehe Kap. 6.2.2), so dass davon ausgegangen werden kann, dass vermutlich überdurchschnittlich viele Tage Strahlungswetterlagen zuzuordnen waren, wie es in Mitteleuropa in Form von Witterungsregelfällen – auch Singularitäten genannt – mit einer hohen Eintrittswahrscheinlichkeit für diesen Zeitraum der Fall ist (vgl. BISSOLLI & SCHÖNWIESE 1991).

CONVENTWALD			TMK (RESID)				TNK (RESID)				TXK (RESID)			
Monat	n	Maß	TTL	EHL	HLS	HRS	TTL	EHL	HLS	HRS	TTL	EHL	HLS	HRS
2009/06	26	mean	-1.1	0.0	-0.5	-0.4	-3.4	-0.9	-1.9	-1.6	1.8	1.5	1.8	1.6
		min	-4.0	-2.1	-3.1	-3.0	-8.3	-3.4	-6.2	-5.6	-3.5	-1.8	-3.2	-2.8
		max	1.0	1.6	1.4	1.6	0.8	1.4	1.2	1.2	4.5	4.4	4.8	4.2
2009/07	31	mean	-1.9	-0.2	-1.0	-0.8	-3.6	-1.1	-2.2	-1.9	0.9	1.1	0.9	0.9
		min	-6.1	-2.3	-5.8	-4.8	-8.3	-4.3	-6.1	-6.1	-6.3	-2.4	-5.4	-5.4
		max	0.3	1.5	1.0	1.2	-0.1	0.9	0.7	1.0	3.5	3.3	3.6	3.4
2009/08	31	mean	-2.4	0.1	-1.0	-0.8	-4.5	-0.8	-2.3	-2.0	1.1	1.4	1.0	1.1
		min	-6.9	-2.1	-5.6	-4.6	-12.2	-4.6	-8.8	-8.0	-3.9	-3.1	-3.9	-3.9
		max	1.0	1.8	2.1	2.1	0.0	1.9	2.4	1.9	5.2	4.9	5.7	5.5
2009/09	30	mean	-2.1	0.1	-0.9	-0.7	-4.2	-0.8	-2.2	-1.9	2.2	2.1	1.9	2.0
		min	-5.6	-2.0	-4.1	-4.2	-10.1	-3.4	-7.3	-6.7	0.1	-0.8	-0.3	-0.9
		max	0.4	1.7	0.9	1.2	-0.5	1.2	0.4	0.8	4.2	5.2	4.9	5.2
2009/10	31	mean	-1.2	0.3	-0.5	-0.3	-3.1	-0.5	-1.6	-1.3	1.4	1.6	1.3	1.4
		min	-5.2	-4.4	-4.8	-4.7	-7.3	-4.5	-5.5	-5.3	-3.5	-4.0	-4.0	-4.1
		max	1.6	2.1	1.5	1.8	2.5	2.1	2.2	2.3	4.7	4.5	5.6	5.2
2009/11	30	mean	-0.7	0.7	0.1	0.3	-2.6	-0.1	-1.0	-0.7	1.6	1.8	1.6	1.7
		min	-5.1	-0.9	-3.3	-3.0	-7.7	-2.5	-4.9	-4.0	-2.4	-0.2	-3.4	-3.8
		max	1.9	1.8	1.7	2.3	1.5	1.0	1.1	1.9	4.0	3.9	4.6	4.5
2009/12	25	mean	0.0	0.6	0.3	0.4	-1.0	0.3	-0.2	-0.1	1.5	1.4	1.4	1.5
		min	-3.1	-3.1	-3.2	-3.2	-5.6	-1.6	-3.5	-3.1	-3.0	-1.9	-2.5	-2.0
		max	3.3	2.1	2.3	2.4	3.4	2.1	2.3	2.5	3.8	3.4	4.1	4.2
2010/01	10	mean	-0.7	0.3	-0.4	-0.3	-2.0	-0.9	-1.4	-1.2	1.0	1.4	0.6	0.8
		min	-3.4	-3.4	-3.4	-3.3	-5.4	-4.5	-4.9	-4.8	-2.8	-2.6	-2.8	-2.8
		max	2.1	2.0	1.9	2.0	1.8	1.2	1.1	1.6	4.2	3.5	3.5	3.6
2010/02	14	mean	0.1	0.6	0.3	0.5	-1.1	0.4	-0.1	0.1	1.6	1.4	1.3	1.3
		min	-1.9	-1.2	-1.5	-1.4	-3.1	-1.3	-2.5	-1.6	-3.7	-1.3	-3.4	-3.6
		max	1.7	1.8	2.0	2.3	1.3	1.5	1.8	2.0	4.4	4.3	4.8	5.0
2010/03	17	mean	-1.2	0.4	-0.3	-0.1	-3.1	-0.4	-1.4	-1.2	1.6	1.5	1.4	1.4
		min	-4.8	-1.9	-3.7	-3.5	-9.4	-4.1	-6.6	-5.8	-0.8	-0.8	-0.9	-1.1
		max	2.4	2.2	2.1	2.1	1.0	1.6	1.5	2.0	4.1	4.4	4.4	3.7
Gesamt	245	mean	-1.2	0.3	-0.5	-0.3	-3.1	-0.5	-1.5	-1.3	1.5	1.5	1.4	1.5
		min	-6.9	-4.4	-5.8	-4.8	-12.2	-4.6	-8.8	-8.0	-6.3	-4.0	-5.4	-5.4
		max	3.3	2.2	2.3	2.4	3.4	2.1	2.4	2.5	5.2	5.2	5.7	5.5

Tab. 12: Topoklimatische Residuen [°C], Messkampagne Conventwald – Modellbildung, Tage ohne Schnee

BW TRANSEKT			TMK (RESID)					TNK (RESID)					TXK (RESID)				
Monat	n	Maß	TTL	EHL	BAAR	HMLD	HLTS	TTL	EHL	BAAR	HMLD	HLTS	TTL	EHL	BAAR	HMLD	HLTS
2012/08	8	mean	-1.4	-0.4	-1.4	-1.7	-0.4	-3.7	-1.7	-4.4	-5.4	-2.1	0.7	0.7	0.8	1.4	0.9
		min	-5.2	-2.8	-4.0	-4.8	-1.8	-12.6	-5.6	-11.9	-14.6	-6.5	-2.1	-1.7	-2.7	-1.8	0.0
		max	1.0	1.2	1.5	1.4	0.8	0.4	0.4	0.5	0.8	0.2	2.6	2.7	2.7	3.1	2.5
2012/09	30	mean	-1.6	-0.2	-2.0	-2.5	-0.3	-3.9	-1.3	-5.5	-6.9	-1.9	1.6	1.6	2.0	2.1	1.8
		min	-7.2	-2.6	-6.9	-6.7	-1.5	-15.0	-5.5	-15.5	-15.8	-7.2	-2.3	-2.0	-1.0	-1.2	-2.4
		max	1.0	1.5	0.8	0.7	1.3	1.1	1.8	0.6	1.0	1.0	4.4	3.8	4.7	4.7	3.8
2012/10	26	mean	-2.7	-1.1	-3.2	-4.1	-1.1	-5.0	-2.7	-6.7	-8.1	-3.1	0.3	0.9	0.6	0.6	1.3
		min	-10.8	-7.2	-10.7	-10.6	-4.8	-15.6	-10.5	-16.9	-16.3	-7.6	-4.2	-7.3	-5.6	-6.7	-1.1
		max	1.5	1.4	0.9	0.6	1.3	1.5	0.9	-0.3	-0.5	0.8	5.4	5.3	4.6	4.2	5.3
2012/11	28	mean	-1.4	-0.4	-2.1	-2.8	-0.4	-3.0	-1.5	-3.2	-4.9	-1.6	0.8	0.9	-0.5	-0.3	1.1
		min	-8.0	-5.4	-6.7	-8.4	-4.0	-10.5	-7.3	-8.8	-12.0	-5.6	-4.6	-4.3	-7.2	-4.0	-1.5
		max	1.2	1.7	1.1	0.6	0.7	1.6	1.0	1.3	1.2	0.7	4.3	5.1	2.6	2.3	5.2
Gesamt	92	mean	-1.8	-0.5	-2.3	-3.0	-0.6	-3.9	-1.8	-5.0	-6.5	-2.2	0.9	1.1	0.7	0.9	1.4
		min	-10.8	-7.2	-10.7	-10.6	-4.8	-15.6	-10.5	-16.9	-16.3	-7.6	-4.6	-7.3	-7.2	-6.7	-2.4
		max	1.5	1.7	1.5	1.4	1.3	1.6	1.8	1.3	1.2	1.0	5.4	5.3	4.7	4.7	5.3

Tab. 13: Topoklimatische Residuen [°C], Messkampagne BW Transekt – Modellvalidierung, Tage ohne Schnee

Einordnung der Ergebnisse: Nach der Plausibilisierung der gemessenen Werte anhand von DWD-Daten wurde gezielt auch die beobachtete topoklimatische Temperaturvariation mit ausgewählten Referenzdaten aus der Literatur verglichen. Da in der wissenschaftlichen Literatur keine Publikationen zu mittelgebirgstypischen Abweichungen von Geländebeobachtungen zu höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen in Abhängigkeit zu ausgewählten Reliefpositionen für den mitteleuropäischen Raum gefunden werden konnten, erfolgte die Plausibilisierung ausschließlich anhand absoluter Temperaturunterschiede vorrangig zwischen Tallagen und erhöhten Positionen. Hierbei fand jedoch lediglich ein Vergleich der nächtlichen Residuen der TNK Berücksichtigung, da die Quantifizierung von Kaltluftabflüssen und Kaltluftakkumulation in landwirtschaftlicher Umgebung einen Schwerpunkt topoklimatischer Untersuchungen darstellt, im Gegensatz z. B. zur Betrachtung von TXK im städtischen Raum.

Der DWD (2020b) konnte im Rahmen mobiler Messfahrten in Zweibrücken in einer Messhöhe von 1.9 m ü. Gr. während einer windschwachen Wetterlage negative Temperaturanomalien bei der Durchquerung eines Mündungsbereichs eines kleinen Seitentals in einen Vorfluter von 5 K messen. FUCHS & WERNER (1996) konnten im Zuge topoklimatischer Untersuchungen in schwach ondulierter, landwirtschaftlich genutzter Umgebung bei Gundersheim/Rheinhessen vertikale Temperaturunterschiede für einen Höhenunterschied von 55 m von ca. 8 K feststellen. RICHARDS & BAUMGARTEN (2003) beobachteten in einer Messhöhe von 1.2 m ü. Gr. vertikale Temperaturgradienten für TNK von ca. 10 K zwischen einem Talboden und einem angrenzenden Hügel in mäßig onduliertem Gelände in Southland, Neuseeland (Cfb-Klima).

Im Vergleich zu den o. g. Angaben wurde am 08.09.2009 im mäßig ondulierten Conventwald bei den TNK in 2 m ü. Gr im Maximum ein negativer, vertikaler Temperaturgradient von 8.1 K zwischen dem Talgrund in Hintereschbach (438 m ü. NN, Logger 6) und der angrenzenden unbewaldeten Kuppe „Hummelseck“ (651 m ü. NN, Logger 3) gemessen. Dieser Wert deckt sich gut mit den o. g. Publikationen.

In Bezug auf die effektivklimatischen Besonderheiten der Baarsenke und der Hochlagen in der Schwäbischen Alb liegen folgende Referenzwerte zu topoklimatischen Temperaturabweichungen bzw. Temperaturanomalien vor:

Bei SIEGMUND (1999, 2003) sind Angaben über vertikale Temperaturgradienten von 8–10 K für einen Höhenunterschied von 130 m bzw. 250 m zu finden. AICHELE (1951) konnte in der Nähe von Donaueschingen in einer ungestörten Strahlungsnacht auf 150 m Höhenunterschied ebenfalls ca. 9 K Temperaturunterschied im Zuge einer mobilen Messfahrt messen. WHITEMAN

et al. (2004) nannten in Bezug auf das Muldenklima Beispiele für negative Temperaturanomalien am Grund geschlossener Hohlformen in Österreich in ca. 1300 m ü. NN von mitunter 13 K bis 24 K auf 120 m Höhenunterschied.

Im Rahmen der Validierungsmesskampagne dieser Arbeit wurde am 19.10.2012 während einer außergewöhnlichen Wärmeperiode (DWD 2013) ein nächtlicher, vertikaler Temperaturgradient zwischen dem Logger 107 im östlichen Hochschwarzwald und der Baarsenke am Flughafen Donaueschingen (Logger 110) bei 320 m Höhenunterschied von 9.4 K erfasst. In Bezug auf die 855 m ü. NN hochgelegenen Hochmulde (Logger 113) entlang des Truppenübungsplatzes bei Meßstetten wurde im Vergleich zu einer ca. 2 km entfernten, freistehenden und nicht bewaldeten Kuppe (943 m ü. NN, Logger 114) am 20.10.2012 ein Temperaturunterschied von 11.7 K gemessen – bei rund 90 m Höhenunterschied.

Die o. g. Daten verdeutlichen, dass sich die im Zuge beider Messkampagnen erfassten Messwerte gut mit den Angaben anderer Untersuchungen vergleichen lassen und die topoklimatische Temperaturvariation in ausreichendem Maß abbilden.

7.1.2 Spannweiten der topoklimatischen Residuen

Die Definition und die rechnerische Herleitung der Spannweite sind Kap. 5.2.3 und Formel 27 zu entnehmen. Die reine Betrachtung der Residuen sagt etwas über die Stärke des Einflusses der Unterlage an einem bestimmten Standort aus und war am Beispiel der deutlich negativen Residuen der Baarsenke und der Schwäbischen Alb lediglich ein Indikator für ein gegenüber dem westlichen Schwarzwald deutlich erhöhtes Kaltluftpotential. Demgegenüber stehen hohe Spannweiten für eine insgesamt hohe Temperaturvariation im Gelände während Strahlungswetterlagen und geringe Spannweiten für ein geringes Maß an topoklimatischer Temperaturvariation während allochthoner Witterungsbedingungen, wobei im Zuge stark advektiver Zustände in hohem Maße lediglich eine adiabatische Temperaturabnahme vorherrscht, welche auch von den ERA-Interim-Temperaturen abgebildet wird und am Ende einer Maskierung des Einflusses des Reliefs auf die Temperaturverteilung gleichkommt.

Bei der Beurteilung der Spannweiten der Residuen wird keine Unterscheidung mehr zwischen unterschiedlichen Reliefpositionen unternommen, da die Temperaturvariation in Form der Spannweite alle Beobachtungen des Messnetzes umfasst und die Charakteristika von z. B. TTL oder EHL bereits beinhaltet.

Neben höheren Residuen konnten bei der Validierungsmesskampagne auch größere Spannweiten der Residuen für alle drei Kenngrößen beobachtet werden, was gleichbedeutend mit einer grundsätzlich stärkeren Temperaturvariation im Gelände ist. So lagen die monatlichen absoluten Maxima der Spannweiten bei den TNK durchweg über 10 °C und im Mittel über 5 °C, was zu keinem Zeitpunkt im Conventwald beobachtet werden konnte. Hierfür sind die stark negativen Residuen der TNK entlang der Baarsenke sowie der abflusslosen Hochmulde auf dem Militärübungsplatz verantwortlich.

Bei den Spannenweiten der Residuen der TXK war zudem sowohl in den Monatsmitteln (2.2 °C bis 4.0 °C) als auch bei den absoluten Maxima (3.2 °C bis 11.3 °C) ein kontinuierlicher Anstieg von August bis November 2012 zu beobachten, währenddessen vom strahlungsintensiven Oktober (DWD 2013) zum November 2012 ein Absinken der Spannweiten der TNK von

im Mittel 7.2 °C auf 5.9 °C und bei den monatlichen absoluten Maxima von 13.1 °C auf 11.4 °C aufgezeichnet wurde.

Die o. g. Tendenz deutet auf das Auftreten herbstlicher Inversionswetterlagen hin, die zu dieser Jahreszeit häufig im südwestlichen Baden-Württemberg beobachtet werden können (HENDL 1995a). Dies könnte dazu geführt haben, dass sich die Loggerstandorte der Zusatzmesskampagne sowohl unter als auch über dem häufig bei herbstlichen Inversionen auftretenden Hochnebel oder in und oberhalb einer lokalen, nebelverhangenen und persistenten Strahlungsinversion befunden haben. Hierdurch sind unterhalb der freien Absinkinversion oder im Strahlungsnebel kaum Temperaturunterschiede in Erscheinung getreten – bei einem gleichzeitig relativ einheitlichen, kalten Temperaturregime. Hingegen befanden sich die Loggerstandorte oberhalb der jeweiligen Inversionsobergrenze vermutlich unter dem Einfluss einer hohen Strahlungszufuhr am Tage (TXK) auf einem gleichzeitig bereits hohen Temperaturniveau, was der Absinkinversion einschließlich seiner trockenadiabatischen Temperaturzunahme im Absinkbereich des Hochdruckgebietes geschuldet ist.

CONVENTWALD			RESID-SPANNEN			BW TRANSEKT			RESID-SPANNEN		
Monat	n	Maß	TMK	TNK	TXK	Monat	n	Maß	TMK	TNK	TXK
2009/06	26	mean	1.6	3.4	1.6	2012/08	8	mean	2.1	5.1	2.2
		min	0.4	0.6	0.6			min	0.6	0.9	1.4
		max	3.5	6.8	3.2			max	4.3	11.1	3.2
2009/07	31	mean	2.3	3.5	2.1	2012/09	30	mean	3.0	6.7	2.3
		min	0.7	0.8	0.7			min	0.6	1.2	0.8
		max	5.4	6.5	8.2			max	6.2	11.5	4.3
2009/08	31	mean	3.1	4.7	2.1	2012/10	26	mean	4.0	7.2	3.8
		min	0.6	0.4	0.7			min	1.1	1.7	1.2
		max	6.7	9.6	3.8			max	9.4	13.1	8.3
2009/09	30	mean	2.8	4.6	2.2	2012/11	28	mean	3.7	5.9	4.0
		min	0.6	1.1	0.7			min	0.5	1.0	0.4
		max	5.3	8.3	4.1			max	9.3	11.4	11.3
2009/10	31	mean	2.3	3.7	2.6	Gesamt	92	mean	3.2	6.2	3.1
		min	0.5	0.6	0.6			min	0.5	0.9	0.4
		max	5.1	6.6	5.2			max	9.4	13.1	11.3
2009/11	30	mean	2.4	3.8	2.3						
		min	0.8	0.7	1.0						
		max	6.6	8.3	6.4						
2009/12	25	mean	1.9	2.7	2.0						
		min	0.7	1.1	0.6						
		max	4.1	5.3	5.8						
2010/01	10	mean	2.3	3.0	3.0						
		min	1.4	1.2	1.5						
		max	4.4	4.6	5.9						
2010/02	14	mean	1.7	2.8	2.0						
		min	0.8	1.0	1.0						
		max	3.2	4.3	3.4						
2010/03	17	mean	2.5	4.0	2.0						
		min	0.8	0.7	1.2						
		max	5.0	8.1	4.0						
Gesamt	245	mean	2.3	3.6	2.2						
		min	0.4	0.4	0.6						
		max	6.7	9.6	8.2						

Tab. 14: Monatliche Spannweiten der topoklimatischen Residuen [°C], Messkampagne Conventwald – Modellbildung und BW Transekt – Modellvalidierung, Tage ohne Schnee

Daraus folgt in der Summe, dass sich im Spätherbst große Spannweiten der Residuen der TXK mit hohen positiven TXK-Residuen in den Hochlagen ausbilden konnten, während die TXK-Residuen der tieferliegenden Standorte unter dem Einfluss bodennaher Kaltluft negativ

ausgefallen sind. Diese These großräumiger Kaltluftseen wird z. B. durch einen Bericht von HAVLIK (1970) untermauert, wonach bei herbstlichen Inversionswetterlagen auf dem Feldberg i. Schw. mitunter höhere Temperaturen gemessen werden konnten als im Oberrheingraben, der unter einer Hochnebeldecke lag. Berichte über kleinräumige, lokale Kaltluftseen in der Baarsenke finden sich auf der anderen Seite bei AICHELE (1951) und SIEGMUND (1999, 2003).

7.2 Regressionsanalyse

7.2.1 Einfache lineare Regression (Reliefparameter)

Die Regressionsanalyse der ELR zwischen RELPAR und topoklimatischen Temperaturresiduen zeigten folgende Ergebnisse (siehe Tab. 15): Die Residuen der TMK und TNK lieferten hinsichtlich der zehn stärksten identifizierten Zusammenhänge im Mittel über den gesamten Messzeitraum (n = 245) ein R^2 von 0.47–0.59 (TMK) und 0.46–0.63 (TNK), wohingegen der statistische Zusammenhang bei den TXK im Mittel mit 0.16–0.25 deutlich schwächer ausgeprägt war. Die Mittelung umfasste naturgemäß sowohl autochthone als auch allochthone Wetterlagen.

Analog zu den mittleren R^2 zeigte auch der Prozentsatz der Tage, an denen die ELR-Modelle statistisch signifikant ($p < 0.05$) oder hochsignifikant ($p < 0.01$) waren, deutliche Unterschiede zwischen den Kenngrößen. Waren unter den stärksten zehn ELR-Modellen bei den TMK mindestens 74.7 % bis maximal 81.6 % der tageweise aufgestellten Regressionsmodelle hochsignifikant – bei den TNK 72.2 % bis maximal 83.7 % –, so war dies bei den TXK lediglich an 20.0 % bis maximal 36.7 % der Tage der Fall.

Für das vergleichsweise schwache Abschneiden bei den TXK dürfte zum einen die bereits bei den Ergebnissen der topoklimatischen Temperaturvariation beschriebene, quantitativ schwächere Ausprägung der Temperaturresiduen der TXK ursächlich gewesen sein, zum anderen die stärkere Ortsgebundenheit gravitativer Kaltluftprozesse, welche das räumliche Muster der TNK und TMK maßgeblich bestimmen sowie den deterministischen Einfluss der Reliefeigenschaften auf die nächtliche und die tagesmittlere Temperaturverteilung im Gelände hervorheben. Demgegenüber wird der Einfluss des Reliefs auf das mittlere räumliche Verteilungsmuster der TXK durch konvektiv-advektive Prozesse und die daran gekoppelte, stärkere turbulente Durchmischung abgeschwächt (WHITEMAN 2000).

Im Gegensatz zu den mittleren R^2 konnten bei den absoluten Maxima des R^2 jedoch kaum Abweichungen zwischen den drei Temperaturkenngrößen beobachtet werden (TMK: 0.76–0.91, TNK: 0.79–0.93, TXK: 0.72–0.88). Das bedeutet, dass die TXK in bestimmten Situationen einem vom Durchschnitt abweichenden Temperaturregime unterlegen haben müssen. Infolgedessen wurde im Rahmen der ELR an ausgewählten Tagen ein ähnlich intensiver statistischer Zusammenhang im Maximum identifiziert, wie es bei den TNK und den TMK im Mittel der Fall gewesen ist.

KENNGROESSEN			ELR ERGEBNISSE			
GROESSE	n ges	RELPAR	Ø R^2	max. R^2	% p < 0.05	% p < 0.01
TMK	245	AACN5 LOG	0.59	0.91	86.5	79.2
TMK	245	AACN4 LOG	0.59	0.89	87.8	81.6
TMK	245	SWI	0.58	0.89	88.2	81.2
TMK	245	CATM LOG	0.58	0.88	88.2	80.8
TMK	245	AACN3 LOG	0.55	0.83	85.7	80.0
TMK	245	SLPHGT LOG	0.54	0.84	86.9	80.0
TMK	245	STDHGT LOG	0.50	0.76	86.9	78.8
TMK	245	VLDPT	0.49	0.78	84.1	78.0
TMK	245	TEI WIND	0.49	0.80	83.3	76.7
TMK	245	CATM	0.47	0.83	84.5	74.7
TNK	245	AACN5 LOG	0.63	0.93	89.4	83.7
TNK	245	SWI	0.58	0.86	89.8	80.8
TNK	245	CATM	0.57	0.87	88.2	81.2
TNK	245	CATM LOG	0.57	0.83	89.4	80.4
TNK	245	AACN6 LOG	0.57	0.92	86.5	77.6
TNK	245	AACN4 LOG	0.55	0.86	89.0	82.9
TNK	245	AACN3 LOG	0.52	0.84	88.2	80.8
TNK	245	SLPHGT LOG	0.48	0.79	87.3	78.4
TNK	245	AACN7 LOG	0.48	0.91	78.4	72.2
TNK	245	TEI LEE	0.46	0.80	80.0	72.2
TXK	245	DAH SSW	0.25	0.77	51.0	36.7
TXK	245	TOTAL INS	0.23	0.80	48.6	36.3
TXK	245	DAH SW	0.22	0.78	46.1	32.7
TXK	245	RATIO DIR DIF	0.22	0.82	46.9	29.8
TXK	245	DGM	0.21	0.88	39.2	23.9
TXK	245	TEI LEE	0.17	0.84	30.6	20.0
TXK	245	TEI LEE ^ 2	0.17	0.85	30.2	20.4
TXK	245	TEI LEE ^ 3	0.17	0.85	30.2	20.5
TXK	245	TEI LEE ^ 4	0.17	0.85	29.8	20.8
TXK	245	TVF	0.16	0.72	30.1	20.4

Tab. 15: Ergebnisse der ELR zwischen RELPAR und Tageswerten der topoklimatischen Residuen der Messkampagne zur Modellbildung (CONV) für die Temperaturkenngrößen TMK, TNK, TXK (jeweils die zehn höchsten R^2)

Um diesem Phänomen nachzugehen, wurden ausgewählte RELPAR hinsichtlich ihres R, ihres R^2 sowie ihrer Regressionsgleichungen untersucht. Hierbei wurde sowohl die Stärke als auch die jahreszeitliche Verortung des statistischen Zusammenhangs zwischen den RELPAR und den TXK-Residuen analysiert. Zudem wurde der Frage nachgegangen, ob es sich um einen positiven oder einen negativen statistischen Zusammenhang gehandelt hat. Im beispielhaften Vergleich mit den TNK-Residuen (AACN5 LOG, Ø 63 % erklärte Varianz) konnten folgende Gründe für die hohen ELR R^2 Maxima bei den TXK-Residuen festgestellt werden:

- Die ELR zwischen dem RELPAR AACN5 LOG und den TNK-Residuen ergab für ca. 90 % aller Tage einen mitunter deutlich positiven statistischen Zusammenhang mit zunehmender Höhe über TTL. Dies ist gleichbedeutend mit einer Abnahme der negativen TNK-Residuen mit zunehmender Entfernung von der TTL bis hin sogar zu einer Umkehr in positive Residuen, ausgehend von hohen negativen Residuen am Talboden. Diese Tendenz spiegelt Prozesse wie Kaltluftdurchfluss und/oder Kaltluftakkumulation entlang der tieferen Geländeabschnitte plausibel wider. Das beschriebene Wirkungsgefüge stellte folglich den

Normalfall an einem Großteil aller Tage dar, abgeschwächt auch im Rahmen von allochthonen Wetterlagen.

- Gegenüber dem o. g. Beispiel wies der RELPAR DGM für die TXK-Residuen in den ELR-Regressionsgleichungen stattdessen einen häufigen Wechsel in der Steigung (ax) auf. An 135 Tagen zeigte sich ein positiver Steigungskoeffizient, an 110 Tagen ein negativer. Dabei zeichneten sich die höchsten R^2 überwiegend durch negative Steigungskoeffizienten aus (> 77 % der Fälle mit $R^2 > 0.5$). Demnach hat bei hohen Werten des R^2 eine überadiabatische Temperaturabnahme mit der Höhe dominiert, die sich durch eine negative Verschiebung der TXK-Residuen mit zunehmender Höhe geäußert hat. Eine überadiabatische Temperaturabnahme stellt eine labile Schichtung dar und kann häufig bei der Advektion von polaren Kaltluftmassen und dem damit verbundenen Durchzug von Kaltfronten beobachtet werden (SCHÖNWIESE 2003). So zeigten auch die synoptischen Karten für mehrere der o. g. Fälle eine typische NW-Lage.
- Umgekehrt wurde, wenn auch mit einer geringeren Häufigkeit von lediglich 23 % mit $R^2 > 0.5$, ein hoher positiver statistischer Zusammenhang festgestellt. In diesen Fällen zeigten die synoptischen Karten Hochdruckwetterlagen, die gemäß der gemessenen Zeitreihen ausschließlich in die Monate Oktober, November und Januar fielen und möglicherweise wie – in dieser Jahreszeit üblich – durch eine inverse Temperaturschichtung gekennzeichnet waren (vgl. HAVLIK 1970). Dies macht sich dann anhand einer positiven Verschiebung der TXK-Residuen mit zunehmender Höhe bemerkbar (unteradiabatische Temperaturabnahme oder sogar Temperaturzunahme mit der Höhe).
- Bei der ELR zwischen dem RELPAR DAH SSW und den TXK-Residuen fielen von den 30 höchsten tageswertbasierten Bestimmtheitsmaßen exakt 90 % der Fälle in die Monate August bis Oktober. Durch die im Spätsommer und Frühherbst hohen Einstrahlungswerte bei gleichzeitig unterdurchschnittlichem Niederschlag (DWD 2013) war die Verdunstung sehr wahrscheinlich spürbar verringert, so dass weniger Energie von den Oberflächen in Form von latenter Wärme abgeführt werden konnte. Dadurch konnte das räumliche Temperaturmuster der höchsten Lufttemperaturen in SW bis SSW exponierten Hangabschnitten (BÖHNER & ANTONIC 2009) intensiv zur Geltung kommen und ggf. noch durch das häufige Auftreten geringer Windgeschwindigkeiten verstärkt werden.

In der Summe haben die drei zuletzt genannten Punkte verdeutlicht, dass der Einfluss des Reliefs auf die TXK-Residuen einerseits unter dem Gesichtspunkt einer längeren Verweildauer von autochthonen Witterungssituationen ausgeprägt in Erscheinung treten konnte. Andererseits ist aber auch ein jahreszeitlicher Wechsel zu einem komplementären Temperaturregime in der Lage, hohe Bestimmtheitsmaße hervorzurufen. Entsprechend können vom Durchschnitt abweichende Ausgangsbedingungen an bestimmten Tagen hohe absolute Maxima der Bestimmtheitsmaße ermöglichen, obwohl eine hohe (konvektiv-)turbulente Durchmischung grundsätzlich im Mittel eine deutliche Dämpfung des Reliefeinflusses bewirkt.

Im Ergebnis der ELR dominieren bei den TMK und TNK hydrologische Parameter, wie die Höhe über Tiefenlinie, die modifizierte Einzugsgebietsgröße und der SAGA-Wetness-Index. Dies ist nicht verwunderlich, da bei den TNK gravitative Abfluss- und Akkumulationsprozesse von lokaler oder advehierter Kaltluft die Hauptursache für die nächtliche Temperaturvariation darstellen, welche, wie auch die Ergebnisse bei den topoklimatischen Residuen gezeigt

haben, gegenüber den TXK deutlich stärker ins Gewicht fallen. Dies überträgt sich letztlich auch auf die TMK.

Die ELR sollte neben der Erzeugung der tageweisen Regressionsfunktionen für die spätere Bildung der topoklimatischen Temperaturzu- und Temperaturabschläge den zusätzlichen Zweck erfüllen, eine Vorauswahl der RELPAR zu liefern, die in die anschließende MLR einfließen sollten, bzw. diejenigen RELPAR im Vorfeld der MLR zu identifizieren, die aufgrund einer schlechten Performanz bereits im Rahmen der ELR aussortiert werden konnten.

Darüber hinaus hat die Ergebnisrangfolge der Stärke des Bestimmtheitsmaßes kein starres Auswahlkriterium dargestellt, sondern sollte vielmehr eine Empfehlung geben, welche RELPAR in der MLR auf einen zusätzlichen Mehrwert zu anderen RELPAR hin untersucht werden könnten. Aus den folgenden Gründen wurde für die nachgeschaltete MLR kenngrößenabhängig eine geringfügig abweichende Auswahl an RELPAR getroffen im Vergleich zu derjenigen, die durch die ELR identifiziert wurde.

Bei den TMK wurde sich dafür entschieden, auf den fünftbesten RELPAR AACN3 LOG zu verzichten und stattdessen den sechstbesten RELPAR SLPHGT LOG zu wählen. Die Einbindung der unterschiedlichen Strahlerordnungen diente in erster Linie der Abbildung der Skaleninvarianz von Kaltluftprozessen (vgl. BENDIX 2004). Da die TMK zum einen nicht ausschließlich einer nächtlichen Kaltluftbeeinflussung unterliegen, sondern auch durch topoklimatisch relevante Prozesse am Tage gesteuert werden, sollte anstatt einer dritten AACN noch die Hanghöhe SLPGHT eingebunden werden – als ein Werkzeug für die mögliche Abbildung von hanggebundenen Erwärmungsprozessen (anabatische Hangwinde). Zum anderen stellte die Hanghöhe in Bezug auf die Zusammenstellung eines Multiparametersets eine weitere Abbildungsalternative für die nächtliche Kaltluftverteilung dar.

Bei den TNK wurde auf die nicht logarithmierte CATM zugunsten einer dritten AACN verzichtet, zum einen, um die o. g. Skaleninvarianz adäquat abbilden zu können, zum anderen, weil die logarithmierte CATM LOG bereits ein gleichstarkes Ergebnis geliefert hatte wie die nicht logarithmierte CATM und die CATM LOG aufgrund ihres Wertebereiches grundsätzlich besser für eine Regressionsanalyse geeignet war.

Bei den TXK wurde auf den viertbesten RELPAR RATIO DIR DIF verzichtet und stattdessen die sechsbeste TEI LEE gewählt, da mit TOTAL INS bereits eine jahreszeitlich flexible Reliefkenngröße berücksichtigt wurde. Die Berücksichtigung von TEI LEE sollte das Spektrum möglicher Reliefeigenschaften zusätzlich erweitern.

Einordnung der Ergebnisse: BLENNOW & PERSSON (1998) konnten mittels mobiler Messfahrten anhand von ausgewählten Reliefeigenschaften z. T. über 85 % der topoklimatischen Temperaturvarianz von Minimumtemperaturen erklären – in einer Auflösung von 10 × 10 m. HOLDEN et al. (2011) haben mittels PCA sogar im Maximum 98 % des topoklimatischen Temperaturmusters in den USA durch komplexe Reliefeigenschaften erklären können – in einer Auflösung von 30 × 30 m. Die ELR-Ergebnisse dieser Arbeit konnten ohne PCA im Maximum 93 % der Varianz der TNK und mit 91 % der TMK erklären, so dass die Ergebnisse als plausibel bewertet werden können.

7.2.2 Multiple lineare Regression (Reliefparameter)

Die schrittweise multiple lineare Regression wurde für TMK, TNK und TXK mit je 26 unterschiedlichen Kombinationen durchgeführt, so dass sämtliche RELPAR in jeder denkbaren Kombination zu allen anderen RELPAR untersucht werden konnten. Folgende Ergebnisse hat die MLR im Durchschnitt aller n = 245 Tage der Messkampagne zur Modellbildung ergeben (siehe Tab. 16 bis Tab. 18):

Die TMK zeigten mit einem mittleren R^2 adj von 0.63–0.69 akzeptable, hochsignifikante Ergebnisse. Die Verbesserung gegenüber den zehn stärksten Ergebnissen der ELR betrug dabei für das R^2 adj 0.10–0.16. Die Werte der mittleren R^2 adj lagen für alle 26 RELPAR-Kombinationen allerdings sehr dicht beinander. Insgesamt zeigten die Ergebnisse somit eine starke Redundanz der jeweiligen RELPAR untereinander. Dies ist auf die Zusammenstellung des Multiparametersets zurückzuführen, der gebildet wurde, um eine möglichst genau vertikale und horizontale Eingrenzung der räumlichen Lage der Kaltluft im Gelände vornehmen zu können. Der Standardfehler SE lag mit 0.33–0.39 auf sehr niedrigem Niveau, ebenso wie der RMSE mit 0.34–0.40. Die Ergebnisse der LOOCV befanden sich für den RMSE 0.37–0.42 sehr dicht an denen des operationellen MLR-Modells. Das verwendete MLR-Modell konnte folglich als stabil angesehen werden.

Die TNK zeigten mit einem mittleren R^2 adj von 0.60–0.69 ebenfalls hochsignifikante Ergebnisse in derselben Größenordnung wie bei den TMK. Der R^2 adj lag desweiteren mit 0.06–0.14 über den zehn stärksten Ergebnissen (R^2) der ELR. Auch bei den RELPAR der TNK war ein hohes Maß an Redundanz der RELPAR zueinander zu erkennen. Der SE lag zwischen 0.52–0.64, der RMSE zwischen 0.53–0.66. Der RMSE der LOOCV zeigte im Mittel 0.57–0.70. Die drei letztgenannten Werte lagen etwas höher als bei den TMK, was vermutlich auf die stärkere topoklimatische Temperaturvariation bei den TNK zurückzuführen ist. Dennoch konnte das operationelle MLR-Modell auch bei den TNK insgesamt als stabil angesehen werden.

Bei den TXK war die Redundanz nicht so stark ausgeprägt, so dass sich gegenüber dem R^2 der ELR ein Zuwachs des R^2 adj von 0.40 des schwächsten Modells auf 0.55 des stärksten Modells gezeigt hat. Die Verbesserung gegenüber der ELR betrug beim R^2 adj folglich 0.24–0.30 und lag damit höher als bei den beiden anderen Temperaturkenngrößen. Auch die MLR-Ergebnisse der TXK waren durchgehend hochsignifikant. Aufgrund der o. g. Werte hat sich gezeigt, dass die RELPAR der TXK deutlich weniger redundant waren als die der TMK und der TNK. Die Ursache hierfür ist auf der einen Seite in dem weniger komplexen räumlichen Temperaturmuster der TXK zu sehen, auf der anderen Seite in den sich in ihren Eigenschaften stärker voneinander unterscheidenden TXK-RELPAR. Der SE lag mit 0.38–0.50 ebenfalls sehr niedrig. Gleiches gilt für den RMSE mit 0.39–0.51. Der RMSE der LOOCV war nur geringfügig höher als derjenige der operationellen MLR, so dass auch das MLR-Modell an dieser Stelle als belastbar eingestuft werden konnte.

Einordnung der Ergebnisse: Wie an anderer Stelle bereits erwähnt wurde, gestaltet sich ein Vergleich mit den Ergebnissen anderer Publikationen oftmals sehr schwierig, da in der Vergangenheit eine Vielzahl von ESD-Techniken entwickelt wurde, die im Detail einen hohen Spezialisierungsgrad aufweisen und auf unterschiedliche Untersuchungsgebiete angewendet wurden (VON STORCH et al. 2000). Daher wird an dieser Stelle lediglich ein Vergleich mit den Ergebnissen von DIETRICH & BÖHNER (2008) vorgenommen, die exakt dasselbe statistische

Modell für die Untersuchung von Kaltluftabflüssen in Melsungen an der Fulda (Hessen) angewendet haben. DIETRICH & BÖHNER (2008) haben auf der Grundlage von 130 Messpunkten im Rahmen von mobilen Messfahrten in der Übergangsjahreszeit durch die Kombination unterschiedliche RELPAR (u. a. AACN LOG, CATM LOG, DGM) eine maximal erklärte Varianz von 55 % beobachtet – und im Winter eine solche von 68 %. Dies deckt sich sehr gut mit den Ergebnissen dieser Arbeit.

Es kann festgehalten werden, dass insbesondere die RELPAR der TMK und der TNK redundant zueinander waren. Es hat somit Multikollinearität vorgelegen, die auf die Bildung eines Multiparametersets zurückzuführen ist. Weiter ist nach ALVARES et al. (2013) grundsätzlich dasjenige MLR-Modell das beste, das an einer erreichten Obergrenze von erklärter Varianz die wenigsten unabhängigen Variablen beinhaltet. Bei der MLR ging es in dieser Arbeit jedoch eher darum, zu überprüfen, ob eine bestimmte RELPAR-Kombination einen deutlichen Mehrwert ggü. den meisten anderen RELPAR-Kombinationen gezeigt hat, um die am besten geeignete Kombination dann der Bildung der GTF zu Grunde zu legen. Dies konnte nicht festgestellt werden, so dass am Ende der Gedanke der Anwendung eines Multiparametersets zum Zwecke einer hinlänglichen Abbildung insbesondere der nächtlichen Kaltluftverteilung im Gelände überwogen hat und alle jeweils fünf untersuchten RELPAR bei der Ableitung von GTF für sämtliche drei Temperaturgrößen berücksichtigt wurden.

Tagesmitteltemperaturen (TMK)

MLR - QUOTE				MLR - KOMBINATIONEN						MODELL					LOOCV	
GROESSE	n MLR	n ges	MLR %	VARIANTE	RELPAR 1	RELPAR 2	RELPAR 3	RELPAR 4	RELPAR 5	Ø R^2 adj	Ø p	Ø SE	Ø R^2	Ø RMSE	Ø R^2	Ø RMSE
TMK	224	245	91.4	VAR 11	AACN4 LOG	AACN5 LOG	CATM LOG	SLPHGT LOG	SWI	0.69	< 0.01	0.33	0.71	0.34	0.68	0.37
TMK	220	245	89.8	VAR 13	AACN4 LOG	AACN5 LOG	CATM LOG			0.69	< 0.01	0.33	0.70	0.34	0.68	0.37
TMK	224	245	91.4	VAR 14	AACN4 LOG	AACN5 LOG	CATM LOG	SLPHGT LOG		0.69	< 0.01	0.33	0.70	0.34	0.68	0.37
TMK	222	245	90.6	VAR 9	AACN4 LOG	AACN5 LOG	CATM LOG	SWI		0.69	< 0.01	0.33	0.70	0.34	0.67	0.37
TMK	224	245	91.4	VAR 21	AACN4 LOG	AACN5 LOG	SLPHGT LOG	SWI		0.68	< 0.01	0.33	0.70	0.34	0.68	0.37
TMK	223	245	91.0	VAR 25	AACN4 LOG	AACN5 LOG	SLPHGT LOG			0.68	< 0.01	0.33	0.70	0.34	0.68	0.37
TMK	224	245	91.4	VAR 10	AACN5 LOG	CATM LOG	SLPHGT LOG	SWI		0.68	< 0.01	0.33	0.70	0.34	0.68	0.37
TMK	221	245	90.2	VAR 20	AACN4 LOG	AACN5 LOG	SWI			0.68	< 0.01	0.33	0.70	0.34	0.67	0.37
TMK	224	245	91.4	VAR 22	AACN5 LOG	SLPHGT LOG	SWI			0.68	< 0.01	0.34	0.70	0.34	0.67	0.37
TMK	224	245	91.4	VAR 15	AACN5 LOG	CATM LOG	SLPHGT LOG			0.68	< 0.01	0.34	0.70	0.34	0.67	0.37
TMK	222	245	90.6	VAR 7	AACN5 LOG	CATM LOG	SWI			0.68	< 0.01	0.34	0.70	0.35	0.67	0.37
TMK	218	245	89.0	VAR 24	AACN4 LOG	AACN5 LOG				0.68	< 0.01	0.34	0.69	0.35	0.67	0.38
TMK	220	245	89.8	VAR 4	AACN5 LOG	CATM LOG				0.68	< 0.01	0.34	0.69	0.35	0.67	0.37
TMK	223	245	91.0	VAR 26	AACN5 LOG	SLPHGT LOG				0.67	< 0.01	0.34	0.69	0.35	0.67	0.37
TMK	221	245	90.2	VAR 18	AACN5 LOG	SWI				0.67	< 0.01	0.34	0.69	0.35	0.67	0.37
TMK	221	245	90.2	VAR 8	AACN4 LOG	CATM LOG	SLPHGT LOG	SWI		0.66	< 0.01	0.36	0.67	0.37	0.65	0.39
TMK	221	245	90.2	VAR 19	AACN4 LOG	SLPHGT LOG	SWI			0.65	< 0.01	0.36	0.67	0.37	0.65	0.40
TMK	219	245	89.4	VAR 5	AACN4 LOG	CATM LOG	SWI			0.65	< 0.01	0.37	0.67	0.38	0.65	0.40
TMK	217	245	88.6	VAR 2	AACN4 LOG	CATM LOG				0.65	< 0.01	0.37	0.67	0.38	0.65	0.40
TMK	221	245	90.2	VAR 12	AACN4 LOG	CATM LOG	SLPHGT LOG			0.65	< 0.01	0.37	0.67	0.38	0.65	0.40
TMK	218	245	89.0	VAR 16	AACN4 LOG	SWI				0.65	< 0.01	0.37	0.67	0.38	0.64	0.40
TMK	220	245	89.8	VAR 23	AACN4 LOG	SLPHGT LOG				0.64	< 0.01	0.37	0.66	0.38	0.64	0.40
TMK	220	245	89.8	VAR 6	CATM LOG	SLPHGT LOG	SWI			0.64	< 0.01	0.37	0.66	0.38	0.64	0.41
TMK	219	245	89.4	VAR 17	SLPHGT LOG	SWI				0.64	< 0.01	0.38	0.66	0.39	0.64	0.41
TMK	218	245	89.0	VAR 1	CATM LOG	SWI				0.64	< 0.01	0.38	0.66	0.39	0.64	0.41
TMK	220	245	89.8	VAR 3	CATM LOG	SLPHGT LOG				0.63	< 0.01	0.39	0.65	0.40	0.63	0.42

Tab. 16: Ergebnisse der MLR zwischen RELPAR und RESID zu ERA-Interim höhenkorrigiert (TMK)

Tagesminimumtemperaturen (TNK)

MLR - QUOTE				MLR - KOMBINATIONEN						MODELL					LOOCV	
GROESSE	n MLR	n ges	MLR %	VARIANTE	RELPAR 1	RELPAR 2	RELPAR 3	RELPAR 4	RELPAR 5	Ø R^2 adj	Ø p	Ø SE	Ø R^2	Ø RMSE	Ø R^2	Ø RMSE
TNK	225	245	91.8	VAR 11	AACN3 LOG	AACN4 LOG	AACN5 LOG	CATM LOG	SWI	0.69	< 0.01	0.52	0.71	0.53	0.68	0.57
TNK	225	245	91.8	VAR 9	AACN3 LOG	AACN5 LOG	CATM LOG	SWI		0.69	< 0.01	0.52	0.71	0.53	0.68	0.57
TNK	225	245	91.8	VAR 8	AACN4 LOG	AACN5 LOG	CATM LOG	SWI		0.69	< 0.01	0.52	0.70	0.53	0.68	0.57
TNK	225	245	91.8	VAR 21	AACN3 LOG	AACN4 LOG	AACN5 LOG	CATM LOG		0.69	< 0.01	0.52	0.70	0.53	0.68	0.57
TNK	224	245	91.4	VAR 25	AACN3 LOG	AACN4 LOG	AACN5 LOG			0.69	< 0.01	0.52	0.70	0.53	0.68	0.57
TNK	225	245	91.8	VAR 5	AACN5 LOG	CATM LOG	SWI			0.69	< 0.01	0.52	0.70	0.53	0.68	0.57
TNK	225	245	91.8	VAR 14	AACN3 LOG	AACN4 LOG	AACN5 LOG	SWI		0.69	< 0.01	0.52	0.70	0.53	0.68	0.57
TNK	225	245	91.8	VAR 20	AACN3 LOG	AACN5 LOG	CATM LOG			0.69	< 0.01	0.52	0.70	0.53	0.68	0.57
TNK	225	245	91.8	VAR 13	AACN3 LOG	AACN5 LOG	SWI			0.69	< 0.01	0.52	0.70	0.53	0.68	0.57
TNK	224	245	91.4	VAR 24	AACN3 LOG	AACN5 LOG				0.69	< 0.01	0.52	0.70	0.54	0.68	0.57
TNK	225	245	91.8	VAR 19	AACN4 LOG	AACN5 LOG	CATM LOG			0.68	< 0.01	0.52	0.70	0.54	0.68	0.57
TNK	225	245	91.8	VAR 12	AACN4 LOG	AACN5 LOG	SWI			0.68	< 0.01	0.52	0.70	0.53	0.68	0.57
TNK	225	245	91.8	VAR 16	AACN5 LOG	CATM LOG				0.68	< 0.01	0.52	0.70	0.54	0.68	0.57
TNK	225	245	91.8	VAR 2	AACN5 LOG	SWI				0.68	< 0.01	0.52	0.70	0.54	0.68	0.57
TNK	223	245	91.0	VAR 23	AACN4 LOG	AACN5 LOG				0.68	< 0.01	0.53	0.70	0.54	0.67	0.58
TNK	221	245	90.2	VAR 10	AACN3 LOG	AACN4 LOG	CATM LOG	SWI		0.63	< 0.01	0.60	0.65	0.62	0.62	0.66
TNK	221	245	90.2	VAR 6	AACN4 LOG	CATM LOG	SWI			0.63	< 0.01	0.61	0.65	0.62	0.62	0.66
TNK	221	245	90.2	VAR 15	AACN3 LOG	AACN4 LOG	SWI			0.63	< 0.01	0.61	0.65	0.62	0.62	0.66
TNK	220	245	89.8	VAR 7	AACN3 LOG	CATM LOG	SWI			0.63	< 0.01	0.61	0.65	0.62	0.62	0.66
TNK	220	245	89.8	VAR 1	CATM LOG	SWI				0.63	< 0.01	0.61	0.65	0.63	0.62	0.66
TNK	221	245	90.2	VAR 3	AACN4 LOG	SWI				0.62	< 0.01	0.61	0.64	0.63	0.62	0.66
TNK	220	245	89.8	VAR 4	AACN3 LOG	SWI				0.62	< 0.01	0.61	0.64	0.63	0.61	0.66
TNK	221	245	90.2	VAR 22	AACN3 LOG	AACN4 LOG	CATM LOG			0.62	< 0.01	0.62	0.64	0.64	0.61	0.68
TNK	221	245	90.2	VAR 17	AACN4 LOG	CATM LOG				0.61	< 0.01	0.62	0.63	0.64	0.61	0.68
TNK	220	245	89.8	VAR 18	AACN3 LOG	CATM LOG				0.61	< 0.01	0.62	0.63	0.64	0.60	0.68
TNK	219	245	89.4	VAR 26	AACN3 LOG	AACN4 LOG				0.60	< 0.01	0.64	0.62	0.66	0.59	0.70

Tab. 17: Ergebnisse der MLR zwischen RELPAR und RESID zu ERA-Interim höhenkorrigiert (TNK)

Tagesmaximumtemperaturen (TXK)

MLR - QUOTE				MLR - KOMBINATIONEN						MODELL					LOOCV	
GROESSE	n MLR	n ges	MLR %	VARIANTE	RELPAR 1	RELPAR 2	RELPAR 3	RELPAR 4	RELPAR 5	Ø R^2 adj	Ø p	Ø SE	Ø R^2	Ø RMSE	Ø R^2	Ø RMSE
TXK	210	245	85.7	VAR 11	DAH SSW	DAH SW	DGM	TEI LEE	TOTAL INS	0.55	< 0.01	0.38	0.58	0.39	0.55	0.43
TXK	206	245	84.1	VAR 9	DAH SSW	DGM	TEI LEE	TOTAL INS		0.55	< 0.01	0.39	0.58	0.40	0.55	0.44
TXK	203	245	82.9	VAR 14	DAH SSW	DAH SW	DGM	TEI LEE		0.55	< 0.01	0.39	0.58	0.40	0.55	0.43
TXK	209	245	85.3	VAR 21	DAH SW	DGM	TEI LEE	TOTAL INS		0.54	< 0.01	0.39	0.57	0.40	0.54	0.44
TXK	199	245	81.2	VAR 13	DAH SSW	DGM	TEI LEE			0.54	< 0.01	0.39	0.57	0.40	0.54	0.44
TXK	123	245	50.2	VAR 24	DGM	TEI LEE				0.51	< 0.01	0.39	0.55	0.40	0.52	0.44
TXK	201	245	82.0	VAR 20	DGM	TEI LEE	TOTAL INS			0.51	< 0.01	0.41	0.54	0.42	0.51	0.46
TXK	194	245	79.2	VAR 25	DAH SW	DGM	TEI LEE			0.51	< 0.01	0.41	0.54	0.43	0.51	0.46
TXK	197	245	80.4	VAR 10	DAH SSW	DAH SW	TEI LEE	TOTAL INS		0.48	< 0.01	0.43	0.51	0.44	0.49	0.48
TXK	193	245	78.8	VAR 7	DAH SSW	TEI LEE	TOTAL INS			0.48	< 0.01	0.44	0.51	0.45	0.48	0.48
TXK	190	245	77.6	VAR 15	DAH SSW	DAH SW	TEI LEE			0.47	< 0.01	0.43	0.51	0.45	0.48	0.48
TXK	185	245	75.5	VAR 8	DAH SSW	DAH SW	DGM	TOTAL INS		0.47	< 0.01	0.41	0.51	0.43	0.48	0.46
TXK	178	245	72.7	VAR 12	DAH SSW	DAH SW	DGM			0.47	< 0.01	0.42	0.50	0.43	0.48	0.46
TXK	181	245	73.9	VAR 5	DAH SSW	DGM	TOTAL INS			0.47	< 0.01	0.42	0.50	0.43	0.48	0.46
TXK	195	245	79.6	VAR 22	DAH SW	TEI LEE	TOTAL INS			0.47	< 0.01	0.44	0.50	0.45	0.48	0.49
TXK	186	245	75.9	VAR 4	DAH SSW	TEI LEE				0.47	< 0.01	0.44	0.50	0.45	0.48	0.49
TXK	174	245	71.0	VAR 2	DAH SSW	DGM				0.46	< 0.01	0.42	0.49	0.43	0.47	0.46
TXK	183	245	74.7	VAR 19	DAH SW	DGM	TOTAL INS			0.46	< 0.01	0.42	0.49	0.43	0.47	0.46
TXK	185	245	75.5	VAR 18	TEI LEE	TOTAL INS				0.43	< 0.01	0.46	0.47	0.47	0.44	0.51
TXK	168	245	68.6	VAR 23	DAH SW	DGM				0.43	< 0.01	0.44	0.46	0.45	0.44	0.48
TXK	175	245	71.4	VAR 26	DAH SW	TEI LEE				0.43	< 0.01	0.47	0.46	0.48	0.44	0.52
TXK	174	245	71.0	VAR 16	DGM	TOTAL INS				0.42	< 0.01	0.44	0.45	0.45	0.43	0.48
TXK	139	245	56.7	VAR 6	DAH SSW	DAH SW	TOTAL INS			0.41	< 0.01	0.49	0.44	0.50	0.42	0.53
TXK	130	245	53.1	VAR 3	DAH SSW	DAH SW				0.41	< 0.01	0.49	0.44	0.51	0.42	0.53
TXK	134	245	54.7	VAR 1	DAH SSW	TOTAL INS				0.41	< 0.01	0.50	0.44	0.51	0.42	0.54
TXK	135	245	55.1	VAR 17	DAH SW	TOTAL INS				0.40	< 0.01	0.50	0.43	0.51	0.41	0.54

Tab. 18: Ergebnisse der MLR zwischen RELPAR und RESID zu ERA-Interim höhenkorrigiert (TXK)

7.2.3 Polynomischer Trend (atmospärische Prädiktoren)

Wie in Kap. 5.2.3 beschrieben wurde, wurde im ersten Schritt analog zu der Regressionsanalyse zwischen den topoklimatischen Residuen und den RELPAR auch für die ERA-Interim-Prädiktoren eine ELR durchgeführt. Im Gegensatz zu den RELPAR wurden anstatt der räumlichen Ausprägung der topoklimatischen Residuen jedoch deren Spannweiten als Maß für die Stärke des topoklimatischen Musters zu den atmosphärischen Prädiktoren in Beziehung gesetzt. Das jeweils stärkste statistische Modell wurde dann für alle drei Temperaturkenngrößen TMK, TNK und TXK mittels eines polynomischen Trends 4. Ordnung daraufhin untersucht, inwieweit eine Steigerung des Bestimmtheitsmaßes erzielt werden konnte.

Für TMK konnten folgende Ergebnisse für die zehn stärksten, einfach-linearen statistischen Zusammenhänge festgestellt werden:

KENNGROESSE	ERA PRÄDIKTOR	R^2	ax	b	p
TMK	NTR ABW	0.39	-0.044	2.378	0.00
TMK	NTR ABW LOG	0.38	-0.725	2.395	0.00
TMK	**WN**	**0.37**	**-0.032**	**3.246**	**0.00**
TMK	NTR	0.35	-0.037	0.440	0.01
TMK	WT	0.26	-0.025	3.886	0.02
TMK	WM	0.21	-0.028	3.072	0.04
TMK	NR ABW	0.19	0.025	2.363	0.06
TMK	NR ABW LOG	0.15	0.462	2.326	0.09
TMK	VERT GESCHW (950mb)	0.14	8.045	2.288	0.11
TMK	VERT GESCHW (925mb)	0.13	6.669	2.291	0.11

Tab. 19: ELR-Ergebnisse für die Untersuchung des statistischen Zusammenhangs zwischen ERA-Interim-Prädiktoren und der topoklimatischen Temperaturvariation auf der Basis von n = 245 Tageswerten für TMK

Der höchste statistische Zusammenhang konnte für die mittlere langwellige Nettostrahlungsbilanz identifiziert werden, genauer für die tageswertbezogenen Abweichungen vom Jahresgang, einschließlich deren Logarithmierung. Da jedoch die Messkampagne zur Modellbildung weniger als ein Jahr umfasste, war eine belastbare Verwendung dieser Prädiktoren-Modifikation nicht auf die unabhängigen Beobachtungen der Validierungsmesskampagne übertragbar, die ihrerseits zudem lediglich eine 92-tägige Zeitreihe ohne Schneebedeckung liefern konnte. Wie in Kap. 5.1.3 ausgeführt wurde, diente die Untersuchung der Abweichungen vom Jahresgang ausschließlich der Beantwortung der Frage, ob ein solcher Ansatz theoretisch einen Mehrwert hinsichtlich der Steuerung der topoklimatischen Temperaturvariation durch saisonale Trends von atmosphärischen Prädiktoren generieren kann. Diese Frage kann aufgrund der Ergebnisse an dieser Stelle eindeutig bejaht werden. Aus den genannten Gründen wurde anstelle der NTR-Modifikationen jedoch der nächste, nicht saisonal modifizierte Prädiktor der niedrigen Wolken (WN) für die witterungsbedingte Steuerung der Transferfunktionen ausgewählt.

Der Prädiktor der niedrigen Wolken hat vermutlich deshalb ein hohes Bestimmtheitsmaß gezeigt, da Wolken als elementarer Steuerungsfaktor sowohl für die tägliche Einstrahlung als auch für die nächtliche Ausstrahlung fungieren. Weil sich in den TMK tageszeitlich konträre Prozesse überlagern, erscheint das Ergebnis plausibel.

In Anbetracht des Regressionskoeffizienten (ax) kann Folgendes konstatiert werden: Je höher der Bedeckungsgrad ist, desto niedriger fällt die normierte Temperaturvariation im Gelände aus – und umgekehrt. Der statistische Zusammenhang zwischen den Reanalysen und der Stärke der Temperaturvariation im Gelände ist bei dem Prädiktor WN hochsignifikant. Bei den langwelligen Strahlungskenngrößen NTR (inkl. ABW, ABW LOG) hingegen gilt Folgendes: Je stärker negativ die nächtliche Strahlungsbilanz ausgeprägt ist, desto höher tritt das Temperaturmuster in Erscheinung.

Die Überprüfung des statistischen Zusammenhangs der WN mittels eines polynomischen Trends ergab eine Steigerung des Bestimmtheitmaßes auf $R^2 = 0.57$. Die Regressionsfunktion bezüglich der Bildung von Gewichtungsfaktoren ist Kap. 7.3.2 zu entnehmen.

Für TNK konnten folgende Ergebnisse für die zehn höchsten statistischen Zusammenhänge festgestellt werden:

KENNGROESSE	ERA PRÄDIKTOR	R^2	ax	b	p
TNK	**NTR**	**0.31**	**-0.057**	**1.179**	**0.01**
TNK	NTR ABW LOG	0.28	-0.943	3.738	0.02
TNK	NTR ABW	0.27	-0.059	3.765	0.02
TNK	WM	0.25	-0.038	4.656	0.03
TNK	WT	0.23	-0.029	5.440	0.03
TNK	NTRD ABW	0.23	-0.034	3.840	0.03
TNK	NTRD ABW LOG	0.23	-0.732	3.853	0.03
TNK	ABS FEUCHTE ABW	0.16	-0.160	3.784	0.08
TNK	DRUCK MSL	0.15	0.098	-95.702	0.09
TNK	PBLH	0.13	-0.003	4.484	0.12

Tab. 20: ELR-Ergebnisse für die Untersuchung des statistischen Zusammenhangs zwischen ERA-Interim-Prädiktoren und der topoklimatischen Temperaturvariation auf der Basis von n = 245 Tageswerten für TNK

Die Ergebnisse zeigen eine klar dominierende Rolle der langwelligen Strahlungskenngrößen, die für die Ausbildung der nächtlichen Residuen ausschlaggebend sind. Die acht stärksten statistischen Zusammenhänge inkl. zweier Wolkenparameter sind signifikant und bezüglich der NTR an der Grenze zu hochsigifikant. Auch der Ansatz, die Abweichungen eines Prädiktors zu seinem Jahresgang zu bilden, liefert – wie bei den TMK – gute Ergebnisse. Weiter gilt für die Strahlungsparameter Folgendes: Je geringer negativ die nächtlichen Strahlungsbilanzen ausfallen, desto schwächer ist die normierte Temperaturvariation im Gelände ausgeprägt. Für die Prädiktoren des Bedeckungsgrads der mittleren Wolken und des Gesamtbedeckungsgrads (WM, WT) gilt Folgendes: Je höher der Bedeckungsgrad ist, desto schwächer tritt das Temperaturmuster in Erscheinung. Auch bei der absoluten Feuchte verhält es sich wie folgt: Je höher der Wassergehalt in der Atmosphäre ist, desto niedriger fallen die normierten Spannweiten der topoklimatischen Residuen aus. Beim Druck auf Meereshöhe verhält es sich umgekehrt: Je höher der Druck ist, desto höher ist auch der Wert der normierten Temperaturvariation. In einem solchen Fall liegen somit Strahlungswetterlagen mit hohem Druck und geringem Wolkenbedeckungsgrad vor, was für eine quantitativ starke Ausprägung des räumlichen Temperaturmusters auf Grundlage kaum oder nicht gestörter Strahlungsflüsse förderlich ist. Die PBLH zeigte wiederum eine schwach negative Steigung. Der negative statistische Zusammenhang sagt dabei Folgendes aus: Je niedriger die PBLH ist, desto höher ist die

Temperaturvariation. Dies bildet den nächtlichen Prozess der Entkoplung der stabilen Grenzschicht von der Restschicht ab.

Die Überprüfung des statistischen Zusammenhangs mittels eines polynomischen Trends ergab jedoch lediglich eine Steigerung des Bestimmtheitmaßes der NTR auf $R^2 = 0.33$. Die Regressionsfunktion bezüglich der Bildung von Gewichtungsfaktoren ist Kap. 7.3.2 zu entnehmen.

Für TXK konnten folgende Ergebnisse für die zehn höchsten statistischen Zusammenhänge festgestellt werden:

KENNGROESSE	ERA PRÄDIKTOR	R^2	ax	b	p
TXK	NTR ABW	0.12	-0.018	2.163	0.13
TXK	NTR ABW LOG	0.11	-0.327	2.173	0.15
TXK	**PBLH**	**0.11**	**-0.001**	**3.059**	**0.15**
TXK	VERT GESCHW (900mb)	0.11	4.224	2.118	0.16
TXK	VERT GESCHW (925mb)	0.10	5.867	2.144	0.18
TXK	WN	0.09	-0.013	2.532	0.20
TXK	VERT GESCHW (875mb)	0.08	3.567	2.126	0.23
TXK	VERT GESCHW (975mb)	0.08	6.175	2.163	0.23
TXK	WM	0.07	-0.013	2.495	0.25
TXK	NTR	0.07	-0.012	2.142	0.27

Tab. 21: ELR-Ergebnisse für die Untersuchung des statistischen Zusammenhangs zwischen ERA-Interim-Prädiktoren und der topoklimatischen Temperaturvariation auf der Basis von n = 245 Tageswerten für TXK

Die Ergebnisse der TXK weichen im Vergleich zu denen der TMK und der TNK deutlich ab, was das Maß an erklärter Varianz anbelangt. Keiner der untersuchten ERA-Interim-Prädiktoren ist signifikant. Der stärkste Prädiktor ist die Abweichung der langwelligen Nettostrahlungsbilanz vom Jahresgang, gefolgt von deren Logarithmierung. Relativ gesehen bedeutet dies abermals ein gutes Abschneiden der jahresgangbereinigten Prädiktoren, wie schon im Hinblick auf die Ergebnisse der TMK und TNK festgestellt werden konnte. Da diese Modifikationen jedoch nicht operationell verwendet werden konnten bzw. sollten, ist die Höhe der planetaren Grenzschicht (PBLH) der stärkste und somit für die Steuerung der Temperaturvariation im Gelände zu verwendende atmosphärische Prädiktor mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2 = 0.11$.

Auffällig ist zudem das relativ gute Abschneiden der Prädiktoren der vertikalen Geschwindigkeit. Dabei besteht ein positiver statistischer Zusammenhang zwischen der Hebung und der Ausbildung einer hohen Temperaturvariation. Wenn davon ausgegangen wird, dass Strahlungswetterlagen mit einer großräumigen Subsidenz von Luftmassen einhergehen, erscheint dieser Effekt auf den ersten Blick paradox. Allerdings sind die geopotentiellen Höhen der vertikalen Geschwindigkeit der o. g. ERA-Interim-Prädiktoren ausschlaggebend. Da die Höhe der planetaren Grenzschicht an Strahlungswetterlagen tagsüber bis ca. 1500 m ü. NN oder sogar mehr erreichen kann (HÄCKEL 2005, KRAUS 2008, SCHÖNWIESE 2003), bedeutet dies, dass die o. g. Druckniveaus von 875–975 mb im Modell sehr wahrscheinlich komplett Teil der konvektiven Grenzschicht sind. An Strahlungstagen ist dies mit einer einstrahlungsbedingt hohen Thermik bzw. mit ausgeprägten konvektiven Prozessen und aufsteigender Luftbewegung verbunden.

Die Überprüfung des statistischen Zusammenhangs mittels eines polynomischen Trends ergab lediglich eine Steigerung des Bestimmtheitmaßes des Prädiktors PBLH von $R^2 = 0.11$ auf $R^2 = 0.13$. Die Regressionsfunktion bezüglich der Bildung von Gewichtungsfaktoren ist Kap. 7.3.2 zu entnehmen.

7.3 Generische Transferfunktionen (GTF)

Den GTF liegen in Temperaturen übersetzte RELPAR zu Grunde, die auf Basis von mittleren ELR-Regressionsfunktionen (Steigung und Offset) zwischen den topoklimatischen Residuen und den jeweiligen Reliefeigenschaften errechnet wurden. Hierfür fanden die jeweils 30 höchsten RESID Spannen für TMK, TNK, TXK (bei n = 245 Tageswerten) Berücksichtigung. Diese (maximalen) Temperaturzu- und Temperaturabschläge wurden anschließend anhand des polynomischen Trends zwischen ERA-Interim-Prädiktoren und den auf 0–1 normierten Spannweiten der topoklimatischen Residuen in Form von Gewichtungsfaktoren gesteuert. Die tageswertbasierten Ergebnisse dieser Steuerung wurden in Form von gewichteten Temperaturzu- und Temperaturabschlägen mit den Flächendatensätzen der höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen addiert.

7.3.1 Reliefbasierte Verteilungsmuster der Lufttemperatur

Es wurden topoklimatische Temperaturzu- und Temperaturabschläge ermittelt, um ein räumliches Verteilungsmuster zu erzeugen, das repräsentativ ist für die bei der Modellbildung größte beobachtete Temperaturvariation im Gelände. Die jeweiligen Übersetzungsfunktionen von RELPAR in Temperaturen auf Basis der ELR lauten wie folgt:

KENN-GROESSE	RELPAR	Ø R^2	ax	b	KENN-GROESSE	RELPAR	Ø R^2	ax	b	KENN-GROESSE	RELPAR	Ø R^2	ax	b
TMK	AACN4 LOG	0.74	1.8392	-3.8332	**TNK**	AACN3 LOG	0.64	2.6416	-5.9699	**TXK**	DAH SSW	0.54	3.2481	1.6585
TMK	AACN5 LOG	0.78	1.8486	-4.2091	**TNK**	AACN4 LOG	0.70	2.5425	-6.2123	**TXK**	DAH SW	0.48	2.8238	1.5709
TMK	CATM LOG	0.69	-1.4768	5.6025	**TNK**	AACN5 LOG	0.82	2.7061	-6.9392	**TXK**	DGM	0.59	0.0022	-0.3190
TMK	SLPHGT LOG	0.62	3.5348	-6.5535	**TNK**	CATM LOG	0.71	-2.1385	7.3092	**TXK**	TEI LEE	0.56	13.3416	-12.7748
TMK	SWI	0.72	-0.5899	5.7046	**TNK**	SWI	0.73	-0.8489	7.3907	**TXK**	TOTAL INS	0.38	0.9690	-1.9730

Tab. 22: Regressionsbasierte, gemittelte Übersetzungsfunktionen von RELPAR in Temperaturzu- und Temperaturabschläge [°C] für die n = 30 höchsten Spannen der jeweiligen, gemessenen Temperaturvariationen

In Tab. 23 sind als Ergebnis der regressionsbasierten Ermittlung von topoklimatischen Temperaturzu- und Temperaturabschlägen die jeweiligen Wertespannen der in Temperaturen übersetzten RELPAR aufgelistet. Wie zu sehen ist, besitzen die TNK-basierten Zu- und Abschläge die höchsten negativen Werte bis hin zu überwiegend schwach positiven. Die TMK als ebenfalls überwiegend kaltluftbeeinflusste Temperaturgröße weisen etwas kleinere Wertespannen auf als die TNK, welche jedoch ebenfalls überwiegend negative Temperaturanomalien umfassen. Die TXK zeigen demgegenüber nahezu durchweg positive Temperaturanomalien (= Temperaturzuschläge), allerdings in einer geringeren Intensität.

KENN-GROESSE	RELPAR	MIN [°C]	MAX [°C]	KENN-GROESSE	RELPAR	MIN [°C]	MAX [°C]	KENN-GROESSE	RELPAR	MIN [°C]	MAX [°C]
TMK	AACN4 LOG	-3.8	1.2	**TNK**	AACN3 LOG	-6.0	0.9	**TXK**	DAH SSW	-0.1	3.5
TMK	AACN5 LOG	-4.2	1.0	**TNK**	AACN4 LOG	-6.2	0.8	**TXK**	DAH SW	0.0	3.2
TMK	CATM LOG	-7.9	0.4	**TNK**	AACN5 LOG	-6.9	0.8	**TXK**	DGM	0.2	3.0
TMK	SLPHGT LOG	-4.4	3.2	**TNK**	CATM LOG	-12.2	-0.2	**TXK**	TEI LEE	-0.2	1.5
TMK	SWI	-2.6	3.7	**TNK**	SWI	-4.6	4.5	**TXK**	TOTAL INS	-1.6	5.7

Tab. 23: Spannweiten der in Temperaturzu- und Temperaturabschläge [°C] übersetzen RELPAR

Als Beispiel sind in Abb. 33 der dimensionslose RELPAR SLPHGT LOG sowie seine regressionsbasierte Übersetzung in topoklimatische Temperaturzu- und Temperaturabschläge als Grundlage für die spätere witterungsdynamische Steuerung durch ausgewählte atmosphärische ERA-Interim-Prädiktoren zu sehen (siehe Legenden rechts).

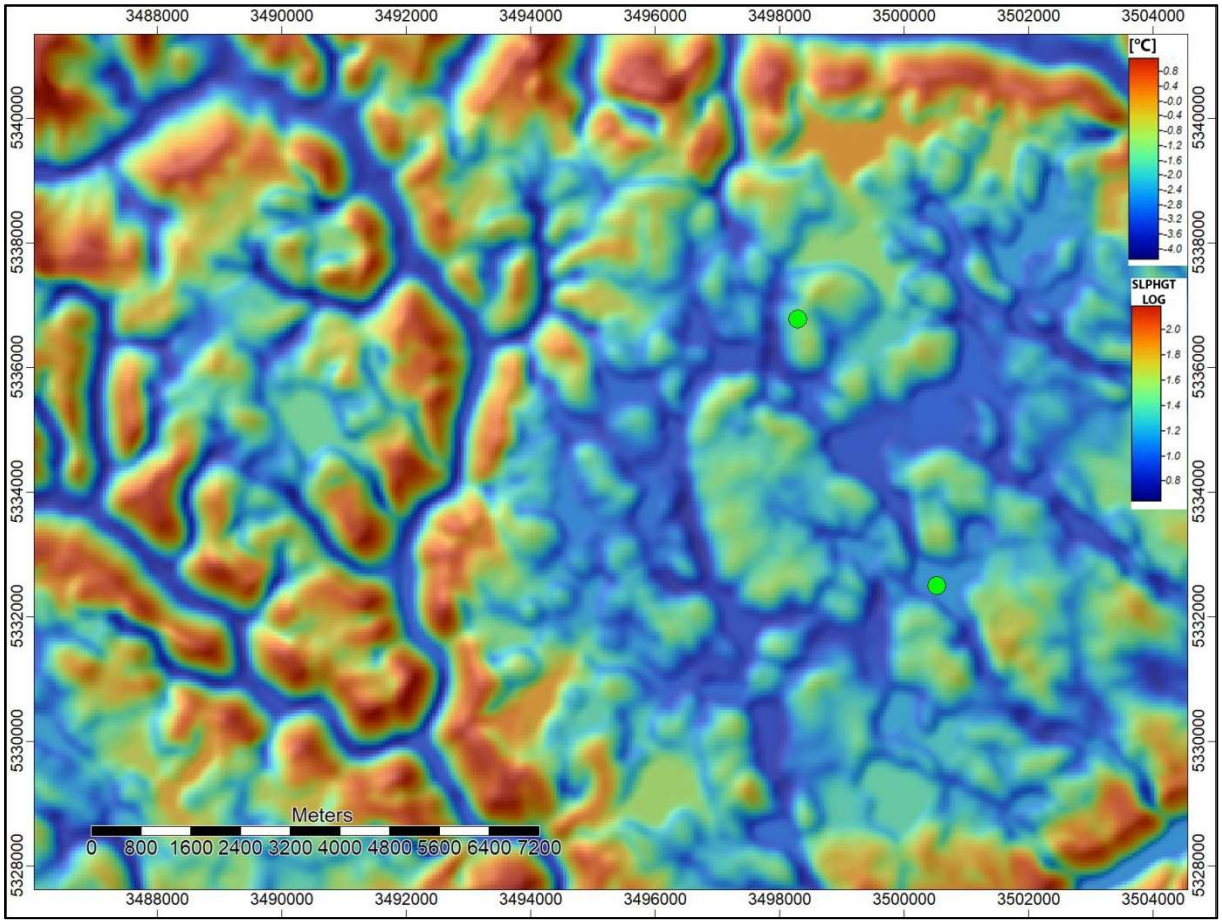

Abb. 33: Übersetzung des RELPAR SLPHGT LOG (dimensionslos) in regressionsbasierte, topoklimatische Zu- und Abschläge [°C] am Beispiel der Hohen Schwäbischen Alb

7.3.2 Berechnung von Gewichtungsfaktoren

Die Gewichtungsfaktoren dienten der Steuerung der topoklimatischen Temperaturvariation aus Kapitel 7.3.1 – in Abhängigkeit der jeweiligen ERA-Interim-Prädiktoren für die jeweiligen Temperaturgrößen TMK, TNK und TXK. Die zu Grunde liegenden Funktionen wurden mittels eines polynomischen Trends zwischen den auf den Wertebereich von 0–1 normierten Temperaturspannen der topoklimatischen Residuen und den jeweiligen Prädiktoren ermittelt. Die Anzahl der TGW betrug n = 245. Bei der Angabe der einzelnen Funktionsterme wurde darauf geachtet, dass sie möglichst die gleiche Anzahl von Nachkommastellen aufweisen. Aufgrund

der unterschiedlichen Wertebereiche der atmosphärischen Prädiktoren war dies jedoch lediglich eingeschränkt möglich.

Die ermittelte **Steuerungsfunktion für TMK** auf Grundlage des ERA-Interim-Prädiktors **WN** lautet (mit x_{PRAED} als Wolkenbedeckungsgrad in %):

$$\boldsymbol{GWF_{ERA}\ [0-1] = -0.00000301 * x_{PRAED}{}^{3} + 0.00050305 * x_{PRAED}{}^{2} - 0.02626461 * x_{PRAED} + 0.594}$$

Formel 36: Steuerungsfunktion des atmosphärischen ERA-Interim-Prädiktors WN [%] für die topoklimatische Temperaturvariation der TMK

Die ermittelte **Steuerungsfunktion für TNK** auf Grundlage des ERA-Interim-Prädiktors **NTR** lautet (mit x_{PRAED} als mittlere langwellige Nettostrahlungsbilanz in Wh/m²):

$$\boldsymbol{GWF_{ERA}\ [0-1] = -0.0000004736 * x_{PRAED}{}^{3} + 0.000026859 * x_{PRAED}{}^{2} - 0.0011861 * x_{PRAED} + 0.179}$$

Formel 37: Steuerungsfunktion des atmosphärischen ERA-Interim-Prädiktors NTR [Wh/m²] für die topoklimatische Temperaturvariation der TNK

Die ermittelte **Steuerungsfunktion für TXK** auf Grundlage des ERA-Interim-Prädiktors **PBLH** lautet (mit x_{PRAED} als Höhe der planetaren Grenzschicht in m):

$$\boldsymbol{GWF_{ERA}\ [0-1] = -0.00000000013528 * x_{PRAED}{}^{3} + 0.000000482 * x_{PRAED}{}^{2} - 0.000623 * x_{PRAED} + 0.437}$$

Formel 38: Steuerungsfunktion des atmosphärischen ERA-Interim-Prädiktors PBLH [m] für die topoklimatische Temperaturvariation der TXK

Im Ergebnis wurde das in Kapitel 7.3.1 skizzierte räumliche Temperaturmuster durch Gewichtungsfaktoren mit niedrigen Werten von z. B. 0.2 auf ein Fünftel seiner ursprünglichen Spannweite reduziert und bei hohen Werten von etwa 0.8 nahezu in seiner vollen Ausprägung für die Addition mit den Flächendatensätzen der höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen berücksichtigt.

7.3.3 Synthese von höhenkorrigierten ERA-Interim-Reanalysen und GTF

Eine Beschreibung der Herangehensweise zur GTF-basierten Schätzung der Lufttemperatur findet sich in Kap. 5.2.5. An dieser Stelle wird lediglich eine Visualisierung des Vorgangs der Synthese von Höhenkorrektur und gesteuerter topoklimatischer Temperaturvariation zu finaler Temperaturschätzung am Beispiel eines willkürlich ausgewählten Tages für die TMK vorgenommen, um die letzten Schritte zur flächenhaften, relief- und witterungsabhängigen Schätzung der bodennahen Lufttemperatur plastisch zu veranschaulichen.

In Abb. 34 ist der beispielhafte Vorgang der Synthese zu sehen. Die Grundlage der GTF-Schätzung ist der Flächendatensatz der höhenkorrigierten Reanalysen für eine der drei Kenngrößen an einem bestimmten Tag. Für diesen Tag wurde dann für die jeweilige Temperaturkenngröße ein witterungsabhängiger Gewichtungfaktor berechnet, mit dem ein bestimmter in Temperaturen übersetzter RELPAR multipliziert wurde. Dieses durch den ERA-Interim-Prädiktor gewichtete Grid der Temperaturzu- und Temperaturabschläge wurde dann mit den höhenkorrigierten Reanalysen addiert. Bei dem nachfolgenden Beispiel wurden die TMK für den 28.09.2012 GTF-basiert geschätzt – unter Verwendung des in Temperaturen übersetzten RELPAR AACN4 LOG mit einem MPF von 2.

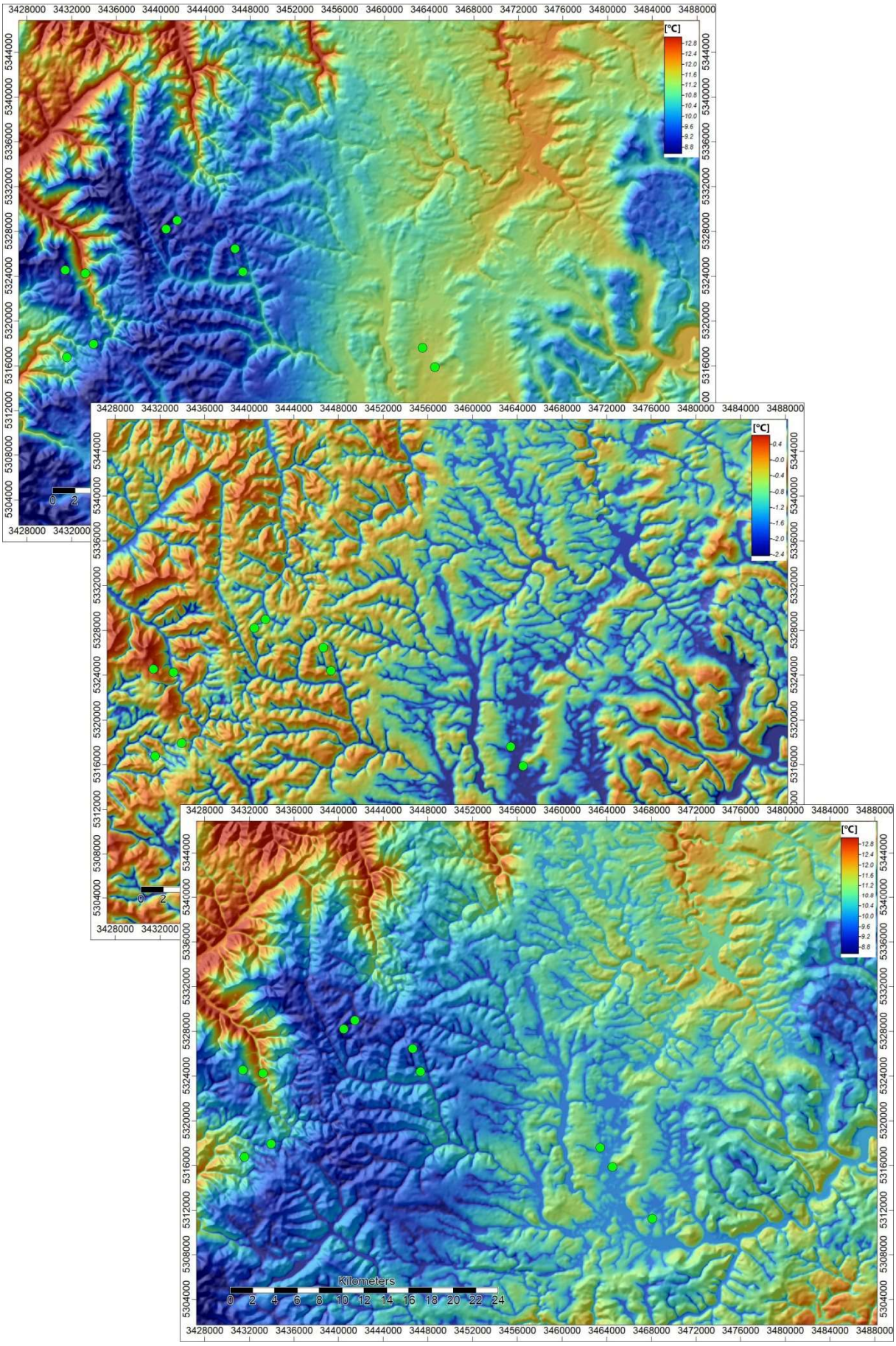

Abb. 34: Beispielhafte Synthese (unten) von ERA-Interim-Höhenkorrektur (oben) und witterungsdynamisch gesteuerter, topoklimatischer Temperaturvariation im Gelände (Mitte)

7.4 Validierung

7.4.1 Tagesmitteltemperaturen (TMK)

AUSWAHL						ERA vs. BEOB.		GTF vs. BEOB.		VERBESSERUNG GTF		
T-GROESSE	RELPAR	PRAED	LAGE	LOGGER	MPF	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE	RMSE %
TMK	KOMBINATION	WN	ALLE	13	div.	0.88	2.24	0.91	1.30	0.03	0.94	**42.1**
TMK	AACN4 LOG	WN	ALLE	13	2.5	0.88	2.24	0.92	1.21	0.04	1.03	**46.0**
TMK	AACN4 LOG	WN	BAAR	3	2.5	0.76	3.29	0.85	1.69	0.09	1.59	**48.5**
TMK	AACN4 LOG	WN	EHL	4	3	0.95	1.17	0.95	1.04	0.00	0.13	**11.0**
TMK	AACN4 LOG	WN	HLTS	1	1.5	0.94	1.26	0.95	1.03	0.00	0.22	**17.7**
TMK	AACN4 LOG	WN	HMLD	1	2.5	0.69	4.00	0.83	1.85	0.14	2.15	**53.8**
TMK	AACN4 LOG	WN	TTL	4	2	0.81	2.75	0.87	1.54	0.06	1.21	**44.1**
TMK	AACN5 LOG	WN	ALLE	13	2.5	0.88	2.24	0.92	1.22	0.04	1.03	**45.8**
TMK	AACN5 LOG	WN	BAAR	3	2.5	0.76	3.29	0.85	1.68	0.09	1.61	**48.9**
TMK	AACN5 LOG	WN	EHL	4	3	0.95	1.17	0.95	1.05	0.00	0.12	**10.4**
TMK	AACN5 LOG	WN	HLTS	1	3	0.94	1.26	0.95	1.03	0.00	0.22	**17.9**
TMK	AACN5 LOG	WN	HMLD	1	2.5	0.69	4.00	0.83	1.89	0.14	2.11	**52.8**
TMK	AACN5 LOG	WN	TTL	4	2	0.81	2.75	0.87	1.54	0.06	1.21	**43.9**
TMK	CATM LOG	WN	ALLE	13	1.5	0.88	2.24	0.92	1.21	0.04	1.04	**46.1**
TMK	CATM LOG	WN	BAAR	3	1	0.76	3.29	0.85	1.71	0.09	1.57	**47.8**
TMK	CATM LOG	WN	EHL	4	1.5	0.95	1.17	0.95	0.97	0.00	0.20	**17.4**
TMK	CATM LOG	WN	HLTS	1	1.5	0.94	1.26	0.95	1.04	0.00	0.22	**17.6**
TMK	CATM LOG	WN	HMLD	1	2	0.69	4.00	0.83	1.85	0.14	2.15	**53.7**
TMK	CATM LOG	WN	TTL	4	1.5	0.81	2.75	0.87	1.55	0.06	1.20	**43.8**
TMK	SLPHGT LOG	WN	ALLE	13	2	0.88	2.24	0.92	1.22	0.04	1.02	**45.6**
TMK	SLPHGT LOG	WN	BAAR	3	2	0.76	3.29	0.85	1.69	0.09	1.59	**48.4**
TMK	SLPHGT LOG	WN	EHL	4	3	0.95	1.17	0.95	0.97	0.00	0.20	**16.9**
TMK	SLPHGT LOG	WN	HLTS	1	1	0.94	1.26	0.95	1.04	0.00	0.22	**17.7**
TMK	SLPHGT LOG	WN	HMLD	1	3	0.69	4.00	0.81	1.94	0.12	2.06	**51.5**
TMK	SLPHGT LOG	WN	TTL	4	1.5	0.81	2.75	0.86	1.58	0.05	1.17	**42.5**
TMK	SWI	WN	BAAR	3	3	0.76	3.29	0.79	2.60	0.03	0.69	**20.9**

Tab. 24: Verbesserung der GTF-basierten Schätzung der TMK gegenüber höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen für die am stärksten performenden MPF – R^2 und RMSE für ausgewählte RELPAR und RELEHT. Mittlere Werte für n = 92 Tage ohne Schnee

In Tab. 24 sind die Ergebnisse der GTF für alle bei den TMK verwendeten RELPAR, die unterschiedlichen RELEHT sowie für die jeweiligen MPF mit den stärksten Verbesserungen gegenüber den Reanalysen zu sehen. Für den RELPAR SWI konnte nur bei der RELEHT bzw. Lage BAAR eine Verbesserung gegenüber den ERA-Interim-Reanalysen festgestellt werden, so dass dieser RELPAR nur einmal in der Tabelle aufgelistet wurde. Hierauf wird weiter unten im Text zu Abb. 36 noch näher eingegangen. Die fünfte Spalte „LOGGER“ gibt an, wie viele Temperatursensoren einer RELEHT angehören.

Es wird deutlich, dass die tiefer gelegenen bzw. kaltluftproduktiven Geländeabschnitte TTL, BAAR und HMLD die höchsten Verbesserungen gegenüber den ERA-Interim-Reanalysen gezeigt haben, was sich auch auf die Gesamtkombination ALLE überträgt. Im Mittel konnten die Abweichungen der Beobachtungen vom höhenkorrigierten ERA-Interim-Modell durch die GTF für die gesamte Messkampagne um 42.1 % verringert werden. Die zu Beginn des Absatzes genannten drei RELEHT sind kaltluftassoziiert, wie im Grundlagenteil und der naturräumlichen Gliederung bereits beschrieben wurde. Nächtliche Kaltluftprozesse sind in der Regel quasistationär (vgl. ACEVEDO & FITZJARRALD 2001), so dass das Regressionsmodell zwischen RELPAR und der topoklimatischen Temperaturvariation eine hohe Erklärung der Varianz geliefert hat und über den signifikanten statistischen Zusammenhang zwischen den Spannen der Temperaturresiduen und dem atmosphärischen Prädiktor WN gut steuerbar war. Im Mittel über alle

Tage der Validierungsmesskampagne konnte für die drei o. g. RELEHT eine Verbesserung des RMSE von 42.5 % bis 53.8 % erzielt werden.

Gegenüber den kaltluftbeeinflussten Geländeabschnitten zeigt sich, dass EHL und HLTS per se zwar ein hohes Bestimmtheitsmaß mit durchweg 94-95 % bei einem gleichzeitig niedrigen RMSE von 1.17 bis 1.26 gezeigt haben (ERA vs. BEOB), das Niveau der GTF-basierten Verbesserungen lag allerdings mit 10.4 % bis 17.9 % deutlich niedriger als bei den kaltluftassoziierten RELEHT.

Diese Synchronität von Beobachtung, GTF und Reanalysen bei EHL sowie HLTS ist einerseits dem Umstand geschuldet, dass die in den Hochlagen gebildete nächtliche Kaltluft fortlaufend in tiefer gelegene Hangabschnitte abfließt und im Rahmen einer diffluent bedingten Subsidenz von noch nicht in Abkühlungsprozesse involvierter Luft von oben her ersetzt wird (vgl. BENDIX 2004). Andererseits nimmt die Unterlagenbeeinflussung mit zunehmender Höhe generell ab, da sich das Windfeld aufgrund abnehmender Reibung mit zunehmender Höhe verstärkt und das makroskalige synoptische Signal in den Vordergrund tritt (HÄCKEL 2005). Dies führt zu einer Verstärkung der turbulenten Durchmischung der bodennahen Luftschicht am Tag mit der sich darüber befindlichen Luft. Hinzu kommt die konvektiv bedingte Konfluenz der anabatischen Hangwinde. Die mit der Höhe zunehmende lokale sowie makroskalige advektive Komponente hat zu einer Maskierung des Einflusses des Reliefs und der Unterlage geführt (vgl. WHITEMAN 2000). Die TMK-inhärente Kombination der Prozesse in der Nacht und am Tag erklärt somit die im Vergleich zu anderen RELEHT höchsten Bestimmtheitsmaße R^2 der EHL und HLTS, die niedrigen RMSE sowie die nur schwache Verbesserung des RMSE der GTF gegenüber den Reanalysen.

In Abb. 35 sind die regionalisierten TMK für einen Ausschnitt aus dem südwestlichen Baden-Württemberg zu sehen, inkl. ausgewählter Loggerstandorte zur Orientierung. Sie bezieht sich auf die bereits angesprochene, außergewöhnlich trockene und warme Föhnlage im Oktober 2012 (DWD 2013). Gut zu erkennen sind die skaleninvarianten, kühleren TTL, inkl. ihrer weitreichenden Verzweigung, sowie die effektivklimatische Besonderheit der Baar in der unteren Mitte der Abbildung mit ebenfalls durch nächtliche Kaltluftbildung- und Kaltluftakkumulation induzierten niedrigen Temperaturen. Im Südosten ist der mäandrierende Flussverlauf der Donau klar zu erkennen. Die EHL zeigen in dem relativ einheitlichen Höhenniveau von Ostschwarzwald, Baar und Schwäbischer Alb höhere Temperaturen als die tiefer gelegenen Geländeabschnitte. Trotzdem ist auch die adiabatische Temperaturzunahme mit abnehmender Höhe im Nordwesten der Abbildung gut ersichtlich, wo das Höhenniveau des mittleren Schwarzwaldes in Richtung Kinzigtal deutlich abfällt. Dies führt dort zu insgesamt höheren Temperaturen in den lokalen Gipfelbereichen bei gleichzeitig kühlen TTL, deren Temperaturniveau jedoch nicht ganz so niedrig ist wie z. B. in den Geländevertiefungen der BAAR und des südöstlichen Schwarzwaldes sowie der Schwäbischen Alb.

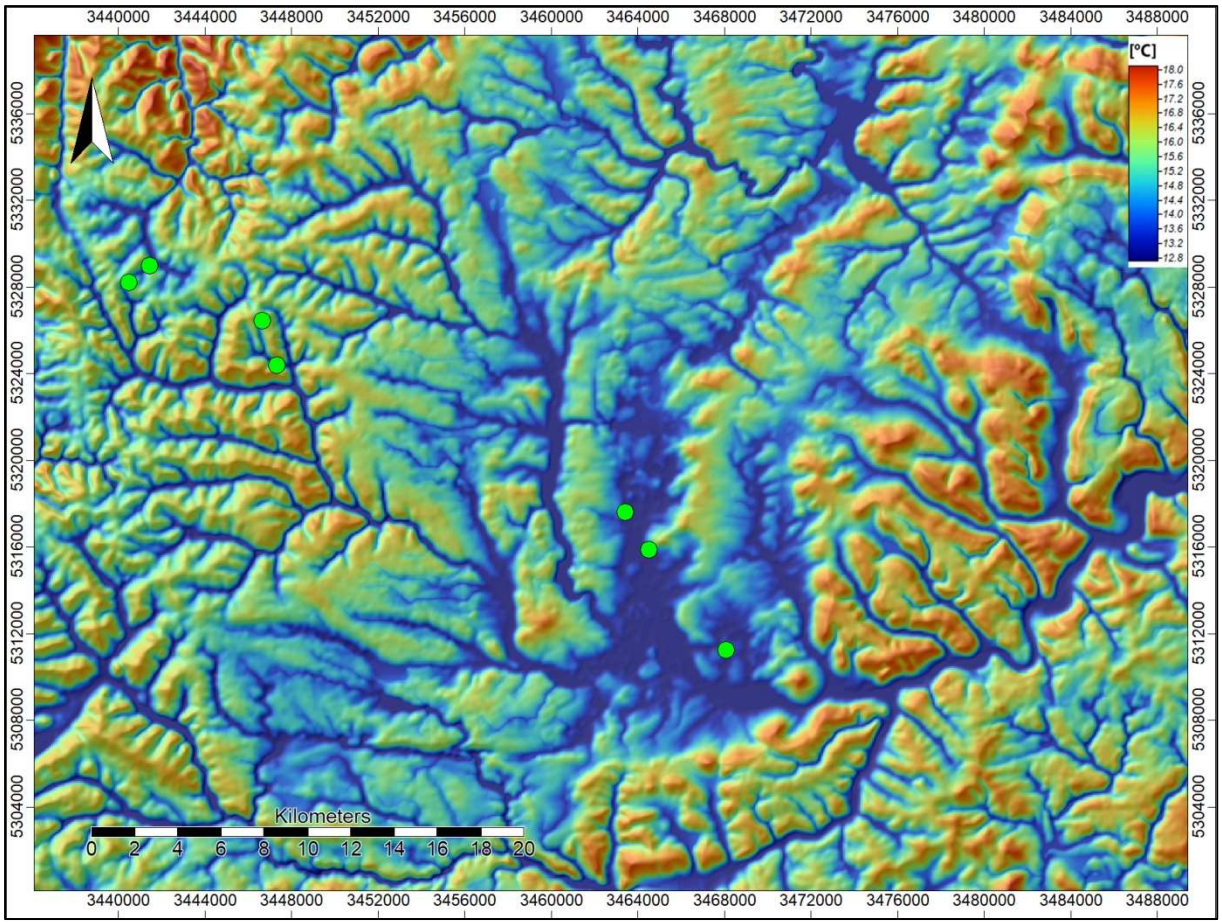

Abb. 35: Mittels GTF geschätzte TMK für die Strahlungswetterlage am 18.10.2012. KOMBINATION: alle REL-PAR außer SWI, alle RELEHT, MPF siehe Text zu Abb. 36

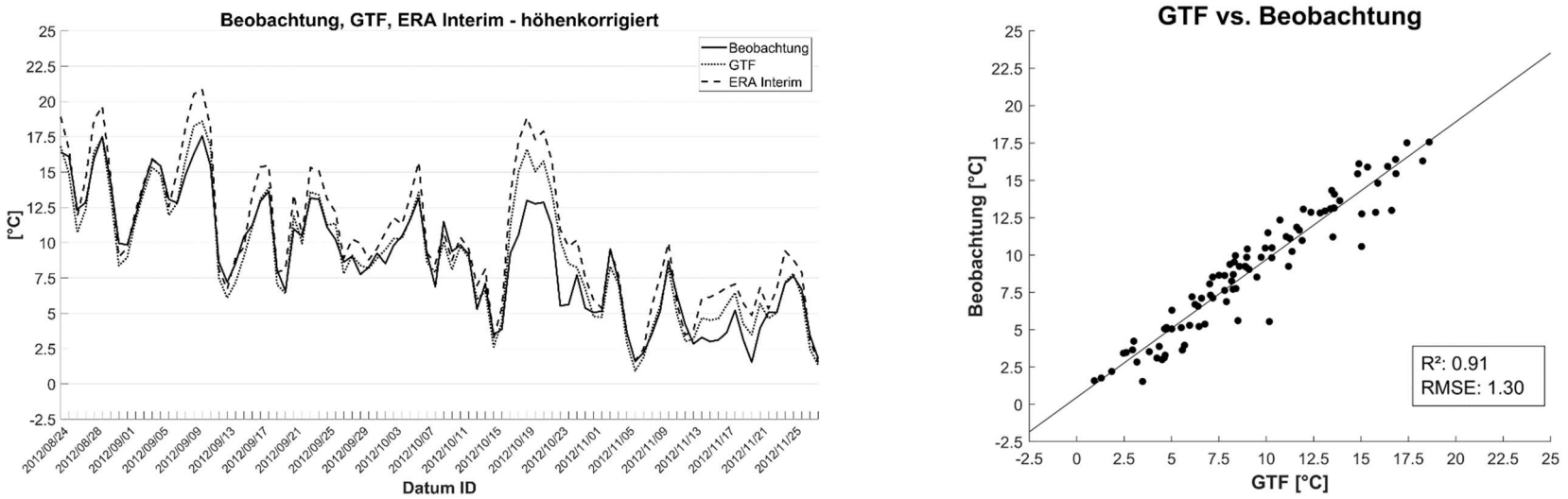

Abb. 36: Ganglinien für Beobachtung, GTF und ERA-Interim-Reanalysen [°C] (links) und Punktdiagramm für GTF vs. Beobachtung [°C] inkl. Bestimmtheitsmaß R^2 und RMSE (rechts). KOMBINATION: TMK, alle RELPAR außer SWI, alle RELEHT, MPF siehe Text

Abb. 36 zeigt die GTF für die TMK-spezifische Kombination aller RELPAR außer dem SWI und aller RELEHT. Folgende MPF lagen den einzelnen RELPAR zu Grunde: AACN4 LOG (MPF = 2.5), AACN5 LOG (MPF = 2.5), CATM LOG (MPF = 1.5), SLPHGT LOG (MPF = 2). Eine Kombination unterschiedlicher RELPAR einschließlich deren optimaler MPF ist zum einen für die operationelle Schätzung der Lufttemperatur im Gelände erforderlich, um alle Reliefsituationen gleichermaßen abbilden zu können. Zum anderen ist die Betrachtung von kaltluftassoziierten Prozessen, wie Kaltluftdurchfluss und Kaltluftakkumulation, zwingend erforderlich, welche sich, wie in der Arbeit bereits herausgestellt wurde, maßgeblich ebenso auf die TMK übertragen. Dies umfasst sowohl die Berücksichtigung der Skaleninvarianz der nächtlichen Kaltluftprozesse (BENDIX 2004), die anhand von unterschiedlichen Strahlerordnungen der AACN abgebildet werden, als auch den Multiparameterset allgemein. Nur über die Implementierung von unterschiedlichen RELPAR wie AACN, CATM (Quantifizierung von Kaltluftvolumina) sowie der SLPHGT LOG ist eine möglichst genaue Verortung der nächtlichen Kaltluftverteilung im Gelände zu schätzen.

Der SWI wurde in der Gesamtkombination nicht berücksichtigt, da er folgende Ergebnisse geliefert hat: Zwar wurden die großen Einzugsgebiete der flach ondulierten BAAR mit hohen Temperaturabschlägen abgebildet, was der naturräumlichen Ausstattung und den dortigen effektivklimatischen Rahmenbedingungen gerecht wird, die TTL des Schwarzwaldes und der Schwäbischen Alb wiesen für die Temperaturschätzung entgegen den Beobachtungen jedoch nur schwach negative Temperaturanomalien auf. Die EHL zeigten bei selbst schwacher Ondulation hohe Temperaturzu-

schläge von z. T. mehr als 4 K. Insgesamt folgte daraus, dass die Abweichungen der Beobachtungen zu den höhenkorrigierten ERA-Interim-Reanalysen sogar noch übertroffen wurden. Der RELPAR SWI konnte somit für die Schätzung von Temperaturkenngrößen, die unter dem Einfluss von lokaler Kaltluft stehen, für nicht geeignet befunden werden.

Darüber hinaus wird in Abb. 36 der Unterschied zwischen austauscharmen Strahlungswetterlagen und allochthonen Witterungsabschnitten deutlich. Bei allochthonen Wetterlagen verlaufen die Kurven von Beobachtung, GTF und ERA-Interim auffällig parallel zueinander, z. B. zum Monatswechsel von August zu September oder in der ersten Novemberwoche. Dieser Verlauf geht mit einem Absinken des allgemeinen Temperaturniveaus einher, was dafür spricht, dass eine hohe Einstrahlung durch einen hohen Wolkenbedeckungsgrad unterbunden wurde, wodurch weniger Energie für den Wärmeumsatz an der Erdoberfläche zur Verfügung gestanden hat. Im Zuge von Strahlungswetterlagen hingegen weichen die jeweiligen Ganglinien deutlich voneinander ab, was den Einfluss der Unterlage auf die Temperatur der bodennahen Luftschicht unterstreicht. Dies ist, wie oben bereits erwähnt wurde, auf die nächtlichen Kaltluftprozesse während Strahlungswetterlagen zurückzuführen. Was explizit für diese These spricht, ist der Effekt, dass die Beobachtungen während autochthoner Witterungsabschnitte deutlich niedrigere Temperaturen gezeigt haben als die höhenkorrigierten Reanalysen, die aufgrund ihrer großskaligen räumlichen Auflösung grundsätzlich nicht in der Lage sind, Prozesse auf der lokalen Skala abzubilden (BENESTAD et al. 2008, EDEN & WIDMANN 2014).

Ein weiterer Punkt betrifft ebenfalls den Wechsel zwischen Strahlungswetterlagen und allochthoner Witterung. Wie im vorigen Absatz ausgeführt wurde, wichen die Beobachtungen während autochthoner Wetterlagen deutlich negativ von den ERA-Interim-Reanalysen ab, während die GTF diesem Trend folgten und einen nicht unerheblichen Teil der topoklimatischen Abweichungen kompensieren konnten. Während allochthoner Lagen hingegen haben die GTF die kaum merklichen negativen Abweichungen der Beobachtung zu den Reanalysen um ca. 1–1.5 °C überkompensiert. Dies ist vermutlich darauf zurückzuführen, dass die TTL des Messnetzes für die Modellbildung als einzige RELEHT für die Erfassung nächtlicher Kaltluft mit 381–476 m ü. NN (ø 436 m ü. NN) ein deutlich niedrigeres Höhenniveau hatten als die TTL bei der Modellvalidierung mit 488–966 m ü. NN (ø 761 m ü. NN) oder die ebenfalls kaltluftbeeinflusste BAAR mit 680–689 m ü. NN (ø 684 m ü. NN) bzw. die HMLD mit 855 m ü. NN. Durch die grundsätzliche Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe, die bei einer labilen Schichtung zwar nicht so deutlich ausgeprägt ist, aber dennoch beobachtet werden kann (HÄCKEL 2005), dürften die Windgeschwindigkeiten entlang von EHL, BAAR, HMLD während allochthoner Situationen generell höher ausfallen als im Conventwald. Dadurch wird sehr wahrscheinlich eine Entkoppelung des bodennahen Windfeldes vom synoptischen Regime in der Regel unterbunden. Vermutlich aufgrund dieses Umstands konnten im Rahmen von allochthonen Wetterlagen keine oder lediglich schwach negativen Residuen während der Validierungsmesskampagne beobachtet werden. Demgegenüber herrschen allgemein in den geschützten Randtälern des Conventwalds bei allochthonen Wetterlagen vermutlich niedrigere Windgeschwindigkeiten als in den Hochlagen von Schwarzwald, Baar und Schwäbischer Alb, so dass es ggf. zum Morgen hin trotz ausgeprägter allochthoner Bedingungen im Zuge der Messkampagne zur Modellbildung an bestimmten Tagen nachts zu einer kurzzeitigen Entkoppelung des bodennahen Windfelds gekommen sein könnte, die für moderat negative Temperaturresiduen in den TTL gesorgt hat, was sich anschließend auf die GTF übertragen hat.

7.4.2 Tagesminimumtemperaturen (TNK)

AUSWAHL						ERA vs. BEOB.		GTF vs. BEOB.		VERBESSERUNG GTF		
T-GROESSE	RELPAR	PRAED	LAGE	LOGGER	MPF	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE	RMSE %
TNK	KOMBINATION	NTR	ALLE	13	div.	0.64	4.47	0.66	2.28	0.03	2.19	**49.0**
TNK	AACN3 LOG	NTR	ALLE	13	3	0.64	4.47	0.66	2.27	0.03	2.20	**49.2**
TNK	AACN3 LOG	NTR	BAAR	3	3	0.32	6.40	0.39	3.42	0.07	2.98	**46.6**
TNK	AACN3 LOG	NTR	EHL	4	3	0.86	2.43	0.86	1.61	0.00	0.81	**33.5**
TNK	AACN3 LOG	NTR	HLTS	1	2.5	0.76	3.09	0.76	1.98	0.00	1.11	**35.9**
TNK	AACN3 LOG	NTR	HMLD	1	3	0.23	7.89	0.30	3.89	0.07	4.00	**50.7**
TNK	AACN3 LOG	NTR	TTL	4	2.5	0.55	4.96	0.59	2.61	0.04	2.35	**47.4**
TNK	AACN4 LOG	NTR	ALLE	13	3	0.64	4.47	0.66	2.27	0.03	2.20	**49.3**
TNK	AACN4 LOG	NTR	BAAR	3	3	0.32	6.40	0.39	3.36	0.07	3.04	**47.4**
TNK	AACN4 LOG	NTR	EHL	4	3	0.86	2.43	0.86	1.68	0.00	0.75	**30.7**
TNK	AACN4 LOG	NTR	HLTS	1	3	0.76	3.09	0.76	2.00	0.00	1.10	**35.5**
TNK	AACN4 LOG	NTR	HMLD	1	3	0.23	7.89	0.30	3.84	0.07	4.06	**51.4**
TNK	AACN4 LOG	NTR	TTL	4	2.5	0.55	4.96	0.59	2.61	0.04	2.35	**47.3**
TNK	AACN5 LOG	NTR	ALLE	13	3	0.64	4.47	0.66	2.26	0.03	2.21	**49.4**
TNK	AACN5 LOG	NTR	BAAR	3	3	0.32	6.40	0.40	3.29	0.08	3.11	**48.5**
TNK	AACN5 LOG	NTR	EHL	4	3	0.86	2.43	0.86	1.74	0.00	0.69	**28.4**
TNK	AACN5 LOG	NTR	HLTS	1	3	0.76	3.09	0.76	2.08	0.00	1.01	**32.7**
TNK	AACN5 LOG	NTR	HMLD	1	3	0.23	7.89	0.30	3.77	0.07	4.12	**52.2**
TNK	AACN5 LOG	NTR	TTL	4	2.5	0.55	4.96	0.59	2.65	0.04	2.31	**46.6**
TNK	CATM LOG	NTR	ALLE	13	2	0.64	4.47	0.66	2.26	0.03	2.21	**49.4**
TNK	CATM LOG	NTR	BAAR	3	1.5	0.32	6.40	0.40	3.30	0.08	3.10	**48.5**
TNK	CATM LOG	NTR	EHL	4	2.5	0.86	2.43	0.85	1.57	-0.01	0.85	**35.2**
TNK	CATM LOG	NTR	HLTS	1	3	0.76	3.09	0.76	1.99	0.00	1.11	**35.8**
TNK	CATM LOG	NTR	HMLD	1	2.5	0.23	7.89	0.30	3.78	0.07	4.11	**52.0**
TNK	CATM LOG	NTR	TTL	4	2	0.55	4.96	0.59	2.60	0.04	2.35	**47.5**
TNK	SWI	NTR	BAAR	3	3	0.32	6.40	0.35	4.88	0.03	1.52	**23.8**
TNK	SWI	NTR	HMLD	1	3	0.23	7.89	0.23	7.58	0.00	0.32	**4.0**

Tab. 25: Verbesserung der GTF-basierten Schätzung der TNK gegenüber höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen für die am stärksten performenden MPF – R^2 und RMSE für ausgewählte RELPAR und RELEHT. Mittlere Werte für n = 92 Tage ohne Schnee

In Tab. 25 ist ein ähnliches Muster zu sehen wie bei den TMK (vgl. Tab. 24). Die kaltluftbeeinflussten RELEHT BAAR, HMLD und TTL haben relativ einheitlich mit 46.6 % bis 52.2 % die größte Verbesserung durch die GTF gezeigt, was sich auch auf die Gesamtkombination mit im Mittel der 92 Tage von 49.0 % übertragen hat. Das Niveau des generierten Mehrwerts ist etwas höher ausgefallen als bei den TMK, da letztere durch topoklimatische Prozesse am Tag sowie in der Nacht beeinflusst werden. Demgegenüber unterliegen die TNK aber nur einer reinen nächtlichen Kaltluftbeeinflussung. Aufgrund der hohen Temperaturvariation lag das Bestimmtheitsmaß R^2 der GTF vs. BEOB. mit 0.66 jedoch insgesamt in der Kombination aller RELPAR und RELEHT deutlich unter dem der TMK (0.91).

Ähnlich wie bei den TMK fällt der Mehrwert der GTF bei den EHL und der HLTS geringer aus, liegt aber mit 28.4 % bis 35.9 % höher als bei den TMK (10.4 % bis 17.9 %). Ursächlich hierfür dürfte gewesen sein, dass in den Hochlagen und den lokalen Gipfelbereichen lediglich der nächtliche Prozess der Kaltluftdiffluenz und die dadurch induzierte Subsidenz noch nicht abgekühlter Luft wirksam gewesen sind, nicht aber die konvektiv bedingte Konfluenz der anabatischen Hangwinde am Tag, die eine hohe turbulente Durchmischung der bodennahen Luftschicht nach sich zieht und generell zu einer zusätzlichen Maskierung der Reliefeigenschaften führt. Da sich die EHL und die HLTS bis auf die unbewaldete Kuppe auf der Schwäbischen Alb (Logger 114) nicht gänzlich im Gipfelbereich der näheren Umgebung befunden haben, haben sich in der Summe die durch die ELR und die MLR identifizierten, kaltluftrelevanten RELPAR ansatzweise über eine Verringerung der Abweichungen zwischen Beobachtung und

den davon abweichenden, höhenkorrigierten ERA-Interim-Reanalysen bemerkbar gemacht. Analog zu den TMK hat der SWI kaum eine Verbesserung geliefert und wurde daher nicht für die Gesamtkombination der RELPAR-spezifischen GTF berücksichtigt.

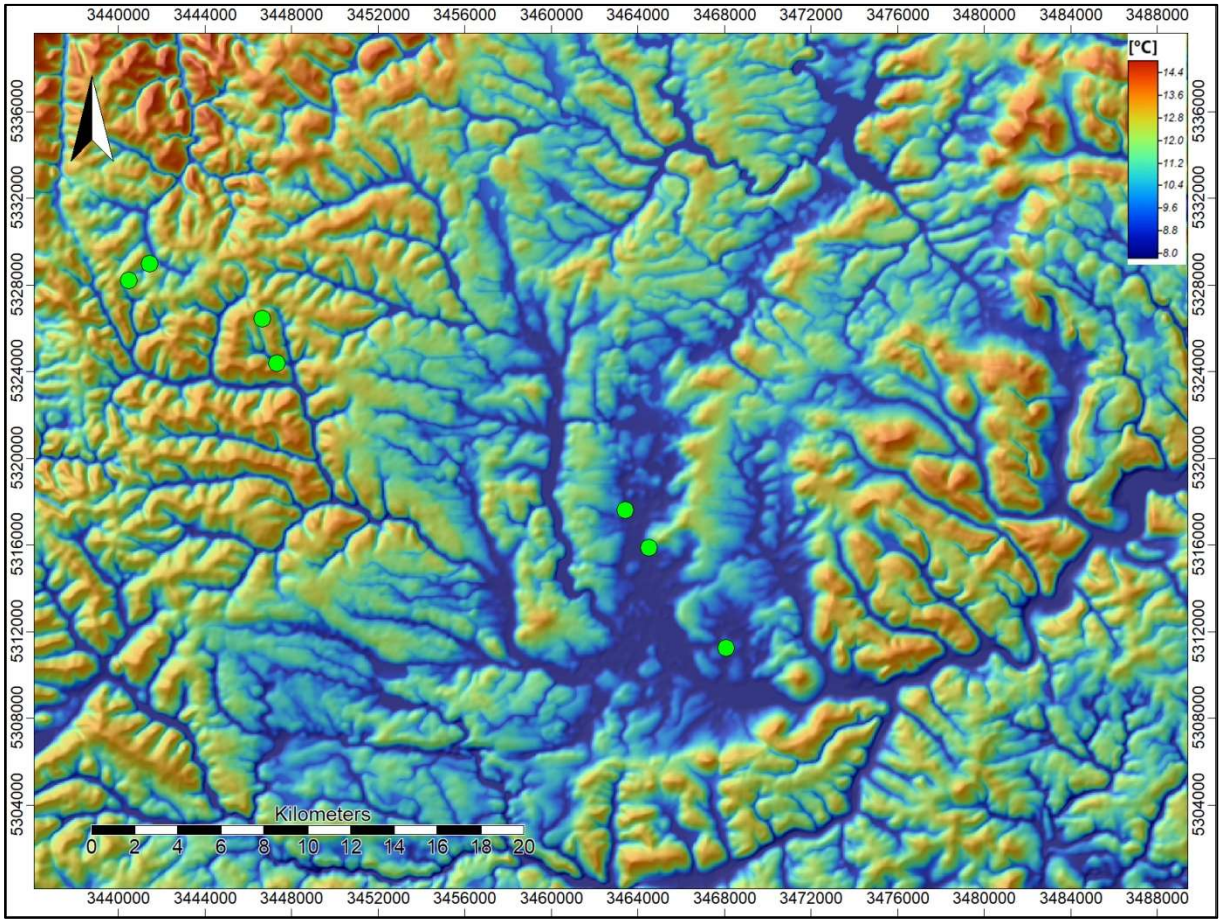

Abb. 37: Mittels GTF geschätzte TNK für die Strahlungswetterlage am 18.10.2012. KOMBINATION: alle RELPAR außer SWI, alle RELEHT, MPF siehe Text zu Abb. 38

In Abb. 37 ist ein vergleichbares Muster wie bei den TMK zu erkennen, allerdings mit einem etwas schärferen Kontrast zwischen EHL und TTL. Zudem fällt die Spanne der dargestellten Temperaturen mit etwa 7 °C höher aus als bei den TMK (ca. 5.5 °C). Der Grund hierfür dürfte ebenfalls die monokausale Beeinflussung der TNK durch nächtliche Kaltluftprozesse sein, die nicht durch anabatische Prozesse am Tag modifiziert bzw. überprägt werden. Weiter fällt auf, dass die adiabatische Temperaturzunahme in Richtung des mittleren Schwarzwalds nach Nordwesten etwas deutlicher hervortritt als bei den GTF-basierten Schätzungen der TMK. Überdies treten die Hochlagen des Südostschwarzwaldes, der den größten hypsometrischen Wandel aller Teilregionen im Untersuchungsgebiet aufweist, stärker in Erscheinung als bei den TMK. Ursächlich ist auch an dieser Stelle die reine Kaltluftbeeinflussung der TNK mit einem noch deutlicher ausgeprägten Kontrast zwischen EHL und TTL.

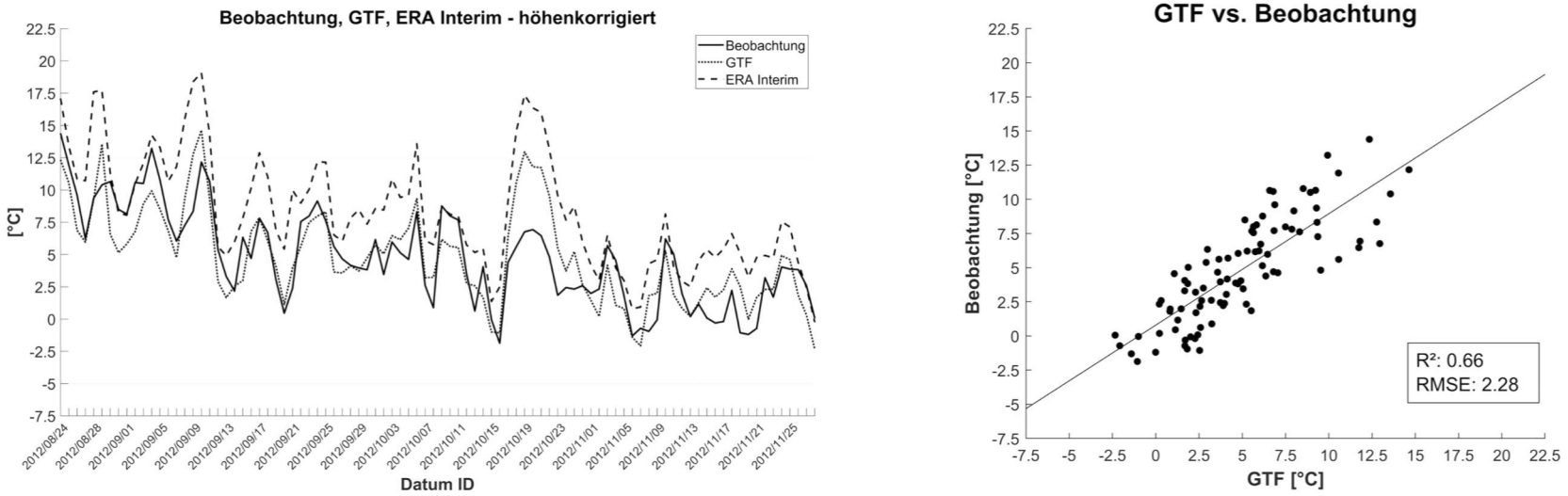

Abb. 38: Ganglinien für Beobachtung, GTF und ERA-Interim-Reanalysen [°C] (links) und Punktdiagramm für GTF vs. Beobachtung [°C] inkl. Bestimmtheitsmaß R^2 und RMSE (rechts). KOMBINATION: TNK, alle RELPAR außer SWI, alle RELEHT, MPF siehe Text

Abb. 38 zeigt die GTF für die TNK-spezifische Kombination aller RELPAR außer dem SWI und aller RELEHT. Folgende MPF lagen den einzelnen RELPAR zu Grunde: AACN3 LOG (MPF = 3), AACN4 LOG (MPF = 3), AACN5 LOG (MPF = 3), CATM LOG (MPF = 2). Die Erforderlichkeit einer Kombination unterschiedlicher RELPAR und MPF für die operationelle Temperaturschätzung wurde bereits in Zusammenhang mit Abb. 36 erläutert. Zudem wurde der SWI auch bei den TNK nicht berücksichtigt, da er auf der einen Seite – wie bei den TMK – die EHL zu warm und auf der anderen Seite kleinräumig kaltluftassoziierte RELEHT nicht ausreichend kühl dargestellt hat.

Bei den TNK wird ebenfalls das Verhalten der Ganglinien in Abhängigkeit von der Witterung deutlich. Wie bei den GTF der TMK zeigen die Kurven von Beobachtung, GTF und höhenkorrigierten Reanalysen bei autochthonen Strahlungswetterlagen deutliche Abweichungen zueinander, wobei die Beobachtungen unter dem reinen Einfluss von Kaltluftprozessen noch stärker unter den höhenkorrigierten Reanalysen rangieren, als dies bei den TMK der Fall ist. Auch dieser Effekt unterstreicht das monokausale Wirkungsgefüge zwischen nächtlicher Auskühlung der Erdoberfläche und Abkühlung der aufliegenden Luftschicht. Im Gegensatz zu den TMK findet keinerlei Dämpfung oder Überprägung des hauptursächlichen Faktors der Kaltluftbildung und -akkumulation durch andere topoklimatisch relevante Prozesse zu einer anderen Tageszeit statt.

Ein weiterer Unterschied zu der GTF-basierten Temperaturschätzungen der TMK ist die verstärkte Unterschätzung der beobachteten Lufttemperaturen im Zuge allochthoner Witterungsbedingungen. Die allgemeinen Gründe der Unterschätzung wurden bereits bei den TMK diskutiert. Daher ist an dieser Stelle nicht nochmal im Detail darauf einzugehen. Deren Verstärkung ist ebenfalls auf den monokausalen Zusammenhang zwischen den TNK-Residuen sowie nächtlicher Kaltluftbildung und -akkumulation zurückzuführen, deren Prozesse nicht durch topoklimatische Prozesse am Tag überprägt werden.

7.4.3 Tagesmaximumtemperaturen (TXK)

AUSWAHL						ERA vs. BEOB.		GTF vs. BEOB.		VERBESSERUNG GTF		
T-GROESSE	RELPAR	PRAED	LAGE	LOGGER	MPF	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE	RMSE %
TXK	KOMBINATION	PBHL	ALLE	13	div.	0.94	1.67	0.93	1.38	0.00	0.29	**17.2**
TXK	DAH SSW	PBHL	ALLE	13	2	0.94	1.67	0.93	1.46	0.74	0.52	**12.7**
TXK	DAH SSW	PBHL	BAAR	3	1	0.88	2.33	0.87	2.29	-0.01	0.04	**1.6**
TXK	DAH SSW	PBHL	EHL	4	2.5	0.92	1.81	0.92	1.46	0.89	0.54	**19.2**
TXK	DAH SSW	PBHL	HLTS	1	3	0.91	2.07	0.91	1.59	1.16	0.68	**23.2**
TXK	DAH SSW	PBHL	HMLD	1	1.5	0.88	2.36	0.87	2.28	1.49	1.40	**3.4**
TXK	DAH SSW	PBHL	TTL	4	2.5	0.93	1.60	0.93	1.40	0.68	0.47	**12.7**
TXK	DAH SW	PBHL	ALLE	13	2.5	0.94	1.67	0.93	1.46	0.74	0.52	**12.6**
TXK	DAH SW	PBHL	BAAR	3	1	0.88	2.33	0.87	2.29	1.45	1.41	**1.6**
TXK	DAH SW	PBHL	EHL	4	3	0.92	1.81	0.92	1.47	0.89	0.54	**19.2**
TXK	DAH SW	PBHL	HLTS	1	3	0.91	2.07	0.91	1.60	1.16	0.69	**22.8**
TXK	DAH SW	PBHL	HMLD	1	1.5	0.88	2.36	0.87	2.28	1.49	1.40	**3.4**
TXK	DAH SW	PBHL	TTL	4	2.5	0.93	1.60	0.93	1.40	0.68	0.47	**12.7**
TXK	DGM	PBHL	ALLE	13	2	0.94	1.67	0.93	1.46	0.74	0.52	**12.6**
TXK	DGM	PBHL	BAAR	3	1.5	0.88	2.33	0.87	2.29	1.46	1.41	**1.6**
TXK	DGM	PBHL	EHL	4	2.5	0.92	1.81	0.92	1.46	0.89	0.54	**19.3**
TXK	DGM	PBHL	HLTS	1	3	0.91	2.07	0.91	1.57	1.16	0.66	**24.2**
TXK	DGM	PBHL	HMLD	1	1.5	0.88	2.36	0.87	2.28	1.49	1.40	**3.4**
TXK	DGM	PBHL	TTL	4	2.5	0.93	1.60	0.93	1.40	0.68	0.47	**12.7**
TXK	TEI LEE	PBHL	ALLE	13	8	0.94	1.67	0.93	1.46	0.74	0.52	**12.7**
TXK	TEI LEE	PBHL	BAAR	3	4	0.88	2.33	0.87	2.29	1.46	1.42	**1.4**
TXK	TEI LEE	PBHL	EHL	4	6	0.92	1.81	0.92	1.46	0.89	0.54	**19.1**
TXK	TEI LEE	PBHL	HLTS	1	8	0.91	2.07	0.91	1.62	1.16	0.71	**21.9**
TXK	TEI LEE	PBHL	HMLD	1	6	0.88	2.36	0.87	2.28	1.48	1.40	**3.4**
TXK	TEI LEE	PBHL	TTL	4	8	0.93	1.60	0.93	1.55	0.67	0.61	**3.6**
TXK	TOTAL INS	PBHL	ALLE	13	2.5	0.94	1.67	0.94	1.33	0.72	0.39	**20.5**
TXK	TOTAL INS	PBHL	BAAR	3	2.5	0.88	2.33	0.89	2.01	1.44	1.13	**13.6**
TXK	TOTAL INS	PBHL	EHL	4	2	0.92	1.81	0.92	1.51	0.89	0.58	**16.9**
TXK	TOTAL INS	PBHL	HLTS	1	2.5	0.91	2.07	0.91	1.73	1.17	0.82	**16.6**
TXK	TOTAL INS	PBHL	HMLD	1	2	0.88	2.36	0.89	2.02	1.47	1.14	**14.7**
TXK	TOTAL INS	PBHL	TTL	4	2	0.93	1.60	0.94	1.40	0.66	0.46	**12.9**

Tab. 26: Verbesserung der GTF-basierten Schätzung der TXK gegenüber höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen für die am stärksten performenden MPF – R^2 und RMSE für ausgewählte RELPAR und RELEHT. Mittlere Werte für n = 92 Tage ohne Schnee

Die GTF-basierte Schätzung zeigte gegenüber denen der TMK und der TNK ein deutlich anderes Bild. Hier waren es insbesondere die RELEHT EHL und die HLTS, die mit 16.9 % bis 24.2 % eine Verbesserung der topoklimatischen Abweichungen zu den Reanalysen aufgewiesen haben. Auch die bei den TMK und den TNK stark kaltluftbeeinflussten TTL haben außer bezüglich des RELPAR TEI LEE mit einer mittleren Verbesserung von 12.7 % bis 12.9 % zum moderaten Gesamtergebnis für die Gesamtkombination ALLE beigetragen (17.2 %). Allerdings lag der Grad der Gesamtverbesserung mit 17.2 % deutlich unter dem der TMK und der TNK (42.1 % bzw. 49.0 %). Dies kann bei den TXK grundsätzlich mit dem gegenüber nächtlichen Kaltluftprozessen schwächeren Einfluss der Unterlage und des Reliefs erklärt werden, was auf die stärkere turbulente Durchmischung der anabatischen Hangwinde sowie des

Talwindsystems (WHITEMAN 2000) und die generelle Windzunahme mit der Höhe (HÄCKEL 2005) zurückzuführen ist.

Die RELEHT EHL und HLTS haben die besten Ergebnisse gezeigt, wobei keine ausgemachten Unterschiede zwischen den RELPAR zu erkennen sind. Eine Ursache hierfür könnte die konvektiv bedingte Konfluenz anabatischer Luftbewegungen in den Hochlagen gewesen sein, die bei dem beständigen Überstreichen der warmen Hänge aus dem Tal heraus ein hohes Maß an oberflächennah erwärmter Luft turbulent aufnimmt, und sich somit der Einfluss der Unterlage analog zu der beständigen nächtlichen Auskühlung abfließender Kaltluft über strahlungsdefizitäre Oberflächen mit zunehmender Fließstrecke bzw. Erwärmung aufsummiert, allerdings turbulenzbedingt quantitativ nicht in dem Maß wie bei den TNK.

Wie eingangs angedeutet wurde, fällt zudem das in Relation zu anderen RELEHT gute Abschneiden der TTL bei der GTF-basierten Schätzung der TXK auf. Es ist bekannt, dass sich die Luftvolumina von Talkörpern bei einer vergleichbaren Einstrahlung im Vergleich zu denen über einer ebenenen Oberfläche stärker erwärmen (BENDIX 2004, GEIGER 1961), so dass positive Temperaturanomalien entlang des Talgrunds nicht außergewöhnlich sind. So wiesen die TTL im Transekt BW z. B. während der Hochdruckwetterlagen Anfang und Mitte September deutlich positive topoklimatische Temperaturresiduen von 4.0 °C bzw. 4.2 °C gegenüber den ERA-Interim-Reanalysen auf.

Eine weitere Besonderheit hat der RELPAR TOTAL INS gezeigt, der für alle RELEHT eine Verbesserung des RMSE von 12.9 % bis 20.5 % geliefert hat. Im Gegensatz zu den anderen RELPAR handelt es sich bei TOTAL INS nicht um einen fixen, sondern um einen jahreszeitlich und täglich variablen RELPAR, der vermutlich besser auf die topoklimatische Temperaturvariation reagieren kann, welche ebenfalls einer jahreszeitlichen und täglichen Veränderlichkeit unterliegt. Zudem hat TOTAL INS auch für die sonst schwach abschneidenden RELEHT BAAR und HMLD zumindest eine moderate Verbesserung ergeben. Beide RELEHT stellen de facto ein Muldenklima auf einem unterschiedlichen Skalenniveau dar. Ein Muldenklima ist u. a. durch die Verringerung der Windgeschwindigkeiten gekennzeichnet, infolgedessen sich ein höherer Tages- und Jahresgang der Lufttemperaturen entwickelt (KRAUS 2008).

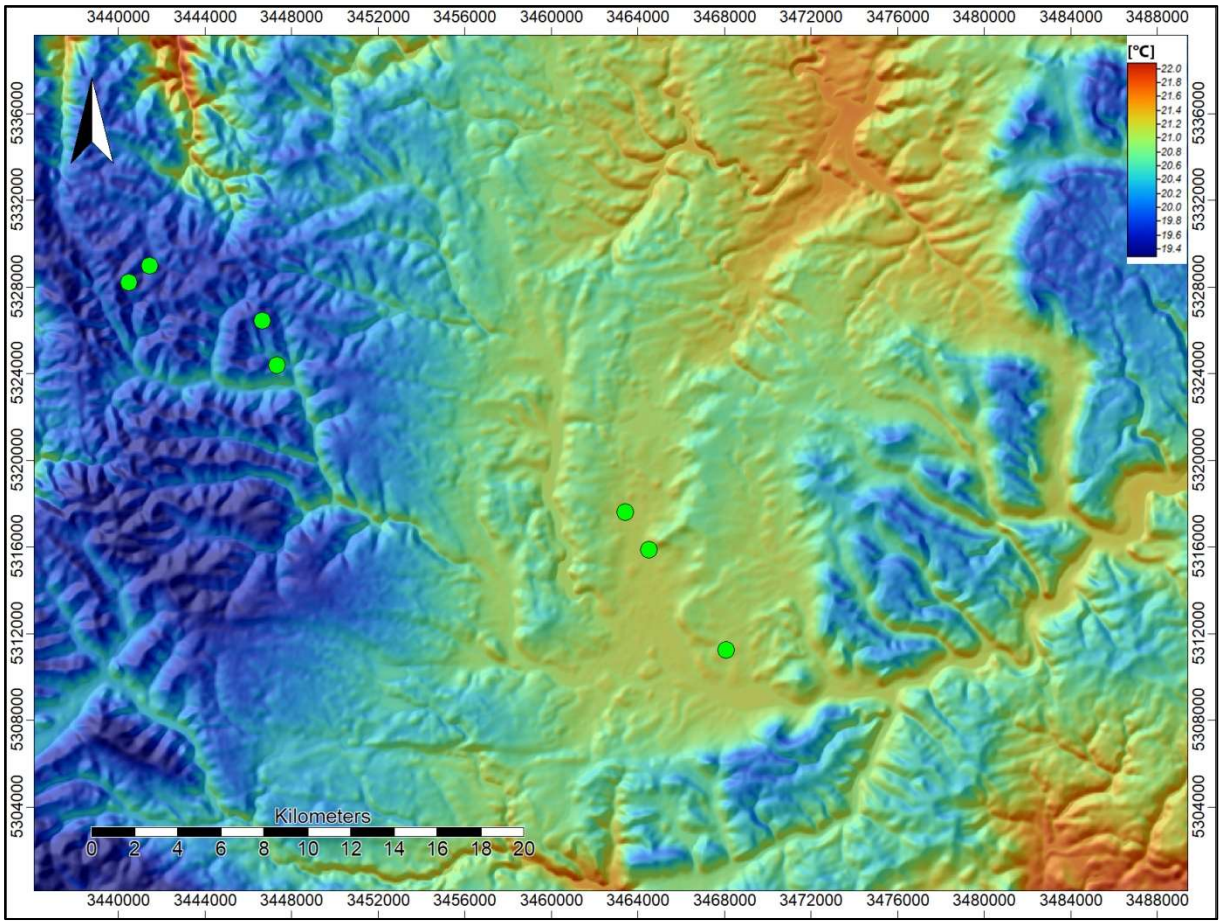

Abb. 39: Mittels GTF geschätzte TXK für die Strahlungswetterlage am 18.10.2012. KOMBINATION: alle RELPAR, alle RELEHT, MPF siehe Text zu Abb. 40

In Abb. 39 ist zu sehen, dass – im Gegensatz zu den TMK und den TNK – die TTL wärmer abgebildet werden als die EHL, die wie im Südostschwarzwald und entlang der Schwäbischen Alb niedrigere Temperaturen aufweisen. Ein weiterer, wesentlicher Unterschied der mittels GTF für TXK geschätzten Flächendatensätze ist die gegenüber TMK und TNK deutliche niedrigere topoklimatisch induzierte Temperaturspanne von etwa 3.5 °C (TMK ca. 5.5 °C, TNK rund 7 °C). Dies ist auf den Umstand zurückzuführen, dass hauptsächlich nur eine adiabatische Temperaturabnahme mit der Höhe wirksam ist, die im Rahmen eigenbürtiger Witterungsbedingungen nicht in dem Maße durch geländespezifische Prozesse modifiziert bzw. überprägt wird, wie es bei den kaltluftassoziierten TMK und TNK in tiefer gelegenen Geländeabschnitten beobachtet werden konnte.

Darüber hinaus lässt sich z. B. in den Ausläufern der nördlichen Baarsenke die thermische Gunst der SW- bzw. SSW-exponierten Geländeabschnitte erkennen. Aber auch entlang der TTL des Südostschwarzwaldes oder in den seitlichen Zuflüssen der Donau in der Schwäbischen Alb ist dieses Temperaturmuster gut ersichtlich.

In der Quintessenz kann am Beispiel der hoch gelegenen Baarsenke im Vergleich der räumlichen Verteilungsmuster der TXK mit denen der TNK und TMK konstatiert werden, dass die GTF-Schätzung den für diese Region typischen, hohen Kontinentalitätsgrad, wie es z. B. bei SIEGMUND (2003) beschrieben wird, in Form eines hohen Tagesgangs der Lufttemperatur insbesondere in den tieferen Geländeabschnitten plausibel darstellt. Demnach ist das Modell in der Lage, auch effektivklimatische Besonderheiten abzubilden.

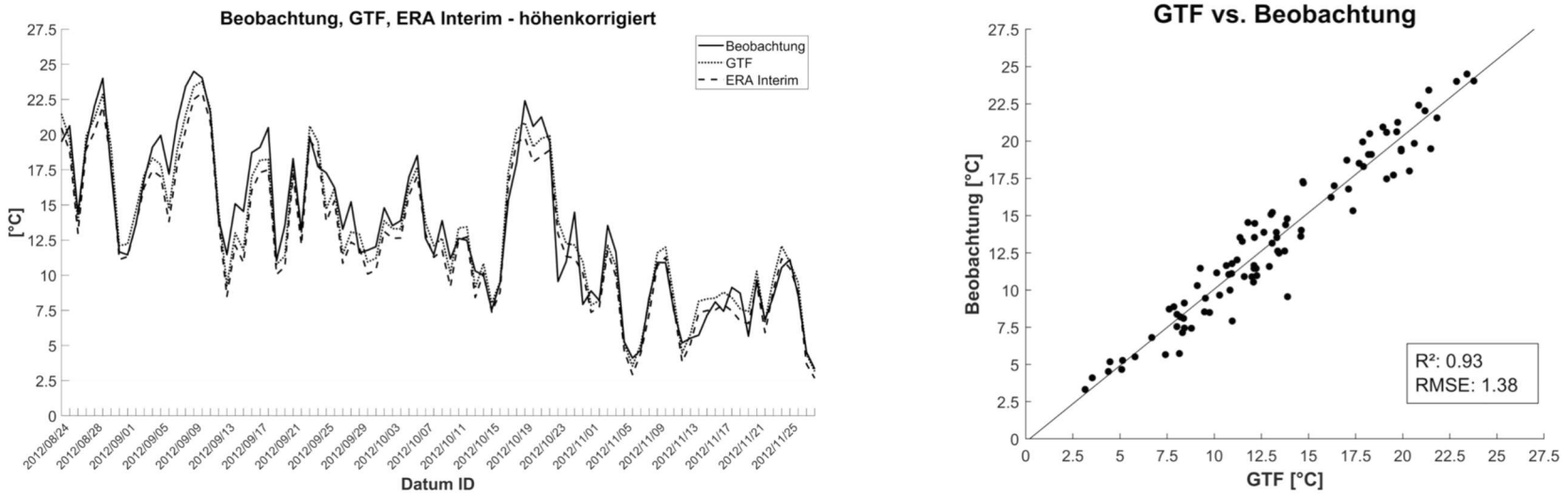

Abb. 40: Ganglinien für Beobachtung, GTF und ERA-Interim-Reanalyse [°C] (links) und Punktdiagramm für GTF vs. Beobachtung [°C] inkl. Bestimmtheitsmaß R^2 und RMSE (rechts). KOMBINATION: TXK, alle RELPAR, alle RELEHT, MPF siehe Text zu Abb. 40

Abb. 40 zeigt die GTF für die TXK-spezifische Kombination aller RELPAR und sämtlicher RELEHT. Folgende MPF lagen den einzelnen RELPAR zu Grunde: DAH SSW (MPF = 2), DAH SW (MPF = 2.5), DGM (MPF = 2), TEI LEE (MPF = 8), TOTAL INS (MPF = 2.5). Die Erforderlichkeit einer Kombination unterschiedlicher RELPAR und MPF wurde bereits in Zusammenhang mit Abb. 36 erläutert.

Folgende Punkte werden in der Graphik deutlich: Erstens ist der Unterschied zwischen Strahlungswetterlagen und allochthonen Witterungsbedingungen nicht so deutlich ausgeprägt wie bei den TMK und den TNK. Die Gründe hierfür wurden u. a. bereits im Zusammenhang mit Abb. 39 diskutiert. Zweitens liegen die Beobachtungen insbesondere bei Strahlungswetterlagen über den höhenkorrigierten ERA-Interim-Reanalysen. Die Abweichungen fallen jedoch aus den ebenfalls bereits diskutierten Gründen nicht so hoch aus wie bei den TMK und den TNK. Dennoch wird auch bei den TXK der Einfluss der Unterlage auf die aufliegende Luftschicht deutlich - in diesem Fall durch eine Erwärmung. Drittens kann ebenso stellvertretend für die TMK und die TNK konstatiert werden, dass die höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen weitestgehend synchron zu den Beobachtungen verlaufen – d. h., dass das Wetter adäquat durch die Reanalysen abgebildet wird, allerdings – wie zu erwarten – unter Nichtberücksichtigung der topoklimatischen Temperaturvariation (vgl. BENESTAD et al. 2008, EDEN & WIDMANN 2014).

7.4.4 Witterungsvergleich und sonstige Effekte

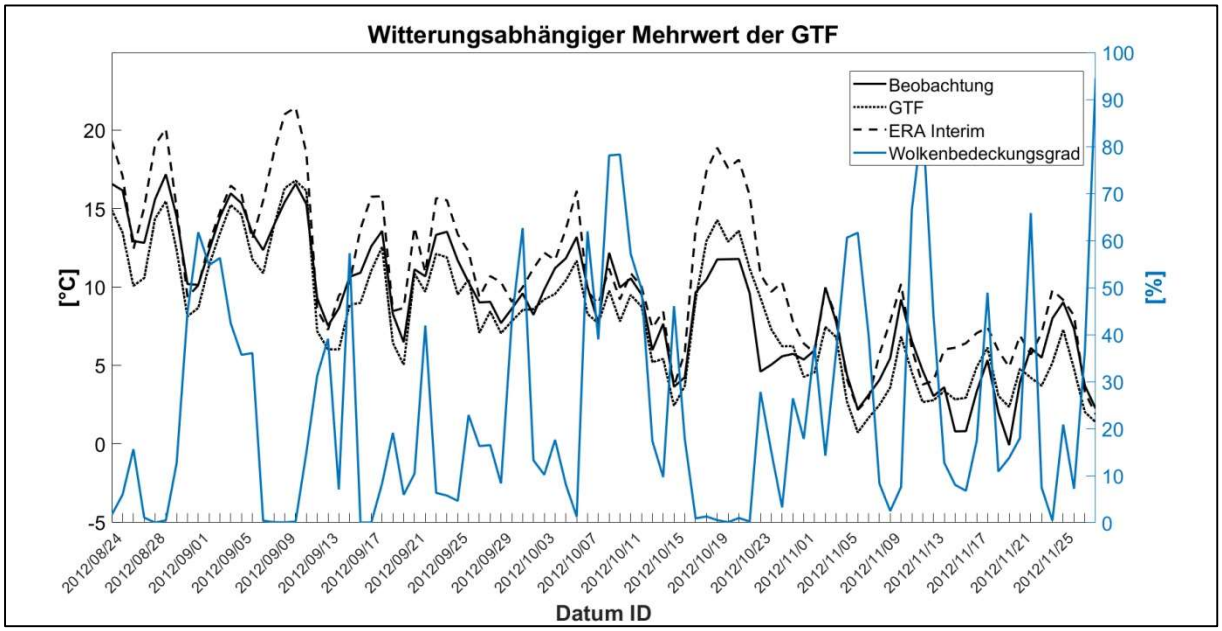

Abb. 41: Witterungsabhängiger Mehrwert der GTF im Vergleich mit dem Bedeckungsgrad niedriger Wolken (ERA-Interim-Prädiktor)

In Abb. 41 sind wiederum die Ganglinien von Beobachtung, GTF und den höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen zu sehen, dargestellt in °C für den gesamten Zeitraum der Validierungsmesskampagne (schwarze Linien). Die hier skizzierte GTF bezieht sich auf TNK und den RELPAR AACN5 LOG (logarithmierte Höhe über Tiefenlinie der 5. Strahlerordnung) unter Anwendung eines MPF von 2 für die RELEHT TTL. Zusätzlich wurde der Graphik eine blaue durchgezogene Linie hinzugefügt. Sie steht für den Wolkenbedeckungsgrad in % (rechte Ordinatenachse). Da der operationelle ERA-Interim-Prädiktor für die TNK – die langwellige Nettostrahlungsbilanz – einen starken Jahresgang aufwies, war diese Zeitreihe an dieser Stelle weniger geeignet, um den Einfluss der Witterung auf den Mehrwert der GTF gegenüber den höhenkorrigierten Reanalysen herauszustellen. Aus diesem Grund wurde zu Darstellungszwecken exemplarisch der hierfür besser geeignete ERA-Interim-Prädiktor des Bedeckungsgrads der niedrigen Wolken gewählt.

Wie deutlich zu erkennen ist, traten die größten Unterschiede zwischen Beobachtung, GTF und ERA-Interim im Zuge wolkenfreier Wetterlagen in Erscheinung. Dies gilt besonders für den Zeitraum vom 08.09.2012 bis zum 11.09.2012 sowie vom 17.10.2012 bis zum 20.10.2012. Insbesondere die Föhnwetterlage im Oktober war nach DWD (2013) eine für den Herbst sehr ungewöhnlich warme Periode mit sehr trockener Luft und dadurch weitestgehend ungestörten Strahlungsflüssen. Wie die nachfolgende Tab. 27 zeigt, wurden während der viertägigen Hochdrucklage Mitte September an zwei Tagen die topoklimatischen Abweichungen vom ERA-Interim-Modell zu ca. 96–98 % durch die GTF kompensiert, an den beiden anderen Tagen immerhin noch zu rund 75 % bzw. 84 %. Während der Schönwetterperiode im Oktober konnten an den vier Tagen zweimal etwa 65 % und an den beiden anderen Tagen ca. 81 % bzw. 90 % der topoklimatischen Abweichungen durch die GTF kompensiert werden. Diese Werte zeigen deutlich den Mehrwert des in dieser Arbeit beschriebenen Ansatzes auf, explizit im Hinblick auf autochthone Strahlungswetterlagen.

TAG	BEOBACHTUNG / MODELL [°C]			ABW (absolut) [°C]		ABW (Beträge) [°C]		VERBESSERUNG	
DATUMID	BEOB.	GTF	ERA	GTF	ERA	GTF	ERA	GTF [K]	GTF [%]
20120908	13.9	13.8	18.6	-0.1	4.7	0.1	4.7	4.6	**-97.9**
20120909	15.4	16.3	21.0	0.9	5.6	0.9	5.6	4.7	**-83.9**
20120910	16.6	16.8	21.5	0.2	4.9	0.2	4.9	4.7	**-95.9**
20120911	15.3	16.1	18.5	0.8	3.2	0.8	3.2	2.4	**-75.0**
20121017	9.6	9.2	13.7	-0.4	4.1	0.4	4.1	3.7	**-90.2**
20121018	10.5	12.9	17.4	2.4	6.9	2.4	6.9	4.5	**-65.2**
20121019	11.8	14.3	18.9	2.5	7.1	2.5	7.1	4.6	**-64.8**
20121020	11.8	12.9	17.6	1.1	5.8	1.1	5.8	4.7	**-81.0**

Tab. 27: Mehrwert der GTF beispielhaft für die TNK gegenüber höhenkorrigierten ERA-Interim-Modellemperaturen an ausgewählten Strahlungswetterlagen für den RELPAR AACN5 LOG, RELEHT TTL in K und % in Abhängigkeit des ERA-Interim-Prädiktors des Bedeckungsgrads niedriger Wolken (WN)

In der nachfolgenden Tab. 28 ist für die TNK der Mehrwert der GTF in Abhängigkeit des Bewölkungsgrads in Achteln dargestellt. Die zunehmende Kompensation der topoklimatischen Abweichungen durch die GTF lässt sich mit abnehmendem Wolkenbedeckungsgrad gut erkennen. Im Gegensatz zur obigen Tab. 27 lagen den Angaben des Mehrwerts keine ausgewählten Tage, sondern die Mittelung aller in die jeweiligen Klassen fallenden Tageswerte zu Grunde.

AUSWAHL					ABW BETRAG [°C]		VERBESSERUNG GTF	
ERA PRÄD.	BED.-GRAD	RELPAR	KENNGR.	LAGE	ABW GTF	ABW ERA	[K]	[%]
WN	< 4/8	AACN5 LOG	TNK	BAAR	2.3	4.0	1.7	**-42.5**
WN	< 3/8	AACN5 LOG	TNK	BAAR	2.6	5.2	2.6	**-50.0**
WN	< 2/8	AACN5 LOG	TNK	BAAR	2.9	6.4	3.5	**-54.7**
WN	< 1/8	AACN5 LOG	TNK	BAAR	2.9	6.8	3.9	**-57.4**

Tab. 28: Mehrwert der GTF beispielhaft für die TNK gegenüber höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen für den RELPAR AACN5 LOG, RELEHT TTL in K und % in Abhängigkeit des klassifizierten ERA-Interim-Prädiktors des Bedeckungsgrads niedriger Wolken (WN)

In Abb. 42 und Abb. 43 wird ein Vergleich zwischen der bereits bekannten Strahlungswetterlage vom 18.10.2012 (oben) und einer allochthonen Witterungssituation vom 06.11.2012 (unten) vorgenommen. Es wird zum einen deutlich, dass die TMK während der autochthonen Wetterlage mit ca. 5.5 °C bereits auf engem Raum eine wesentliche höhere Temperaturspanne aufweisen als bei der advektiven Wetterlage, die über den gesamten hypsometrischen Wandel des Untersuchungsgebietes lediglich eine Spanne von rund 3.5 °C zeigt.

Zudem ist das kaltluftinduzierte Verteilungsmuster bei der Tiefdrucklage Anfang November kaum zu erkennen, wohingegen dieses bei der außergewöhnlichen Föhnwetterlage deutlich stärker ausgeprägt ist. Bei der allochthonen Witterungssituation vom November dominiert überwiegend eine adiabatisch geprägte Temperaturvariation mit kühleren EHL im Südostschwarzwald und auf der Schwäbischen Alb sowie mit den wärmeren und tiefer gelegenen Geländeabschnitten der TTL, des nördlichen Ausläufers der Baarhochfläche, der Südabdachung zum Bodensee und in den niedrigeren Gefilden des mittleren Schwarzwalds in Richtung des Kinzigtals im Nordwesten.

Insgesamt ist klar erkennbar, dass bei allochthonen Wetterlagen der Einfluss des Reliefs im Wesentlichen auf das adiabatische Muster reduziert wird, wohingegen bei ausgeprägten Strahlungswetterlagen die topoklimatisch induzierte Temperaturvariation deutlich in den Vordergrund rückt.

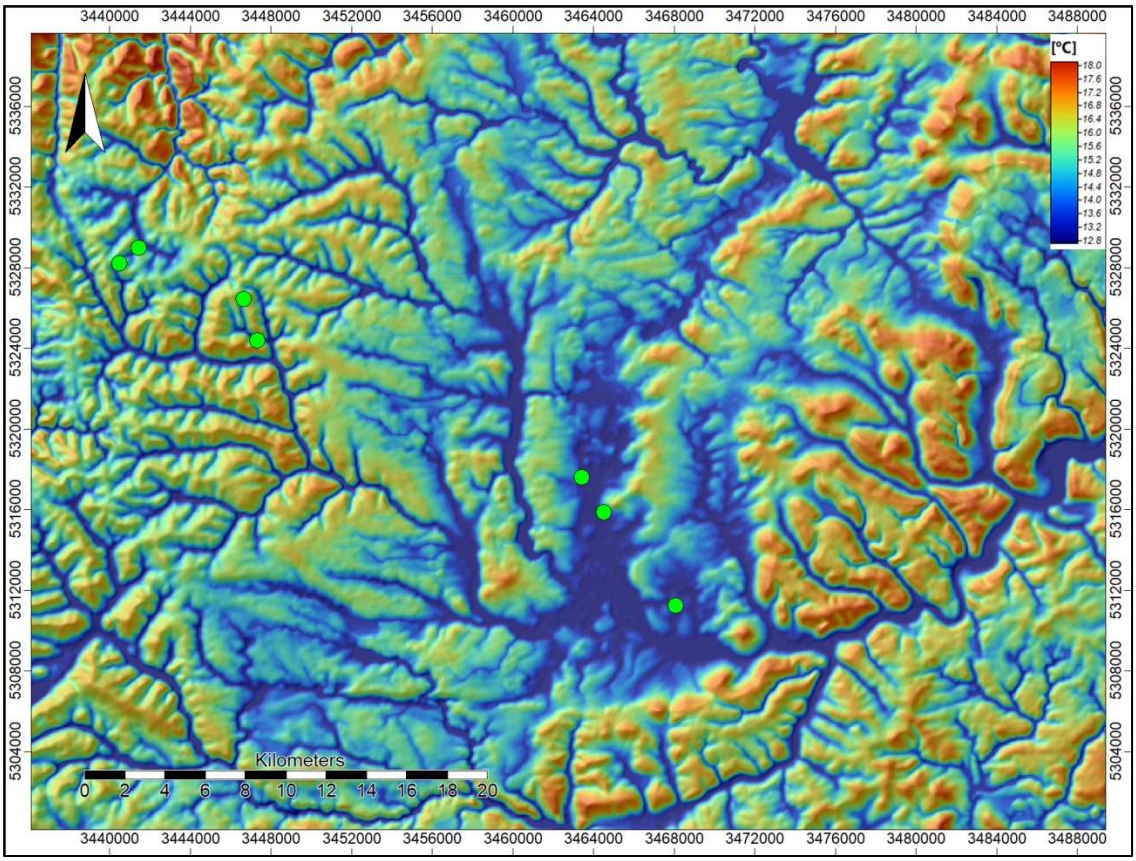

Abb. 42: Vergleich zwischen autochthoner und allochthoner Witterung. Beispiel 1 – Strahlungswetterlage am 18.10.2012 (GTF-Schätzung für TMK)

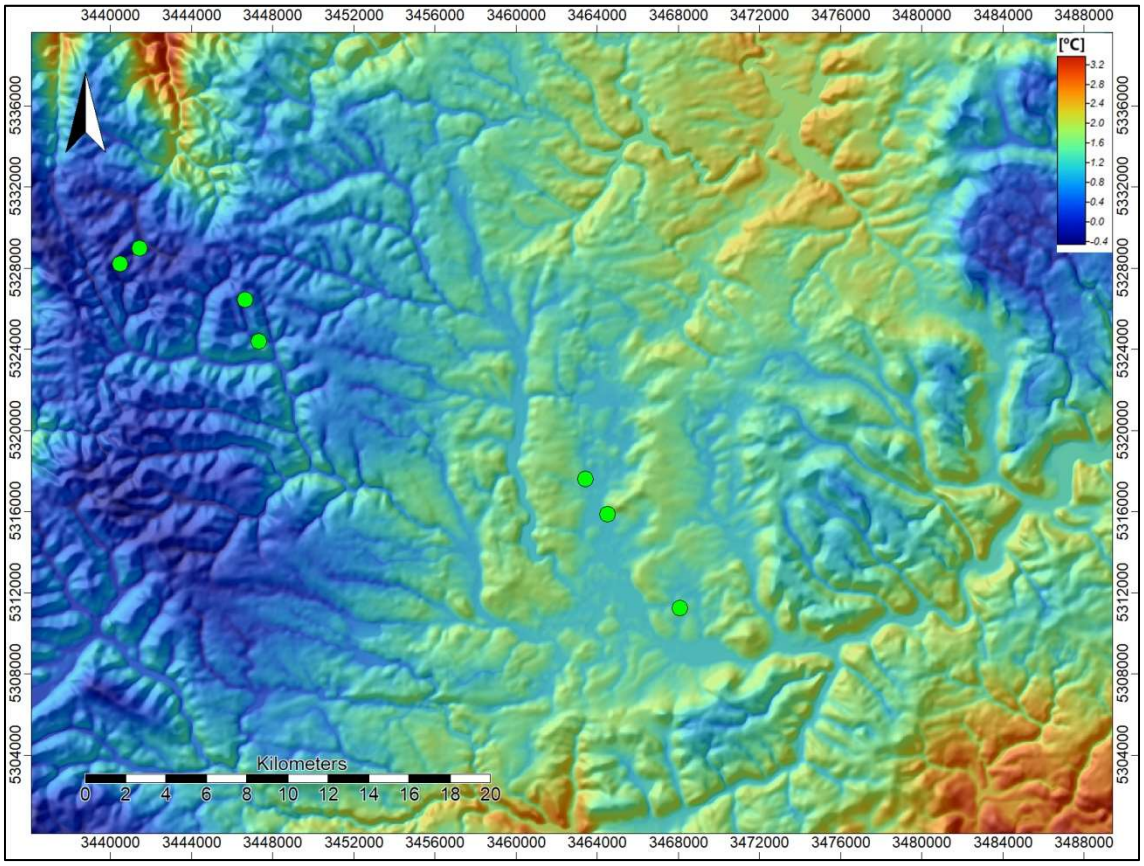

Abb. 43: Vergleich zwischen autochthoner und allochthoner Witterung. Beispiel 2 – allochthone Wetterlage am 06.11.2012 (GTF-Schätzung für TMK)

In den Abb. 44 bis 46 sind die Ganglinien und die Punktdiagramme für die GTF-basierte Schätzung der TNK zu sehen. RELPAR ist AACN5 LOG, RELEHT ist TTL, die MPF steigen von oben nach unten von 1 über 1.5 auf 2 an. Die MPF 2.5 und 3 werden an dieser Stelle nicht dargestellt, da sie bereits wieder einen rückläufigen Mehrwert generieren.

Im Hinblick auf die Ganglinien wird abermals am Beispiel der sehr warmen und trockenen Strahlungswetterlage von Mitte bis Ende Oktober deutlich, dass sich die Ganglinien der GTF sukzessive den signifikant negativ abweichenden Beobachtungen annähern, je höher der MPF gewählt wurde. Dieser Effekt wird auch bei dem autochthonen Witterungsabschnitt um den 08.09.2012 herum ersichtlich, wo es den GTF fast gelingt, den topoklimatischen Schräglauf gegen die höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen zu egalisieren (MPF = 2). Allerdings wird gleichzeitig deutlich, dass die GTF während der allochthonen Wetterlagen die Beobachtungen häufig unterschätzen, und zwar umso stärker, je höher der MPF gewählt wurde. Dieses Problem wurde bereits im letzten Absatz in Kap. 7.4.1 näher betrachtet und stellt eine Schwachstelle in Bezug auf die Ausgestaltung und den Umfang des Messnetzes für die Modellbildung dar. Weitere Überlegungen hierzu folgen im Ausblick in Kap. 8, Unterpunkt b).

Insgesamt verringert sich der RMSE mit zunehmendem MPF, bis das Optimum erreicht ist. Mit einer weiteren Erhöhung des MPF steigt der RMSE wieder an – bei einer gleichzeitigen Verringerung des Bestimmtheitsmaßes R². In der Summe kann festgehalten werden, dass die Implementierung eines frei steuerbaren Multiplikationsfaktors ein probates Mittel darstellt, um die GTF individuell zu steuern und an unabhängige Begebenheiten, d. h. neue Untersuchungsräume, anzupassen.

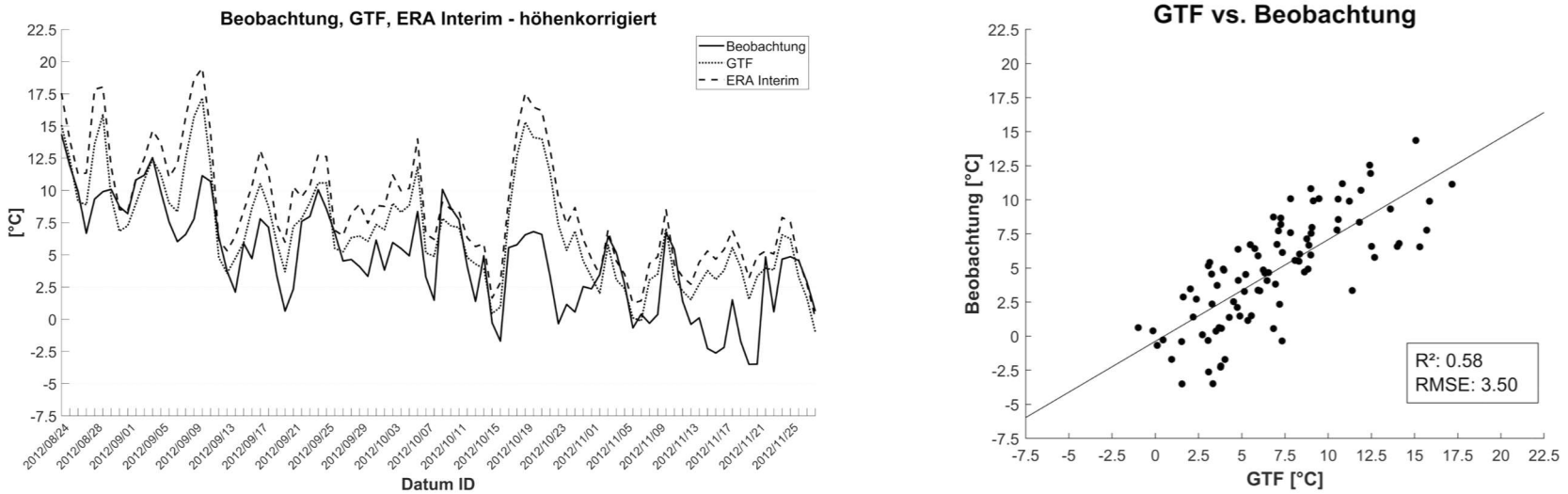

Abb. 44: Ganglinien für Beobachtung, GTF und ERA-Interim-Reanalyse [°C] (links) und Punktdiagramm für GTF vs. Beobachtung [°C] inkl. Bestimmtheitsmaß R² und RMSE (rechts). TNK, AACN5 LOG, TTL, MPF = 1

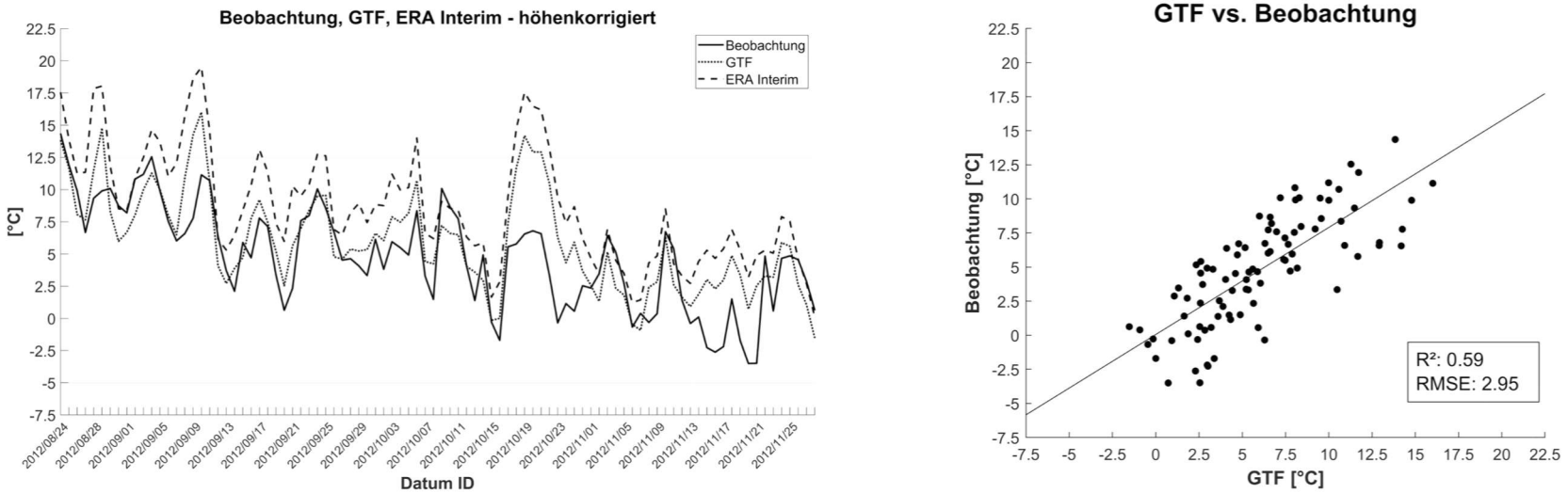

Abb. 45: Ganglinien für Beobachtung, GTF und ERA-Interim-Reanalyse [°C] (links) und Punktdiagramm für GTF vs. Beobachtung [°C] inkl. Bestimmtheitsmaß R² und RMSE (rechts). TNK, AACN5 LOG, TTL, MPF = 1.5

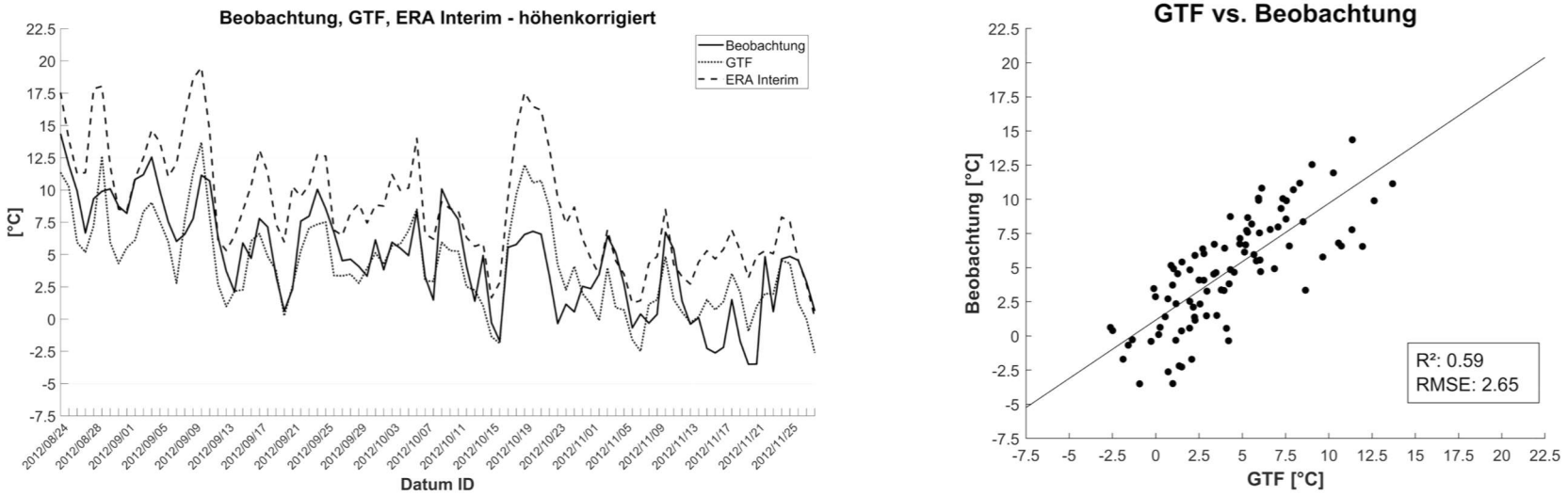

Abb. 46: Ganglinien für Beobachtung, GTF und ERA-Interim-Reanalyse [°C] (links) und Punktdiagramm für GTF vs. Beobachtung [°C] inkl. Bestimmtheitsmaß R² und RMSE (rechts). TNK, AACN5 LOG, TTL, MPF = 2

8. Fazit und Ausblick

Die Ergebnisse dieser Arbeit haben gezeigt, dass die Abweichungen der topoklimatischen Beobachtungen von den höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen durch die ermittelten GTF in der Gesamtkombination aller eingesetzten RELPAR und RELEHT im Durchschnitt für 92 Tage der Validierungsmesskampagne ohne Schneebedeckung bei den TMK um 42.1 %, bei den TNK um 49 % und bei den TXK um 17.2 % verringert werden konnten. Diese Mittelwerte umfassen sowohl autochthone als auch allochthone Witterungsabschnitte, wobei die allochthonen Witterungsabschnitte generell deutlich niedrigere absolute Abweichungen der Beobachtungen von den Reanalysen aufgewiesen haben. Im Zuge ausgeprägter Strahlungswetterlagen konnte der entwickelte Monitoringansatz einen mitunter deutlich höheren Mehrwert erzielen als im Mittel über den gesamten Validierungszeitraum. So konnten bei autochthonen Witterungsbedingungen die per se deutlich höheren topoklimatischen Abweichungen an ausgewählten Tagen sogar fast vollständig kompensiert werden. Gerade im Hinblick auf die an diese Wetterlagen gekoppelten potentiellen Extreme wohnt selbst bei einem Modellbildungszeitraum von weniger als einem Jahr und einem räumlich dicht gefassten Messnetz von lediglich 20 Messstandorten ein enormes Potential inne, um z. B. Hitzestress für Ökosysteme oder Frostrisiken in Abhängigkeit von den deterministischen Reliefeigenschaften und dem Modellzustand der Atmosphäre im Rahmen eines Flächentransfers zwischen diskreten Beobachtungsstandorten plausibel abschätzen zu können. Nachfolgend soll im Einzelnen auf die der Arbeit zugrunde liegenden Arbeitshypothesen eingegangen werden. Dabei sollen auch die Schwachstellen des gewählten ESD-Ansatzes näher betrachtet werden.

Die **erste Arbeitshypothese** besagt, dass die errichteten geländeklimatologischen Messnetze unter Verwendung einfacher Temperatursensoren dafür geeignet seien, eine adäquate empirische Datenbasis zu erzeugen. Diese Arbeitshypothese konnte weitestgehend angenommen werden. Die Messdaten zur Modellbildung haben die o. g. GTF-basierten Verbesserungen in einer unabhängigen und naturräumlich abweichenden Umgebung generieren können sowie im Vergleich mit DWD-Referenzdaten eine plausible Datenbasis geliefert. Ein Kritikpunkt ist jedoch die kleinräumige Ortsgebundenheit mit einer starken effektivklimatischen Beeinflussung der Messdaten zur Modellbildung, da das Untersuchungsgebiet Conventwald (a) lediglich einen nur eingeschränkten hypsometrischen Wandel abgedeckt hat und (b) das Untersuchungsgebiet mit wenigen Quadratkilometern räumlich relativ eng gefasst war. Eine Folge hiervon war die Unterschätzung der Beobachtung bei allochthonen Wetterlagen bei den TMK und den TNK, wobei diese Unterschätzung bei den TNK höher ausgefallen ist als bei den TMK. Dieser Punkt wurde umfassend in Kap. 7.4.1 diskutiert.

Die **zweite Arbeitshypothese** besagt, dass die ausschließliche Verwendung von einfach linearen, multiplen sowie polynomischen Regressionsmodellen ausreiche, um plausible GTF ableiten zu können. Diese Arbeitshypothese konnte bedingt angenommen werden. So haben die Regressionsergebnisse für die Reliefanalyse sehr gute Ergebnisse gezeigt – gleichermaßen im Rahmen der ELR und der MLR. Dies gilt für alle drei Temperaturkenngrößen TMK, TNK und TXK. Der polynomische Trend zwischen den Spannweiten der topoklimatischen Residuen und den atmosphärischen Prädiktoren hat jedoch allgemein einen niedrigeren

statistischen Zusammenhang für alle Temperaturkenngrößen geliefert, wobei der statistische Zusammenhang bei den TXK sehr niedrig ausgefallen ist. In Bezug auf die witterungsdynamische Steuerung durch die atmophärischen Prädiktoren muss folglich in Erwägung gezogen werden, komplexere Regressionsverfahren einzusetzen.

Die **dritte Arbeitshypothese** besagt, dass eine DGM-basierte, komplexe Oberflächenparametrisierung in Form ausgewählter Reliefeigenschaften für die Abbildung tageszeitlich unterschiedlicher topoklimatischer Prozesse ein hohes Maß erklärter Varianz liefern könne. Diese Arbeitshypothese konnte auf Grundlage der erzielten Ergebnisse der ELR und der MLR uneingeschränkt angenommen werden.

Die **vierte Arbeitshypothese** besagt, dass die Beprobung unterschiedlicher Reliefpositionen dazu imstande sei, insbesondere kaltluftassoziierte Prozesse, wie Kaltluftverfrachtung und Kaltluftakkumulation, sowohl vertikal als auch horizontal räumlich adäquat abzubilden. Diese Arbeitshypothese konnte ebenfalls angenommen werden.

Die **fünfte Arbeitshypothese** besagt, dass die Auswahl von ERA-Interim-Prädiktoren ohne weiterführende Verfahren, wie CCA, RA oder EOF, in der Lage sei, das Maß beobachteter topoklimatischer Temperaturvariation witterungsdynamisch zu steuern. Diese Arbeitshypothese konnte nur bedingt angenommen werden. Die Steuerung der topoklimatischen Temperaturvariation konnte für die TMK und die TNK als ausreichend befunden werden. Bei den TXK hingegen konnte lediglich eine Verringerung von 17.2 % der ohnehin relativ geringen topoklimatischen Abweichungen durch die witterungsdynamische Steuerung der ERA-Interim-Prädiktoren erzielt werden. Daher muss konstatiert werden, dass erweiterte Methoden angewandt werden sollten, um die Temperaturvariation im Gelände noch besser steuern zu können.

Die **sechste Arbeitshypothese** besagt, dass die Übertragung der GTF auf unabhängige Beobachtungen die topoklimatischen Abweichungen der Beobachtungen zu den höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen teilweise verringern werde. Diese Arbeitshypothese konnte ebenfalls weitestgehend angenommen werden, wie die Ergebnisse sowohl für ausgewählte Tage bei Strahlungswetterlagen als auch im Mittel gezeigt haben. Eine Schwachstelle war jedoch die mehrfach angesprochene Unterschätzung der Beobachtungen im Zuge großskaliger advektiver Wetterlagen bei den TNK und den TMK. Hierauf wird allerdings im anschließenden Ausblick nochmals konkret eingegangen.

Weiter kann grundsätzlich auf Grundlage der diskutierten Arbeitshypothesen festgehalten werden, dass die Problematik der Übertragbarkeit ein typisches Phänomen des ESD darstellt. Die Übertragbarkeit von Transferfunktionen sowohl auf andere Regionen als auch auf potentiell zukünftige Klimaschwankungen und Klimavariationen vor dem Hintergrund der Annahme einer raumzeitlichen Stationarität erweist sich generell als sehr schwierig und ist mit nicht genau abschätzbaren Unsicherheiten behaftet, insbesondere in Bezug auf die potentielle Änderung der statistischen Eigenschaften des Wetters in der Zukunft.

Darüber hinaus kann das Resümee gezogen werden, dass die Reanalysen des ECMWF in Form der ERA-Interim-Reanalysen in der Lage waren, das Wetter, das durch die Messnetze aufgezeichnet wurde, grundsätzlich synchron abzubilden. Dies haben die Ganglinien in den verwendeten Graphiken eindeutig belegt. Es kann davon ausgegangen werden, dass die in der Zwischenzeit nochmals verbesserten ERA5-Reanalysen an dieser Stelle nicht schlechter abschneiden werden. Insbesondere die stündliche zeitliche Auflösung der ERA5-Reanalysen

ermöglicht eine sehr präzise Abgrenzung von Tag und Nacht, so dass der in dieser Arbeit beschriebene Aufwand zur Ableitung von Stundenwerten diesbezüglich obsolet ist.

Neben einer reinen Betrachtung und Diskussion von Ergebnissen wissenschaftlicher Untersuchungen ist es sinnvoll, auch einen Blick in die Zukunft zu wagen, d. h., inwiefern sich auf den Ergebnissen einer Arbeit aufbauen lässt. Nachfolgend werden daher weiterführende Ansätze diskutiert, um die in dieser Arbeit angewendete Methodik zu erweitern bzw. zu ergänzen und die erzielten Ergebnisse zu verbessern:

a) Übertragung des Ansatzes auf andere Regionen,
b) Ausweitung der empirischen Datenbasis (*In-situ*-Messungen und Fernerkundung),
c) Berücksichtigung der optischen Dicke der Atmosphäre,
d) gewichtete Einbindung eines flächennutzungsbasierten Temperatursignals,
e) Implementierung eines Kaltluftmodells,
f) Verbesserter Antrieb und dynamisches Downscaling,
g) Anwendung alternativer statistischer Methoden zur Modellbildung.

a) Übertragung des Ansatzes auf andere Regionen: Im ersten Schritt sollten die entwickelten GTF auf andere Mittelgebirgsräume übertragen werden, die mit dem südwest-baden-württembergischen Naturraum vergleichbar sind und ähnliche klimatische Bedingungen aufweisen. So lassen sich die Ergebnisse dieser Arbeit in Form einer zusätzlichen Validierung mit weiteren, unabhängigen Geländebeobachtungen einordnen. Dies ist erforderlich, um quantifizieren zu können, wie stabil der Modellansatz in anderen Regionen arbeitet. Denkbar wären in Deutschland z. B. Mittelgebirge, wie Eifel, Hunsrück, Taunus, Rhön oder der Harz, die eine vergleichbare Reliefenergie aufweisen und einen ähnlichen Kontinentalitätsgrad zeigen wie das Untersuchungsgebiet zur Modellbildung (siehe Abb. 47).

Im nächsten Schritt sollten die GTF bewusst auch in weiter entfernten Regionen, wie z.B. dem Böhmerwald oder dem Riesengebirge, getestet werden, um unter „verschärften" Bedingungen zu analysieren, wie sich ein erhöhter Kontinentalitätsgrad oder ein verändertes Luftfeuchteangebot auf die Temperaturschätzungen auswirkt. Zum einen führt die zunehmende Kontinentalität grundsätzlich zu einer Erhöhung der täglichen und jährlichen Temperaturamplitude (DUCKSON 1987). Zum anderen konnte GEERTS (2003) nachweisen, dass insbesondere die dynamisch an die niedrige Wolkendecke gekoppelte relative Luftfeuchte einen wesentlichen Einfluss auf die tageszeitliche Temperaturamplitude hat. Dies erscheint im Hinblick auf die witterungsdynamischen Temperaturzu- und -abschläge – ausgehend von einem Untersuchungsgebiet im Schwarzwald – zwingend untersuchenswert, da statistische Beziehungen oftmals regionalspezifisch sind (KREIENKAMP et al. 2017).

Sollten sich die GTF-basierten Ergebnisse bereits in den vergleichbaren Mittelgebirgen in Deutschland verschlechtern, ist auf Punkt b) zu verweisen. Sollte demgegenüber erst eine Veränderung des Kontinentalitätsgrads oder ein verändertes Feuchteregime eine spürbare Erhöhung des RMSE (GTF vs. Beobachtung) bewirken, wäre beispielsweise die (dimensionslose) Implementierung des Kontinentalitätsgrades (vgl. SCHÖNWIESE 2003 nach BLÜTHGEN & WEISCHET 1980, dort auf Grundlage von GORCZYNSKI 1920 und IVANOV 1959) in Form eines weiteren Multiplikators eine mögliche Herangehensweise, um die Modellperformanz in einer weiter entfernten Region zu verbessern.

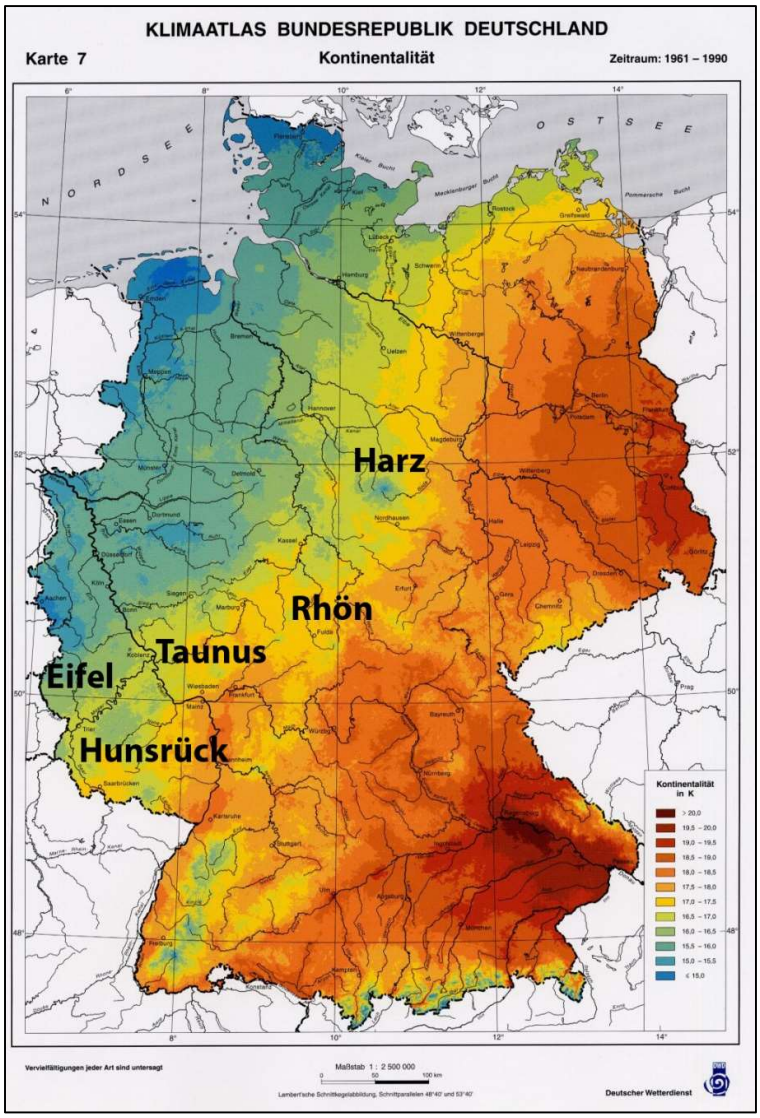

Abb. 47: Kontinentalistätsgrad, verändert nach DWD (2001, Karte 7)

b) Ausweitung der empirischen Datenbasis (*In-situ*-Messungen und Fernerkundung): Trotz zufriedenstellender, signifikanter bis hochsignifikanter Ergebnisse der einfachen und multiplen linearen Regression zwischen topoklimatischen Residuen und ausgewählten Reliefeigenschaften auf der Basis von *n = 20* Beobachtungen erscheint es sinnvoll, die Anzahl der Beobachtungen sowie die Dauer der gemessenen Zeitreihen zu erhöhen, um die Präzision der Temperaturschätzung im Gelände weiter zu verbessern. Hierbei sollte das Hauptaugenmerk auf einer Vergrößerung des Untersuchungsgebietes und einer Aufstockung der Anzahl der verwendeten Logger liegen, um das Risiko der Erfassung potentiell mikroskaliger, räumlich stark begrenzter und somit effektivklimatischer Besonderheiten zu verringern. Darunter fällt auch eine erweiterte Erfassung des hypsometrischen Wandels eines Gebirges, da die GTF für die TMK und besonders für die TNK eine Unterschätzung der Temperaturen im Zuge allochthoner Witterungsbedingungen gezeigt haben, was auf das wesentlich niedrigere Höhenniveau der TTL sowie die geschützte Lage der dortigen Logger im Rahmen der Messkampagne Conventwald zur Modellbildung zurückzuführen war (vgl. Kap. 7.4.1). In Bezug auf eine potentiell notwendige saisonale Differenzierung der GTF (vgl. WINKLER et al. 1997) wäre nicht nur eine räumliche Ausdehnung geländeklimatologischer Messnetze, sondern auch eine mehrjährige Laufzeit anzustreben, insbesondere um das jahreszeitlich schwankende

Werteniveau von Beobachtung und Prädiktoren zu berücksichtigen sowie Extremwerte empirisch besser erfassen zu können. Problematisch zu beurteilen ist jedoch der damit verbundene, hohe finanzielle sowie zeitliche Arbeitsaufwand bei der Durchführung erweiterter, stationärer *In-situ*-Messnetze, inkl. turnusmäßiger Auslese und Nachbereitung der Daten. Ein weiteres Charakteristikum stationärer Netze ist der diskrete Beobachtungscharakter.

Eine Alternative für die Abschätzung der bodennahen Lufttemperatur könnte die Einbindung der Fernerkundung in Form infrarotthermographischer Methoden sein (GRUDZIELANEK & CERMAK 2018). Es ist hinlänglich bekannt, dass zwischen den Oberflächentemperaturen und der bodennahen Lufttemperatur eine hohe Kovarianz besteht, bzw. sich die Lufttemperaturen anhand der Oberflächentemperaturen mittels unterschiedlicher Verfahren oftmals zufriedenstellend schätzen lassen (vgl. u. a. BENALI et al. 2012, HOOKER et al. 2018, KIM & HAN 2013, MUTIIBWA et al. 2015, OTGONBAYAR et al. 2019, SAHIN 2012). Sowohl für urbane Räume (u. a. BALA et al. 2020, BECHTEL et al. 2012, WANG et al. 2021a) als auch für rurale Regionen (u. a. BARTKOWIAK et al. 2019, CHEN 2020, SISMANIDIS et al. 2017) stellt fernerkundungsgestütztes, empirisch-statistisches Downscaling von Oberflächentemperaturen auf Grundlage anthropogener und biophysikalischer Prädiktoren eine adäquate Methode für die Erzeugung hochauflösender Thermalkarten dar. Zu geeigneten Prädiktoren zählen hierbei z. B. Vegetations-, Spektralindizes oder Landbedeckungsarten, inkl. der daran gekoppelten thermischen Oberflächeneigenschaften (siehe u. a. BALA et al. 2020, BECHTEL et al. 2012).

Ergänzend zu einer satellitengestützten Infrarotthermographie sind auch thermale Drohnenbefliegungen vor Ort in Betracht zu ziehen, die in der naturwissenschaftlichen Praxis zunehmend an Bedeutung gewinnen und bei der Erzeugung hochauflösender Temperaturkarten eine günstige, schnell umzusetzende und flexible Lösung darstellen (CASAS-MULET et al. 2020, CORTI MENESES et al. 2018a, b). Drohnenbefliegungen hätten zudem den Vorteil, dass sich auch die Oberflächentemperaturen unter allochthonen Bedingungen mit einem z. B. hohen Bedeckungsgrad problemlos erfassen lassen würden.

Neben metrischen Reliefkenngrößen und einer infrarotthermographischen Schätzung der bodennahen Lufttemperatur könnten zudem metrische Landnutzungsparameter in die GTF implementiert werden (vgl. z. B. PÓLROLNICZAK et al. 2020, RICHARDS & BAUMGARTEN 2003).

c) Berücksichtigung der optischen Dicke der Atmosphäre: Wie die Ergebnisse der topoklimatischen Residuen und der GTF gezeigt haben, wurden in der Messkampagne zur Modellvalidierung sowohl in der Baar als auch in der Hochmulde der hohen Schwäbischen Alb nächtliche TNK-Residuen von z. T. über -16 °C zu den höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen gemessen, was das allgemeine Niveau der TNK-Residuen im schwächer ondulierten Conventwald deutlich übertroffen hat. Wie bei den Ergebnissen deutlich herausgestellt wurde, ist vermutlich in erster Linie die hohe Lage der Logger für die stark negativen Temperaturanomalien ausschlaggebend – dergestalt, dass durch die Verringerung der optischen Dicke mit zunehmender Höhe die nächtlichen Strahlungsflüsse verstärkt werden, was mit einer erhöhten effektiven Ausstrahlung A_E gleichbedeutend ist. Aus diesem Grund erscheint die Implementierung der optischen Dicke in Form eines weiteren Gewichtungsfaktors in die GTF erstrebenswert. Grundlage hierfür könnten Algorithmen von BENDIX (2004:46f.) sein.

d) Gewichtete Einbindung eines flächennutzungsbasierten Temperatursignals: In Anknüpfung an b) könnte das Ziel weiterer Arbeiten darin bestehen, die GTF um das

Landnutzungssignal in der bodennahen Lufttemperatur zu erweitern. Dieses hängt in seiner Ausprägung dabei von zwei wesentlichen Einflussfaktoren ab: Zum einen spielt der Umstand, ob es sich um allochthone oder autochthone Witterungssituationen handelt, eine gewichtige Rolle, zum anderen ist die Dominanz des Reliefeinflusses gegenüber dem der Landnutzung in ondulierten Geländeabschnitten zu nennen. Dies bedeutet, dass sich die Landnutzung (a) bei advektiven synoptischen Bedingungen ebenso wie das Relief kaum bis gar nicht auf die bodennahe Lufttemperatur auswirkt und (b) in onduliertem Gelände bei Strahlungswetterlagen ein Großteil der Varianz durch komplexe Reliefeigenschaften erklärt wird, wie in den Ergebnissen gezeigt werden konnte. Ein möglicher Weg für die Implementierung des Temperatursignals, basierend auf der Landnutzung, wäre daher die Anwendung eines weiteren Gewichtungsfaktors, der eine Beschreibung leistet, inwieweit der Einfluss des Reliefs in stärker ondulierten Abschnitten dominiert bzw. sich in flacheren Arealen wie dem Vorland von Gebirgen dem *In-situ*-Landnutzungssignal unterordnet. Hierzu könnte ein „Offenheits"-Index zum Einsatz kommen, z. B. in Form des in SAGA-GIS zur Verfügung stehenden Tools „Topographic Openness" (TO).

Abschließend zu diesem Punkt findet sich in Abb. 48 eine Darstellung des o. g. Indexes für den Bereich des westlichen Schwarzwaldrands, inkl. des in das Rheintal mündenden Dreisamtals sowie des Kaiserstuhls im Nordwesten. Der Wertebereich des Indexes wurde – wie bei den witterungsbasierten Gewichtungsfaktoren – auf 0–1 normiert, wobei der Wert 0 bei diesem Beispiel für ein reines Relieftemperatursignal („nicht offen") steht, der Wert 1 für ein reines Landnutzungstemperatursignal („offen"). Dabei wird deutlich, dass die flachen Talbereiche des Gebirges als „gebirgszugehörig" interpretiert werden, was als vorteilhaft zu bewerten ist, da sich in ihnen überwiegend gravitativ bedingte Prozesse, wie Kaltluftzufluss aus höheren Gebieten, Kaltluftakkumulation sowie Kaltluftdurchfluss, abspielen, welche an Reliefenergie gebunden sind. Im vorgelagerten Flachland des Oberrheingrabens kommt demgegenüber das Landnutzungssignal voll zum Tragen – ohne nennenswerten Einfluss der Gravitation.

Im Anschluss an die oben skizzierte Normierung wurde das Grid mittels B-Spline-Interpolation von 50 m Rasterweite auf 1000 m resampelt und anschließend wieder auf die Ursprungsauflösung zurückgerechnet, um einen weicheren Übergang des Offenheitsindexes von onduliertem Gelände zu flachem Gebirgsvorland zu erzeugen.

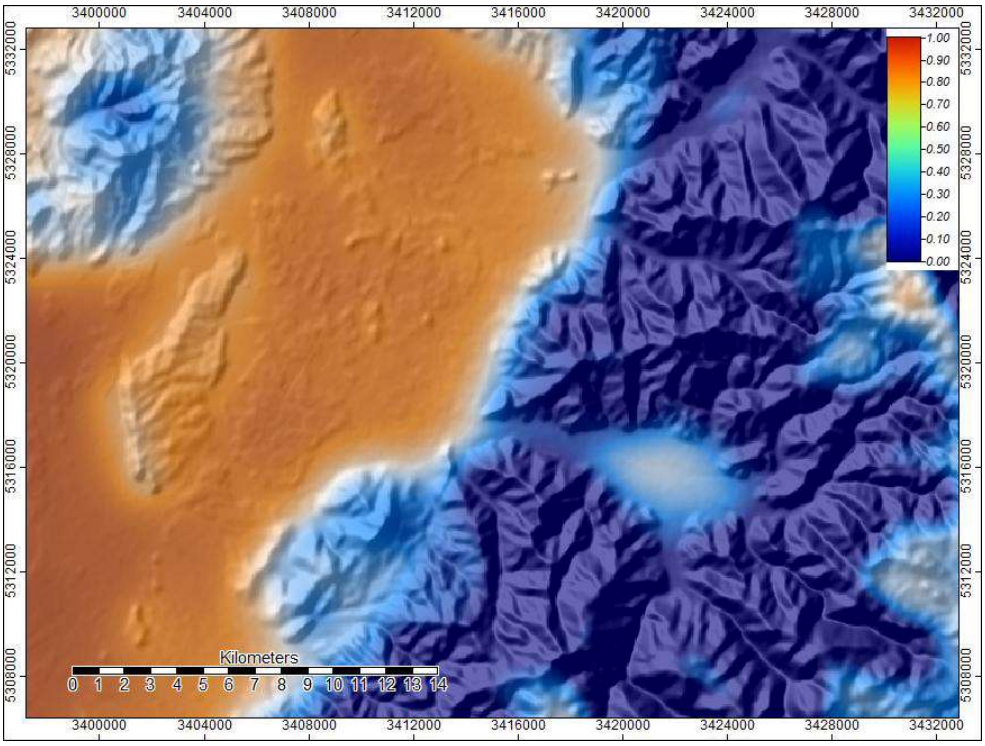

Abb. 48: Topographischer Offenheitsindex (dimensionslos, 0–1)

e) Implementierung eines Kaltluftmodells: Neben der Verwendung metrischer Relief- und Landnutzungskenngrößen ist die Einbindung eines Kaltluftmodells in Erwägung zu ziehen. Die Modellergebnisse der numerischen Simulation könnten als weitere unabhängige Variable in das Multiparameterset der untersuchten Reliefeigenschaften, die ebenfalls mikroklimatische Phänomene wie Kaltluftprozesse abbilden, aufgenommen werden. Ziel ist die Untersuchung, inwieweit das Maß erklärter Varianz der im Feld beobachteten Temperaturvariation im Rahmen der Regressionsanalyse durch Kaltluftlayer ggf. erhöht werden kann. Hierfür käme z. B. das für Forschungszwecke und nichtkommerzielle behördliche Anwendungen kostenfreie Modell KLAM_21 des DWD in Frage. KLAM_21 ist ein mathematisch-physikalisches 2D-Simulationsmodell für die Berechnung von Kaltluftabflüssen (DWD 2021a). Es findet hauptsächlich im Rahmen von stadtklimatologischen Fragestellungen, wie der Belüftung eines Stadtkörpers durch Kalt- und Frischzufuhr aus der Umgebung, Verwendung. Es liefert im Ergebnis Kaltluftvolumenströme und Kaltluftmächtigkeiten, welche sich u. a. aus der zugrunde liegenden Flächennutzungsparametrisierung ableiten. Das Modell ist jedoch ebenso für reine naturräumliche Betrachtungen geeignet, da die Parametrisierung der Kaltluftproduktivität und der Oberflächenrauigkeiten auch eine reine Freiland- und/oder Waldnutzung zulässt (siehe SIEVERS 2005).

Eine umfangreiche Beschreibung der theoretischen Grundlagen sowie Informationen zur Anwendung und Handhabung des PC-Modells finden sich ebenfalls bei SIEVERS (2005). Vergleiche der Modellergebnisse mit Messungen sind bei SIEVERS & KOSSMANN (2016) nachzulesen. KLAM_21 ist in zahlreichen Untersuchungen verwendet worden. Konkrete Fallbeispiele über den praxisorientierten Einsatz des Modells sowie zu vom DWD (2021b) verlinkten Abschlussarbeiten sind u. a. bei BEIER (2016), BOGNER (2019), FLIEGNER (2017), FUCHS (2018), GRUNWALD et al. (2019), GRUNWALD et al. (2020), HECKER (2018) und HOFFMANN et al. (2014) zu finden.

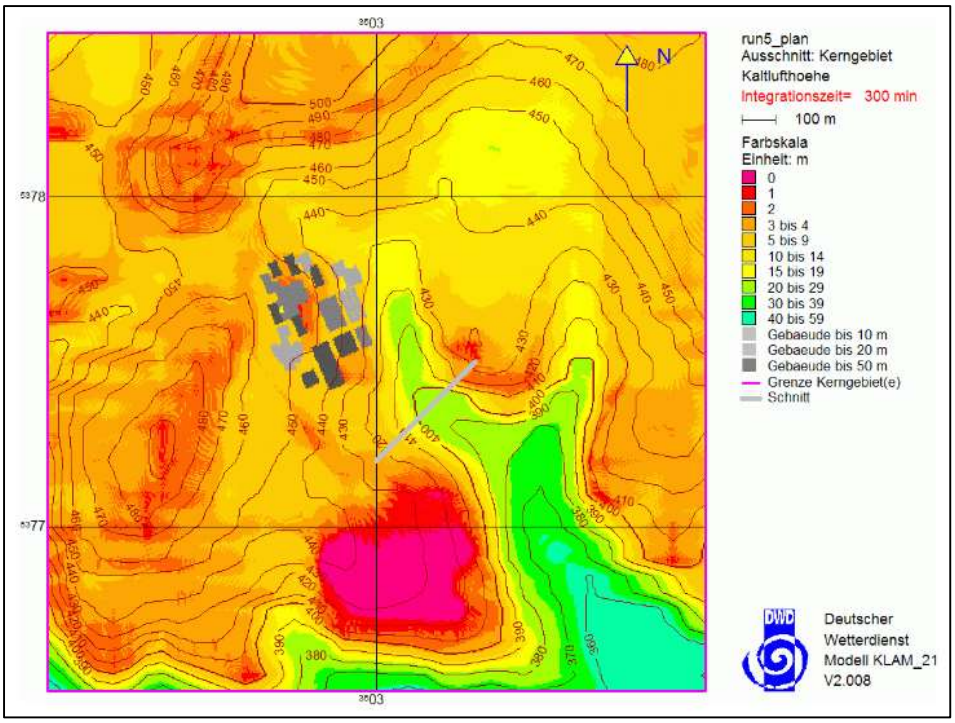

Abb. 49: Beispielhafte Kaltlufthöhen aus KLAM_21 (MÜLLER-BBM 2012)

f) Verbesserter Antrieb und dynamisches Downscaling: Eine weitere Möglichkeit wäre, die GTF auf Grundlage eines verbesserten globalen Antriebs des ECMWF zu testen und ggf. neu abzuleiten. Die nachfolgenden Ausführungen basieren hierbei auf Informationen von HENNERMANN & BERRISFORD (2018) und HERSBACH et al. (2020). Die Produktion von ERA-Interim-Datensätzen wurde zum 31.08.2019 eingestellt und diese wurden durch ERA5-Datensätze ersetzt, die für einen Zeitraum von 1950 bis heute zur Verfügung stehen. Wesentliche Verbesserungen gegenüber ERA-Interim bestehen u. a. (a) in einer höheren horizontalen räumlichen und zeitlichen Auflösung (31 × 31 km anstatt vormals ca. 80 × 80 km; einstündliche anstatt drei- bzw. sechsstündliche Ausgabezeitintervalle für die Modellergebnisse), (b) in einer detaillierteren vertikalen Auflösung (137 anstatt 79 Druckniveaus), (c) in der Durchführung von Unsicherheitsabschätzungen der Modellläufe, (d) in einer Erhöhung der Anzahl der Output-Variablen (mehr als 240 anstatt zuvor ca. 100) oder (e) in einem verbesserten und umfangreicheren Datenassimilationsschema.

Darüber hinaus sollte die Implementierung eines regionalen Zirkulationsmodells (RCM) hinsichtlich eines Mehrwerts bei der Ableitung von GTF untersucht werden. Im Rahmen des dynamischen Downscalings könnte z. B. das modular aufgebaute und frei verfügbare, mesoskalige numerische Weather Research and Forecasting (WRF) Model zur Anwendung kommen, speziell das für Forschungsfragestellungen entwickelte Advanced Research WRF (ARW, siehe SKAMAROCK et al. 2008). Zahlreiche Publikationen dokumentieren die häufige Verwendung zu Forschungszwecken, u. a. mit ERA-Interim- und ERA5-Daten als externem Antrieb. Eine Auswahl jüngerer Veröffentlichungen über den Einsatz des WRF zum dynamischen Downscaling von Lufttemperaturen ist u. a. bei AFRIZAL & SURUSSAVADEE (2018), BIENIEK et al. (2016), BÖHNER et al. (2020), CHEN et al. (2018), GAO (2020), KARKI et al. (2020), KRYZA et al. (2017), LE ROUX et al. (2018), MATEJKA et al. (2021), OJRZYŃSKA et al. (2017), QIU & ZHANG (2017), SOARES et al. (2012), VARGA & BREUER (2020), WANG et al. (2021b) und ZHOU & MU (2018) zu finden.

Im Ergebnis wird eine Abnahme des statistischen Zusammenhangs zwischen komplexen Oberflächeneigenschaften und den topoklimatischen Residuen der höhenkorrigierten RCM-Temperaturen erwartet, weil davon ausgegangen wird, dass ein adäquates RCM bereits einen Teil der im Hinblick auf den globalen Antrieb subskaligen, mesoskaligen Prozesse abbilden kann. Dies wäre gleichbedeutend mit einer Rauschsignalzunahme bei den topoklimatischen Residuen, da z. B. die Abbildung mesoskaliger Kaltlufteinzugsgebiete nicht mehr allein komplexen, räumlich hochauflösenden Reliefeigenschaften obliegt.

g) Anwendung alternativer statistischer Methoden zur Modellbildung: Wie in Kap. 2.1 zum Forschungsstand bestehender Arbeiten sowie in Kap. 2.2 zum Forschungsziel beschrieben wurde, stellen Regressionsmodelle eine einfach umzusetzende und belastbare statistische Methode dar, zu der alternative und weitaus komplexere, statistische Verfahren existieren. Hierbei rücken künstliche neuronale Netze (ANN) zunehmend in den Fokus, die je nach Komplexitätsgrad auch nicht lineare Zusammenhänge zwischen Prädiktoren und Zielgrößen erfassen können (CHADWICK et al. 2011). Aus diesem Grund ist die Ableitung von GTF unter Inanspruchnahme neuronaler Netze erstrebenswert.

Auch ein erweitertes Vorgehen bei der regressionsbasierten Ableitung von GTF ist eine mögliche Option, um die erzielten Ergebnisse dieser Arbeit zu verbessern und noch besser einordnen zu können. Im Gegensatz zu den mitunter hochsignifikanten Ergebnissen der ELR zwischen komplexen Reliefkenngrößen und den topoklimatischen Temperaturresiduen haben die atmosphärischen Prädiktoren selbst unter Anwendung eines polynomischen Trends deutlich schwächere Ergebnisse erzielt. Hierfür wäre in Anlehnung an KARL et. al (1990) die Durchführung einer redundanzvermindernden Hauptkomponentenanalyse (PCA) einschließlich einer kanonischen Korrelationsanalyse (CCA) in Erwägung zu ziehen, welche mögliche Linearkombinationen der atmosphärischen Prädiktoren berücksichtigen. Weiter kommen im Hinblick auf die Präprozessierung von atmosphärischen Prädiktoren erweiterte Verfahren, wie empirische Orthogonalfunktionen (EOF) oder eine Einzelwertzerlegung (SVD), in Frage. Möglicherweise könnte dies zu einer Verbesserung der Ergebnisse beitragen. Die untersuchten Reliefeigenschaften hingegen haben, wie bereits erwähnt, diese Notwendigkeit nicht gezeigt.

9. Zusammenfassung

Ziel der Arbeit war die flächenhafte und räumlich hochauflösende Schätzung der täglichen Verteilung der Lufttemperatur in 2 m ü. Gr. (50 × 50 m; Tagesmittel-, Tagesminimum- und Tagesmaximumtemperaturen) im südwestlichen Baden-Württemberg (Schwarzwald, Baarsenke, Schwäbische Alb) in Abhängigkeit von den Witterungsbedingungen und der unterschiedlichen Geländebeschaffenheit. Im Rahmen eines empirisch-statistischen Downscalingansatzes (ESD) unter Anwendung von Regressionsverfahren wurden komplexe Reliefeigenschaften und ausgewählte atmosphärische ERA-Interim-Prädiktoren mit topoklimatischen Beobachtungen in Beziehung gesetzt. Die verwendeten Verfahren umfassten einfach lineare Regression, multiple schrittweise lineare Regression sowie nicht lineare polynomische Trends. Die topoklimatischen Beobachtungen beruhten auf zwei Geländemesskampagnen, jeweils einer mit 20 Temperatursensoren im Schwarzwald (Modellbildung, 245 Tage) und einer mit 13 Temperatursensoren in einem Transekt bis zur hohen Schwäbischen Alb (Modellvalidierung, 92 Tage). Tage mit Schneebedeckung wurden wegen der stark veränderten thermischen Oberflächeneigenschaften nicht berücksichtigt. Bei der Modellbildung wurden gezielt unterschiedliche Reliefpositionen, wie Taltiefenlinien, erhöhte Lagen und Talquerprofile, messtechnisch erfasst, um die heterogene topoklimatische Temperaturvariation, wie z. B. Kaltluftakkumulation oder die warme Hangzone, möglichst genau zu erfassen. Für die Modellvalidierung wurden effektivklimatisch besondere Regionen und Standorte untersucht, um die Performanz des Modells belastbar beurteilen zu können. Für die Messungen wurden strahlungsgeschützte HOBO-Logger eingesetzt.

Im Ergebnis konnten witterungsdynamische, generische Transferfunktionen (GTF) abgeleitet werden, die die beobachteten topoklimatischen Abweichungen zu den höhenkorrigierten ERA-Interim-Modelltemperaturen für unterschiedliche Reliefpositionen, wie Taltiefenlinien, erhöhte Lagen oder eine Hochmulde auf der Schwäbischen Alb, im Mittel um z. T. > 50 % reduzieren. In Kombination aller eingesetzten Reliefparameter, wie z. B. Höhe über Tiefenlinie, Einzugsgebietsgröße, Globalstrahlung oder südwestexponierte anisotrope Hangerwärmung, sowie unter Berücksichtigung aller Reliefeinheiten konnten für Tagesmitteltemperaturen (TMK) in der Gesamtkombination im Mittel für 92 Tage 42.1 % der topoklimatischen Abweichungen zu den Reanalysen verringert werden. Der Zusammenhang zwischen der GTF-basierten Schätzung und den Beobachtungen lag bei $R^2 = 0.91$ sowie RMSE = 1.30. Bei den Tagesminimumtemperaturen (TNK) konnten durchschnittlich 49.0 % der Abweichungen bei $R^2 = 0.66$ und RMSE = 2.28 kompensiert werden. Für die Tagesmaximumtemperaturen (TXK) wurden die topoklimatischen Abweichungen im Schnitt um 17.2 % reduziert – mit $R^2 = 0.93$ sowie RMSE = 1.38. Insbesondere bei ausgeprägten Strahlungswetterlagen mit einem geringen Wolkenbedeckungsgrad und einem nur schwachen synoptischen Windfeld konnte ein noch deutlich größerer Mehrwert gegenüber den Reanalysen generiert werden. Beispielhaft wurde während zweier Strahlungswetterlagen in einer Taltiefenlinie anhand des Reliefparameters Höhe über Taltiefenlinie für die Tagesminimumtemperaturen eine Verbesserung von 90.2 % bzw. 97.9 % gegenüber den Reanalysen erzielt. Dieses Ergebnis unterstreicht den Mehrwert des verwendeten ESD-Ansatzes – insbesondere vor dem Hintergrund autochthoner Witterungsbedingungen.

10. Literatur

ACEVEDO, O.C. & FITZJARRALD, D.R. (2001): The early evening surface-layer transition, temporal and spatial variability. *Journal of the Atmospheric Sciences* **58**(17), 2650-2667. https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<2650:TEESLT>2.0.CO;2

AFRIZAL, T. & SURUSSAVADEE, C. (2018): High-resolution climate simulations in the tropics with complex terrain employing the CESM/WRF model. *Advances in Meteorology* **2018**. Article ID 5707819, 15 pages. https://doi.org/10.1155/2018/5707819

AICHELE, H. (1951): Frostgefährdete Gebiete in der Baar, eine kleinklimatische Geländekartierung. Erdkunde Band V, 70-73.

AICHELE, H. (1953): Kaltluftpulsationen. *Meteorologische Rundschau* **6**, 53–54.

ALVARES, C.A., STAPE, J.L., SENTELHAS, P.C. & DE MORAES GONÇALVES, J.L. (2013): Modeling monthly mean air temperature for Brazil. *Theoretical and Applied Climatology* **113**, 407–427. https://doi.org/10.1007/s00704-012-0796-6

AMANN, E. & BRIEMLE, G. (1987): Methodik der Naturraumbewertung, dargestellt am Beispiel des Naturraumes Filder. In: LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ BADEN-WÜRTTEMBERG (LFU) - Inst. f. Ökologie u. Naturschutz [Hrsg.]: *Untersuchung zur Landschaftsplanung* **11**. Karlsruhe.

ARX, G.V., DOBBERTIN, M. & REBETEZ, M. (2012): Spatio-temporal effects of forest canopy on understory microclimate in a long-term experiment in Switzerland. Agric. *Agricultural and Forest Meteorology* **166** & **167**, 144-155. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.07.018

ASONG, Z.E., KHALIQ, M.N. & WHEATHER, H.S. (2016): Projected changes in precipitation and temperature over the Canadian Prairie Provinces using the Generalized Linear Model statistical downscaling approach. *Journal of Hydrology* **539**, 429-446. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.044

AULITZKY, H. (1967): Lage und Ausmaß der „Warmen Hangzone“ in einem Quertal der Inneralpen. *Ann. Meteorol. N.F.* **3**, 159-165.

BACKHAUS, K., ERICHSON, B., PLINKE, W. & WEIBER, R. (2011[13]): Multivariate Analysemethoden – eine anwendungsorientierte Einführung. Springer. Berlin, Heidelberg.

BAHLBURG, H. & BREITKREUZ, C. (2012[4]): Grundlagen der Geologie. Springer Verlag. Berlin, Heidelberg.

BAHRENBERG, G., GIESE, E. & NIPPER, J. (2003[2]): Statistische Methoden in der Geographie. Band 2: Multivariate Statistik. Borntraeger. Berlin, Stuttgart.

BAKAS, N.A., FOTIADI, A. & KARIOFILLIDI, S. (2020): Climatology of the boundary layer height and of the wind field over Greece. *Atmosphere* **11**(9), 910-927. https://doi.org/10.3390/atmos11090910

BALA, R., PRASAD, R. & YADAV, V.P. (2020): Thermal sharpening of MODIS land surface temperature using statistical downscaling technique in urban areas. *Theoretical and Applied Climatology* **141**, 935–946. https://doi.org/10.1007/s00704-020-03253-w

BALSAMO, G., ALBERGEL, C., BELJAARS, A., BOUSSETTA, S., BRUN, E., CLOKE, H., DEE, D., DUTRA, E., MUÑOZ SABATER, J., PAPPENBERGER, F., DE ROSNAY, P., STOCKDALE, T. & VITART, F. (2015): ERA-Interim/Land: A global land surface reanalysis data set. *Hydrology and Earth System Sciences* **19**, 389-407. https://doi.org/10.5194/hess-19-389-2015

BARRY, R.G. & CHORLEY, R.J. (1982): Atmosphere, Weather and Climate. Methuen. London.

BARTKOWIAK, P., CASTELLI, M. & NOTARNICOLA, C. (2019): Downscaling land surface temperature from MODIS dataset with random forest approach over alpine vegetated areas. *Remote Sensing* **11**(11), 1319. https://doi.org/10.3390/rs11111319

BAUMGARTNER, A. (1963): Einfluss des Geländes auf Lagerung und Bewegung der nächtlichen Kaltluft. In: SCHNELLE, F. (Hrsg.): *Frostschutz im Pflanzenbau* **1**, 151-194. BLV Verlagsgesellschaft, München.

BAUR, F., P. HESS & NAGEL, H. (1944): Kalender der Grosswetterlagen Europas 1881-1939. Bad Homburg v.d.H., pp. 35.

BECHTEL, B. (2015a): A new global climatology of annual land surface temperature. *Remote Sensing* **7**(3), 2850-2870. https://doi.org/10.3390/rs70302850

BECHTEL, B. (2015b): Robustness of annual cycle parameters to characterize the urban thermal landscapes. *IEEE Geosciences and Remote Sensing Letters* **9**(5), 876-880. https://doi.org/10.1109/LGRS.2012.2185034

BECHTEL, B., ZAKŠEK, K., & HOSHYARIPOUR, G. (2012): Downscaling land surface temperature in an urban area: a case study for Hamburg, Germany. *Remote Sensing* **4**(10), 3184–3200. https://doi.org/10.3390/rs4103184

BEIER, C. (2016): Detektion von Kaltluftabflüssen im Bereich zwischen Hessen- und Spindeltal in Eichstätt. Masterarbeit, Mathematisch-Geographische Fakultät der Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt.

BENALI, A., CARVALHO, A.C., NUNES, J.P., CARVALHAIS, N., & SANTOS, A. (2012): Estimating air surface temperature using MODIS LST data. *Remote Sensing of Environment* **124**, 108–121. https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.04.024

BENDIX, J. (2004): Geländeklimatologie. Gebrüder Borntraeger. Berlin, Stuttgart.

BENESTAD, R.E. (2004): Empirical-statistical downscaling in climate modeling. *Eos* **85**(42), 417-422. https://doi.org/10.1029/2004EO420002

BENESTAD, R. E., HANSSEN-BAUER, I. & DELIANG, C. (2008): Empirical-statistical downscaling. World Scientific, Singapore. https://doi.org/10.1142/6908

BENN, D.I. & EVANS, D.J.A. (1998): Glaciers and Glaciation. Arnold, London, UK.

BERNAUER, B. (2007): Hiebsreifeanalyse von Waldbeständen. In: FORSTLICHE VERSUCHS- FORSCHUNGSANSTALT BADEN-WÜRTTEMBERG (FVA) [Hrsg.]: FVA-Einblick **3/2007**, 16-19. Freiburg. Quelle (aufgerufen am 24.02.2021): https://www.fva-bw.de/fileadmin/publikationen/einblick/einblick200703.pdf

BERNHOFER, C., PLUNTKE, T., BARFUS, K., HEIDENREICH, M., KRONENBERG, R., HAUFFE, C., WAGNER, M., SCHWARZE, R. & GUTZMANN, B. (2019): Analyse und Bewertung der gemessenen meteorologischen Datengrundlage im Freistaat Sachsen sowie Erzeugung eines Klima-Referenzdatensatzes. *Schriftenreihe des LfULG* (Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie), Heft **7/2019**. Selbstverlag. https://doi.org/10.4126/FRL01-006417291

BERRISFORD, P., DEE, D., FIELDING, K., FUENTES, M., KALLBERG, P., KOBAYASHI, S. & UPPALA, S.S. (2011²): The ERA-interim archive - Version 2.0. *ERA Report Series*. Technical Report. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) [Hrsg.], Shinfield Park, Reading.

BERRYMAN, E.M., BARNARD, H.R., ADAMS, H.R., BURNS, M.A., GALLO, E. & BROOKS, P.D. (2015): Complex terrain alters temperature and moisture limitations of forest soil respiration across a semiarid to subalpine gradient. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* **120**(4), 707-723. https://doi.org/10.1002/2014JG002802

BIENIEK, P.A, BHATT, U.S., WALSH, J.E., RUPP, T.S., ZHANG, J., KRIEGER, J.R. & LADER, R. (2016): Dynamical downscaling of ERA-Interim temperature and precipitation for Alaska. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **55**(3), 635-654. https://doi.org/10.1175/JAMC-D-15-0153.1

BIGG, G.R., WISE, S.M., HANNA, E., MANSELL, D., BRYANT, R.G. & HOWARD, A. (2014): Synoptic climatology of cold air drainage in the Derwent Valley, Peak District, UK. *Meteorological Applications* **21**(2)**,** 161–170. https://doi.org/10.1002/met.1317

BISSOLLI, P. & SCHÖNWIESE, C.-D. (1991): Kalendergebunde Witterungserscheinungen in neuem Licht. *Naturwissenschaftliche Rundschau* **44**, 169-175.

BLENNOW, K. & PERSSON, P. (1998): Modelling local-scale frost variations using mobile temperature measurements with a GIS. *Agricultural and Forest Meteorology* **89**(1), 59-71. https://doi.org/10.1016/S0168-1923(97)00057-9

BLÜTHGEN, J. & WEISCHET, W. (1980²): Allgemeine Klimageographie. De Gruyter. Berlin.

BOGNER S. (2019): Computersimulation mit KLAM_21 zur Ausbildung und Durchlüftungs-wirkung von nächtlichen Kaltluftströmungen in Stuttgart. Diplomarbeit, Hochschule des Bundes für öffentliche Verwaltung, Fachbereich Wetterdienst.

BÖHNER, J. & ANTONIC, O. (2009): Land-surface parameters specific to topo-climatology. In: HENGL, T & REUTER, H.I. [Hrsg.]: Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. *Developments in Soil Science* **33**, 195-226. Elsevier. Amsterdam, London, New York. https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00008-1

BÖHNER, J. & BECHTEL, B. (2018): GIS in Climatology and Meteorology. In: HUANG, B. [Hrsg.]: *Comprehensive Geographic Information Systems* **2**, 196–235. Elsevier. Oxford. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09633-0

BÖHNER, J. & SELIGE, T. (2006): Spatial prediction of soil attributes using terrain analysis and climate regionalisation. – In: BÖHNER, J., MCCLOY, K.R. & STROBL, J. [Hrsg.]: SAGA – Analyses and Modelling Applications. *Göttinger Geographische Abhandlungen* **115**, 13-28. Goltze. Göttingen.

BÖHNER, J. HASSON, S. & KILIAN, M. (2020): Evaluation of spatial variation characteristics of dynamically modelled precipitation and temperature fields – A comparative analysis of WRF simulations over western Amazonia and the central Himalayas. *GeoÖko* **41**, 41-66.

BONIN, T., BLUMBERG, W.G., KLEIN, P.M. & CHILSON, P. (2015): Thermodynamic and turbulence characteristics of the southern great plains nocturnal boundary layer under differing turbulent regimes. *Boundary-Layer Meteorology* **157**(3), 401-420. https://doi.org/10.1007/s10546-015-0072-2

BROMWICH, D., BAI, L. & BJARNASON, G.G. (2005): High-resolution regional climate simulations over Iceland using Polar MM5. *Monthly Weather Review* **133**(12), 3527-3547. https://doi.org/10.1175/MWR3049.1

BUSUIOC, A. & DUMITRESCU, A. (2018): Empirical-Statistical Downscaling: Nonlinear Statistical Downscaling. Oxford University Press, 2018. http://dx.doi.org/10.1093/acrefore/9780190228620.013.770

BUTLER, B.W., WAGENBRENNER, N.S., FORTHOFER, J.M., LAMB, B.K., SHANNON, K.S., FINN, D., ECKMAN, R.M., CLAWSON, K., BRADSHAW, L., SOPKO, P., BEARD, S., JIMENEZ, D., WOLD, C., & VOSBURGH, M. (2015): High-resolution observations of the near-surface wind field over anisolated mountain and in a steep river canyon. *Atmospheric Chemistry and Physics* **15**(7), 3785–3801. https://doi.org/10.5194/acp-15-3785-2015

CASANUEVA, A., FRIAS, M.D., GARCIA, S.H. & SAN-MARTIN (2014): Statistical downscaling of climate impact indices: testing the direct approach. *Climate Change* **127**(3-4), 547-560. https://doi.org/10.1007/s10584-014-1270-5

CASAS-MULET, R., PANDER, J., RYU, D., STEWARDSON, M.J. & GEIST, J. (2020): Unmanned Aerial Vehicle (UAV)-based thermal infra-red (TIR) and optical imagery reveals multi-spatial scale controls of cold-water areas over a groundwater-dominated riverscape. *Frontiers in Environmental Science* **8**. Art. 64. https://doi.org/10.3389/fenvs.2020.00064

CHADWICK, R., COPPOLA, E. & GIORGI, F. (2011). An artificial neural network technique for downscaling GCM outputs to RCM spatial scale. *Nonlinear Processes in Geophysics* **18**(6), 1013–1028. https://doi.org/10.5194/npg-18-1013-2011

CHEN, J., BRISSETTE, F.P. & LECONTE, R. (2012): WeaGETS – a Matlab-based daily scale weather generator for generating precipitation and temperature. *Procedia Environmental Sciences* **13**, 2222-2235. https://doi.org/10.1016/j.proenv.2012.01.211

CHEN, L., MA, Z., LI, Z., WU, L., FLEMKE, J.& LI, Y. (2018): Dynamical downscaling of temperature and precipitation extremes in China under current and future climates. *Atmosphere-Ocean* **56**(1), 55-70. https://doi.org/10.1080/07055900.2017.1422691

CHEN, T.-L. (2020): Mapping temporal and spatial changes in land use and land surface temperature based on MODIS data. *Environmental Research* **196**, 110424. https://doi.org/10.1016/j.envres.2020.110424

CHUNG, U., SEO, H.H., HWANG, K.H., HWANG, B.S., CHOI, J., LEE, J.T. & YUN, J.I. (2006): Minimum temperature mapping over complex terrain by estimating cold air accumulation potential. *Agricultural and Forest Meteorology* **137**(1-2), 15–24. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2005.12.011

COLETTE, A., CHOW, F.K. & STREET, R.L. (2003): A numerical study of inversion-layer breakup and the effects of topographic shading in idealized valleys. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **42**(9), 1255-1272. https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<1255:ANSOIB>2.0.CO;2

COLLAUD COEN, M., PRAZ, C., HAEFELE, A., RUFFIEUX, D., KAUFMANN, P. & CALPINI, B. (2014): Determination and climatology of the planetary boundary layer height above the Swiss plateau by in situ and remote sensing measurements as well as by the COSMO-2 model. *Atmospheric Chemistry and Physics* **14**(23), 13205–13221. https://doi.org/10.5194/acp-14-13205-2014

CONRAD, O., BECHTEL, B., BOCK, M., DIETRICH, H., FISCHER, E., GERLITZ, L., WEHBERG, J., WICHMANN, V. & BÖHNER, J. (2015): System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4. *Geoscientific Model Development* **8**(7), 1991-2007. https://doi.org/10.5194/gmd-8-1991-2015

CORTI MENESES, N., BAIER, S., REIDELSTÜRZ, P., GEIST, J. & SCHNEIDER, T. (2018a): Modelling heights of sparse aquatic reed (phragmites australis) using structure from motion point clouds derived from rotary- and fixed-wing Unmanned Aerial Vehicle (UAV) data. *Limnologica* **72**, 10–21. https://doi.org/10.1016/j.limno.2018.07.001

CORTI MENESES, N., BRUNNER, F., BAIER, S., GEIST, J. & SCHNEIDER, T. (2018b): Quantification of extent, density, and status of aquatic reed beds using point clouds derived from UAV–RGB imagery. *Remote Sensing* **10**(12),1869. https://doi.org/10.3390/rs10121869

COULTER, R.L., ORGILL, M. & PORCH, W.M. (1989): Tributary fluxes into Brush Creek Valley. *Journal of Applied Meteorology* **28**(7), 555-568. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1989)028<0555:TFIBCV>2.0.CO;2

DE WEKKER, S.F.J. & KOSSMANN, M. (2015): Convective boundary layer heights over mountainous terrain — A review of concepts. *Frontiers in Earth Science* **3**, Art. 77. https://doi.org/10.3389/feart.2015.00077

DEE, D.P., UPPALA, S.M., SIMMONS, A.J., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., ANDRAE, U., BALMASEDA, M.A., BALSAMO, G., BAUER, P., BECHTOLD, P., BELJAARS, A.C.M., VAN DE BERG, L., BIDLOT, J., BORMANN, N., DELSOL, C., DRAGANI, R., FUENTES, M., GEER, A.J., HAIMBERGER, L., HEALY, S.B., HERSBACH, H., HOLM, E.V., ISAKSEN, L., KALLBERG, P., KÖHLER, M., MATRICARDI, M., MCNALLY, A.P., MONGE-SANZ, B.M., MORCRETTE, J.-J., PARK, B.-K., PEUBEY, C., DE ROSNAY, P., TAVOLATO, C., THÉPAUT, J.-N. & VITART, F. (2011): The ERA-Interim-Reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quartely Journal of the Royal Meteorological Society* **137**(656), 553-597. https://doi.org/10.1002/qj.828

DEFANT, F. (1949): Zur Theorie der Hangwinde, nebst Bemerkungen zur Theorie der Berg- und Talwinde. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Serie A1, 421-450.

DIETRICH, H. (2006): Kalt- und Frischluftpotentiale in Melsungen (Fulda). Diplomarbeit am Geographischen Institut der Georg-August-Universität Göttingen – Abt. Physische Geographie. Unveröffentlicht.

DIETRICH, H. & BÖHNER, J. (2008): Cold air production and flow in a low mountain range landscape in Hessia. In: Böhner, J., Blaschke, T. & Montaranella, L. [Hrsg.]: SAGA – Seconds Out. *Hamburger Beiträge zur Physischen Geographie und Landschaftsgeographie* **19**, 37-48.

DIETRICH, H., WOLF, T., KAWOHL, T., WEHBERG, J., KÄNDLER, G., METTE, T., RÖDER, A. & BÖHNER, J. (2019): Temporal and spatial high-resolution climate data from 1961-2100 for the German National Forest Inventory (NFI). *Annals of Forest Science* **76**, Art.6. 1-14. https://doi.org/10.1007/s13595-018-0788-5

DING, Z., PU, J., MENG, L., LU, R., WANG, Y., LI, Y., DONG, Y. & WANG, S. (2021): Asymmetric trends of extreme temperature over the Loess Plateau during 1998–2018. *International Journal of Climatology* **41**(51), 1663-1685. https://doi.org/10.1002/joc.6798

DOBOS, E. & DAROUSSIN, J. (2007): Calculation of potential drainage density index (PDD). In: PECKHAM, R.J. & JORDAN, G. [Hrsg.]: Digital terrain modelling – Development and applications in a policy support environment, 283-295. Springer. Berlin, Heidelberg, New York. https://doi.org/10.1007/978-3-540-36731-4_13

DOBOS, E., DAROUSSIN, J., & MONTANARELLA, L. (2007): A quantitative procedure for building physiographic units for the european SOTER database. In: PECKHAM, R.J. & JORDAN, G. [Hrsg.]: Digital terrain modelling – Development and applications in a policy support environment, 227-258. Springer. Berlin, Heidelberg, New York. https://doi.org/10.1007/978-3-540-36731-4_10

DOZIER, J. & FREW, J. (1990): Rapid calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **28**(5), 963-969. https://doi.org/10.1109/36.58986

DRAPER, N.R. & SMITH, H. (1981²): Applied Regression Analysis. John Wiley & Sons, New York.

DUCKSON D.W. (1987) Continental climate. In: OLIVER, J.E. & FAIRBRIDGE, R.W. [Hrsg.]: Climatology. Encyclopedia of Earth Science. Springer, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/0-387-30749-4_54

DÜTEMEYER, D. (2000): Urban-orographische Bodenwindsysteme in der städtischen Peripherie Kölns. *Essener Ökologische Schriften* **12**. Westarp-Wissenschaften, Hohen-warsleben.

DÜTEMEYER, D., BARLAG, A.-B. & KUTTLER, W. (2004): Planungsrelevante Stadtklimatologie am Beispiel der beabsichtigten Flächenumwidmung einer Industriebrache. *UVP-report* **18**(1), 21-26.

DWD (2001): Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland - Teil 2: Verdunstung, mittlere tägliche Extremwerte, Kontinentalität, 58 Karten Maßstab 1:2,5 Millionen, 23 Seiten Text. Selbstverlag. Offenbach.

DWD (2010): Klimastatusbericht 2009. Offenbach. Selbstverlag. Quelle (aufgerufen am 14.02.2021): https://www.dwd.de/DE/leistungen/klimastatusbericht/publikationen/ksb_2009.html

DWD (2011): Klimastatusbericht 2010. Offenbach. Selbstverlag. Quelle (aufgerufen am 14.02.2021): https://www.dwd.de/DE/leistungen/klimastatusbericht/publikationen/ksb_2010.html

DWD (2013): Klimastatusbericht 2012. Offenbach. Selbstverlag. Quelle (aufgerufen am 14.02.2021): https://www.dwd.de/DE/leistungen/klimastatusbericht/publikationen/ksb_2012.html

DWD (2014): Klimastatusbericht 2013. Offenbach. Selbstverlag. Quelle (aufgerufen am 14.02.2021): https://www.dwd.de/DE/leistungen/klimastatusbericht/publikationen/ksb_2013.html

DWD (2017): Kaltluftabflusssimulation mit KLAM_21 für die Stadt Leipzig und Umgebung - Amtliches Gutachten im Auftrag der Stadt Leipzig, Amt für Umweltschutz. Gz.: KU11B/15/041. Selbstverlag, Offenbach.

DWD (2020a): Alpines Pumpen. Quelle (aufgerufen am 02.06.2021): https://rcc.dwd.de/DE/wetter/thema_des_tages/2020/4/5.html

DWD (2020b): Bericht zu den Profilmessfahrten in Zweibrücken - Projekt Klimawandel-AnpassungsCOACH. Selbstverlag des Regionalen Klimabüros Essen.

DWD (2021a): Das Kaltluftabflussmodell KLAM_21. Quelle (aufgerufen am 16.06.2021) https://www.dwd.de/DE/klimaumwelt/klimaforschung/klimawirk/stadtpl/lokalklimamodelle/klam21.pdf?__blob=publicationFile&v=3

DWD (2021b): Publikationen zum Kaltluftabflussmodell KLAM_21 - Zeitschriftenartikel, Berichte und Abschlussarbeiten. Quelle (aufgerufen am 16.06.2021): https://www.dwd.de/DE/klimaumwelt/klimaforschung/klimawirk/stadtpl/lokalklimamodelle/klam21_publikationen.pdf?__blob=publicationFile&v=6

EDEN, J.M. & WIDMANN, M. (2014): Downscaling of GCM-simulated precipitation using model output statistics. *Journal of Climate* **27**(1), 312-324. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00063.1

ELLIS, A.W. & LEATHERS, D.J. (1998a): Analysis of cold airmass temperature modification across the U.S. Great Plains as a consequence of snow depth and albedo. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **38**(6), 696-711.

ELLIS, A.W. & LEATHERS, D.J. (1998b): The effects of a discontinuous snow cover on lower atmospheric temperature and energy flux patterns. *Geophysical Research Letters* **25**(12), 2161-2164. https://doi.org/10.1029/98GL01582

FAN, X., JIANG, L. & GOU. J. (2021): Statistical downscaling and projection of future temperatures across the Loess Plateau, China. *Weather and Climate Extremes* **32**, 100328. https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100328

FARR, T.G., ROSEN, P.A., CARO, E., CRIPPEN, R., DUREN, R., HENSLEY, S., KOBRICK, M., PALLER, M., RODRIGUEZ, E., ROTH, L., SEAL, D., SHAFFER, S., SHIMADA, J., UMLAND, J., WERNER, M., OSKIN, M., BURBANK, D. & ALSDORF, D. (2007): The shuttle radar topography mission. *Review of Geophysics* **45**(2), RG2004. https://doi.org/10.1029/2005RG000183

FLIEGNER, M. (2017): Analyse des nächtlichen Kaltluftsees am Funtensee / Berchtesgadenerland, mittels bodengestützter Thermographiemessungen und des Kaltluftabflussmodells KLAM_21 des Deutschen Wetterdienstes. Masterarbeit, Geographisches Institut, Fakultät für Geowissenschaften, Ruhr-Universität Bochum.

FOKEN, T. (2006²). Angewandte Meteorologie – Mikrometeorologische Methoden. Springer. Berlin, Heidelberg.

FREEMAN, G.T. (1991): Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. *Computers and Geosciences* **17**(3), 413-422. https://doi.org/10.1016/0098-3004(91)90048-I

FUCHS, F. (2018): Modellrechnungen zu den nächtlichen Durchlüftungsverhältnissen für eine sommerliche Strahlungsnacht mit dem Kaltluftabflussmodell KLAM_21 des DWD am Beispiel von Halle (Saale). Masterarbeit, Institut für Geowissenschaften und Geographie, Naturwissenschaftliche Fakultät III, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg.

FUCHS, H.-J. & WERNER, M. (1996): Stationäre und mobile Messungen zur Erfassung des Topoklimas im Gemarkungsgebiet von Gundersheim/Rheinhessen. *Mitt. POLLICHIA* **83**, 37-65.

FVA (2020a): Waldökologische Standortskartierung - Regionallegende: Wuchsgebiet 3 Schwarzwald, Einzelwuchsbezirk 3/10: Westlicher Südschwarzwald, Zonalwald: Kolliner Buchenwald mit Bergahorn. Quelle (aufgerufen am 05.02.2021): https://www.FVA-bw.de/fileadmin/scripts/forschung/wns/stoka/legenden/Leg_3_10_kollin.pdf

FVA (2020b): Waldökologische Standortskartierung - Regionallegende: Wuchsgebiet 3 Schwarzwald, Einzelwuchsbezirk 3/10: Westlicher Südschwarzwald, Zonalwald: Montaner Buchen-Tannen-Wald mit Bergahorn, örtlich mit Fichte; Zonalwald: Submontaner Buchen-Tannen-Traubeneichen-Wald mit Bergahorn. Quelle (aufgerufen am 05.02.2021): https://www.FVA-bw.de/fileadmin/scripts/forschung/wns/stoka/legenden/Leg_3_10_submontan.pdf

FVA (2020c): Waldökologische Standortskartierung - Regionallegende: Wuchsgebiet 3 Westlicher Südschwarzwald, Einzelwuchsbezirk 3/10: Zonalwald: Montaner Buchen-Tannen-Wald mit Bergahorn, örtlich mit Fichte; Zonalwald: Submontaner Buchen-Tannen-Traubeneichen-Wald mit Bergahorn. Quelle (aufgerufen am 05.02.2021): https://www.FVA-bw.de/fileadmin/scripts/forschung/wns/stoka/legenden/Leg_3_10_montan.pdf

FVA (2020d): Waldökologische Standortskartierung - Regionallegende: Wuchsgebiet 3 Schwarzwald, Einzelwuchsbezirk 3/10: Westlicher Südschwarzwald, Zonalwald: Hochmontaner Buchen-Tannen-Wald mit Bergahorn, örtlich mit Fichte. Quelle (aufgerufen am 05.02.2021): https://www.FVA-bw.de/fileadmin/scripts/forschung/wns/stoka/legenden/Leg_3_10_hochmontan.pdf

FVA (2020e): Waldökologische Standortskartierung - Regionallegende: Einzelwuchsbezirk 3/13: Östlicher Südschwarzwald, Zonalwald: Montaner Tannen-Buchen-Wald mit Fichte. Quelle (aufgerufen am 05.02.2021): https://www.fva-bw.de/fileadmin/scripts/forschung/wns/stoka/legenden/Leg_3_13_montan.pdf

FVA (2020f): Waldökologische Standortskartierung - Regionallegende: Einzelwuchsbezirk 3/13: Östlicher Südschwarzwald, Zonalwald: Hochmontaner Fichten-Tannen-Buchen-Wald mit Bergahorn. Quelle (aufgerufen am 05.02.2021): https://www.FVA-bw.de/fileadmin/scripts/forschung/wns/stoka/legenden/Leg_3_13_hochmontan.pdf

GAO, L. (2013): Validation and statistical downscaling of ERA-Interim-Reanalysis data for integrated applications. Dissertation an der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München. Selbstverlag, München.

GAO, L., BERNHARDT, M. & SCHULZ, K. (2012): Elevation correction of ERA-Interim temperature data in complex terrain. *Hydrology and Earth System Sciences* **16**(12), 4661-4673. https://doi.org/10.5194/hess-16-4661-2012

GAO, S. (2020): Dynamical downscaling of surface air temperature and precipitation using RegCM4 and WRF over China. Climate Dynamics **55**, 1283–1302. https://doi.org/10.1007/s00382-020-05326-y

GEERTS, B. (2003): Empirical estimation of the monthly-mean daily temperature range. *Theoretical and Applied Climatology* **74**, 145-165. https://doi.org/10.1007/s00704-002-0715-3

GEIGER, R. (1961[4]): Das Klima der bodennahen Luftschicht - Ein Lehrbuch der Mikroklimatologie. Vieweg. Braunschweig

GEIGER, R., ARON, R., TODHUNTER, P. (1995[5]): The climate near the ground. Vieweg. Braunschweig, Wiesbaden.

GERLITZ, L., BECHTEL. B., BÖHNER, J., BOBROWSKI, M., BÜRZLE, B., MÜLLER, M., SCHOLTEN, T., SCHICKHOFF, U., SCHWAB, N. & WEIDINGER, J. (2016): Analytic Comparison of Temperature Lapse Rates and Precipitation Gradients in a Himalayan Treeline Environment: Implications for Statistical Downscaling. – In: SINGH, E.D., SCHICKHOFF, U. & MAL, S. [Hrsg.]: Climate Change, Glacier Response, and Vegetation Dynamics in the Himalaya: Contributions towards future Earth initiatives. – Springer, pp. 49-64. https://doi.org/10.1007/978-3-319-28977-9

GERLITZ, L., CONRAD, O., THOMAS, A. & BÖHNER, J. (2014): Assessment of warming patterns for the Tibetan Plateau and its adjacent lowlands based on an elevation- and bias corrected ERA-Interim Data Set. *Climate Research* **58**(3), 235-246. https://doi.org/10.3354/cr01193

GHARADJEDAGHI, B., HEIMANN, R., LENZ, K.; MARTIN, C., PIEPER, V., SCHULZ, A., VAHABZADEH, A., FINCK, P. & RIECKEN, U. (2004): Verbreitung und Gefährdung schutzwürdiger Landschaften in Deutschland. *Natur und Landschaft* **79**(2), 71–81.

GITAU, M.W., MEHAN, S. & GUO, T. (2017): Weather generator utilization in climte impact studies: Implications for water resources modelling. *European Water* **59**, 69-75.

GORCZYNSKI, W. (1920): Sur le calcul du degree continentalisme et soon application dans la climatologie. *Geogr. Annaler* **12**, 111-133.

GOVERNMENT OF CANADA (2021): Definitions of statistically downscaled climate indices. Quelle (aufgerufen am 17.06.2021): https://climate-scenarios.canada.ca/?page=downscaled-indices-definition

GRIMBACHER, T. (2005): Bestimmung und Vorhersage von Bewölkung mit bodennahen Temperaturmessungen. Dissertation. Selbstverlag der ETH Zürich. https://doi.org/10.3929/ethz-a-004911982

GRIMSDELL, A.W. & ANGEVINE, W.M. (2002): Observations of the afternoon transition of the convective boundary layer. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **41**(1), 3–11.

GRÖBER, H., ERK, S. & GRUGIULI, U. (1963): Die Grundgesetze der Wärmeübertragung. Springer. Berlin.

GROSS, G. (1987): Thermische Windsysteme im Mittelgebirge. *Promet* **17**(3/4), 36-39.

GROSS, G. (1989): Numerical simulation of the nocturnal flow systems in the Freiburg area for different topographies. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre* **62**(1), 57-72.

GRUBER, S. & PECKHAM, S. (2009): Land-surface parameters and objects specific to hydrology. In: HENGL, T & REUTER, H.I. [Hrsg.]: Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. *Developments in Soil Science* **33**, 171-194. Elsevier. Amsterdam, London, New York. https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00007-X

GRUBER, S., HUGGEL, C. & PIKE, R. (2009): Modelling mass movements and landslide susceptibility using geomorphometry. In: HENGL, T & REUTER, H.I. [Hrsg.]: Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. *Developments in Soil Science* **33**, 527-550. Elsevier. Amsterdam, London, New York.
https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00023-8

GRUDZIELANEK, A.M. & CERMAK, J. (2015): Capturing cold-air flow using thermal imaging. *Boundary-Layer Meteorology* **157**, 321-332. https://doi.org/10.1007/s10546-015-0042-8

GRUDZIELANEK, A.M. & CERMAK, J. (2018): Temporal patterns and vertical temperature gradientes in micro-scale drainage flow observed using thermal imaging. *Atmosphere* **9**(12), Art. 489, 1-16. https://doi.org/10.3390/atmos9120498

GRUNWALD, L., KOSSMANN, M. & WEBER, S. (2019): Mapping urban cold-air paths in a Central European city using numerical modelling and geospatial analysis. *Urban Climate* **29**, 100503. https://doi.org/10.1016/j.uclim.2019.100503

GRUNWALD, L., SCHNEIDER, A.-K., SCHRÖDER, B. & WEBER, S. (2020): Predicting urban cold-air paths using boosted regression trees. *Landscape and Urban Planning* **201**, 103843. https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2020.103843

GUAN, H., ZHANG, X., MAKHNIN, O. & SUN, Z. (2013): Mapping mean monthly temperatures over a coastal hilly area incorporating terrain aspect effects. *Journal of Hydrometeorology* **14**(1), 233-250. https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-014.1

GUTIÉRREZ, J.M., MARAUN, D., WIDMANN, M., HUTH, R., HERTIG, E., BENESTAD, R. et al. (2019): An intercomparison of a large ensemble of statistical downscaling methods over Europe: Results from the VALUE perfect predictor cross-validation experiment. *International Journal of Climatology* **39**(9), 3750-3785. https://doi.org/10.1002/joc.5462

GÜTTLER, I., MARINOVIC, I., VECENAJ, Z. & GRISOGONO, B. (2016): Energetics of slope flows: Linear and weakly nonlinear solutions of the extended prandtl model. *Frontiers in Earth Science* **4**, Art. 72. https://doi.org/10.3389/feart.2016.00072

HÄCKEL, H. (1999): Farbatlas Wetterphänomene. Ulmer. Stuttgart (Hohenheim).

HÄCKEL, H. (2005[5]): Meteorologie. Ulmer UTB. Stuttgart.

HAFEEZ, S., WONG, M.S., HO, H.C., NAZEER, M., NICHOL, J., ABBAS, S., TANG, D., LEE, K.H. & PUN, L. (2019): Comparison of machine learning algorithms for retrieval of water quality indicators in Case-II waters: A case study of Hong Kong. *Remote Sensing* **11**(6), 617, 1-24. https://doi.org/10.3390/rs11060617

HAIDER, N., KIRKEBY, C., KRISTENSEN, B., KJÆR, L.J., SØRENSEN, J.H., & BØDKER, R. (2017): Microclimatic temperatures increase the potential for vector-borne disease transmission in the Scandinavian climate. *Scientific reports* **7**(1), 8175-8187. https://doi.org/10.1038/s41598-017-08514-9

HÄNTZSCHEL, J., GOLDBERG, V. & BERNHOFER, C. (2005): GIS-based regionalisation of radiation, temperature and coupling measures in complex terrain for low mountain ranges. *Meteorological Applications* **12**(1), 33-42. https://doi.org/10.1017/S1350482705001489

HASSAN, W.U., NAYAK, M. & LYNGWA, R. (2021): Recent changes in heatwaves and maximum temperatures over a complex terrain in the Himalayas. *Science of the Total Environment* **794**, Art. 148706. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.148706

HASSON, S., PASCALE, S., LUCARINI, V. & BÖHNER, J. (2016): Seasonal cycle of precipitation over major river basins in South and Southeast Asia: A review of the CMIP5 climate models data for present climate and future climate projections. *Atmospheric Research* **180**, 42-63. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.05.008

HATCHETT, B.J., KAPLAN, M.L., NAUSLAR, N.J., SMITH, C.M. & NELSON, K. (2020): Slope Winds. In: MANZELLO, S.L. [Hrsg.]: Encyclopedia of wildfires and wildland-urban interface (WUI) fires. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-52090-2_209

HAUF, T. & WITTE, N. (1985): Fallstudie eines nächtlichen Windsystems. *Meteorologische Rundschau* **38**, 33-42.

HAVLIK, D. (1970): Inversionswetterlagen im südlichen Oberrheingebiet. *Meteorologische Rundschau* **23**, 129-134.

HECKER, R. (2018): Untersuchung zur Kaltluftabflussdynamik in Esslingen am Neckar unter Berücksichtigung der Siedlungsentwicklung. Masterarbeit, Mathematisch-Geographische Fakultät der Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt.

HELL, F. (1982): Grundlagen der Wärmeübertragung. VDI-Verlag. Düsseldorf.

HENDL, M. (1995a): Das Klima des Oberrheingrabens und seiner Randgebirge. In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. [Hrsg.] (1995²): Physische Geographie Deutschlands. Gotha. Perthes

HENDL, M. (1995b): Das Klima des süddeutschen Stufenlandes und seiner östlichen Randgebirge. In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. [Hrsg.] (1995²): Physische Geographie Deutschlands. Gotha. Perthes.

HENNEMUTH, B. & SEMMLER, H. (1982): Das Windfeld am Haardtrand während MESOKLIP – Abschätzung der Hangwindzirkulation und Beobachtungsergebnisse. In: ROTH, R. [Hrsg.]: *Meteorologische Rundschau **35***, 113-121.

HENNEMUTH, B., BENDER, S., BÜLOW, K., DREIER, N., KEUP-THIEL, E., KRÜGER, O., MUDERSBACH, C., RADERMACHER, C. & SCHOETTER, R. (2013): Statistical methods for the analysis of simulated and observed climate data, applied in projects and institutions dealing with climate change impact and adaptation. *CSC Report* **13**, Climate Service Center, Germany.

HENNERMANN, K. & BERRISFORD, P. (2018): What are the changes from ERA-Interim to ERA5? Quelle (aufgerufen am 26.02.2021): https://confluence.ecmwf.int/pages/viewpage.action?pageId=74764925

HERGERT, T., MOSIMANN, T. & TRUTE, P. (1993): Großmaßstäbige klima- und immisionsökologische Analyse und Prognose für die Bauleitplanung: Begutachtung der Kronsbergbebauung im Rahmen der Planungen für die Weltausstellung EXPO 2000 in Hannover. *Geosynthesis* **5**.

HERSBACH, H., BELL, B., BERRISFORD, P., HIRAHARA, S., HORÁNYI, A., MUÑOZ-SABATER, J., NICOLAS, J., PEUBEY, C., RADU, R., SCHEPERS, D., SIMMONS, A., SOCI, C., ABDALLA, S., ABELLAN, X., BALSAMO, G., BECHTOLD, P., BIAVATI, G., BIDLOT, J., BONAVITA, M., DE CHIARA, G., DAHLGREN, P., DEE, D., MICHAIL DIAMANTAKIS, M., ROSSANA DRAGANI, R., JOHANNES FLEMMING, J., RICHARD FORBES, R., MANUEL FUENTES, M., ALAN GEER, A., LEO HAIMBERGER, L., SEAN HEALY, S., ROBIN J. HOGAN, R.J., HÓLM, E., JANISKOVÁ, M., KEELEY, S., LALOYAUX, P., LOPEZ, P., LUPU, C., RADNOTI, G., DE ROSNAY, P., ROZUM, I., VAMBORG, F., VILLAUME, S. & THÉPAUT, J.-N. (2020): The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **146**(730), 1999-2049. https://doi.org/10.1002/qj.3803

HESS, P., BREZOWSKY, H. (1977³): Katalog der Großwetterlagen Europas 1881-1976. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **113**, Offenbach a.M.

HEWITSON, B.C., DARON, J., CRANE, R.G., ZERMOGLIO, M.F. & JACK, C. (2014): Interrogating empirical-statistical downscaling. *Climatic Change* **122**, 539–554. https://doi.org/10.1007/s10584-013-1021-z

HOCH, S.W., WHITEMAN, C.D. & MAYER, B. (2011): A systematic study of longwave radiative heating and cooling within valleys and basins using a three-dimensional radiative transfer model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **50**(12), 2473-2489. https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-083.1

HOFER, M. (2011): Statistical downscaling of atmospheric variables for data-sparse, glaciated mountain sites. Dissertation an der Leopold-Franzens Universität Innsbruck. Selbstverlag.

HOFFMANN, K., BIVOUR, W., FRÜH, B., KOSSMANN, M. & VOß, P.-H. (2014): Klimauntersuchungen in Jena für die Anpassung an den Klimawandel und seine erwarteten Folgen: Ein Ergebnisbericht. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **243**. Offenbach.

HOFFMANN, L., GÜNTHER, G., LI, D., STEIN, O., WU, X., GRIESSBACH, S., HENG, Y., KONOPKA, P., MÜLLER, R., VOGEL, B. & WRIGHT, J.S. (2019): From ERA-Interim to ERA5: the considerable impact of ECMWF's next-generation reanalysis on Lagrangian transport simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics* **19**(5), 3097–3124. https://doi.org/10.5194/acp-19-3097-2019

HOLDEN, Z.A., ABATZOGLOU, J.T., LUCE, C.H. & BAGGETT. L.S. (2011): Empirical downscaling of daily minimum air temperature at very fine resolutions in complex terrain. *Agricultural and Forest Meteorology* **151**(8), 1066–1073. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2011.03.011

HOLZWARTH, S., THONFELD, F., ABDULLAHI, S., ASAM, S., DA PONTE CANOVA, E., GESSNER, U., HUTH, J., KRAUS, T., LEUTNER, B. & KUENZER, C. (2020): Earth observation based monitoring of forests in Germany: A review. *Remote Sensing* **12**(21), 3570. https://doi.org/10.3390/rs12213570

HOMANN, J. (2018): Auswirkungen des Klimawandels auf atmosphärische Zirkulationstyp-häufigkeiten und starke Gebietsniederschläge im südlichen Mitteleuropa. Dissertation an der Fakultät für Angewandte Informatik - Institut für Geographie - an der Universität Augsburg. Selbstverlag. Augsburg.

HOOKER, J., DUVEILLER, G. & CESCATTI, A. (2018): Satellite remote sensing and weather stations. *Scientific Data* **5**, 180246. https://doi.org/10.1038/sdata.2018.246

HUBBART, J.A, LINK, T., CAMPBELL, C. & COBOS, D. (2005): Evaluation of a low-cost temperature measurement system for environmental applications. *Hydrological Processes* **19**(7), 1517–1523. https://doi.org/10.1002/hyp.5861

HULD, T. & PASCUA. I.P. (2015) Spatial downscaling of 2-meter air temperature using operational forecast data. *Energies* **8**(4), 2381-2411. https://doi.org/10.3390/en8042381

HUNT, J.C.R., FERNANDO, H.J.S. & PRINCEVAC, M. (2003): Unsteady thermally driven flows on gentle slopes. *Journal of Atmospheric Sciences* **60**(17), 2169-2182. https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)060<2169:UTDFOG>2.0.CO;2

HUPFER, P. & KUTTLER, W. (2006[12]): Witterung und Klima – Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie. Teubner. Wiesbaden.

HUWALD, H., HIGGINS, C. W., BOLDI, M.-O., BOU-ZEID, E., LEHNING, M. & PARLANGE, M.B. (2009): Albedo effect on radiative errors in air temperature measurements. *Water Resources Research* **45**(8), W08431. https://doi.org/10.1029/2008WR007600

INGLEBY, B. (2015): Global assimilation of air temperature, humidity, wind and pressure from surface stations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **141**(687), 504-517. https://doi.org/10.1002/qj.2372

IPCC (2014): Klimaänderung 2014: Synthesebericht. Beitrag der Arbeitsgruppen I, II und III zum Fünften Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (IPCC) [Hauptautoren, R.K. PACHAURI und L.A. MEYER (Hrsg.)]. IPCC, Genf, Schweiz. Deutsche Übersetzung durch Deutsche IPCC-Koordinierungsstelle, Bonn, 2016.

IVANOV, N.N. (1959): Belts on continentality on the globe (in Russian). Izwest. Wsesoj. *Geogr. Obschtsch* **91**, 410-423.

JACOB, D., PETERSEN, J., EGGERT, B., ALIAS, A., CHRISTENSEN, O., BOUWER, L., BRAUN, A., COLETTE, A., DÉQUÉ, M., GEORGIEVSKI, G., GEORGOPOULOU, E.,GOBIET, A., MENUT, L., NIKULIN, G., HAENSLER, A., HEMPELMANN, N., JONES, C., KEULER, K., KOVATS, S. & YIOU, P. (2014): EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change* **14**(2), 536–578. https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2

JANSSEN, P.A.E.M., BREIVIK, O., MOGENSEN, K., VITART, F., ALONSO-BALMASEDA, M., BIDLOT, J.-R., KEELEY, S., LEUTBECHER, M., MAGNUSSON, L. & MOLTENI, F. (2013): Air-sea interaction and surface waves. *Technical Memorandum* **712**. Quelle (aufgerufen am 24.06.2021): https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2013/10238-air-sea-interaction-and-surface-waves.pdf

JEONG, D.I., ST-HILAIRE, A., OUARDA, T.B.M.J. & GACHON, P. (2012): Comparison of transfer functions in statistical downscaling models for daily temperature and precipitation over Canada. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* **26**, 633-653. https://doi.org/10.1007/s00477-011-0523-3

JONES, H.G., POMEROY, J.W., WALKER, D.A. & HOHAM, R.W. (2001): Snow ecology: an interdisciplinary examination of snow-covered ecosystems. Cambridge. Cambridge University Press.

JORDAN, G. (2007): Digital terrain analysis in a GIS environment. Concepts and development. In: PECKHAM, R.J. & JORDAN, G. [Hrsg.]: Digital terrain modelling – Development and applications in a policy support environment, 1-43. Springer. Berlin, Heidelberg, New York. https://doi.org/10.1007/978-3-540-36731-4_1

KAISER-WEISS A.K., BORSCHE, M., NIERMANN, D., KASPAR, F., LUSSANA, C., ISOTTA, F.A., VAN DEN BESSELAAR, E., VAN DER SCHRIER, G. & UNDÉN, P. (2019): Added value of regional reanalyses forclimatological applications. *Environmental Research Communications* **1**(7), 071004. https://doi.org/10.1088/2515-7620/ab2ec3

KAPPAS, M. (1995): Zur Geländeklimatologie eines alpinen Talsystems. In: Mannheimer Geographische Arbeiten **40**. Selbstverlag der Universität Mannheim, Institut für Geographie, Mannheim.

KARGER, D.N., CONRAD, O., BÖHNER, J., KAWOHL, T., KREFT, H., SORIA-AUZA, R.W., ZIMMERMANN, N.E., LINDER, P. & KESSLER, M. (2017): Climatologies at high resolution for the Earth land surface areas. *Scientific Data* **4**, Art.-Nr. 170122. https://doi.org/10.1038/sdata.2017.122

KARGER, D.N., SCHMATZ, D.R., DETTTLING, D. & ZIMMERMANN, N.E. (2020): High resolution monthly precipitation and temperature timeseries for the period 2006-2100. *Scientific Data* **7**, Art.-Nr. 248. https://doi.org/10.1038/s41597-020-00587-y

KARKI, R., HASSON, S., SCHICKHOFF, U., SCHOLTEN, T., BÖHNER, J. & GERLITZ, L. (2020): Near surface air temperature lapse rates over complex terrain: a WRF based analysis of controlling factors and processes for the central Himalayas. *Climate Dynamics* **54**, 329-349. https://doi.org/10.1007/s00382-019-05003-9

KARL, T.R., WANG, W.-C., SCHLESINGER, M.E., KNIGHT, R.W. & PORTMAN, D. (1990): A method of relating general circulation model simulated climate to the observed local climate. Part

I: Seasonal statistics. *Journal of Climate* **3**(10)**,** 1053–1079. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1990)003<1053:AMORGC>2.0.CO;2

KATZ, R.W. & PARLANGE, M.B. (1996): Mixtures of stochastic processes: Applications to statistical downscaling. *Climate Research* **7**(2), 185–193. https://doi.org/10.3354/cr007185

KAWOHL, T., DIETRICH, H., WEHBERG, J., BÖHNER, J., WOLF, T. & RÖDER, A. (2017): Das Klima in 80 Jahren – Wein statt Waldbau? *AFZ- Der Wald* **15/2017**, 32-35.

KEJNA, M., USCHKA-KOWALSKOWSKA, J. & KEJNA, P. (2021): The influence of cloudiness and atmospheric circulation on radiation balance and its components. *Theoretical and Applied Climatology* **144**, 823-838. https://doi.org/10.1007/s00704-021-03570-8

KENNEDY, A.M., THOMAS, C., PYPKER, T.G., BOND, B.J., SELKER, J.S. & UNSWORTH, M.H. (2009): Improved spatial monitoring of air temperature in forested complex terrain: an energy-balance based calibration method. American Geophysical Union, Fall Meeting 2009, abstract id. A42C-08.

KIM, D.Y & HAN, K.S. (2013): Remotely sensed retrieval of midday air temperature considering atmospheric and surface moisture conditions. *International Journal of Remote Sensing* **34**(1), 247–263. https://doi.org/10.1080/01431161.2012.712235

KING, E. (1973): Untersuchungen über kleinräumige Änderungen des Kaltluftabflusses und der Frostgefährdung durch Straßenbauten. *Berichte des Deutschen Wetterdienst* **130**, 17. Offenbach.

KISTEMANN, T. & LAUER, W. (1990): Lokale Windsysteme in der Charazani-Talung (Bolivien). *Erdkunde* **44**, H1, 49-59.

KLEISSL, J., HONRATH, R.E., DZIOBAK, M.P., TANNER, D., VAL MARTÍN, M., OWEN, R.C. & HELMIG, D. (2007): Occurrence of upslope flows at the Pico mountaintop observatory: A case study of orographic flows on a small, volcanic island. *Journal of Geophysical Research* **112**, D10S35, 1-16. https://doi.org/10.1029/2006JD007565

KNOCH, K. (1949): Die Geländeklimatologie, ein wichtiger Zweig der angewandten Klimatologie. *Ber. Dtsch. Landesk.* **7**, 115-123.

KÖLLING, C., DIETZ, E., FALK, W. & MELLERT, K.-H. (2009): Provisorische Klima-Risikokarten als Planungshilfe für den klimagerechten Waldumbau in Bayern. *Forst und Holz* **64** (7/8), 40-47.

KÖPPEN, W. & GEIGER, R. [Hrsg.] (1936): Das Geographische System der Klimate. In: Handbuch der Klimatologie **1**, Teil C. Verlag Gebrüder Bornträger. Berlin.

KRAUS, H. (2001): Die Atmosphäre der Erde. Eine Einführung in die Meteorologie. Springer. Berlin, Heidelberg.

KRAUS, H. (2008): Grundlagen der Grenzschicht Meteorologie. Eine Einführung in die Meteorologie. Springer. Berlin, Heidelberg.

KREIENKAMP, F., PAXIAN, A., FRÜH, B., LORENZ, P. & MATULLA, C. (2019): Evaluation of the empirical–statistical downscaling method EPISODES. *Climate Dynamics* **52**, 991–1026. https://doi.org/10.1007/s00382-018-4276-2

KREIENKAMP, F., SPEKAT, A. & ENKE, W. (2011): Ergebnisse regionaler Szenarienläufe für Deutschland mit der statistischen Methode WETTREG auf der Basis der SRES Szenarios A2 und B1 modelliert mit ECHAM 5/MPI-OM. *CSC Report* **2**, Climate Service Center, Germany.

KREIENKAMP, F., SPEKAT, A. & HOFFMANN, P. (2017): Empirisch-Statistisches Downscaling - Eine Übersicht ausgewählter Methoden. In: DWD [Hrsg.]: *promet* **99**, 20-28.

KRYZA, M., WAŁASZEK, K., OJRZYŃSKA, H., SZYMANOWSKI, M., WERNER, M. & DORE, A.J. (2017): High-Resolution dynamical downscaling of ERA-Interim using the WRF Regional Climate Model for the area of Poland. Part 1: Model configuration and statistical evaluation for the 1981–2010 period. *Pure and Applied Geophysics* **174**, 511-526. https://doi.org/10.1007/s00024-016-1272-5

LAMB, H.H., (1972): British Isles weather types and a register of daily sequence of circulation patterns, 1861–1971. *Geophysical Memoir* **116**, HMSO, London, pp. 85.

LANZANTE, J.R. (1996): Resistant, robust and non-parametric techniques for the analysis of climate data: theory and examples, including applications to historical radiosonde station data. *International Journal of Climatololgy* **16**, 1197–1226.

LAUER, W. & BENDIX, J. (2004): Klimatologie. Das Geographische Seminar. Westermann. Braunschweig.

LE ROUX, R., KATURJI, M., ZAWAR-REZA, P., QUÉNOL, H. & STURMAN, A. (2018): Comparison of statistical and dynamical downscaling results from the WRF model. *Environmental Modelling and Software* **100**, 67-73. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.11.002

LEE, J.C.Y. & LUNDQUIST, J.K. (2017): Observing and simulating wind-turbine wakes during the evening transition. *Boundary-Layer Meteorology* **164**, 449–474. https://doi.org/10.1007/s10546-017-0257-y

LEHNER, M., WHITEMAN, C.D., HOCH, S.W., ADLER, B. & KALTHOFF, N. (2019): Flow separation in the lee of a crater rim. *Boundary-Layer Meteorology* **173**, 263-287. https://doi.org/10.1007/s10546-019-00466-z

LEI, J. (2020): Cross-validation with confidence. *Journal of the American Statistical Association* **115**, 1978-1997. https://doi.org/10.1080/01621459.2019.1672556

LEVER, J., KRZYWINSKI, M & ALTMAN, N. (2016): Model selection and overfitting. *Nature Methods* **13**(9), 703–704.

LI, S., XIE, Y., BROWN, D. G., BAI, Y., HUA, J. & JUDD, K. (2013). Spatial variability of the adaptation of grassland vegetation to climatic change in Inner Mongolia of China. *Applied Geography* **43**, 1-12. https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2013.05.008

LI, Z., ZHU, Q. & GOLD, C. (2005): Digital terrain modeling – Principles and methodology. CRC Press. Boca Raton, London, New York, Washington, D.C, pp. 340.

LMZ (Landesmedienzentrum Baden-Württemberg) - Geoportal (2018): Klimadiagramme Baden-Württemberg. Quelle (aufgerufen am 09.02.2021): http://geo.lmz-bw.de/klima-bw/

LUBW (2017): Die Naturräume Baden-Württembergs. Herausgegeben von der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg. Karlsruhe. Selbstverlag. Quelle (aufgerufen am 05.02.2021): https://www.LUBW.baden-wuerttemberg.de/documents/10184/389779/naturraeume_baden_wuerttembergs.pdf/db8c0aa7-5cfa-42e0-9815-58b790f1c8e6

LUBW (2021a): Die Baar (Naturraum Nr. 121). Quelle (aufgerufen am 08.01.2021): https://www.leo-bw.de/themen/natur-und-umwelt/naturraume/baar

LUBW (2021b): Hohe Schwaben-Alb (Naturraum Nr. 93). Quelle (aufgerufen am 08.01.2021): https://www.leo-bw.de/themen/natur-und-umwelt/naturraume/hohe-schwabenalb1

LUNDQUIST, J.D. & CAYAN, D.R. (2007): Surface temperature patterns in complex terrain: Daily variations and long-term change in the central Sierra Nevada, California. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* **112**, D11, 1-15. https://doi.org/10.1029/2006JD007561

LUNDQUIST, J.D. & LOTT, F. (2008): Using inexpensive temperature sensors to monitor the duration and heterogeneity of snow-covered areas. *Water Resources Research* **44**(4), Art.-Nr. W00D16, 1-6. https://doi.org/10.1029/2008WR007035

MAHRT, L. (2006): Variation of surface air temperature in complex terrain. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **45**(11), 1481–1493. https://doi.org/10.1175/JAM2419.1

MAHRT, L. (2011): The near-calm stable boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology* **140**, 343-360. https://doi.org/10.1007/S10546-011-9616-2

MAHRT, L. (2017): The near-surface evening transition. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **143**(708), 2940-2948. https://doi.org/10.1002/qj.3153

MAHRT, L., SUN, J., ONCLEY, S.P. & HORST, T.W. (2014): Transient Cold Air Drainage down a Shallow Valley. *Journal of the Atmospheric Sciences* **71**(7), 2534-2544. https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0010.1

MANZANAS, R., GUTIÉRREZ, J.M., FERNÁNDEZ, J., VAN MEIJGAARD, E., CALMANTI, S., MAGARIÑO, M.E., COFIÑO, A.S. & HERRERA, S. (2018): Dynamical and statistical downscaling of seasonal temperature forecasts in Europe: Added value for user applications. *Climate Services* **9**, 44-56. https://doi.org/10.1016/j.cliser.2017.06.004

MARAUN, D. (2013): Bias correction, quantile mapping, and downscaling: Revisiting the inflation issue. *Journal of Climate* **26**(6), 2137-2143. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00821.1

MARTY, C., PHILIPONA, R., FRÖHLICH, C. & OHMURA, A. (2002): Altitude dependence of surface radiation fluxes and cloud forcing in the alps: Results from the alpine surface radiation budget network. *Theoretical and Applied Climatology* **72**(3), 137-155. https://doi.org/10.1007/s007040200019

MATEJKA, M., LASKA, K., JEKLOVA, K. & HOSEK, J. (2021): High-resolution numerical modelling of near-surface atmospheric fields in the complex terrain of james Ross Island, Antarctic Peninsula. *Atmosphere* **12**(3), 360. https://doi.org/10.3390/atmos12030360

MATULLA, C. & HAAS, P. (2003): Predictor-optimized downscaling combined with weather generators: Seasonal and daily climate change scenarios for topographically complex regions (German). *GKSS Report* **2003/24**, pp. 63.

MATULLA, C., PENLAP, E.K. & VON STORCH, H. (2002): Empirisches Downscaling – Überblick und zwei Beispiele. In: DWD [Hrsg.]: *DWD Klimastatusbericht* **2002**. Offenbach.

MET. OFFICE UK (2009): UKMO Bodenanalysen. Quelle (aufgerufen am 16.02.2021): https://www.wetterzentrale.de/reanalysis.php?

MET. OFFICE UK (2012): UKMO Bodenanalysen. Quelle (aufgerufen am 16.02.2021): https://www.wetterzentrale.de/reanalysis.php?

METTE, T. (2017): Waldproduktivität–C-Speicherung–Klimawandel. *AFZ – Der Wald* **72**(15), 21–24.

MEYNEN, E. & SCHMITHÜSEN [Hrsg.] (1953-62): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands / unter Mitwirkung des Zentralausschusses für Deutsche Landeskunde. Bonn, Bad Godesberg. Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung, Selbstverl. Ab 6. Lieferung zusätzliche Hrsg. (ab 1959).: GELLERT, J.F., NEEF, E., MÜLLER-MINY, H. & SCHULTZE, J.H.

MINDER, J. R., MOTE, P. W. & LUNDQUIST, J. D. (2010): Surface temperature lapse rates over complex terrain: Lessons from the Cascade Mountains. *Journal of Geophysical Research* **115**(14). D14122, 1-13. https://doi.org/10.1029/2009JD013493

MOORE, I.D., GRAYSON, R.B. & LADSON, A.R. (1991): Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes* **5(**1), 3-30. https://doi.org/10.1002/hyp.3360050103

MUDELSEE, M., CHIRILA, D., DEUTSCHLÄNDER, T., DÖRING, C., HAERTER, J., HAGEMANN, S., HOFFMANN, H., JACOB, D., KRAHE, P., LOHMANN, G., MOSELEY, C., NILSON, E., PANFYOROV, O., RATH, T. & TINZ, B. (2010): Climate model bias correction und die Deutsche Anpassungsstrategie. *Mitteilungen der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft* **03/2010**, 2-7.

MÜLLER-BBM (2012): Bebauungsplan „Campus Morgenstelle Teil 2“ Universität Tübingen – Einfluss der geplanten Bebauung auf lokale Kaltluftströmungen – Bericht Nr. M102866/01 – Gutachten. Quelle (aufgerufen am 02.07.2021): https://www.tuebingen.de/Dateien/campus_morgenstelle_ausl_klimagutachten.pdf

MUTIIBWA, D., STRACHAN, S. & ALBRIGHT, T. (2015): Land surface temperature and surface air temperature in complex terrain. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* **8**(10), 4762-4774. https://doi.org/10.1109/JSTARS.2015.2468594

MUTZ, S.G., SCHERRER, S.C., MUCENIECE, I. & EHLERS, T.A. (2021): Twenty-first century regional temperature response in Chile based on empirical-statistical downscaling. *Climate Dynamics* **56**(2), 2881–2894. https://doi.org/10.1007/s00382-020-05620-9

NAUTA, L. (2013): Shallow drainage flows over light sloping terrain during BLLAST 2011: Two case studies. Master Thesis. Selbstverlag Wageningen University. Wageningen, Niederlande.

NAVARRO-RACINES, C., TARAPUES, J., THORNTON, P., JARVIS, A. & RAMIREZ-VILLEGAS, J. (2020): High-resolution and bias-corrected CMIP5 projections for climate change impact assessments. *Scientific Data* **7**(7), 1-14. https://doi.org/10.1038/s41597-019-0343-8

O'CALLAGHAN, J.F. & MARK, D.M. (1984): The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing* **28**(3), 323-344. https://doi.org/10.1016/S0734-189X(84)80011-0

OFFERLE, B., GRIMMOND, C.S.B. & FORTUNIAK, K. (2005): Heat storage and anthropogenic heat flux in relation to the energy balance of a central european city centre. *International Journal of Climatology* **25**(10), 1405-1419. https://doi.org/10.1002/joc.1198

OJRZYŃSKA, H., KRYZA, M., WAŁASZEK, K., SZYMANOWSKI, M., WERNER, M. & DORE, A.J. (2017): High-Resolution dynamical downscaling of ERA-Interim using the WRF Regional Climate Model for the area of Poland. Part 2: Model performance with respect to automatically derived circulation types. *Pure and Applied Geophysics* **174**, 527-550. https://doi.org/10.1007/s00024-016-1273-4

OKE, T.R. (1987): Boundary Layer Climates. Routledge. London.

OLAYA, V. (2009): Basic morphometric land surface parameters. In: HENGL, T & REUTER, H.I. [Hrsg.]: Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. *Developments in Soil Science* **33**, 141-169. Elsevier. Amsterdam, London, New York. https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00006-8

OLAYA, V. & CONRAD, O. (2009): Geomorphometry in SAGA. In: HENGL, T & REUTER, H.I. [Hrsg.]: Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. *Developments in Soil Science* **33**, 293-308. Elsevier. Amsterdam, London, New York. https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00012-3

OLDFATHER, M.F., BRITTON, M.N., PAPPER, P.D., KOONTZ, M.J., HALBUR, M.M., DODGE, C., FLINT, A.L., FLINT, L.E. & ACKERLY, D.D. (2016): Effects of topoclimatic complexity on the composition of woody plant communities. *AoB Plants* **8**, plw049. https://doi.org/10.1093/aobpla/plw049

OLDROYD, H.J., PARDYJAK, E. & PARLANGE, M.B. (2019): Observations of daytime, anabatic winds over a steep alpin slope. American Geophysical Union, Fall Meeting 2019, abstract #A21R-2686.

ORLANSKI, I. (1975): A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society* **56**, 527-530.

ORLOWSKY, B., BOTHE, O., FRAEDRICH, K., GERSTENGARBE, F.-W. & ZHU, X. (2010): Future climates from bias-bootstrapped weather analogs: An application to the Yangtze River Basin. *Journal of Climate* **23**(13), 3509-3524. https://doi.org/10.1175/2010JCLI3271.1

ORLOWSKY, B., GERSTENGARBE, F-W. & WERNER, P.C. (2008): A resampling scheme for regional climate simulations and its performance compared to a dynamical RCM. *Theoretical and Applied Climatology* **92**, 209–223. https://doi.org/10.1007/s00704-007-0352-y

OTGONBAYAR, M., ATZBERGER, C., MATTIUZZI, M. & ERDENEDALAI, A. (2019): Estimation of climatologies of average monthly air temperature over Mongolia using MODIS land surface

temperature (LST) time series and machine learning techniques. *Remote Sensing* **11**(21), 2588. https://doi.org/10.3390/rs11212588

PARDYJAK, E.R., FERNANDO, H.J.S., HUNT, J.C.R. & GRACHEV, A.A. & ANDERSON, J. (2009): A case study of the development of nocturnal slope flows in a wide open valley and associated air quality implications. *Meteorologische Zeitschrift* **18**(1), 85-100. https://doi.org/10.1127/0941-2948/2009/362

PATTANTYUS-ABRAHAM, M. & JANOSI, I.M. (2004): What determines the nocturnal cooling timescale at 2 m? *Geophysical Research Letters* **31**(5), L05109. https://doi.org/10.1029/2003GL019137

PECKHAM, S. (2009): Geomorphometry and spatial hydrologic modeling. In: HENGL, T & REUTER, H.I. [Hrsg.]: Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. *Developments in Soil Science* **33**, 579-602. Elsevier. Amsterdam, London, New York. https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00025-1

PEIXOTO, J.P. & OORT, A.H. (1992): Physics of Climate. American Institute of Physics, New York.

PEPIN, N. & LOSLEBEN, M. (2002): Climate change in the Colorado Rocky Mountains: free air versus surface temperature trends. *International Journal of Climatology* **22**(3), 311-329. https://doi.org/10.1002/joc.740

PLANCHON, O. & DARBOUX, F. (2002): A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models. *Catena* **46**(2-3), 159-176. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00164-3

PÓLROLNICZAK, M., ZWOLSKA, A. & KOLENDOWICZ, L. (2020): An estimation of the accuracy of the topoclimate range basedon the land surface temperature with reference to a case study of the Drawa National Park, Poland. *Theoretical and Applied Climatology* **142**, 369–379. https://doi.org/10.1007/s00704-020-03316-y

PORCH, W.M., CLEMENTS, W.E. & COULTIER, R.L. (1991): Nighttime valley waves. *Journal of Applied Meteorology* **30**, 145–156.

POULOS, G. & ZHONG, S. (2008): An observational history of small-scale katabatic winds in mid-latitudes. *Geography Compass* **2**(6), 1798-1821. https://doi.org/10.1111/j.1749-8198.2008.00166.x

PRÖMMEL, K. (2008): Analysis of a high-resolution regional climate simulation for Alpine temperature: Validation and influence of the NAO. Dissertation. *GKSS Report* **2008/3**, pp. 99.

PYPKER, T.G., UNSWORTH, M.H., LAMB, B., ALLWINE, E., EDBURG, S., SULZMAN, E., MIX, A.C. & BOND, B.J. (2007): Cold air drainage in a forested valley: Investigating the feasibility of monitoring ecosystem metabolism. *Agricultural and Forest Meteorology* **145**(3-4), 149–166. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2007.04.016

QIU, Y., HU, Q. & ZHANG, C. (2017): WRF simulation and downscaling of local climate in Central Asia. International Journal of Climatology **37**, 513-528. https://doi.org/10.1002/joc.5018

QUINN, P.F., BEVEN, K.J., CHEVALLIER, P. & PLANCHON, O. (1991): The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes* **5**(1), 59-79. https://doi.org/10.1002/hyp.3360050106

RADIĆ, V. & CLARKE, G.K.C. (2011): Evaluation of IPCC Models' performance in simulating late-twentieth century climatologies and weather patterns over North America. *Journal of Climate* **24**(20), 5257–5274. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00011.1

RÄISÄNEN, J. (2007): How reliable are climate models? *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* **59**(1), 2–29. https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2006.00211.x

RAMPANELLI, G., ZARDI, D. & ROTUNNO, R. (2004): Mechanisms of up-valley winds. *Jounal of the Atmospherics Sciences* **61**(24), 3097-3111. https://doi.org/10.1175/JAS-3354.1

REUNANEN, J. (2003): Overfitting in making comparisons between variable selection methods. *Journal of Machine Learning Research* **3**, 1371-1382.

REUTER, H.I., HENGL, T., GESSLER, P. & SOILLE, P. (2009): Preparation of DEMs for geomorphometric analysis. In: HENGL, T & REUTER, H.I. [Hrsg.]: Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. *Developments in Soil Science* **33**, 87-120. Elsevier. Amsterdam, London, New York. https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00004-4

RICHARDS, K. & BAUMGARTEN, M. (2003): Towards topoclimate maps of frost and frost risk for Southland, New Zealand. Presented at SIRC 2003 – The 15th Annual Colloquium of the Spatial Information Research Centre University of Otago, Dunedin, New Zealand. December 1st-3rd 2003. Quelle (aufgerufen am 17.12.2020):
https://ourarchive.otago.ac.nz/bitstream/handle/10523/769/01_Richards.pdf?sequence=3&isAllowed=y

RÖCKLE, R. & RICHTER, C.-J. (1998): Ausbreitung von Geruchsstoffen in Kaltluftabflüssen – Messungen und Modellrechnungen. *VDI-Berichte* **1373**. VDI-Verlag, Düsseldorf, 249-259.

RÖDER, R., BÄCHLE, S. & SUCHANT, R. (2012): Potenzialstudie Windenergieanlagen im Wald. In: FORSTLICHE VERSUCHS- FORSCHUNGSANSTALT BADEN-WÜRTTEMBERG (FVA) [Hrsg.]: *FVA-Einblick* **3/2012**, 3-5. Freiburg. Quelle (aufgerufen am 24.02.2021):
https://docplayer.org/63173899-Forstliche-versuchsund-forschungsanstalt-baden-wuerttemberg-nr-3-dezember-2012-jahrgang-16-issn-einblick.html

RODRIGUEZ, E., MORRIS, C.S. & BELZ, J.E. (2006): A global assessment of the SRTM performance. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* **3**, 249-260.
https://doi.org/10.14358/PERS.72.3.249

RODRIGUEZ, E., MORRIS, C.S., BELZ, J.E., CHAPIN, E.C., MARTIN, J.M., DAFFER, W. & HENSLEY, S. (2005): An assessment of the SRTM topographic products. In: Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, D31639, pp. 143.

ROSEN, P.A., HENSLEY, S., GURROLA, E., ROGEZ, F., CHAN, S., MARTIN, J. & RODRIGUEZ, E. (2001): SRTM-band topographic data: Quality assessments and calibration activities. *IGARSS 2001. Scanning the Present and Resolving the Future. Proceedings. IEEE 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (Cat. No.01CH37217)*, 739-741 vol.2. https://doi.org/10.1109/IGARSS.2001.976620

SACHSEN, T.G. (2013): Die Wirkung von Vegetation in randstädtischen Luftleitbahnen - Studien zur Kaltluft in der Stadt Aachen. Dissertation an der Fakultät für Georessourcen und Materialtechnik der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen. Selbstverlag.

SAHIN, M. (2012): Modelling of air temperature using remote sensing and artificial neural network in Turkey. *Advances in Space Research* **50**(7), 973–985. https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.06.021

SAILOR, D.J. & LI, X. (1999): A semi-empirical downscaling approach for predicting regional temperature impacts associated with climatic change. *Journal of Climate* **12**(1), 103-114. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<0103:ASDAFP>2.0.CO;2

SCHÄDLER, G., BÄCHLIN, W. & LOHMEYER, A. (1996): Kaltluft- und Windfeldberechnungen für Stuttgart. In: Stuttgart 21 (Untersuchungen zur Umwelt) **1**. LANDESHAUPTSTADT STUTTGART [Hrsg.], Amt für Umweltschutz, Abt. Stadtklimatologie. Stuttgart.

SCHELLANDER-GORGAS, T., KREIENKAMP, F., LORENZ, P., MATULLA, C. & TORDAI, J. (2021): Empirical statistical downscaling with EPISODES in Austria. EGU General Assembly 2021, online, 19-30 Apr 2021, EGU21-1224. https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-1224

SCHERRER, S.C. (2020): Temperature monitoring in mountain regions using reanalysis: lessons from the Alps. *Environmental Research Letters* **15**(4), Art. 044005. https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab702d

SCHNEIDER, N., EUGSTER, W. & SCHICHLER, B. (2004): The impact of historical landuse changes on the near-surface atmospheric conditions on the Swiss Plateau. *Earth Interactions* **8**(12), 1-27. https://doi.org/10.1175/1087-3562(2004)008<0001:TIOHLC>2.0.CO;2

SCHÖNWIESE, C.-D. (2003[2]): Klimatologie. Ulmer UTB. Stuttgart.

SCHUSTER, G. (2007): Modellierung und Analyse der Wechselwirkungen zwischen Strahlungsbilanz, Landnutzung, Relief und Schneebedeckung - Möglichkeiten und Grenzen der Satellitenfernerkundung. Inauguraldissertation an Fakultät für Forst- und Umweltwissenschaften der Albert-Ludwigs-Universität in Freiburg i. Brsg. Selbstverlag.

SCHWAB, A. (2000): Reliefanalytische Verfahren zur Abschätzung nächtlicher Kaltluftbe-wegungen. Dissertation. *Freiburger Geographische Hefte* **61**.

SCHWAB, A. & ZACHENBACHER, D. (2009): REKLIBO – Regionale Klimaanalyse Bodensee-Oberschwaben – Wissenschaftlicher Abschlussbericht, Band 1. In: REGIONALVERBAND BODENSEE-OBERSCHWABEN [Hrsg.], Selbstverlag. Ravensburg.

SEMMEL, A. (1995): Das süddeutsche Stufenland mit seinen Grundgebirgsrändern. In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. [Hrsg.] (1995²): Physische Geographie Deutschlands. Gotha. Perthes

SENEVIRATNE, S.I., NICHOLLS, N., EASTERLING, D., GOODESS, C.M., KANAE, S., KOSSIN, J., LUO, Y., MARENGO, J., MCINNES, K., RAHIMI, M., REICHSTEIN, M., SORTEBERG, A., VERA, C. & ZHANG, X. (2012): Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In: FIELD, C.B., BARROS, V., STOCKER, T.F., QIN, D., DOKKEN, D.J., EBI, K.L., MASTRANDREA, M.D., MACH, K.J., PLATTNER, G.-K., ALLEN, S.K., TIGNOR, M. & MIDGLEY, P.M. [Hrsg.]: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 109-230.

SERAFINI, S. & ZARDI, D. (2010): Structure of the atmospheric boundary layer in the vicinity of a developing upslope flow system: A numerical model study. *Journal of the Atmospheric Sciences* **67**(4), 1171–1185. https://doi.org/10.1175/2009JAS3231.1

SHAGEGA, F.P., MUNISHI, S.E. & KONGO, V. (2018): Prediction of future climate in Ngerengere river catchment, Tanzania. *Physics and Chemistry of The Earth* **112**, 200-209. https://doi.org/10.1016/j.pce.2018.12.002

SIEGMUND, A. (1999): Das Klima der Baar – regionalklimatische Studien einer Hochmulde zwischen Schwarzwald und Schwäbischer Alb. *Mannheimer Geographische Arbeiten* **51**. Selbstverlag des Geographischen Institut der Universität Mannheim.

SIEGMUND, A. (2003): Die Baar – das Regionalklima einer Hochmulde. In: Leibnitz-Institut für Länderkunde [Hrsg.]: Martin Kappas, Gunter Menz, Michael Richter, Uwe Treter. Heidelberg, Berlin. Spektrum Akademischer Verlag.

SIEVERS, U. (2005): Das Kaltluftabflussmodell KLAM_21: Theoretische Grundlagen, Anwendung und Handhabung des PC-Modells. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **227**, ISBN 978-3-88148-407-7.

SIEVERS, U. & KOSSMANN, M. (2016): The cold air drainage model KLAM_21 - Model formulation and comparison with observations. *Weather and Climate* **36**, 2-24. https://doi.org/10.2307/26779385

SIMMONS, A., UPPALA, S., DEE, D. & KOBAYASHI, S. (2006): ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter* **110**, 25–35. https://doi.org/10.21957/pocnex23c6

SISMANIDIS, P., KERAMITSOGLOU, I., BECHTEL, B., & KIRANOUDIS, C. (2017): Improving the downscaling of diurnal land surface temperatures using the annual cycle parameters as disaggregation kernels. *Remote Sensing* **9**(1), 23. https://doi.org/10.3390/rs9010023

SKAMAROCK, W.C., KLEMP, J., DUDHIA, J., GILL, D.O., BARKER, D., WANG, W. & POWERS, J.G. (2008): A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR TECHNICAL NOTE - NCAR/TN–475+STR, 105 Seiten.

SOARES, P.M.M., CARDOSO, R.M., MIRANDA, P.M.A., DE MEDEIROS, J., BELO-PEREIRA, M. & ESPIRITO-SANTO, F. (2012): WRF high resolution dynamical downscaling of ERA-Interim for Portugal. *Climate Dynamics* **39**(9-10), 2497-2522. https://doi.org/10.1007/s00382-012-1315-2

SOILLE, P. (2007): From mathematical morphology to morphological terrain features. In: PECKHAM, R.J. & JORDAN, G. [Hrsg.]: Digital terrain modelling – Development and applications in a policy support environment, 45-66. Springer. Berlin, Heidelberg, New York. https://doi.org/10.1007/978-3-540-36731-4_2

SPEKAT, A., ENKE, W. & KREIENKAMP, F. (2007): Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010 bis 2100 für die SRES-Szenarios B1, A1B und A2 - Im Rahmen des Forschungs- und Entwicklungsvorhabens: "Klimaauswirkungen und Anpassungen in Deutschland - Phase I: Erstellung regionaler Klimaszenarios für Deutschland" des Umweltbundes-amtes. Förderkennzeichen 204 41 138. Endbericht des UBA [Hrsg.].

SPRONKEN-SMITH, R.A., OKE, T.R. & LOWRY, W.P. (2000): Advection and the surface energy balance across an irrigated urban park. *International Journal of Climatology* **20**(9), 1033-1047. https://doi.org/10.1002/1097-0088(200007)20:9<1033::AID-JOC508>3.0.CO;2-U

SSYMANK, A. (1994): Neue Anforderungen im europäischen Naturschutz: Das Schutzgebietssystem Natura 2000 und die FFH-Richtlinie der EU. *Natur und Landschaft* **69**(9), 395-406.

STADT FREIBURG I.BR. (2006): Landschaftsplan 2020. Hrsg. durch das Umweltschutzamt. Selbstverlag. Freiburg.

STAHL, K., MOORE, R.D., FLOYER, J.A., ASPLIN, M.G., & MCKENDRY, I.G. (2006): Comparison of approaches for spatial interpolation of daily air temperature in a large region with complex topography and highly variable station density. *Agricultural and Forest Meteorology* **139**(3-4), 224-236. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.07.004

STARR, V.P. (1942). Basic principles of weather forecasting. New York, NY; London: Harper Brothers Publishers, pp. 299.

STEINACKER R. (1984): Area-height distribution of a valley and its relation to the valley wind. *Contributions to Atmospheric Physics* **57**, 64–71.

STEINICKE & STREIFENEDER (UMWELTUNTERSUCHUNGEN GBR) + IMA (RICHTER & RÖCKLE) (2003): Stadtklimaanalyse Stadt Freiburg. Auftraggeber: Stadt Freiburg – Stadtplanungsamt. 187 S. Freiburg i. Br.

ŠÚRI, M., HULD, T., DUNLOP, E.D. & HOFIERKA, J. (2007): Solar resource modelling for engery applications. In: PECKHAM, R.J. & JORDAN, G. [Hrsg.]: Digital terrain modelling – Development and applications in a policy support environment, 259-273. Springer. Berlin, Heidelberg, New York. https://doi.org/10.1007/978-3-540-36731-4_11

TANG, G., BEHRANGI, A., MA, Z., LONG, D. & HONG, Y. (2018): Downscaling of ERA-Interim temperature in the contiguous United States and its implications for rain–snow partitioning. *Journal of Hydrometeorology* **19**(7), 1215-1233.

https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0041.1

TAYLOR, K.E., STOUFFER, R.J. & MEEHL, G.A. (2012): An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society* **93**(4), 485-498. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1

THAMM, H.-P. (2000): Modellierung von Flächendatensätzen der Oberflächentemperatur, Strahlungsbilanz und Kaltluftproduktion in Strahlungsnächten. Dissertation. Selbstverlag der Universität Freiburg i.Br.

TRINKS, S. (2011): Einfluss des Wasser- und Wärmehaushaltes von Böden auf den Betrieb erdverlegter Energiekabel. Dissertation an der Fakultät VI der Technischen Universität Berlin. Selbstverlag. Berlin. https://doi.org/10.14279/depositonce-2739

TRZASKA, S. & SCHNARR, E. (2014): A review of downscaling methods for climate change projetions: African and Latin American Resilience to Climate Change (ARCC). USAID. Washington. Quelle (aufgerufen am 17.05.2021): http://www.ciesin.org/documents/Downscaling_CLEARED_000.pdf

UPPALA, S.M, DEE, D., KOBAYASHI, S., BERRISFORD, P. & SIMMONS, A. (2008): Towards a climate data assimilation system: status updata of ERA-Interim. *ECMWF Newsletter* **115**, 12–18. https://doi.org/10.21957/byinox4wot

UPPALA, S.M., KALLBERG, P.W., SIMMONS, A.J., ANDRAE, U., DA COSTA BECHTOLD, V., FIORINO, M., GIBSON, J.K., HASELER, J., HERNANDEZ, A., KELLY, G.A., LI, X., ONOGI, K., SAARINEN, S., SOKKA, N., ALLAN, R.P., ANDERSSON, E., ARPE, K., BALMASEDA, M.A., BELJAARS, A.C.M., VANDEBERG, L., BIDLOT, J., BORMANN, N., CAIRES, S., CHEVALLIER, F., DETHOF, A., DRAGOSAVAC, M., FISHER, M., FUENTES, M., HAGEMANN, S., HOLM, E., HOSKINS, B.J., ISAKSEN, L., JANSSEN, P.A.E.M., JENNE, R., MCNALLY, A.P., MAHFOUF, J.-F., MORCRETTE, J.-J., RAYNER, N.A., SAUNDERS, R.W., SIMON, P., STERL, A., TRENBERTH, K.E., UNTCH, A., VASILJEVIC, D., VITERBO, P. & WOOLLEN, J. (2005): The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **131**(612), 2961-3012. https://doi.org/10.1256/qj.04.176

VARENTSOV, M., ESAU, I. & WOLF, T. (2020): High-resolution temperature mapping by geostatistical kriging with external drift from large-eddy simulations. *Monthly Weather Review* **148**(3), 1029-1048. https://doi.org/10.1175/MWR-D-19-0196.1

VARGA, A.J. & BREUER, H. (2020): Sensitivity of simulated temperature, precipitation, and global radiation to different WRF configurations over the Carpathian Basin for regional climate applications. *Climate Dynamics* **55**, 2849–2866. https://doi.org/10.1007/s00382-020-05416-x

VDI (2003): Richtlinie 3787, Blatt 5: Umweltmeteorologie - Lokale Kaltluft. Beuth-Verlag, Berlin.

VERCAUTEREN, N., DESTOUNI, G., DAHLBERG, C.J. & HYLANDER, K. (2013): Fine-resolved, near-coastal spatiotemporal variation of temperature in response to insolation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **52**(5), 1208-1220. https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0115.1

VERGREINER, I. & DREISEITL, E. (1987): Valley winds and slope winds - observations and elementary thoughts. *Meteorology and Atmospheric Physics* **36**, 264-286. https://doi.org/10.1007/BF01045154

VOGT, J. (2001): Lokale Kaltluftabflüsse. In: MEURER, M., BURGER, D. & VOGT, J. [Hrsg]: *Karlsruher Schriften zur Geographie und Geoökologie* **14**. Institut für Geographie und Geoökologie der Universität Karlsruhe (TH). Karlsruhe.

VOGT, J., SOILLE, P., COLOMBO, R., PARACCHINI, M.L. & DE JAGER, A. (2007): Development of a pan-european river and catchment database. In: PECKHAM, R.J. & JORDAN, G. [Hrsg.]: Digital terrain modelling – Development and applications in a policy support environment, 121-144. Springer. Berlin, Heidelberg, New York. https://doi.org/10.1007/978-3-540-36731-4_6

VON STORCH, H. & ZORITA, E. (2019): The history of ideas of downscaling - from synoptic and spatial interpolation. *Frontiers in Environmental Science* **7**, Art.-Nr. 21, 1-8. https://doi.org/10.3389/fenvs.2019.00021

VON STORCH, H. & ZWIERS, F.W. (1999): Statistical Analysis in Climate Research. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/CBO9780511612336

VON STORCH, H., GÜSS, S. & HEIMANN, M. (1999): Das Klimasystem und seine Modellierung. Eine Einführung. Springer. Heidelberg, Berlin.

VON STORCH, H., HEWITSON, B. & MEARNS, L. (2000): Review of empirical downscaling techniques. In: IVERSEN, T. & HØISKAR, B.A.K. [Hrsg.]: Regional climate development under global warming. *General Technical Report* **4**. Conf. Proceedings RegClim Spring Meeting Jevnaker, 29–46. Torbjørnrud.

VON STORCH, H., ZORITA, E. & CUBASCH, U. (1991). Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in wintertime. *MPI Report* **64**, 1-36. Quelle (aufgerufen am 16.03.2021): http://www.hvonstorch.de/klima/pdf/mpi-64.downscaling.pdf

VON STORCH, H., ZORITA, E. & CUBASCH, U. (1993). Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in wintertime. *Journal of Climate* **6**(6), 1161-1171. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1161:DOGCCE>2.0.CO;2

VON WILPERT, K. (2004): Die Ökosystemforschungsfläche Conventwald. In: Forstliche Versuchs- Forschungsanstalt Baden-Württemberg (FVA) [Hrsg.]: *FVA-Einblick* **2/2004**, 11. Freiburg. Quelle (aufgerufen am 28.03.2021): http://www.FVA-bw.de/publikationen/einblick/einblick200402.pdf

WAGNER, J.S., GOHM, A. & ROTACH, M.W. (2015): The impact of valley geometry on daytime thermally driven flows and vertical transport processes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society **141***(690), 1780-1794. https://doi.org/10.1002/qj.2481

WANG, G.-Y., ZHAO, M.-F., KANG, M.-Y. XING, K.-X., WANG, Y.-H., XUE, F. & CHEN, C. (2017): Diurnal and seasonal variation of the elevation gradient of air temperature in the northern flank of the western Qinling Mountain range, China. *Journal of Mountain Science* **14**(1), 94–105. https://doi.org/10.1007/s11629-016-4107-z

WANG, L., RANASINGHE, R., MASKEY, S., VAN GELDER, P.H.A.J.M. & VRIJLING, J. K. (2016): Comparison of empirical statistical methods for downscaling daily climate projections from CMIP5 GCMs: A case study of the Huai River Basin, China. *International Journal of Climatology* **36**(1), 145-164. https://doi.org/10.1002/joc.4334

WANG, S., LUO, Y., LI, X., YANG, K., LIU, Q., LUO, X., & LI, X. (2021a): Downscaling land surface temperature based on non-linear geographically weighted regressive model over urban areas. *Remote Sensensing* **13**(8), 1580. https://doi.org/10.3390/rs13081580

WANG, X., TOLKSDORF, V., OTTO, M. & SCHERER, D. (2021b): WRF-based dynamical downscaling of ERA5 reanalysis data for High Mountain Asia: Towards a new- version of the High Asia Refined analysis. *International Journal of Climatology* **41**(1), 743-762. https://doi.org/10.1002/joc.6686

WANNER, H. (1986): Die angewandte Geländeklimatologie – ein aktuelles Arbeitsgebiet der Physischen Geographie. *Erdkunde* **40**, 1-14.

WEBER, S. & KUTTLER, W. (2004): Cold-air ventilation and the nocturnal boundary layer structure above an urban ballast facet. *Meteorologische Zeitschrift* **13**(5), 413-420. https://doi.org/10.1127/0941-2948/2004/0013-0413

WENZEL, A. (1996): Energieumsätze an der Erdoberfläche in einem Gebiet starker orographischer Gliederung. Dissertation. Selbstverlag der Universität (TH) Karlsruhe.

WETTERGEFAHREN-FRÜHWARNUNG (2012): Rekordwärme - Mitteleuropa 19.-22.10.2012. Quelle (aufgerufen am 12.04.2021):
http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20121023b_e.html

WHITEMAN C.D (1990): Observation of thermally developed wind systems in mountainous terrain. In: BLUMEN, W. [Hrsg.]: Atmospheric processes over complex terrain. *Meteorological Monographs* **23,** 5-42. American Meteorological Society, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-1-935704-25-6_2

WHITEMAN, C.D. (2000): Mountain Meteorology - Fundamentals and applications. Univ. Press. New York, Oxford. https://doi.org/10.1093/oso/9780195132717.001.0001

WHITEMAN, C.D., HAIDEN, T., POSPICHAL, B., EISENBACH, S. & STEINACKER, R. (2004a): Minimum temperatures, diurnal temperature ranges, and temperature inversions in limestone sinkholes of different sizes and shapes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **43**(8), 1224–1236.
https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<1224:MTDTRA>2.0.CO;2

WHITEMAN, C.-D., POSPICHAL, B., EISENBACH, S., WEIHS, P., CLEMENTS, C.B., STEINACKER, R., MURSCH-RADELGRUBER, E. & DORNINGER, M. (2004b): Inversion breakup in small rocky mountain and alpine basins. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **43**(8), 1069-1082. https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<1069:IBISRM>2.0.CO;2

WIESNER, K.P. (1986): Programme zur Erfassung von Landschaftsdaten, eine Bodenerosionsgleichung und Modell der Kaltluftentstehung. *Heidelberger Geographische Arbeiten* **79**. Heidelberg.

WILKS, D.S. (1999): Interannual variability and extreme-value characteristics of several stochastic daily precipitation models. *Agricultural and Forest Meteorology* **93**(3), 153-169. https://doi.org/10.1016/S0168-1923(98)00125-7

WILKS, D.S. & WILBY, R.L. (1999): The weather generation game: A review of stochastic weather models. *Progress in Physical Geography* **23**(3), 329–357. https://doi.org/10.1177/030913339902300302

WILLMOTT, C.J., ACKLESON, S.G., DAVIS, R.E., FEDDEMA, J.J., KLINK, K.M., LEGATES, D.R., O'DONNELL, J. & ROWE, C.M. (1985): Statistics for the evaluation and comparison of models. *Journal of Geophysical Research* **90**(5), 8995-9005. https://doi.org/10.1029/JC090iC05p08995

WILSON, J.P. & GALLANT, J.C. (2000): Secondary topographic attributes. In: WILSON, J.P. & GALLANT, J.C. [Hrsg.]: Terrain analysis: Principles and applications, 87-131. Wiley. New York.

WINKLER, J., PALUTIKOF, J., ANDRESEN, J. & GOODESS, C.M. (1997): The simulation of daily temperature time series from GCM output. part ii: sensitivity analysis of an empirical transfer function methodology. *Journal of Climate* **10**(10), 2514-2532. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<2514:TSODTT>2.0.CO;2

WOLLSCHLÄGER, D. (2017[4]): Grundlagen der Datenanalyse mit R. Springer Spektrum. Heidelberg, Berlin.

WU, T. & LI, Y. (2013): Spatial interpolation of temperature in the United States using residual kriging. *Applied Geography* **44**, 112-120. https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2013.07.012

YIOU, P. (2014): AnaWEGE: A weather generator based on analogues of atmospheric circulation. *Geoscientific Model Development* **7**(2), 531-543. https://doi.org/10.5194/gmd-7-531-2014

YOSHINO, M.M. (1984): Thermal belt and cold air drainage on the mountain slope and cold air lake in the basin at quiet, clear night. *GeoJournal* **8**, 235-250.

ZHOU, Y. & MU, Z. (2018): Impact of different reanalysis data and parameterization schemes on WRF dynamic downscaling in the Ili region. *Wate*r **10**(12), 1729. https://doi.org/10.3390/w10121729

ZIMMERMANN, L.; RÖTZER, T.; HERA, U.; MAIER, H.; SCHULZ, C. & KÖLLING, C. (2007): Konzept für die Erstellung neuer hochaufgelöster Klimakarten für die Wälder Bayerns als Bestandteil eines forstlichen Standortinformationssystems. In: MATZARAKIS, A. & MAYER, H. [Hrsg.] Proceedings zur 6. Fachtagung BIOMET des Fachausschusses Biometeorologie der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft e.V. *Berichte des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg* **16**, 152–159.

ZMARSLY, E., KUTTLER, W. & PETHE, H. (2007[3]): Meteorologisch-klimatologisches Grundwissen. Ulmer UTB. Stuttgart.

ZORITA, E. & VON STORCH, H. (1999): The analog method - a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods. *Journal of Climate* **12**(8), 2474–2489. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2474:TAMAAS>2.0.CO;2

ZORITA, E., HUGHES, J., LETTEMAIER, D.P. & VON STORCH, H. (1995): Stochastic characterisation of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation. *Journal of Climate* **8**(5): 1023-1042. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<1023:SCORCP>2.0.CO;2