

DIPLOMA THESIS

Quantification and temporal development of snow melting in the alpine region

Submitted in satisfaction of the requirements for the degree of
Diplom-Ingenieur
of the TU Wien, Faculty of Civil Engineering

DIPLOMARBEIT

Quantifizierung und zeitliche Entwicklung der Schneeschmelze im alpinen Raum

ausgeführt zum Zwecke der Erlangung des akademischen Grades eines
Diplom-Ingenieurs
eingereicht an der Technischen Universität Wien, Fakultät für Bauingenieurwesen

von

Thomas Anton SCHARNAGL, B.Sc.

Matr. Nr.: 01217351

unter der Anleitung von

Univ. Prof. Dipl.-Ing. Dr. techn. **Günter BLÖSCHL**

Privatdozent PhD **Juraj PARAJKA**

E222 – Institut für Wasserbau und Ingenieurhydrologie
Forschungsbereich für Ingenieurhydrologie und Wassermengenwirtschaft
Technische Universität Wien
Karlsplatz 13/222, A-1040 Wien

Wien, im August 2020

.....



Die approbierte gedruckte Originalversion dieser Diplomarbeit ist an der TU Wien Bibliothek verfügbar.
The approved original version of this thesis is available in print at TU Wien Bibliothek.

DIPLOMARBEIT

**QUANTIFIZIERUNG UND ZEITLICHE ENTWICKLUNG DER
SCHNEESCHMELZE IM ALPINEN RAUM**

THOMAS ANTON SCHARNAGL

WIEN, 2020



Die approbierte gedruckte Originalversion dieser Diplomarbeit ist an der TU Wien Bibliothek verfügbar.
The approved original version of this thesis is available in print at TU Wien Bibliothek.

Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle herzlich bei Herrn Privatdozenten PhD Juraj Parajka bedanken, der stets für Fragestellungen und Gespräche erreichbar war, auch als diese im Zuge der Pandemie nur über digitale Wege möglich waren. Seine Denkanstöße und Ratschläge trugen wesentlich zum Gelingen dieser Diplomarbeit bei. Auch für die Zurverfügungstellung der bereits aufgearbeiteten Stationsdaten von 1990-2015 danke ich ihm und dem Forschungsbereich für Ingenieurhydrologie und Wassermengenwirtschaft. In diesem Zuge danke ich auch Herrn Univ. Prof. Dipl.-Ing. Dr. techn. Günter Blöschl dafür, dass ich mich dieser für mich sehr interessanten Thematik in Form der vorliegenden Arbeit widmen durfte. Ich danke zudem Herrn Dr. Johannes Schöber für die rasche Zusendung der aktuellsten Stationsmessdaten (2015-2019) aus dem Kühtai. Ein Dank geht auch an Frau Dipl.-Ing. Bettina Zellinger, B.Sc. und Frau Julia Nopp für die inhaltliche und grammatikalische Korrektur meiner Arbeit.

Die Diplomarbeit stellt meist den Schlusspunkt eines Studiums dar, welches nicht immer erfolgreiche und motivierende Momente mit sich brachte. Dass ich das Bauingenieurstudium nun zum Abschluss bringe, liegt sicherlich auch an jenen Menschen, die mich in dieser sehr prägenden Zeit begleitet haben und die ich während des Studiums kennen lernen durfte. Ich möchte mich daher bei allen Freunden und „Wegbegleitern“ aber ganz besonders bei meiner Familie bedanken, die mir stets die Kraft und Unterstützung entgegenbrachten, die ich hin und wieder nötig hatte, sei es beim Bachelorstudium in Innsbruck oder dem nunmehr endenden Masterstudium in Wien.

Kurzfassung

Als Schnee akkumuliertes Wasser und die anschließende Schneeschmelze sind wichtige Bestandteile des Wasserkreislaufs, insbesondere in alpinen Regionen. Die Überwachung und Modellierung dieser Prozesse liefert wichtige Informationen für die betriebliche Hochwasservorhersage, bautechnischen Maßnahmen und das Wasserressourcenmanagement. Langzeitbeobachtungen von Prozessen, die zur Ansammlung und Schmelze von Schneedecken führen, sind auch im Zusammenhang mit dem jüngsten Klimawandel erforderlich, um die Prozesse und Faktoren besser zu verstehen, die die Variabilität der Erzeugung von Abflüssen im Zuge der Schneeschmelze in alpinen Regionen steuern, insbesondere bei extremen Ereignissen. Repräsentative Beobachtungen von Schneeschmelzprozessen sind jedoch sehr spärlich, hauptsächlich aufgrund der immensen räumlichen Variabilität von Schneeprozessen und der Schwierigkeit, repräsentative Schneedaten in den Bergen zu sammeln.

Das Hauptziel dieser Diplomarbeit ist es, langfristige Veränderungen der Schneeakkumulierung und -schmelze an der Beobachtungsstation Kühtai zu untersuchen und zu quantifizieren. Dieser Standort befindet sich in Tirol (Österreich) und repräsentiert die typischen Bedingungen des alpinen Klimas. Sie bietet Langzeitbeobachtungen des Schneewasseräquivalents und des Schmelzwasserabflusses mittels eines 10 m² großen Schneekissens bzw. Lysimeters sowie meteorologische Daten (Niederschlag, einfallende und reflektierte kurzwellige Strahlung, Lufttemperatur, relative Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit) und andere schneebezogene Daten (Schneehöhen, Schneetemperaturen in sieben Höhen) aus dem Zeitraum Oktober 1990 bis Juni 2019. Die Beobachtungen sind insofern einzigartig, als sie durchgehend mit einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten über einen Zeitraum von fast 30 Jahren mit minimalen Änderungen im Versuchsaufbau verfügbar sind. Ziel der Arbeit ist es, Schmelzprozesse in einem alpinen Klima über einen langen Zeitraum zu analysieren, einschließlich ihrer Extreme und langfristigen Veränderungen. Die Schmelze wird durch einen Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor) quantifiziert, der mit Beobachtungen vom Schneelysimeter verglichen wird. Analysen der jährlichen, saisonalen und kurzfristigen Änderungen des Schneeschmelzfaktors profitieren von der kombinierten Messung des Schneewasseräquivalents, des Lysimeterabflusses und des Niederschlags an einem windgeschützten alpinen Standort.

Die langfristige Betrachtung der Entwicklung des Schneeschmelzfaktors zeigt über das gesamte Jahr (Jänner bis Dezember) bzw. über die Winterphase (September bis Juni) im Durchschnitt einen rückläufigen Trend. Eine auf die charakteristischen Schmelzmonate (März bis Mai) beschränkte Analyse zeigt hingegen, dass der Gradtagfaktor in diesem Zeitraum deutlich zunimmt. Die Ergebnisse weisen auf deutliche saisonale Unterschiede hin. Der Median des Faktors steigt dabei von 0,1 mm°C⁻¹d⁻¹ (Wintermonate Dezember bis Februar) auf 3,9 mm°C⁻¹d⁻¹ (Schmelzphase März bis Mai). Eine Betrachtung der Entwicklung des Schmelzfaktors im Tagesverlauf zeigt einen deutlichen Anstieg der Intensität am Nachmittag. Der mittlere Schmelzfaktor reicht dabei von 0,1 mm°C⁻¹h⁻¹ in der Nacht bis 5,9 mm°C⁻¹h⁻¹ um 14 Uhr. In der langfristigen Trendentwicklung ist eine Verschiebung der Hauptschmelzphase von April auf März erkennbar. Dies hängt mit Änderungen der Lufttemperatur, der Höhe des Schneewasseräquivalents und der Schneehöhe zusammen.

Abstract

Water accumulated as snow and subsequent snow melt are important components of the hydrological cycle, particularly in alpine regions. Monitoring and modelling of those processes provide important information for operational flood forecasting, engineering design and water resources management. Long-term observations of processes leading to snow pack accumulation and melt are also needed in the context of recent climate change to better understand the processes and factors that control the variability in snow melt runoff generation, particularly during extreme events in alpine regions. Representative observations of snow melt processes are however very sparse mainly because of the immense spatial variability of snow processes and difficulty to collect representative snow data in the mountains.

The main aim of this diploma thesis is to examine and quantify long term changes in snow accumulation and melt at Kühtai observation station. This site is situated in Tyrol (Austria) and represents a typical condition of Alpine climate. The stations provides long-term observations of snow water equivalent from a 10 m² snow pillow, snow melt outflow from a 10 m² snow lysimeter placed at the same location as the pillow, meteorological data (precipitation, incoming short wave radiation, reflected short wave radiation, air temperature, relative air humidity and wind speed), and other snow related data (snow depths, snow temperatures at seven heights) from the period October, 1990 to June, 2019. The observations are unique in that all observations are available at a temporal resolution of 15 minutes over a period of almost 30 years with minimal changes in the experimental setup. The objective of the thesis is to analyze snow melt processes in an Alpine climate over a long time period, including their extremes and long-term changes. Snow melt is quantified by a snowmelt (degree-day) factor which is compared to observations from snow lysimeter. Analyses of annual, seasonal and short-term changes in the snowmelt factor benefit from the combined measurement of snow water equivalent, lysimeter outflow and precipitation at a wind-sheltered alpine site.

The long-term observation of the development of snow melting factor shows an average downward trend over the entire year (January to December) or over the winter phase (September to June). An analysis of the characteristic months of snowmelt (March to May), on the other hand, shows that the degree-day factor increases significantly. The results show a significant seasonal difference in snowmelt. The median of the melting factor increases from 0.1 mm°C⁻¹d⁻¹ (winter months from December to February) to 3.9 mm°C⁻¹d⁻¹ (main phase of snowmelt from March to May). A look at the development of the melting factor over the course of a day shows a clear increase in the intensity during the afternoon. The average melting factor ranges from 0.1 mm°C⁻¹h⁻¹ at night to 5.9 mm°C⁻¹h⁻¹ at 2 p.m. The long-term trend development shows a shift in the main melting phase from April to March. This is related to changes in air temperature, snow water equivalent and snow depth.

Inhaltsverzeichnis

| | |
|--|------------|
| Danksagung | I |
| Kurzfassung | III |
| Abstract | V |
| Symbol- und Notationsverzeichnis | XI |
| Abkürzungsverzeichnis | XIV |
| 1 Einleitung | 1 |
| 1.1 Motivation und Aufgabenstellung | 1 |
| 1.2 Aufgabenstellung | 4 |
| 1.3 Vorgangsweise | 6 |
| 2 Grundlagen | 7 |
| 2.1 Entstehung und Entwicklung der Schneedecke | 7 |
| 2.2 Eigenschaften von Schnee | 11 |
| 2.3 Ergebnisse anderer Studien | 13 |
| 2.4 Quantifizierung der Schneeschmelze | 15 |
| a. Observationen | 15 |
| b. Energiebilanz | 16 |
| c. Schneeschmelzfaktor | 16 |
| 2.4.2 Quantifizierung mittels Schneewasseräquivalent | 17 |
| 2.4.3 Quantifizierung mittels Lysimeterausfluss | 18 |
| 3 Messdaten | 19 |
| 3.1 Messstation Kühtai: Lage und Umgebung..... | 19 |
| 3.2 Messwerte und Messnetz..... | 26 |
| 3.2.1 Messdichte..... | 26 |
| 3.2.2 Messdaten von Schnee und Meteorologie | 26 |
| 3.2.3 Parameter und Messanlagen | 26 |
| a. Lufttemperatur | 29 |
| b. Relative Luftfeuchtigkeit | 30 |
| c. Eintreffende und reflektierte kurzwellige Strahlung | 32 |
| d. Albedo | 36 |
| e. Windgeschwindigkeit | 37 |
| f. Niederschlag | 39 |
| g. Schneewasseräquivalent | 42 |
| h. Schmelzwasserausfluss | 43 |

| | | |
|----------|---|-----------|
| i. | Automatisch gemessene Schneehöhe..... | 43 |
| j. | Händisch gemessene Schneehöhe..... | 45 |
| 4 | Methodik..... | 47 |
| 4.1 | Aufbereitung der Messdaten..... | 47 |
| 4.2 | Bestimmung der Schmelzgrenztemperatur..... | 48 |
| 4.2.1 | Wahrscheinlichkeitsdichte der Schneeakkumulation..... | 48 |
| 4.2.2 | Wahrscheinlichkeitsdichte der Schneeschmelze..... | 49 |
| 4.2.3 | Wahl des maßgebenden Quantils..... | 49 |
| 4.2.4 | Schmelzgrenztemperatur..... | 50 |
| a. | Lufttemperatur..... | 50 |
| b. | Feuchtkugeltemperatur..... | 51 |
| c. | Taupunkttemperatur..... | 51 |
| 4.3 | Schmelzfaktor auf Basis des Schneewasseräquivalentes..... | 53 |
| a. | Variante 1 (V1)..... | 53 |
| b. | Variante 2 (V2) alt..... | 54 |
| c. | Variante 2 (V2) neu..... | 54 |
| d. | Variante 3 (V3)..... | 54 |
| e. | Variante 4 als Abänderung der Variante 1 unter Miteinbeziehung der Feuchtkugeltemperatur (V1,WBT)..... | 55 |
| 4.3.2 | Problematik in der Berechnung und Lösungsansatz..... | 58 |
| 4.4 | Schmelzfaktor auf Basis des Lysimeterausflusses..... | 61 |
| 4.5 | Ermittlung der Durchschnittswerte des Schneeschmelzfaktors..... | 62 |
| 4.6 | Untersuchung von Entwicklungen und Trends auf ihre statistische Signifikanz..... | 64 |
| 5 | Ergebnisse..... | 66 |
| 5.1 | Quantil anhand Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen..... | 66 |
| 5.2 | Bestimmung der Schmelzgrenztemperatur..... | 67 |
| a. | Schmelzgrenztemperatur auf Basis der Lufttemperatur..... | 67 |
| b. | Schmelzgrenztemperatur auf Basis der Feuchtkugeltemperatur..... | 68 |
| c. | Schmelzgrenztemperatur auf Basis der Taupunkttemperatur..... | 69 |
| 5.3 | Bestimmung der Schneeschmelze..... | 70 |
| 5.3.1 | Schmelzfaktor aus Schneewasseräquivalent..... | 71 |
| a. | Berechnung des Schneeschmelzfaktors nach Variante 1..... | 71 |
| a. | Gegenüberstellung der Ergebnisse aller Varianten..... | 73 |
| 5.3.2 | Schmelzfaktor aus Lysimeterausfluss..... | 75 |
| 5.3.3 | Korrelation des Schmelzfaktors mit ausgewählten Parametern..... | 76 |

| | | |
|----------|--|------------|
| 5.3.4 | Ermittelte Schneeschmelzfaktoren aus Langzeitbetrachtung | 78 |
| a. | Jahreswerte..... | 78 |
| b. | Winterwerte (September bis Juni) | 79 |
| 5.3.5 | Ermittelte Schneeschmelzfaktoren aus saisonaler Betrachtung .. | 79 |
| a. | Monatswerte | 79 |
| b. | Werte für Schmelzperiode (März, April und Mai) | 80 |
| 5.3.6 | Ermittelte Schneeschmelzfaktoren aus Kurzzeitbetrachtung | 83 |
| a. | Stundenwerte..... | 83 |
| 5.3.7 | Vergleich auffälliger Werte des Schmelzfaktors während der Schmelzperioden | 84 |
| 5.3.8 | Vergleich der für den Schneeschmelzfaktor maßgebenden Parameter je Monat | 90 |
| 5.4 | Zuordnung der Schneeschmelzdynamik zu Klimaeigenschaften | 94 |
| 5.4.1 | Entwicklung seit 1990 und Trendprognosen | 95 |
| a. | Lufttemperatur | 95 |
| b. | Eintreffende und reflektierte kurzwellige Strahlung | 96 |
| c. | Albedo | 99 |
| d. | Niederschlag | 100 |
| e. | Schneewasseräquivalent | 101 |
| f. | Schneehöhe (automatisch gemessen) | 101 |
| g. | Schneedichte | 102 |
| h. | Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor) | 102 |
| 5.4.2 | Entwicklung der relevanten Extremwerte | 104 |
| 5.4.3 | Entwicklung ausgewählter Parameter während der Schmelzphase 109 | |
| 5.4.4 | Vergleich mit Mitteleuropäischen Singularitäten..... | 112 |
| 5.4.5 | Entwicklung der Lufttemperatur seit 1851 | 113 |
| a. | Motivation und verwendete Stationsdaten | 113 |
| b. | Rückrechnung des Temperaturverlaufes bis 1851 | 115 |
| c. | Entwicklungen und Interpretation | 118 |
| 6 | Zusammenfassung und Ausblick | 129 |
| 6.1 | Zusammenfassung | 129 |
| 6.1.1 | Schneeschmelzfaktor | 129 |
| 6.1.2 | Klimatologische Auswertung | 130 |
| 6.2 | Ausblick | 131 |
| 7 | Literaturverzeichnis | 133 |

| | | |
|----------|------------------------------------|------------|
| 8 | Abbildungsverzeichnis | 138 |
| 9 | Tabellenverzeichnis | 148 |

Anhang

Symbol- und Notationsverzeichnis

| Symbol | Bedeutung | Einheit |
|----------------------------|--|------------------------------------|
| $AIRT_{d,v1}$ | Tages-Lufttemperatur nach Variante 1 | °C |
| $AIRT_{d,v2}$ | Tages-Lufttemperatur nach Variante 2 | °C |
| $AIRT_{d,v3}$ | Tages-Lufttemperatur nach Variante 3 | °C |
| $AIRT_{d,v1,WBT}$ | Tages-Feuchtkugeltemperatur nach Variante 1 | °C |
| $AIRT_i$ | Lufttemperaturwert zur jeweiligen Viertelstunde | °C |
| $AIRT_{d,i}$ | Lufttemperaturmittelung nach Variante 1 über den Tag i | °C |
| $AIRT_{d,(i-1)}$ | Lufttemperaturmittelung nach Variante 1 über den Vortag (i-1) | °C |
| $AIRT_{i,WBT}$ | Feuchtkugeltemperatur zur jeweiligen Viertelstunde | °C |
| $\Delta AIRT_{d,i}$ | Änderung des Lufttemperaturmittelwertes vom Tag i gegenüber dem Vortag (i-1) | K |
| a_r | Reflexionsvermögen (Albedo) | - |
| $DDF_{d,i}$ | Schneeschnmelzfaktor für den Tag i | mm°C ⁻¹ d ⁻¹ |
| $DDF_{d,i}^{Lysim}$ | Schneeschnmelzfaktor nach Lysimeterausfluss für den Tag i | mm°C ⁻¹ d ⁻¹ |
| DDF_{V1}^d | Schneeschnmelzfaktor Tag nach Variante 1 | mm°C ⁻¹ d ⁻¹ |
| $DDF_{V2,alt}^d$ | Schneeschnmelzfaktor Tag nach Variante 2, alt | mm°C ⁻¹ d ⁻¹ |
| $DDF_{V2,neu}^d$ | Schneeschnmelzfaktor Tag nach Variante 2, neu | mm°C ⁻¹ d ⁻¹ |
| DDF_{V3}^d | Schneeschnmelzfaktor Tag nach Variante 3 | mm°C ⁻¹ d ⁻¹ |
| $DDF_{V1,WBT}^d$ | Schneeschnmelzfaktor Tag nach Variante 1 mit Feuchtkugeltemperatur | mm°C ⁻¹ d ⁻¹ |
| DDF_S | Schneeschnmelzfaktor auf Basis der tatsächlichen Schmelzereignisse je Tag | mm°C ⁻¹ d ⁻¹ |
| \overline{DDF}_{Schm} | mittlerer Schneeschnmelzfaktor der Schmelzmonate | mm°C ⁻¹ d ⁻¹ |
| $\widetilde{DDF}_{Schm,i}$ | Median der Schmelzperiode i | mm°C ⁻¹ d ⁻¹ |
| $\sigma_{DDF,Schm}$ | Standardabweichung des Faktors der Schmelzmonate | mm°C ⁻¹ d ⁻¹ |
| DDF_{Schm} | Schneeschnmelzfaktor der Schmelzmonate | mm°C ⁻¹ d ⁻¹ |
| $f(Z)$ | Wahrscheinlichkeit der normalisierten Test-Statistik (Mann-Kendall) | - |
| GLO_{sin}^i | Sinuslauf der eintreffenden kurzwelligen Globalstrahlung für den Tag i | W/m ² |
| ΔH | Änderung der Wärmedichte innerhalb Schneepaket | cal _{th} /cm ² |
| H_{rs} | Nettosonneneinstrahlung | cal _{th} /cm ² |
| H_{rt} | Nettowärmestrahlung | cal _{th} /cm ² |
| H_s | wahrnehmbare Wärmeübertragung aus der Luft | cal _{th} /cm ² |
| H_l | latente Verdampfungswärme durch Kondensation oder Sublimation | cal _{th} /cm ² |

| | | |
|--------------------------|---|------------------------------------|
| H_g | Wärmeübertragung vom Untergrund | cal _{th} /cm ² |
| H_p | Wärme aus dem Niederschlag | cal _{th} /cm ² |
| $\overline{LYSIM}_{d,t}$ | Mittelwert der Lysimetersummen der Tage i und (i-1) | mm |
| $LYSIM_{z,i}$ | Summe Lysimeterausfluss über den Tag i mit den 15-Minuten-Werten z | mm |
| $LYSIM_{z,(t-1)}$ | Summe Lysimeterausfluss über den Vortag (i-1) mit den 15-Minuten-Werten z | mm |
| M | Schneesmelze | mm/d |
| n | Mann-Kendall: Anzahl der Datenwerte | - |
| mf | Schmelzfaktor bzw. Gradtagfaktor | mm°C ⁻¹ d ⁻¹ |
| p | barometrischer Druck | hPa |
| p_D | Partialdampfdruck | hPa |
| p_L | Partielluftdruck | hPa |
| p_s | Sättigungsdampfdruck | hPa |
| Q_m | maßgebendes Quantil | - |
| $Q_{0,25}^{AIRT}$ | 25 %-Quantil der Lufttemperatur | °C |
| $Q_{0,25}^{DPT}$ | 25 %-Quantil der Taupunkttemperatur | °C |
| $Q_{0,25}^{WBT}$ | 25 %-Quantil der Feuchtkugeltemperatur | °C |
| ρ_s | Schneedichte | kg/m ³ |
| R_I | direkte, kurzwellige Sonnenstrahlung auf die Horizontalebene | W/m ² |
| R_H | ungerichtete (diffuse), kurzwellige Himmelsstrahlung | W/m ² |
| R_S | kurzwellige Globalstrahlung von der Sonne | W/m ² |
| $\overline{R_S^y}$ | Jahresmittel der eintreffenden kurzwelligen Strahlung | W/m ² |
| R_R | von der Erdoberfläche reflektierte, kurzwellige Globalstrahlung | W/m ² |
| S | Mann-Kendall-Statistik | |
| $SWE_{d,V1}$ | Tages-Schneewasseräquivalent nach Variante 1 | mm |
| SWE_i^{V1} | Tages-Schneewasseräquivalent nach Variante 1 für Tag i | mm |
| $SWE_{(i-1)}^{V1}$ | Tages-Schneewasseräquivalent nach Variante 1 für Vortag (i-1) | mm |
| $SWE_{Korr,1}$ | Schneewasseräquivalent nach erster Korrektur | mm |
| $SWE_{Korr,2}$ | Schneewasseräquivalent nach zweiter Korrektur | mm |
| $SWE_{Gl,1,i}$ | Schneewasseräquivalent nach erster Glättung | mm |
| $SWE_{Gl,2,i}$ | Schneewasseräquivalent nach zweiter Glättung | mm |
| SWE_h | Stunden-Mittelwert vom Schneewasseräquivalent | mm |
| SWE_i | Wert des Schneewasseräquivalents zu jeder Viertelstunde | mm |
| $SWE_{d,i}$ | SWE-Mittelung nach Variante 1 über den Tag i | mm |

| | | |
|-------------------------|---|----------------|
| $SWE_{d,(i-1)}$ | SWE-Mittelung nach Variante 1 über den Vortag (i-1) | mm |
| $\Delta SWE_{d,i}$ | Änderung des Mittelwertes vom Schneewasseräquivalent vom Tag i gegenüber dem Vortag (i-1) | mm |
| ΔSWE_h | Änderung des Stundenwertes vom Schneewasseräquivalent | mm |
| T_a | Lufttemperatur in Berechnung der Schneeschmelze | °C |
| T_b | Basistemperatur in Berechnung der Schneeschmelze | °C |
| T_i^{V1} | Tages-Lufttemperatur nach Variante 1 für Tag i | °C |
| $T_{(i-1)}^{V1}$ | Tages-Lufttemperatur nach Variante 1 für Vortag (i-1) | °C |
| τ | Taupunkttemperatur | °C |
| t_F | Feuchtkugeltemperatur | °C |
| t_L | Lufttemperatur | °C |
| \bar{T}_i | Durchschnittstemperatur 1851-1900 für vorgegebenen Zeitraum: Jahr (a), Sommer (S), Winter (W) | °C |
| T_m | Schmelzgrenztemperatur | °C |
| $\overline{T_{m,a}}$ | Durchschnitt der positiven Lufttemperaturen | °C |
| $T_{m,d}$ | Durchschnittstemperatur der für die Schneeschmelze relevanten Lufttemperaturen eines Tages | °C |
| T_M^{AIRT} | Schmelzgrenztemperatur auf Basis der Lufttemperatur | °C |
| T_M^{DPT} | Schmelzgrenztemperatur auf Basis der Taupunkttemperatur | °C |
| T_M^{WBT} | Schmelzgrenztemperatur auf Basis der Feuchtkugeltemperatur | °C |
| T_R | Schwellentemperatur für Regenfall | °C |
| V_S | Schneevolumen | m ³ |
| $VAR(S)$ | Varianz der Mann-Kendall-Statistik | - |
| φ | relative Luftfeuchtigkeit | - |
| x | Verhältnis molare Masse (Wasser zu trockener Luft) | - |
| Z | normalisierte Test-Statistik (Mann-Kendall) | - |
| $\overline{DDF_{Schm}}$ | mittlerer Schneeschmelzfaktor der Schmelzmonate in mm°C ⁻¹ d ⁻¹ | |
| $DDF_{Schm,i}$ | Median der Schmelzperiode i in mm°C ⁻¹ d ⁻¹ | |
| $\sigma_{DDF,Schm}$ | Standardabweichung des Faktors der Schmelzmonate in mm°C ⁻¹ d ⁻¹ | |
| DDF_{Schm} | Schneeschmelzfaktor der Schmelzmonate in mm°C ⁻¹ d ⁻¹ | |

Abkürzungsverzeichnis

| Kürzel | deutsche Bezeichnung | englische Bezeichnung | Einheit |
|---------------|---|-------------------------------|---|
| AIRT | Lufttemperatur | air temperature | °C |
| DALR | Trockenadiabatischer Temperaturgradient | dry adiabatic lapse rate | K/km |
| DDF | Schneeschnmelzfaktor, Gradtagfaktor | degree-day factor | mm°C ⁻¹ d ⁻¹ oder mmK ⁻¹ d ⁻¹ |
| DHF | Gradstundenfaktor | degree-hour factor | mm°C ⁻¹ h ⁻¹ oder mmK ⁻¹ h ⁻¹ |
| FKT | Feuchtkugeltemperatur | wet bulb temperature | °C |
| GLO | eintreffende kurzwellige Strahlung | global shortwave radiation | W/m ² |
| LYSIM | Lysimeterausfluss | lysimeter outflow | mm |
| PRECIP | Niederschlag | precipitation | mm |
| REFL | reflektierte kurzwellige Strahlung | reflected shortwave radiation | W/m ² |
| RH | Relative Luftfeuchtigkeit | relative humidity | % |
| SND | Schneehöhe | snow depth | cm |
| SNDM | Schneehöhe manuell gemessen | snow depth manual | cm |
| SWE | Schneewasseräquivalent | snow water equivalent | mm |
| TPT | Taupunkttemperatur | dew point temperature | °C |
| WDF | Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion | probability density function | - |
| WS | Windgeschwindigkeit | wind speed | m/s oder km/h |

1 Einleitung

1.1 Motivation und Aufgabenstellung

Diese vorliegende Arbeit befasst sich mit der Bestimmung eines die Schneeschmelze ausdrückenden (quantifizierenden) Faktors sowie der Beeinflussung und Entwicklung desselben. Die Berührungspunkte der hier behandelten Schneeschmelze im alpinen Raum mit dem Bauingenieurwesen liegen insbesondere in der Ingenieurhydrologie. Schneeschmelzen sind für den Menschen einerseits von erheblichem Nutzen (natürlicher mehrmonatiger Wasserspeicher), andererseits auch Quelle großer Gefahren. Für die Ingenieurhydrologie ist letzteres von besonderer Bedeutung, da die Ursache zahlreicher Hochwässer im Frühling und Frühsommer in der massiv auftretenden Schneeschmelze auf höher gelegenen Flächen liegt. Für den Schutz der Bevölkerung vor diesen Hochwässern sind daher die Vorhersage des Auftretens, Berechnung des Ausmaßes solcher Ereignisse und Dimensionierung der Schutzbauten und Retentionsflächen darauf essentiell. Somit ist die Quantifizierung der Schneeschmelze im alpinen Raum eine wichtige Fragestellung des Bau- und Umweltingenieurwesens.

Die in dieser Diplomarbeit näher betrachtete Messstation Kühtai-Längental (folgend als Station „Kühtai“ bezeichnet) in Tirol weist eine Messdatenreihe auf, die durch eine lange, lückenlose und in ununterbrochen hoher Dichte vorhandene Datenreihe gekennzeichnet ist. Seit Oktober 1990 werden im Minutenrhythmus Daten aufgenommen und als Mittelwert bzw. Summe über 15 Minuten ausgegeben. Diese enorme Menge an Messdaten erlaubt somit eine detaillierte Betrachtung verschiedenster Parameter, die Betrachtung dieser und einen möglichen Ausblick anhand des zeitlichen Trends.

Aufgrund der intensiven Messung von Parametern, welche bei anderen Stationen nur selten bis überhaupt nicht zur Verfügung stehen, ist es mit den hier vorliegenden Daten möglich, Aussagen über den die Schneeschmelze quantifizierenden „Gradtagfaktor“ (englisch: „degree-day factor“, DDF) zu treffen. Ist bisher eine Analyse dieses Faktors nur mithilfe von mehr oder weniger aussagekräftigen Berechnungen und Simulationen des Wassergehaltes oder der Abschmelzmenge einer Schneedecke in Frage gekommen, so ist anhand der in Kühtai vorgenommenen Messungen eine Ermittlung dieses Parameters aufgrund der tatsächlich stattgefundenen Schneeschmelze durchführbar.

Der Gradtagfaktor besitzt aufgrund der im Zuge der Erwärmung des globalen (jedoch insbesondere alpinen) Klimas höheren Lufttemperaturen in der Schmelzphase (März bis Mai) eine wesentliche Aussagekraft zur Einschätzung der Änderung der Schmelzprozesse. Durch den Einfluss der Änderungen von Schneehöhe, Lufttemperatur, globaler Strahlung, aber auch des Niederschlages in der Schneeakkumulationsphase, lässt der Gradtagfaktor eine Betrachtung der zeitlichen Entwicklung einer Vielzahl an klimarelevanten Parametern zu. Auch die Vorhersage von Hochwässern im Zuge der Schneeschmelze, wie es beispielsweise zwischen Anfang Juni und Mitte Juli 2019 am Inn in Tirol der eindrucksvolle Fall war, kann auf den Gradtagfaktor zurückgreifen.

In der Vergangenheit ereigneten sich in Tirol im Zuge der Schneeschmelze immer wieder teils katastrophale Hochwässer, da in früheren Zeiten die Vorhersage von Schmelzeereignissen nur sehr schwer möglich war. Heftiger Regenfall ist naturgemäß ein Indiz für eine steigende Hochwassergefahr. Dasselbe Potential besitzt jedoch auch ein warmer, sonniger Frühlingstag gepaart mit großen Schneemengen in mittleren und hohen Lagen. Der dann einsetzende massive Schmelzprozess ist für die Bevölkerung im stets betroffenen Inntal kaum vorhersehbar, da die klassischen Anzeichen wie Regenfall oder Tauwetter im Tal fehlen.



Abb. 1.1: Hochwasser des Inn bei Rattenberg am 12.06.2019 (eigene Aufnahme)

Große Hochwässer, die ihren Ursprung in der raschen Schneeschmelze fanden, ereigneten sich am Inn oftmals im großen Ausmaß. Nachfolgend wird ein kurzer geschichtlicher Abriss gegeben (Gattermayr & Steck, 2006, S. 1): Ende August 1566 („*Große und gewaltige Überschwemmung im Innthale, in Folge starken Schneefalles im vorigen Winter und rascher Schmelze desselben durch Föhnwind und warmen Regen. In Innsbruck konnte man angeblich mit Schifflein in der Stadt herumfahren und dasselbe fand auch zu Hall statt, ...*“), im April 1571 („*Die Furth durchbricht den Holzrechen bei Hall, trägt hier vom Pfannhaus viel Holz fort und zerstört damit ein Joch der Innbrücke*“), im Juni 1837 („*Hochwasser in allen Flüssen und Bächen des Landes in Folge rascher Schneeschmelze im Gebirge bei heisser Witterung und Föhn.*“), im Juni 1871 („*Infolge heftigen Regens seit 3 Tagen und rascher Schneeschmelze Ueberschwemmung im Innthale.*“), im Mai 1931 („*Die durch das heiße Wetter geförderte Schneeschmelze hat den Wasserstand des Inn und der Sill rapid steigen lassen. Der Inn führt gewaltige Wassermassen, die das Flußbett ganz ausfüllen. Im Unterinntal ist das Auland zum Teil bereits überschwemmt. Auf den trüben Wogen schwimmt Holz, das der Fluß im Oberland abgetrieben hat.*“ (Innsbrucker Nachrichten, Nr. 119, 1931, S. 7)) und Ende Juni 1965. Dort setzte nach einem niederschlagsreichen Herbst im Jahr 1964 samt darauffolgendem schneereichem Winter die Schneeschmelze erst in der zweiten Junihälfte ein, die zusätzlich durch wiederholt begleitendem, heftigem Regen verstärkt wurde und in einer beinahe zweiwöchigen ununterbrochenen Hochwasserperiode gipfelte (Gattermayr & Steck, 2006, S. 1). Zuletzt fand von Mitte Juni bis Ende Juli 2019 ein langanhaltendes Hochwasser des Inn im Zuge der Schneeschmelze statt.

Dieses Ereignis kam durch große Schneemengen in höheren Lagen und mehreren Kaltluftvorstößen bis Anfang Juni zustande. Somit setzte erst sehr spät die Schneeschmelze mit hoher Intensität ein und dauerte mehr als einen Monat (siehe Abflussganglinie in Abb. 1.2).

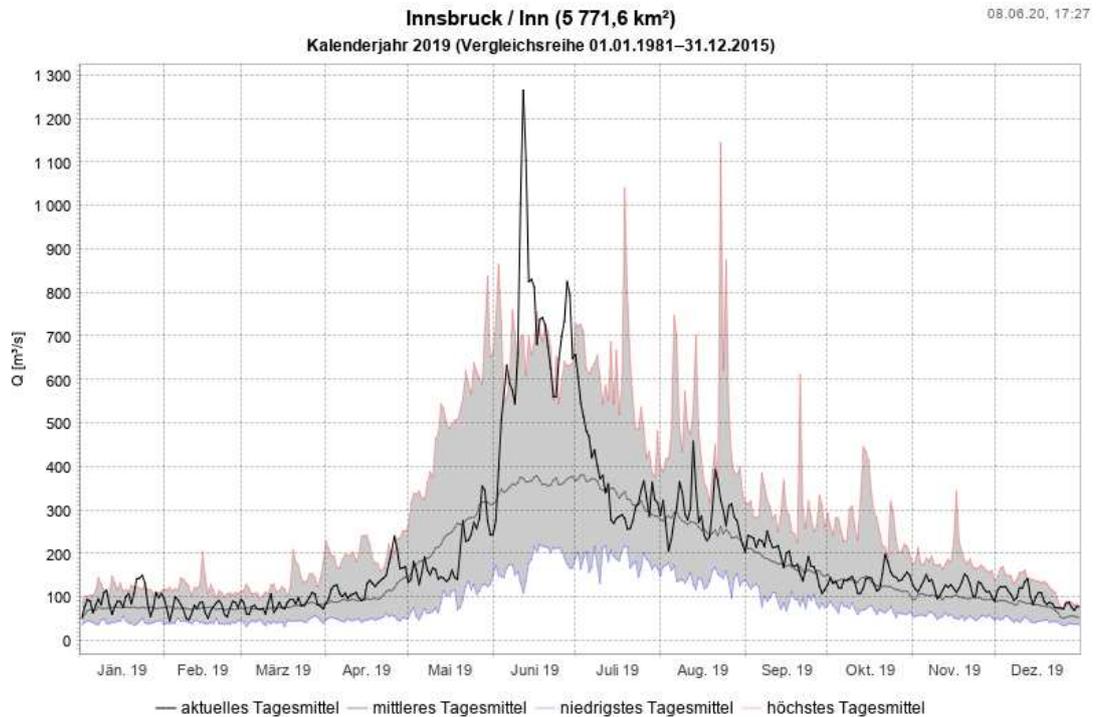


Abb. 1.2: Hochwasserganglinie des Inn bei Innsbruck während des Hochwassers aufgrund der starken Schneeschmelze im Juni und Juli 2019 (Hydro Online, AdTL, 2020)

Hochwässer des Inn in der Schmelzperiode haben auch durchaus Auswirkungen auf weite Teile Österreichs. Beispielsweise sei die Konsequenz der Innhochwässer auf die Donau erwähnt, wie es 1920 („Infolge anhaltenden Regens und Schneeschmelze führt die Donau Hochwasser. Der Inn und die Traun haben den Höchststand erreicht und sind bereits fallend. Bei ungünstiger Wetterlage im nieder- wie oberösterreichischen Gebiete dürfte die Donau voraussichtlich noch weiter steigen.“ (Kärntner Tagblatt, Nr. 6, 1920, S. 6)) und 1923 („Infolge starker Schneeschmelze bei gleichzeitigem Regen führen Donau, Inn, Traun und Enns Hochwasser.“ (Neue Freie Presse, Nr. 20978, 1923, S. 10)) zu beobachten war.

Die Vielzahl an Hochwasserereignissen, die auf die Schneeschmelze zurück zu führen sind, zeigen wie bedeutend eine adäquate Vorhersage derselben zum Schutz der Bevölkerung und Bauwerke ist. Dies unterstreicht auch die Bedeutung der Quantifizierung der Schneeschmelze mittels eines Faktors, der die reale Situation möglichst genau abzubilden vermag.



Abb. 1.3: Luftaufnahme des Hochwassers am Inn im Juni 2019 (LFV Tirol, 2019)

1.2 Aufgabenstellung

Das Hauptthema dieser vorliegenden Diplomarbeit ist die Analyse der Schneeschmelze im alpinen Raum. Die Ziele liegen dabei in der Quantifizierung und Ermittlung langfristiger, saisonaler und kurzfristiger Änderungen und Variationen im Auftreten sowie Verlauf der Schneeschmelze im Jahres-, Winter-, Schmelzphasen-, Tages- und Stundenvergleich. Zudem sollen die auf die Schmelze einwirkenden Parameter anhand der Datenanalyse ermittelt werden.

Um die Schneeschmelze anschaulich quantifizieren zu können, wird in dieser Diplomarbeit die Schmelze quantifizierende Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor) anhand der zur Verfügung stehenden großen Datenmenge ermittelt und mit den erhobenen Parametern in Relation gestellt. Dafür werden die Messwerte des Schneelysimeters sowie des Schneekissens verwendet und die damit ermittelten Schmelzmengen der Temperaturänderung gegenübergestellt, wodurch sich der Gradtagfaktor ergibt. Zur Bestimmung dieses Faktors wird in der vorliegenden Arbeit die folgende Vorgangsweise gewählt:

- Kontrolle und Vervollständigung der Datensätze
Für die weitergehenden Berechnungen und Analysen werden die zur Verfügung gestellten Datensätze zwischen 01.10.1990 und 31.05.2019 auf ihre Vollständigkeit und Plausibilität geprüft. Datenlücken werden gegebenenfalls mittels linearer Interpolation gefüllt.
- Berechnung der Tages-Lufttemperatur
Die Tages-Lufttemperatur ist jene Temperatur, mit der die Temperaturentwicklung zweier Tage ermittelt wird. Ist dabei die Tages-Lufttemperatur eines Tages höher

als die des Vortages, so fließt diese Differenz in die Berechnung des Schneeschmelzfaktors ein. Die Ermittlung der Tages-Lufttemperatur erfolgt über die Mittelwertbildung aller gemessenen Temperaturwerte eines Tages. Dieser Methode werden vier weitere Varianten gegenübergestellt und diese anschließend miteinander verglichen.

- Berechnung des Tages-Schneewasseräquivalents
Ebenso ist die Entwicklung des Schneewasseräquivalents für die Berechnung des Schneeschmelzfaktors von Bedeutung. Hier wird im Gegensatz zur Temperaturentwicklung die Abnahme zwischen zwei Tageswerten herangezogen, da nur in diesem Fall von einer Schmelze des Schnees ausgegangen werden kann. Der Tageswert vom Schneewasseräquivalent erfolgt auf die selbe Weise, wie die der Tages-Lufttemperatur.
- Ermittlung der Schmelzgrenztemperatur
Um einen aussagekräftigen Schmelzfaktor ermitteln zu können, wird eine „Mindesttemperatur“ für Schmelzvorgänge ermittelt. Dafür werden die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der Schneeakkumulations- und Schneeschmelztemperatur – also jenen Lufttemperaturen, bei denen eine Zu- bzw. Abnahme des Schneewasseräquivalents festgestellt wurde – gegenübergestellt. Der Schnittpunkt beider Funktionsverläufe repräsentiert die gesuchte Schmelzgrenztemperatur, da dort Schnee mit einer größeren Wahrscheinlichkeit schmilzt als akkumuliert.
- Ermittlung des Schneeschmelzfaktors
Die eigentliche Ermittlung des Schneeschmelzfaktors (oder Gradtagfaktors) besteht anschließend aus der Division der (negativen) Differenz zwischen den beiden verglichenen Tages-Schneewasseräquivalenten und der (positiven) Differenz zwischen den verglichenen Tages-Lufttemperaturen. Die Mittelwertbildung über alle berechneten Schneeschmelzfaktoren erlaubt dann die Formulierung eines Schneeschmelzfaktors je Monat, Jahr, Schmelzperiode (März bis Mai) und Winter (September bis Juni). Eine Berechnung auf Stunden- statt auf Tagesbasis ermöglicht auch eine Quantifizierung der Schneeschmelze innerhalb eines Tages anhand des „Gradstundenfaktors“.
- Gegenüberstellung mit klimatischer Entwicklung
Die hohe verfügbare Datendichte soll zu einer klimatologischen Untersuchung herangezogen werden. Dabei wird auf die Entwicklung der für die Schneeschmelze besonders relevanten Parameter, wie Lufttemperatur, Niederschlag, globale Strahlung, Schneehöhe und Schneewasseräquivalent näher eingegangen. Die je Tag aufgetretenen Werte werden den zugehörigen Gradtagfaktoren gegenübergestellt und ihre Korrelation ermittelt. Auch die Entwicklung dieser relevanten Parameter wird dargestellt und auf ihre statistische Signifikanz kontrolliert.

1.3 Vorgangsweise

Vor Beginn aller Auswertungen und Berechnungen wurden die zur Verfügung gestellten Datensätze auf Plausibilität und Lücken geprüft und Lücken in den Zeitreihen mittels linearer Interpolation korrigiert (3.2.2 ab Seite 26 und 4.1 ab Seite 47). Für die anschließende Berechnung des Schneeschmelzfaktors war die Bestimmung der Schmelzgrenztemperatur (Punkt 4.2, ab Seite 48) und die Ermittlung der „Tages-Lufttemperatur“, also einer repräsentativen Lufttemperatur für jeden Tag, notwendig. Es erfolgte die Berechnung des Schmelzfaktors mittels Schneewasseräquivalents in unterschiedlichen Varianten (4.3, S. 53). Zum Vergleich wird auch auf die Ermittlung des Faktors mithilfe der Lysimeterdaten eingegangen (4.4, S. 61).

Das Kapitel 5 „Ergebnisse“ (ab S. 66) stellt die berechneten Schmelzfaktoren in unterschiedlicher Auflösung (Monat, Jahr, Schmelzperiode, Winter, Stunde) dar und reflektiert zudem die Korrelation des Faktors mit den Entwicklungen einflussnehmender Messgrößen (5.3.3, S. 76). Um ein Verständnis für die Einflüsse auf den Schneeschmelzfaktor zu bekommen, folgt ein Vergleich mehrerer Schmelzperioden, die aufgrund ihrer Charakteristik (sehr hoher Faktor, geringe bzw. weite Streuung, etc.) auffällig sind (5.3.7, S. 84).

Wie eingangs in der Aufgabenstellung erwähnt, wird auch eine klimatologische Untersuchung der Datensätze vorgenommen. Dabei werden zuerst die an der Messstation erhobenen Parameter auf ihre Entwicklung seit 1990 und ihrer möglichen Entwicklung mittels linearer Trendanalyse untersucht (5.4.1, ab S. 95). Darauf folgt eine Betrachtung der Entwicklung von Extremwerten, die während der Wintermonate erhoben wurden, wie Höchst- und Tiefsttemperaturen, höchste Schneemengen etc. (0, S. 104). Ebenso werden die für die Schneeschmelze besonders relevanten Messgrößen hinsichtlich ihrer Entwicklung während der Schmelzphase (März bis Mai) untersucht (5.4.3, S. 109).

Um die Entwicklungstrends der für den Schneeschmelzfaktor besonders relevanten Lufttemperatur mit einer längeren Zeitreihe in Verbindung setzen zu können, folgt abschließend eine Rückrechnung der Jahresmittelwerte. Diese geschieht mittels multipler Regressionsanalyse und reicht bis in das Jahr 1851 zurück. In diesem Zuge werden die Temperaturanstiege aller Jahreszeiten untersucht und Durchschnittstemperaturen ausgewählter Zeiträume gegenübergestellt (5.4.5, S. 113).

2 Grundlagen

2.1 Entstehung und Entwicklung der Schneedecke

Die Entstehung von Schnee ist jener von Regen sehr ähnlich. Beide Niederschlagsarten finden ihren Ursprung in den von der Sonne über Ozeanen und Festlandflächen aufgeheizten Luftmassen, welche durch die Temperaturzunahme vermehrt Feuchtigkeit aufnehmen können, aufgrund von Druckausgleich zwischen Hoch- und Tiefdrucksystemen entstehenden Winden transportiert werden und schließlich an Hindernissen bzw. durch weitere Erwärmung in der Höhe aufsteigen. Die dadurch hervorgerufene Abkühlung wird durch den trockenadiabatischen Temperaturgradienten („dry adiabatic lapse rate“, DALR) ausgedrückt. Dieser gilt für adiabatisch-reversible und damit isentrope Bedingungen und beträgt für trockene Luft exakt 9,76 K/km bzw. 0,976 K je 100 Höhenmeter (Hm) und wird näherungsweise mit 1 K/100 Hm angegeben (Kudo, 2013, S. 823). Bei feuchter Luft liegt dieser Wert bei $\leq 6,5$ K/km bzw. 0,65 K/100 Hm (Maniak, 2016, S. 21). Die Abkühlung verringert die Dampfspannung und bewirkt eine Zunahme des relativen Feuchtegehalts.

Erreicht die Abkühlung der feuchten, warmen Luftmassen die Kondensationshöhe, so besitzt sie eine relative Luftfeuchtigkeit von 100 % und Wassermoleküle lagern sich an Kondensationskeimen, wie Ruß- und Staubpartikeln an. Dieser Prozess ist folglich nur in durch Partikeln verschmutzter Luft möglich, wodurch einerseits in Gebieten mit sehr reiner Atmosphäre (Polkappen) selten Niederschlag entstehen kann, andererseits über Städten mit stark verschmutzter Luft sich Phänomene wie sogenannter „Industrieschnee“ ausbilden. Am Kondensationskeim lagern sich also zahlreiche Wassermoleküle an, die sich zu einem Dunsttröpfchen vereinigen. Etwa eine Million Dunsttröpfchen bilden schlussendlich einen Regentropfen (Maniak, 2016, S. 21).

Die weitere Entwicklung innerhalb der Wolke entscheidet über das Endresultat. Die Regentropfen lagern sich beim Absinken in der Wolke aneinander und können zerplatzt aus der Wolke in Form von Nieselregen (Tropfengröße unter 0,5 mm Durchmesser) fallen. Werden die Wolkentropfchen hingegen auf unter -12 °C abgekühlt, so gefrieren sie zu weniger als 0,1 mm großen Eiskristallen (Roth, 2017, S. 112). Der Dampfdruckunterschied zwischen Eis und unterkühltem Wasser sowie die Resublimierung des in der Luft enthaltenen Dampfs, lässt die Flocken beim Absinken in der Wolke weiter anwachsen und die typischen, (unterschiedlichen) sechseckigen Schneekristallformen entstehen. Durch das Gefrieren der Kristalle wird Kristallisationswärme abgegeben, wodurch sich die Temperatur in der Wolke ständig erhöht, während sie sich durch den Verdampfungsprozess wieder verringert. Je höher die Lufttemperatur in der Wolke ist, desto komplexer entwickelt sich der Flockenaufbau. Steigt die Temperatur bis zum Gefrierpunkt, werden Schneeflocken miteinander durch kleine Wassertröpfchen verklebt und es entstehen die typischen „Haufenflocken“. Falls die Luft an der Erdoberfläche sehr trocken ist, kann selbst bei einer Lufttemperatur von $+5$ °C noch Schnee fallen, da ein Teil der Schneeflocke sublimiert und die dafür notwendige Energie der restlichen Flocke entzogen und dadurch auf die

Flocke kühlend wirkt. Schnee fällt bei fehlendem Wind aufgrund seiner großen Oberfläche und hohem Luftwiderstand mit einer Geschwindigkeit von etwa 4 km/h zur Erde. Gemäß dem Deutschen Wetterdienst (DWD, Spezifisches Wasseräquivalent der einzelnen Schneearten, 2019) erfolgt die Einteilung der Niederschlagsintensität von Schnee nach der folgenden Definition, daran angefügt findet sich die prozentuale Verteilung auf die an der Messstation Kühtai registrierten Niederschlagsmengen je Stunde bei Schneeakkumulation – also einer positiven Schneehöhenänderung – im Zeitraum vom 01.10.1990 bis 30.06.2019.:

- Leicht: < 1,0 mm/h 64,7%
- Mittel: ≥ 1,0 bis < 5,0 mm/h 34,6%
- Stark: ≥ 5,0 bis < 10,0 mm/h 0,7%

Dabei lässt sich feststellen, dass sich nur ein vernachlässigbar geringer Anteil des Niederschlages im als „stark“ definierten Mengenbereich befindet. Abb. 2.4 stellt die Entwicklung der Schneedichte über den Winter an der Messstation Kühtai dar. Zur Ermittlung wurden die jeweiligen Tagesmittelwerte des Schneewasseräquivalentes SWE (Wassermenge, welche beim Abschmelzen der Schneedecke anfallen würde, vgl. dazu 3.2.3g, Seite 42, in mm^{SWE}) durch jene der Schneehöhe SND (cm^{SND}) dividiert.

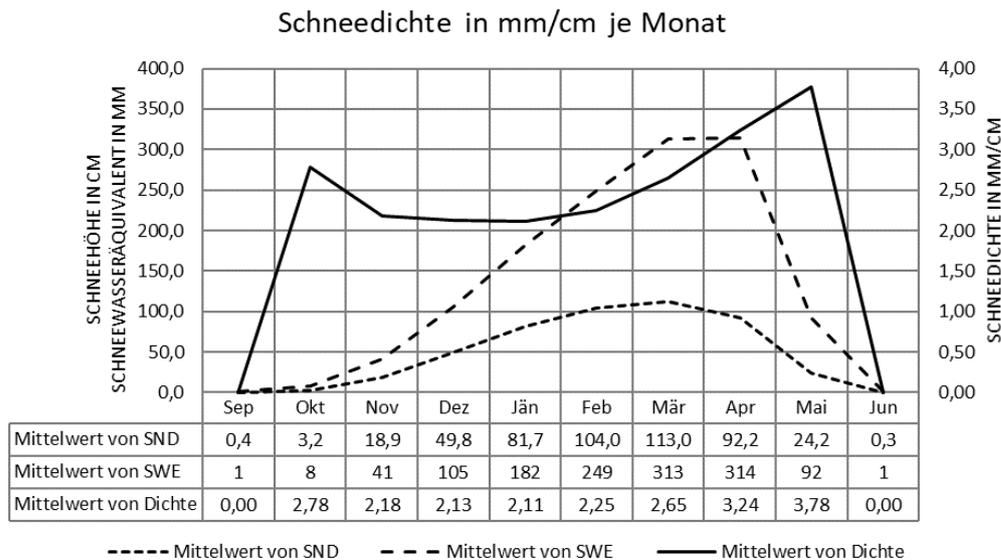


Abb. 2.4: Schneedichte in mm^{SWE}/cm^{SND} je Monat. Die Ganglinien verdeutlichen die Entwicklung der Schneehöhe (SND) gemeinsam mit dem Schneewasseräquivalent (SWE), welche im März und April ihren Höhepunkt erreichen. Auch die Schneedichte erreicht im Frühjahr ihren Höhepunkt, insbesondere während der Schneeschmelze.

Die Akkumulationsphase (Aufbau) im Frühwinter ist durch einen Anstieg des Schneewasseräquivalents bei negativer Lufttemperatur gekennzeichnet. Bei fehlendem Niederschlag und Temperaturen unter 0 °C setzt die Metamorphose (Umwandlung) ein, bei der vorwiegend Strukturänderungen in der Schneedecke auftreten. Dabei nimmt die Mächtigkeit ab, das Schneewasseräquivalent bleibt jedoch annähernd konstant. Den Abschluss

der Liegedauer kennzeichnet die Ablationsphase (Abbau), bei der das Schneewasseräquivalent sukzessive abnimmt. Diese Massenänderungen treten hauptsächlich bei positiven Lufttemperaturen statt (Maniak, 2016, S. 526). Abb. 2.4 stellt nicht nur den typischen Mächtigkeitsverlauf der Schneedecke dar, welcher durch den Start der Akkumulierung im September beginnt und im März sein Maximum erfährt, sondern auch die deutliche Zunahme der Schneedichte ab Februar erkennbar. Dieser Anstieg geht mit der zunehmenden Einstrahlung auf das Messgebiet und der Erwärmung der Luft sowie der obersten Schneeschichten einher. Dadurch setzt ein allmähliches Antauen der Schneedecke an der Grenzfläche Schnee-Luft ein, was durch eine eventuelle Verschmutzung der Schneeoberfläche beschleunigt wird. In den ersten Monaten (Februar, März) der deutlichen Erhöhung der Schneedichte sickert Schmelzwasser in die Schneedecke ein, während zwischen den Schmelzperioden fallender Neuschnee die Mächtigkeit der Decke weiterhin wachsen lässt. Mit fehlendem festem Niederschlag und stärker werdender Sonneneinstrahlung beginnt der Setzungsprozess, bei dem die Schneehöhe zwar deutlich abnimmt, das Schneewasseräquivalent jedoch konstant bleibt. Durch leichtes Antauen der Schneekristalle verformen sich diese und Hohlräume werden geschlossen, weshalb Schmelzwasser nur in abgeschwächter Form vom Schneekörper ausfließt. Dieser Prozess betrifft hauptsächlich die obersten Schichten, da der Boden ausreichend gekühlt ist und daher keinen Einfluss auf den Schmelzprozess ausübt. Über Null Grad warmes Schmelzwasser aus den obersten Schichten sickert laufend in den Schneekörper ein, wodurch Wärmeenergie tiefer eingetragen wird, Hohlräume sich verfüllen und der Setzungsprozess allmählich weite Teile der Schneedecke betreffen. Dies beschleunigt den Schmelzprozess sukzessive, bis ein stark verdichteter, weniger als 50 cm hoher Schneekörper überbleibt. Mit einem durchschnittlichen Wert von $3,78 \text{ mm}^{\text{SWE}}/\text{cm}^{\text{SND}}$ entspricht dieser somit der Definition eines „gelagerten Schnees“ lt. DWD (DWD, Spezifisches Wasseräquivalent der einzelnen Schneearten, 2019).

In Abb. 2.4 ist bereits zu Beginn der Akkumulationsphase eine relativ hohe Schneedichte ablesbar. Gemäß DWD-Definition handelt es sich hierbei um „körnigen Schnee“, also um Schnee, welcher durch oftmaliges Antauen am Tag und Anfrieren in der Nacht gekennzeichnet ist. Dies ist im Oktober dadurch charakteristisch, da hier noch deutlich höhere Lufttemperaturen als im Winter vorherrschen, durch erste Kaltluftvorstöße jedoch zeitweise Schnee fällt und sich geringfügig ansammeln kann. Im weiteren Verlauf nimmt der Schnee eine relativ konstante Dichte von rund $2 \text{ mm}^{\text{SWE}}/\text{cm}^{\text{SND}}$ an, was lt. DWD-Definition als „Pulverschnee“, also trockener, nicht haftender Schnee ohne stabilen Zusammenhalt zwischen den Kristallen untereinander, verstanden wird.

Das Verhältnis zwischen Schneeakkumulation und -schmelze ist oftmals vom Energiefluss an den Grenzflächen Schnee-Luft und Schnee-Boden abhängig. Die Energieeinflüsse setzen sich aus kurzweiliger globaler Strahlung (direkt und diffus), langweiliger (atmosphärischer) globaler Strahlung, Wärmeflüsse zwischen der Schneeoberfläche und Atmosphäre sowie zwischen der Unterseite der Schneedecke und dem anstehenden Boden zusammen (Tarboton, Blöschl, Cooley, Kirnbauer, & Luce, 2001, S. 159). Nicht zu verachten ist der Energieeintrag bzw. -verlust durch Massenänderungen, wie beispielsweise Regen. Dieser bringt bei einer Temperatur von mehr als 0°C Wärmeenergie in die Schneedecke ein und entnimmt ihr diese durch den Abschmelzprozess wieder. Üblicherweise sind in alpinen Regionen die Einflüsse durch Wärmeströme zwischen Schneeoberfläche und Atmosphäre gegenüber jenen der globalen Strahlung wesentlich geringer. Die

Schmelzprozesse innerhalb einer Schneedecke sind jedoch sehr komplex, da ein ständiger Wärme- und Energieaustausch durch Thermalstrahlung, Diffusionen, Einsickerungen von Schmelzwasser mit dadurch wieder einher gehender Änderung der Schneebeschaffenheit stattfindet (Tarboton, Blöschl, Cooley, Kirnbauer, & Luce, 2001).

Die Schneeschmelze geht bei trockener Luft wesentlich langsamer voran als bei feuchter, da eine Sublimation erfolgt. Dabei geht gefrorenes Wasser direkt in den gasförmigen Zustand über, die dafür notwendige Energie wird dem umgebenden Schnee entzogen wodurch dieser gekühlt wird. Um jene Temperaturbereiche festlegen zu können, bei denen Sublimation, Schmelze oder Tauprozess stattfinden, werden die Feuchtkugeltemperatur (vgl. Punkt 4.2.4b, Seite 51) sowie die Tautemperatur der relativen Luftfeuchtigkeit und gemessenen Temperatur gegenübergestellt (Bach, 2016):

- Schneesublimation:

Die Sublimation, also der Übergang des Schnees vom festen in den gasförmigen Aggregatzustand, ist mit sehr hohem Energieaufwand verknüpft. Während die Schneeschmelze 335 kJ/kg Energie benötigt, liegt sie für die Sublimation zwischen 2826 und 2847 kJ/kg, also bis zu achtmal so hoch (Hingray, Picouet, & Musy, 2014, S. 281). Diese Energiemenge wird der umgebenden Luft entzogen, weshalb Schneefall auch über 0 °C möglich ist. Sublimation tritt auf, wenn sowohl die Feuchtkugel- als auch die Taupunkttemperatur unter dem Gefrierpunkt liegen. Die abgekühlte Luft kann in dieser Situation Feuchtigkeit von der Schneedecke aufnehmen, was insbesondere bei sonnenreichen, eiskalten Bedingungen gegeben ist.

- Schneesmelze:

Sie kennzeichnet den Umstand, dass Schnee vom festen sowohl in den gasförmigen als auch in den flüssigen Zustand übergeht. Dies ist der Fall, wenn die Feuchtkugeltemperatur bereits den Gefrierpunkt überschritten, der Taupunkt diesen aber noch nicht erreicht hat.

- Tauprozess:

Dieser tritt ein, wenn sowohl die Feuchtkugel- als auch die Taupunkttemperatur über 0 °C liegen und der Schnee sich somit nicht mehr in den gasförmigen, sondern ausschließlich in den flüssigen Zustand umwandelt.

Tab. 2.1: Temperaturbereiche, bei denen Sublimation, Schmelze und Tauen stattfindet (eigene Erstellung)

| rel. Luft- feuchte in % | Sublimation (fest->gasf.) | | Schmelze (fest->gasf.+fl.) | | Tauen (fest->flüssig) | |
|----------------------------|---------------------------|--------|----------------------------|--------|-----------------------|--------|
| | von °C | bis °C | von °C | bis °C | von °C | bis °C |
| 10 | - | 7,9 | 8,0 | > 30°C | - | - |
| 20 | - | 6,6 | 6,7 | 24,4 | 24,5 | - |
| 30 | - | 5,7 | 5,8 | 17,8 | 17,9 | - |
| 40 | - | 4,8 | 4,9 | 13,3 | 13,4 | - |
| 50 | - | 4,1 | 4,2 | 9,9 | 10,0 | - |
| 60 | - | 3,3 | 3,4 | 7,3 | 7,4 | - |
| 70 | - | 2,5 | 2,6 | 5,0 | 5,1 | - |
| 80 | - | 1,7 | 1,8 | 3,1 | 3,2 | - |
| 90 | - | 0,9 | 1,0 | 1,5 | 1,6 | - |
| 100 | - | 0,1 | 0,2 | 0,0 | 0,1 | - |

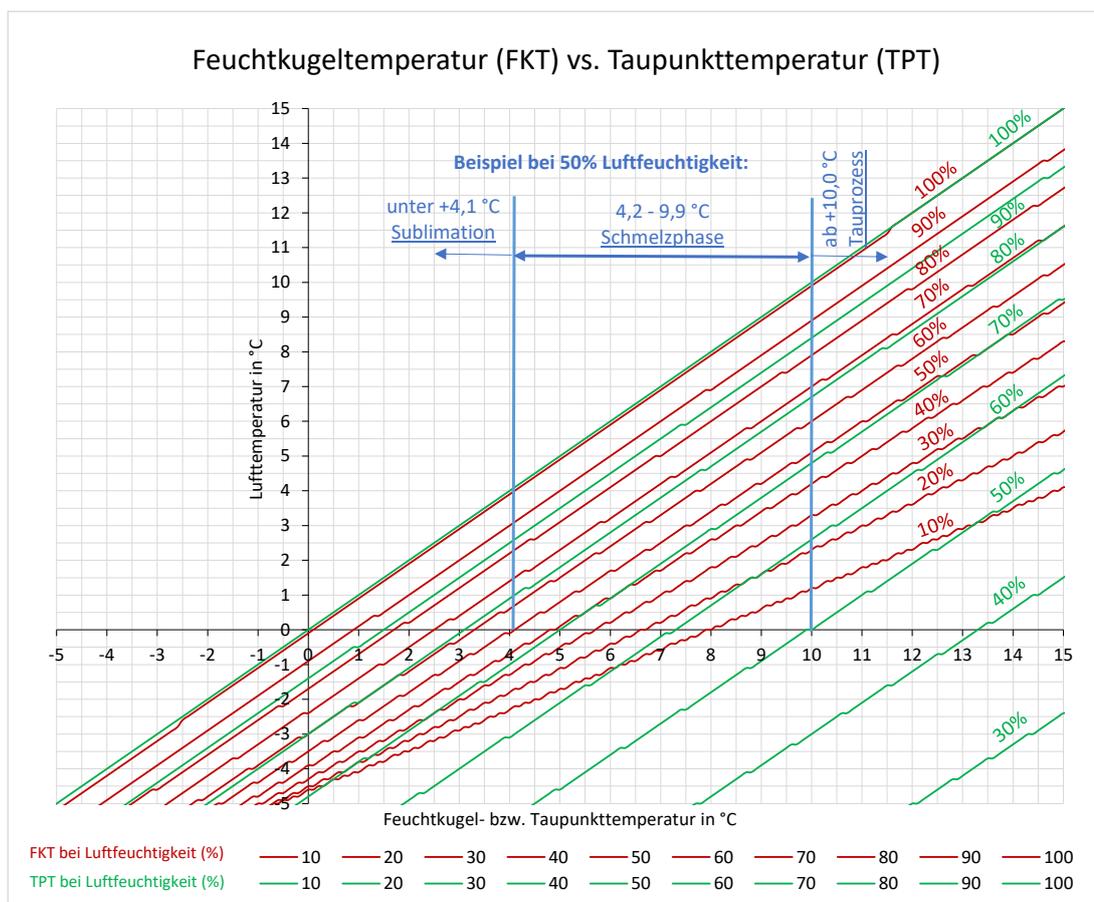


Abb. 2.5: Vergleich Feuchtkugel- mit Taupunkttemperatur, abhängig von der Luftfeuchtigkeit (eigene Erstellung). In der Abbildung ist beispielhaft der in Tab. 2.1 zusammengefasste Temperaturbereich für die Sublimation, die Schmelze und dem Tauprozess von Schnee bei einer Luftfeuchtigkeit von 50 % dargestellt. Die schräg verlaufenden Diagrammlinien zeigen den Zusammenhang zwischen Feuchtkugel- (rote Linien) bzw. Taupunkttemperatur und der Lufttemperatur.

Die in Tab. 2.1 und Abb. 2.5 dargestellten Temperaturwerte bzw. Abhängigkeiten der Feucht- und Taupunkttemperatur von der Luftfeuchtigkeit basieren auf Berechnungen anhand der Formeln, welche in den Kapiteln 4.2.4b und 4.2.4c (Seite 51 f.) angeführt sind.

2.2 Eigenschaften von Schnee

Schnee weist eine starke Interaktion mit dem globalen Klima, welches den Schnee in seiner Entstehung und Entwicklung beeinflusst, auf. Zudem ist er ein eigenes Ökosystem mit Beziehungen zwischen Mikroorganismen, Pflanzen, Tieren, Nährstoffen, Atmosphäre und Boden.

Die bedeutendsten Funktionen einer Schneedecke sind (Pomeroy & Brun, 2001, S. 45,46):

- Energiespeicher:

Schnee speichert die latente Wärmeenergie, welche von Schmelzprozessen und Sublimation sowie kristallinen Bindungskräfte stammt. Wie unter Punkt 2.1 (ab Seite 7) erwähnt, besitzt Schnee eine sehr hohe latente Verdampfungswärme, welche in etwa 2,83 MJ/kg beträgt. Dies bedeutet, dass die Sublimation – also der Übergang vom festen in den gasförmigen Aggregatzustand – von einem Kilogramm Schnee mit einer Temperatur von 0 °C jene Energiemenge benötigt, die notwendig ist um 10 Liter Wasser um 67 °C zu erwärmen (Pomeroy & Brun, 2001, S. 47, P.2). Die Verdampfung ist reversibel, die dafür notwendige Energie wird während der Sublimation der Umgebung entzogen bzw. dieser wieder zugeführt, wenn Wasserdampf wieder zu Eis auskristallisiert.

Ebenfalls bemerkenswert hoch ist die latente Schmelzwärme, welche ca. 335 kJ/kg beträgt. Somit ist die Energiemenge für die Schmelze von einem Kilogramm Schnee (mit 0 °C) äquivalent zu jener Energiemenge, die für die Erwärmung von einem Liter Wasser um 79 °C benötigt wird (Pomeroy & Brun, 2001, S. 47, P.3).

Die kristallinen Bindungskräfte resultieren aus horizontalen Scherbewegungen, Schneeverdriftungen oder Stößen. Die permanente Aufnahme und Abgabe von Energie lässt die Schneedecke zu einem wechselhaften Lebensraum werden.

- Strahlenschutz:

Schnee reflektiert zu einem großen Teil die von der Sonne auf die Erde eintreffende kurzwellige Wärmestrahlung und absorbiert weite Teile der langwelligen Strahlung. Insbesondere für das globale Klimasystem ist das Reflexionsvermögen kurzwelliger Strahlung von großer Bedeutung. Frisch gefallener Neuschnee reflektiert dabei im Mittel 80 bis 90 % der eintreffenden Strahlung. Im Zuge der physikalischen Änderung während der Schneeschmelze nimmt dieses Reflexionsvermögen (Albedo) deutlich ab und erreicht etwa 50 bis 60 %, da die Albedo unter anderem von der Größe und dem Zustand der Schneepartikel abhängt. Dieser Wert nimmt insbesondere dann rapide ab, wenn Vegetationsteile und Bodenpartikel ausgeapert werden bzw. die Schneedecke unter 30 cm Mächtigkeit fällt. Die Variabilität der Albedo von Schnee zwischen 0,9 und 0,5 ist ein wichtiger Faktor der Energiebilanz an der Schneeoberfläche und ist daher auch für die Tierwelt und Vegetation von Bedeutung. Jener Anteil der kurzwelligigen Strahlung, der nicht reflektiert wird, absorbiert hauptsächlich die oberste, etwa 30 cm starke Schicht der Schneedecke, wobei kurzwellige Strahlung die Schneedecke tiefer penetriert als langwellige (Pomeroy & Brun, 2001, S. 47, P.5).

Für langwellige Strahlung agiert Schnee als Schwarzkörper, nimmt diese vollständig auf und wandelt sie zur Wärmestrahlung um, wobei die Wellenlänge der abgegebenen Strahlung von der Temperatur der Schneedecke abhängig ist (Pomeroy & Brun, 2001, S. 47, P.6).

- Isolator:

Aufgrund der vielen Lufteinschlüsse ist Schnee für Mikroorganismen, Tiere und Pflanzen ein sehr wichtiger Isolator gegen Wind und niedrige Lufttemperaturen. Die Wärmeleitfähigkeit von trockenem Schnee mit einer Dichte von 100 kg/m^3 ist mit $0,045 \text{ W/(mK)}$ mehr als sechs Mal niedriger als jene von Erde. Die Wärmeleitfähigkeit ist stark von der Dichte der Schneedecke abhängig, bei einer Dichte von 500 kg/m^3 steigt sie auf $0,6 \text{ W/(mK)}$. Das Isoliervermögen der Schneedecke ist jedoch stark von deren Zustand, Poren- und Wassergehalt, Liegedauer sowie Mächtigkeit abhängig (Pomeroy & Brun, 2001, S. 47, P.4).

- Speicher:

Der Rückhalt von Niederschlag in Form von Schnee ist für die Grundwasserneubildung im Zuge der langsamen Schneeschmelze im Frühling von großer Bedeutung. Die Fähigkeit der Schneedecke Wasser zu speichern ändert sich während der Schneedeckenperiode. Die Retention wird maßgeblich vom Hohlraumgehalt des Schnees beeinflusst und erreicht kurz vor der Ablation ihr Maximum. Kann die Schneedecke das gespeicherte Wasser nicht mehr gegen die Gravitationskraft binden, tritt die „Schmelzreife“ ein, was bei einer Dichte $> 400 \text{ kg/m}^3$ der Fall ist (Maniak, 2016, S. 526).

Dadurch, dass bei langanhaltenden niedrigen Temperaturen die Schmelze verzögert stattfindet, resultieren plötzlich stark ansteigende Temperaturen in allen Höhenlagen sowie starker Regenfall bei sehr hoch liegender Schneefallgrenze in einen massiven Schmelzprozess mit damit einhergehenden Hochwässern. Insbesondere diese, für das Wasserressourcenmanagement wichtige Funktion des Schnees, wird durch das Schneewasseräquivalent verdeutlicht. Die Kenntnis dieses Wasseräquivalents der Schneedecke gibt unabhängig von deren Dicke das Potential für Schmelzwassermengen an. Eine Speicherung von Niederschlag in Form einer festen Akkumulation ist auch für den Rückhalt großer Niederschlagsmengen von Bedeutung. Hochwässer entstehen daher nicht nur durch große Schmelzereignisse, sondern lassen sich durch die Schneeakkumulation auch verhindern. Trifft beispielsweise eine starke Niederschlagsfront gepaart mit niedrigen Lufttemperaturen an die Alpen, so fällt die Abflussreaktion in den Gewässern geringer aus, da sich eine große Menge als Schnee temporär ansammelt und erst verzögert abgeführt wird.

2.3 Ergebnisse anderer Studien

In Japan wurde festgestellt, dass der Gradtagfaktor an niedrigeren Küstengebirgen geringer ist, als an höheren. So liegt der räumliche Gradtagfaktor an der Japanischen See bei etwa $3 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$, während er am Gebirge zum Pazifischen Ozean über $10 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ beträgt. Im Durchschnitt wurde für die Japanischen Berge der Inseln Honshū und Hokkaidō ein Schneeschmelzfaktor von $5,8 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ mit einer Standardabweichung von

4,5 mm°C⁻¹d⁻¹ festgestellt. Diese Berechnung basierte jedoch nicht auf Messungen der tatsächlichen Änderung der Lufttemperatur bzw. des Schneewasseräquivalents, sondern auf Satellitenmessungen zur Feststellung von Abschmelzprozessen der mit Schnee bedeckten Flächen (Asaoka & Kominami, 2013).

Untersuchungen am Dokriani-Gletscher im Gebirge Garhwal im Himalaya wurden auf über 4000 m Seehöhe durchgeführt und ergaben für reinen Schnee einen Gradtagfaktor von 5,7 mm°C⁻¹d⁻¹, während jener für verschmutzten Schnee mit 6,4 mm°C⁻¹d⁻¹ ermittelt wurde. Ebenso kam die Studie zum Schluss, dass reines Eis einen Schneeschmelzfaktor von 7,4 und verschmutztes Eis einen Schmelzfaktor von 8,0 mm°C⁻¹d⁻¹ aufweist. Dies bedeutet, dass der Gradtagfaktor von reinem Eis um 30 % über jenem von reinem Schnee liegt, wohingegen der Einfluss von Schmutz den Faktor von Schnee um 12 % steigert, den Schmelzfaktor von Eis jedoch lediglich um 9 %. Die Studie schließt mit der Erkenntnis, dass der Einfluss von allgemeinen Schmutzpartikeln, wie Staub oder Ruß den Gradtagfaktor bei Schnee stärker ansteigen lässt und somit die Schmelze rascher vonstattengeht als bei Eis (Singh, Kumar, & Arora, 2000).

Eine auf 66 Gletschern durchgeführte Studie zur Bestimmung des Gradtagfaktors hat mit 76 prozentiger Übereinstimmung einen Wert von 4,1 ± 1,5 mm°C⁻¹d⁻¹ ermittelt. Als gemeinsame Höhe wurde die sogenannte „Gletschergleichgewichtslinie“ („equilibrium-line altitude“, ELA) verwendet. Allgemein konnte festgestellt werden, dass sich der Gradtagfaktor für Gletscher mit hoher Schneeakkumulation bei 4,6 ± 1,4 mm°C⁻¹d⁻¹ bzw. bei jenen mit niedriger Akkumulation im Mittel bei 3,5 ± 1,4 mm°C⁻¹d⁻¹ befindet (Braithwaite, 2008). Eine Gegenüberstellung der Schmelzfaktoren zwischen Schnee und Eis (siehe Tab. 2.2) verdeutlicht, dass bei Eis höhere Faktoren registriert wurden als bei Schnee. Der Unterschied entspricht beispielsweise am Franz Josef Gletscher 100%.

Tab. 2.2: Zusammenfassung der Schneeschmelzfaktoren (Gradtagfaktoren, DDF) für Schnee oder Eis. Auffällig ist dabei, dass die Schmelzfaktoren für Eis höher liegen als für Schnee.

| DDF für Eis | DDF für Schnee | Studiengebiet | Referenz |
|-------------|----------------|-------------------------|---------------------------|
| 5,0 – 7,0 | - | Schweizer Gletscher | Kasser (1959) |
| 13,8 | - | Spitzbergen | Schytt (1964) |
| 6,3 | - | Store Supphellebre | Orheim (1970) |
| - | 5,4 | Großer Aletschgletscher | Lang et al. (1976) |
| 5,5 ± 2,3 | | Norwegen | Braithwaite (1977) |
| 6,3 ± 1,0 | | Arktis bei Kanada | Braithwaite (1981) |
| 6 | 3 | Franz Josef Gletscher | Woo und Fitzharris (1992) |
| 7,7 | 5,7 | Sátujökull | Jóhannesson et al. (1993) |
| 6,4 | 4,4 | Nigardsbreen | Jóhannesson et al. (1993) |
| 6 | 4,5 | Álfotbreen | Laumann und Reeh (1993) |
| 5,5 | 4 | Nigardsbreen | Laumann und Reeh (1993) |
| 5,5 | 3,5 | Hellstugubreen | Laumann und Reeh (1993) |

(Braithwaite, 1995, S. 155)

In Simulationen der Schneeschmelze im Einzugsgebiet der Messstation Lienz an der Isel (Osttirol) konnte im alpinen Raum ein Gradtagfaktor zwischen $1,6 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ und $4,5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ mit einem Mittelwert von $2,7 \pm 1,1 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ simuliert werden. Auch hier wurde festgestellt, dass mit zunehmender Höhe der Gradtagfaktor zunimmt (He, Parajka, Tian, & Blöschl, 2014).

Für die Schneeschmelze in der amerikanischen Prärie wurde ein Schmelzfaktor zwischen 6 und $28 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ erforscht, wobei das Maximum bei $50 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ im April registriert wurde (Pomeroy & Brun, 2001, S. 95).

Untersuchungen mit 96.000 Schneehöhen- und 17.000 Schneedichtemessungen lieferten in einer finnischen Studie einen Gradtagfaktor von $2,42 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ für bewaldete und $3,51 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ für offene Gebiete (Kuusisto, 1980).

Tab. 2.3: Zusammenfassung der Schneeschmelzfaktoren (DDF) einiger Studien

| Studie | Ort | Schmelzfaktor in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ |
|-----------------------------------|------------------------------|---|
| Kuusisto, 1980 | Finnland | 2,42 – 3,51 |
| He, Parajka, Tian & Blöschl, 2014 | Einzugsgebiet Isel, Osttirol | $2,7 \pm 1,1$ |
| Braithwaite, 1995 | mehrere Gletscher | 3,0 – 5,7 |
| Braithwaite, 2008 | 66 Gletscher | $4,1 \pm 1,5$ |
| Singh, Kumar & Arora, 2000 | Garhwal im Himalaya | 5,7 – 6,4 |
| Asaoka & Kominami, 2013 | Honshū und Hokkaidō | $5,8 \pm 4,5$ |
| Pomeroy & Brun, 2001 | amerikanische Prärie | 6 – 28 |

2.4 Quantifizierung der Schneeschmelze

Die Quantifizierung des Abschmelzprozesses von Schnee und damit die Möglichkeit der Vorhersage oder Miteinbeziehung in Simulationen und Berechnungen kann mittels unterschiedlicher Vorgangsweisen vorgenommen werden:

a. Observationen

Diese können punkt- oder flächenmäßig vorgenommen werden. Stationäre Messungen ermöglichen Schneekissen (siehe 3.2.3g, Seite 42), welche das Gewicht der Schneedecke erfassen und somit Niederschlag oder Abfluss registrieren, oder Schneelysimeter (3.2.3h, Seite 43), die den Abfluss aus einem abgegrenzten Schneepaket ermitteln. Der Vorteil von Punktmessungen ist die hohe Verfügbarkeit von exakt gemessenen Daten unter gleichbleibenden Bedingungen. Observationen in der Fläche können beispielsweise über Satellitenmessungen erfolgen, die die Mächtigkeit der Schneedecke über einen gewissen Bereich erfassen und einen Abbau registrieren, woraus sich daraufhin die Abschmelzmenge berechnen lässt. Auch eine Beobachtung von Schmelzwasserabflüssen in Gewässern erlaubt die Rückrechnung der Schneeschmelze im Einzugsgebiet (He, Parajka, Tian, & Blöschl, 2014).

b. Energiebilanz

Die Änderung der Wärmeenergie (in $\text{cal}_{\text{th}}/\text{cm}^2$), die in einem Schneepaket steckt kann wie folgt berechnet werden:

$$\Delta H = H_{rs} + H_{rt} + H_s + H_l + H_g + H_p \quad (2.1)$$

mit

H_{rs}Nettosonneneinstrahlung

H_{rt}Nettowärmestrahlung

H_swahrnehmbare Wärmeübertragung aus der Luft

H_llatente Verdampfungswärme durch Kondensation oder Sublimation

H_gWärmeübertragung vom Untergrund

H_pWärme aus dem Niederschlag

Als Einheit wird die Thermochemische Kalorie cal_{th} (auch *Rossini-Kalorie*) verwendet. Eine Kalorie entspricht 4,184 Joule.

Aus der somit erhaltenen Energieänderung lässt sich die Schmelze des Schneepakets in cm ermitteln:

$$M = \frac{\Delta H}{80 * B} \quad (2.2)$$

mit

ΔHÄnderung der Wärmeenergie in $\text{cal}_{\text{th}}/\text{cm}^2$

Bthermischer Faktor der Schneedecke

Der thermische Faktor liegt üblicherweise zwischen 0,95 und 0,97, was bedeutet, dass 3 bis 5 % der Schneemasse aus Wasser besteht (NRCS & USDA, 2004, S. 11-1, 11-2). Diese Berechnungen sind hinsichtlich der Erfassung ihrer Eingangsdaten sehr aufwändig, wofür zahlreiche, lange Messdatenreihen notwendig sind.

c. Schneeschmelzfaktor

Die Berechnung der Schneeschmelze mittels Schmelzfaktor (auch Gradtagfaktor oder Gradtag-Koeffizient genannt) basiert auf der Abweichung der Lufttemperatur von einer Basistemperatur, welche meist mit 0 °C angenommen wird (siehe 0, Seite 58). Alternativ wird der Faktor auf die Temperaturdifferenz zwischen zwei Tagen angewandt, um die je Tag aufgetretene Menge an Schmelzwasser ausdrücken zu können. Die Ermittlung eines aussagekräftigen Schneeschmelzfaktors benötigt langjährige Messreihen, die eine Bestimmung des Faktors ermöglichen. Diese Bedingung wird von der Messstation Kühtai erfüllt, weshalb in der vorliegenden Arbeit dieser Schmelzfaktor bestimmt wird, um eine adäquate Vorhersage der Schneeschmelzprozesse im alpinen Raum zu ermöglichen.

Der Schneeschmelzfaktor, so wird es in den meisten der unter Punkt 2.3 (ab Seite 13) erwähnten Studien hervorgehoben, ist ein sehr variabler sowie räumlich und zeitlich in-

konsistenter Parameter. Bereits geringe Änderungen in den klimatischen oder physikalischen Konditionen als auch den vorliegenden Wetterarten bedingen deutliche Schwankungen des Faktors.

- Zeitliche Schwankungen:

Diese resultieren hauptsächlich aus den jahres- und tageszeitlichen Änderungen des Sonnenstandes und der damit einhergehenden Besonnungsdauer und Strahlungsintensität, die mit niedrigerem Stand der Sonne und dem somit größeren Durchquerungsweg der Erdatmosphäre abnimmt. Dies beeinflusst nicht nur die Temperatur der Erdoberfläche zum Zeitpunkt der ersten Schneeakkumulation, sondern auch die Temperatur der Schneedecke im Rahmen der einsetzenden Schmelze. Die Einstrahlung und die damit einhergehende Erhöhung der Lufttemperatur haben auch Einfluss auf das Aufnahmevermögen von Wasser in der Luft. Zudem nimmt auch die Albedo mit der Liegedauer des Schnees sukzessive ab, was wiederum die Wärmeaufnahmefähigkeit der Schneedecke erhöht und die Schmelze beschleunigt. Starke eintreffende Sonneneinstrahlung verstärkt insbesondere im Frühling die Evapotranspiration des Schnees, lediglich die restliche übrigbleibende Nettostrahlung ist der Schneeschmelze gewidmet. Dieser Umstand erschwert die Quantifizierung der Schmelze durch den Gradtagfaktor erheblich (Lang & Braun, 1990, S. 349).

- Räumliche Schwankungen:

In der Umgebung einer Messstation können eine Vielzahl an Einflüssen die Messung von Niederschlag verändern. Hierzu zählen beispielsweise topographische Gegebenheiten, wie Hügel, Mulden, Steine, Geländestufen oder andere Beeinflussungen, wie Bebauungen oder Bewuchs (Lang & Braun, 1990, S. 349). Es ist von Bedeutung, das Gebirge, in welchem sich die Station befindet, im überregionalen Kontext mit dem Kontinentalklima zu betrachten. Liegt ein Gebirge wie die Alpen hauptsächlich in Ost-West-Richtung, so fungiert diese Barriere als Wetterscheide zwischen dem vom Atlantik beeinflussten und dem vom Mittelmeer bestimmten Klima. Dies hat teils große Unterschiede in der Niederschlagsmenge und deren Intensität zur Folge, wie ein Vergleich der unterschiedlichen Alpenklimas deutlich zeigt. Auch dieser Umstand lässt sich nur sehr schwer vereinheitlichen und stellt für die Bestimmung eines einzigen Gradtagfaktors eine große Schwierigkeit dar.

2.4.2 Quantifizierung mittels Schneewasseräquivalent

Der Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor) mit der Einheit $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ bzw. $\text{mmK}^{-1}\text{d}^{-1}$ quantifiziert im Allgemeinen das Ausmaß der Schneeschmelze. Er definiert somit, wieviel Millimeter (bzw. Liter je Quadratmeter) Schmelzwasser je Grad Celsius bzw. Kelvin an Temperaturzunahme täglich anfällt.

Dabei ist die Erfüllung der folgenden Parameterentwicklungen notwendig, um einen richtigen und aussagekräftigen Gradtagfaktor zu erhalten:

- | | |
|--------------------------------|--------------------------|
| ✓ kein Niederschlag: | $P = 0 \text{ mm}$ |
| ✓ positive Temperaturänderung: | $\Delta T > 0 \text{ K}$ |

- ✓ Lufttemperatur über der Schmelzgrenztemperatur: $T \geq +1 \text{ °C}$
- ✓ negative Änderung des Schneewasseräquivalents: $\Delta\text{SWE} < 0 \text{ mm}$

Zur Ermittlung der Temperaturänderung ist die Bestimmung einer repräsentativen „Tages-Lufttemperatur“ für jeden Tag notwendig. Diese Temperatur lässt sich über mehrere Varianten bestimmen, die gemeinsam mit der generellen gewählten Vorgangsweise zur Ermittlung des Faktors unter Punkt 4.3 (ab Seite 53) angeführt sind. Die Berücksichtigung der Änderung des Schneewasseräquivalents ermöglicht die exakte Ermittlung von Schmelzprozessen, ohne dass Niederschlag die Berechnung verfälscht. Da dieser eine positive Entwicklung des Gewichts der Schneedecke bewirkt, stoppt der Berechnungsprozess des Schmelzfaktors.

2.4.3 Quantifizierung mittels Lysimeterausfluss

Der Schneeschmelzfaktor lässt sich auch anhand der Ausflussmenge aus dem Schneelysimeter bestimmen. Hier wird die Änderung des Schneewasseräquivalents zwischen zwei Tagen durch den Mittelwert der Lysimeterausfluss-Summe beider untersuchten Tage ersetzt.

Die Voraussetzungsliste ändert sich zu folgender Aufstellung:

- ✓ kein Niederschlag: $P = 0 \text{ mm}$
- ✓ positive Temperaturänderung: $\Delta T > 0 \text{ K}$
- ✓ Lufttemperatur über der Schmelzgrenztemperatur: $T \geq +1 \text{ °C}$
- ✓ vorhandener Schmelzwasserausfluss: $\text{LYSIM} > 0 \text{ mm}$

Die gewählte Methodik zur Quantifizierung des Schneeschmelzfaktors anhand der Lysimeterausfluss-Summen ist unter Punkt 4.4 (ab Seite 61) angeführt.

3 Messdaten

3.1 Messstation Kühtai: Lage und Umgebung

Die Schneemessstation 202093 „Kühtai/Längentalbach“ ist im österreichischen Bundesland Tirol, etwa 30 Kilometer südwestlich der Landeshauptstadt Innsbruck in den Stubaier Alpen, nahe dem Kühtaisattel (2.017 m ü. A.) situiert. Bezogen auf den Referenzellipsoid Bessel 1841 liegt die Station $47^{\circ}12'25''\text{N}$ und $11^{\circ}00'16''\text{O}$ auf einer Höhe von 1.902,36 Meter über Adria (m ü. A.) (BMNuT, 2019). Das dort befindliche Längental, in welchem sich die Messstation befindet, gehört zur Gänze mit dem Ort Kühtai der Gemeinde Silz im Bezirk Imst an und wird westwärts zur Ötztaler Ache hin und weiter in den Inn entwässert.

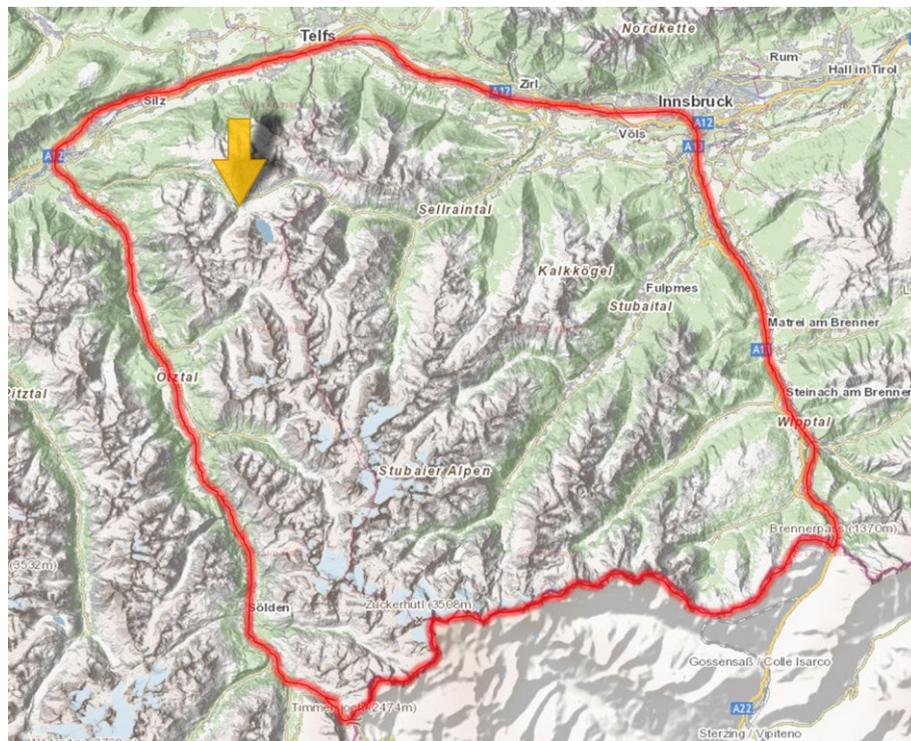


Abb. 3.6: Lage der Messstation Kühtai (gelbe Pfeilmarkierung) in den Stubaier Alpen (rot umrandet) (tirisMaps, AdTL, 2020). Die Station befindet sich nahe dem Kühtaisattel auf einer Höhe von 1.902,36 m ü.A. in der Gemeinde Silz, Bezirk Imst, Bundesland Tirol.

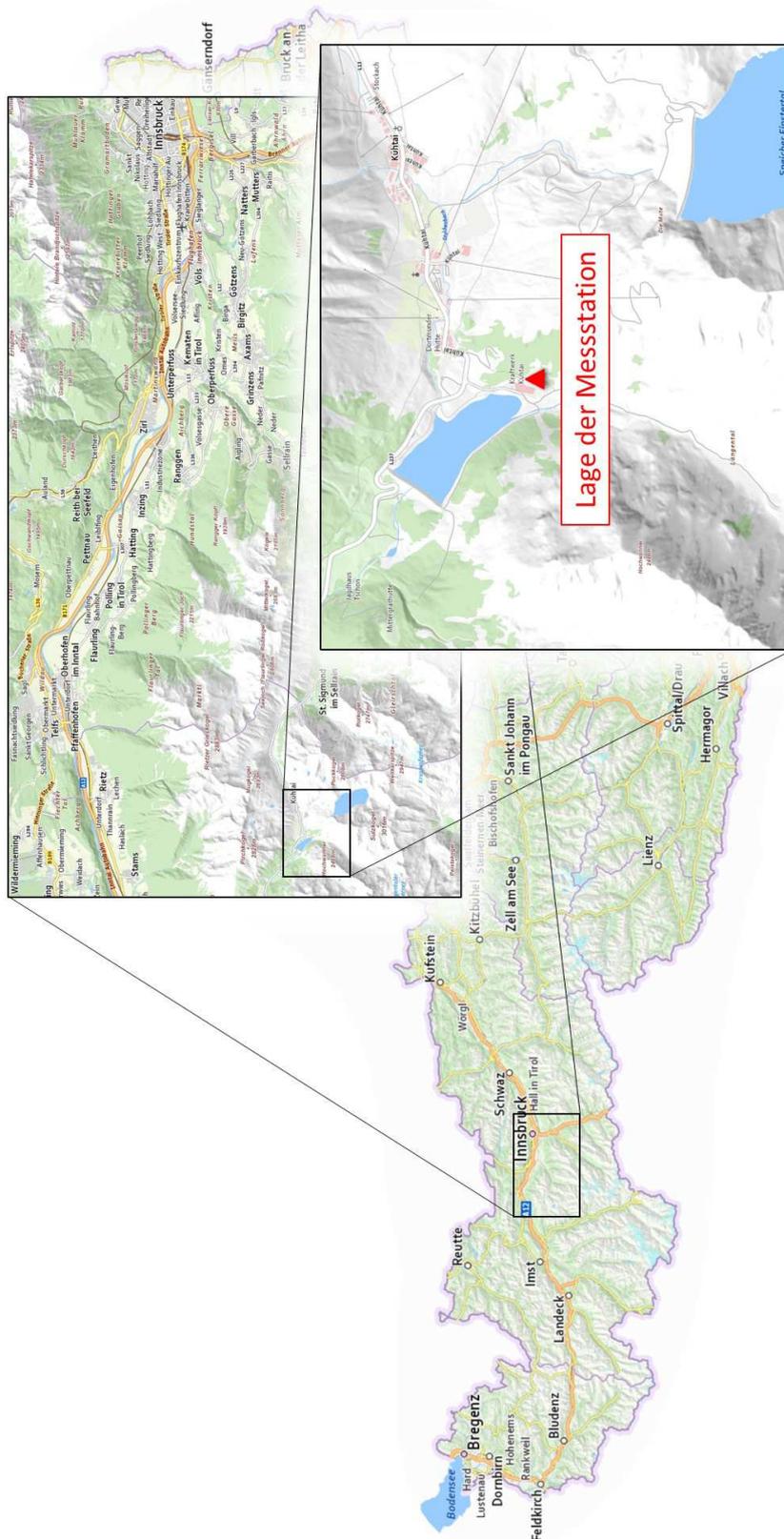


Abb. 3.7: Lage der Messstation Kühtai im Längental (Kartengrundlage: Basemap.at, eigene Bearbeitung)

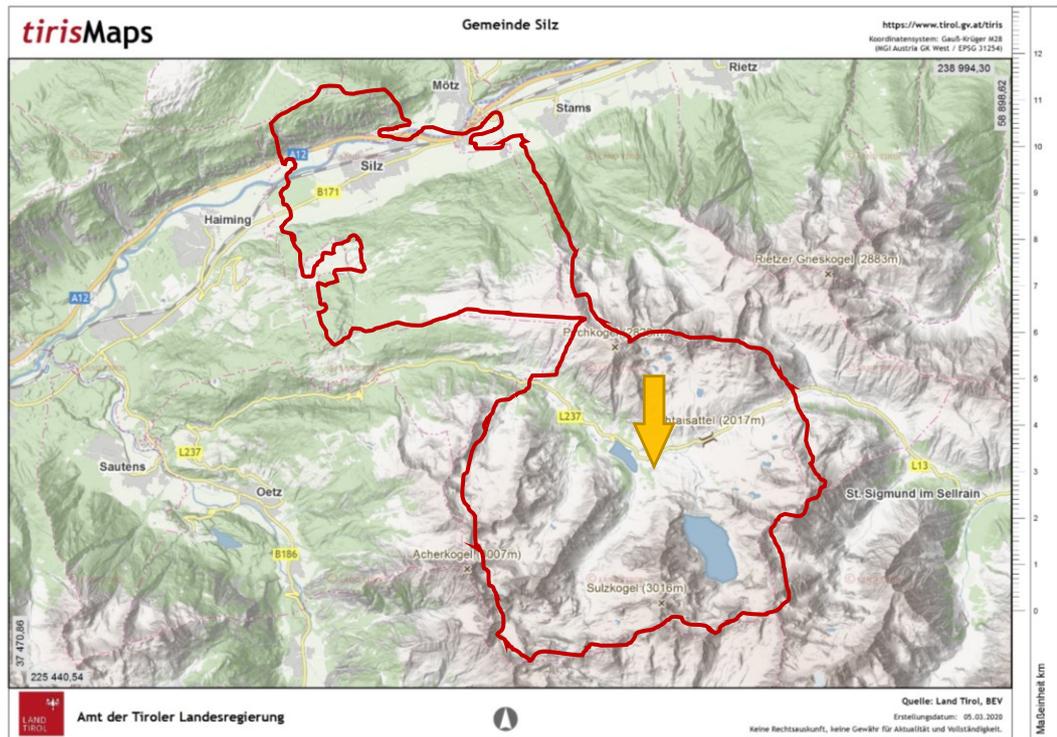


Abb. 3.8: Gemeindegebiet von Silz (rot umrandet) mit Markierung der Lage der Messstation (tirisiMaps, AdTL, 2020)



Abb. 3.9: Messstation Kühtai mit Pumpkraftwerk Kühtai (Hintergrund), eigene Aufnahme

Unmittelbar neben der Messstation befindet sich das Schachtkraftwerk Kühtai der Tiroler Wasserkraft AG (TIWAG), welches mit dem Speicher Längental und der Kraftwerksgruppe Sellrain-Silz Mitte der 1970er-Jahre errichtet wurde. Der „Zwischenspeicher Längental“ liegt bei Stauziel in einer Höhe von 1.901 m ü. A., wobei 300.000 m³ Wasser von 13 Gebirgsbächen von einem 45 m hohen Absperrbauwerk gefasst werden (TIWAG-Tiroler Wasserkraft AG, 2019, S. 11). Die Station liegt in einem relativ windgeschützten Bereich des Talrandes. Dies wird einerseits durch die Positionierung leicht oberhalb der Kraftwerkstation und des Speichers bedingt, andererseits ist die Station teilweise von einem hauptsächlich aus Zirbenbäumen bestehenden Bergwald umgeben.



Abb. 3.10: Die Messstation Kühtai (Markierung) mit ihrer unmittelbaren Umgebung mit Blick in das Längental, eigene Aufnahme

Die in Abb. 3.11 dargestellte Gegenüberstellung von zwei Luftbildern zeigt deutlich die Veränderung der Landschaft seit den 1970er-Jahren durch die Errichtung der Kraftwerksanlage. Trotz der Nähe zum Kraftwerk hat sich die unmittelbare Nachbarschaft der Messstation (im gelben Kreis und in der obigen Abbildung dargestellt) hinsichtlich Bebauung und Bewuchs nur unwesentlich geändert. Da die Station ohnehin erst nach der Kraftwerksanlage errichtet wurde, hat dieser Umstand keinerlei Einfluss auf die erhobenen Daten. Seit der Inbetriebnahme der Messstation weisen die Luftbilder keinerlei erhebliche Änderungen, wie Aufforstungen, Rodungen oder neue bauliche Anlagen in der Umgebung auf. Es kann jedoch davon ausgegangen werden, dass die Existenz des Speicher Längentals auf das regionale Klima, in dem sich auch die Messstation befindet, unmittelbaren Einfluss hat. Wie sich das Klima im Längental bei der geplanten Errichtung

des zweiten Speichersees „Kühtai“ (mit zehnfacher Inhaltmenge des bestehenden Speichers Längental) ändert, bleibt abzuwarten.



Abb. 3.11: Gegenüberstellung von Luftbildern im Gebiet der Messstation (tirisiMaps, AdTL, 2020). Die Aufnahmen verdeutlichen, dass in unmittelbarer Umgebung keinerlei Änderungen am Bewuchs bzw. Gelände vorgenommen wurde. Da die Station erst nach der Errichtung des Speichersees Längental ihren Betrieb aufgenommen hat, bewirkte dieser massive Eingriff in die Umgebung keinen Einfluss auf die Messdaten.

Das angrenzende Gelände weist eine Neigung von 20 bis 50 % auf, die Sonneneinstrahlung ist durch das enge Längental besonders im Winter stark eingeschränkt. Zusätzlich reduziert sich die Strahlungsintensität durch den nahen gelegenen Baumbewuchs. Während am 21. Juni (Sommersonnenwende) eine anhand von Laserscanmodellierungen der Oberfläche berechnete Besonnungsdauer von rund 10 Stunden vorherrscht, vermindert sich diese bis zur Wintersonnenwende am 21. Dezember auf etwa eine Stunde. Im Jahresdurchschnitt liegt das Solarpotential damit bei rund 1.055 kWh/m², in der Winterperiode (24.09. bis 20.03.), das für die Schneeakkumulation wesentlich bedeutenderer ist, bei lediglich 261 kWh/m² (tirisiMaps, AdTL, 2019). Dieser Umstand wird in den zugehörigen Auszügen der Applikation „*tirisiMaps*“ im Anhang¹ dargestellt.

¹ s. Seite A3 ff.

Das alpine Klima am Standort der Messstation wird besonders von der durchschnittlichen Jahresniederschlagsmenge von 1.200 mm (Vergleichsreihe 01.01.1981 bis 31.12.2015) bzw. 1.100 mm (Vergleichsreihe 01.01.1991 bis 31.12.2018) sowie der durchschnittlichen Lufttemperatur von +2,7 °C bestimmt (Hydro Online: Station Kühtai, 2019). Aufgrund der geschützteren Positionierung und der Lage am Berghang ist die Niederschlagssumme über das Jahr etwas höher als bei Stationen mit derselben Höhe. Beispielsweise weist die Station Obergurgl/Gurgler Ache in der Gemeinde Sölden im Ötztal, welche sich auf einer Höhe von 1.936 m ü. A. befindet und etwa 40 km entfernt liegt, eine durchschnittliche Jahresniederschlagssumme von 900 mm (Vergleichsreihe 01.01.1981 bis 31.12.2015) auf (Hydro Online: Station Obergurgl, 2019).

Die Schneeakkumulation beginnt meist bereits im Oktober, die Schneedecke nimmt jedoch erst im November deutlich an Stärke zu und erreicht Ende März ihren Höhepunkt. Dieser schwankt zwischen 120 und 160 cm, der Durchschnitt des Jahreshöchstwerts liegt bei etwa 140 cm Schneehöhe (Hydro Online: Station Kühtai, 2019). Die Schneeschmelze setzt kurze Zeit darauf rapide ein und reicht sehr selten bis in den Juni hinein. Die intensivste Schmelzphase startet Mitte April und dauert bis Mitte Mai.

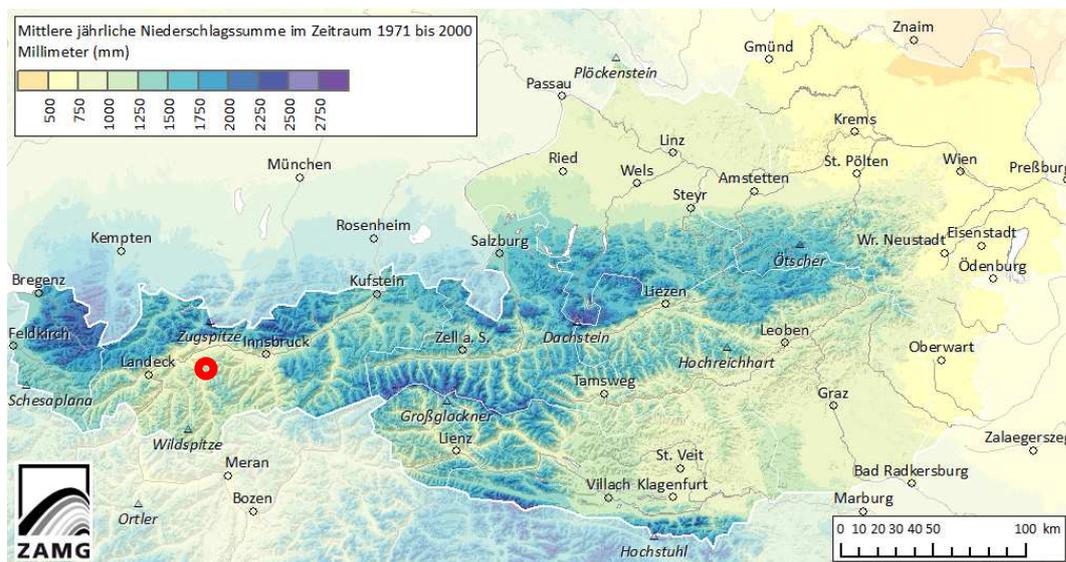


Abb. 3.12: Mittlere jährliche Niederschlagsverteilung im Zeitraum 1971 bis 2000 in mm (Hiebl, Reisenhofer, Auer, Böhm, & Schöner, 2010, S. 19-26). Hier ist deutlich die Lage der Station (roter Kreis) in einem von Niederschlag relativ abgeschirmten Teil Tirols erkennbar. Stauniederschläge von Norden kommend entladen sich dabei hauptsächlich in den Nordalpen (Bregenzerwald bis Mariazellerland), von Süden her in den Karawanken.

Die in obiger Abb. 3.12 dargestellte mittlere jährliche Niederschlagsverteilung in Österreich zeigt jedoch deutlich, dass sich das Längental in einem sehr trockenen Bereich des Landes Tirol befindet. Durch die Hebung feuchter Luftmassen, die meist am Atlantik ihren Ursprung finden und aufgrund der häufig auftretenden West- bis Nordwestlagen an den Nordrand der Alpen vom Raum Bregenzerwald bis zum Mariazellerland gedrückt werden, fällt hier der meiste Niederschlag auf Österreichs Bundesgebiet. Diese Stauniederschläge entladen sich daher in Tirol hauptsächlich an den Kettengebirgen im Norden (Allgäuer Alpen bis Kaisergebirge), während die Gebirge südlich des Inntals bzw. westlich

des Wipptals nur sehr abgeschwächt erreicht werden (Formayer, Clementschitsch, Hofstätter, & Kromp-Kolb, 2009).

Auch das Standortgebirge der in dieser vorliegenden Arbeit betrachteten Messstation, die Stubaier Alpen, registrieren deutlich weniger Niederschlag als die nördlich des Inntals gelegenen Nordalpen (bis zu rund 2000 mm jährliche Niederschlagsmenge im Karwendelgebirge). Auch die von der Mittelmeer- bzw. Adriaeregion an die Alpen gepressten, feuchtwarmen Luftmassen entladen sich meist im Raum Osttirol, Westkärnten sowie südlich der Karawanken und der Dolomiten. Diese Wettersituation macht sich in Nordtirol vor allem in den Übergangsjahreszeiten durch auftretenden, besonders im Wipptal teils heftig böigen, trockenen Fallwind, dem sogenannten „Föhn“ bemerkbar.

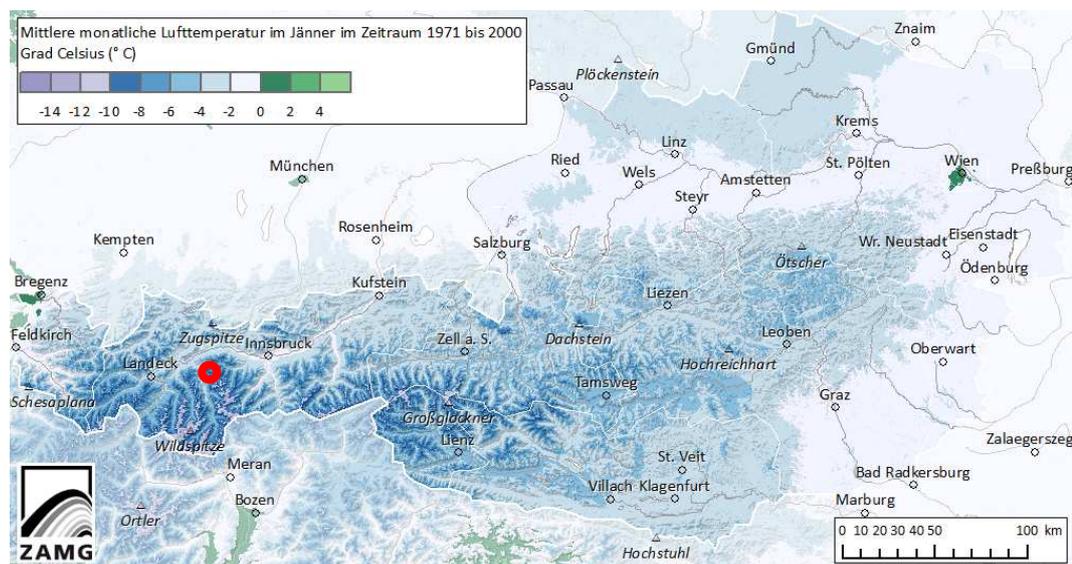


Abb. 3.13: Mittlere monatliche Lufttemperatur im Jänner im Zeitraum 1971 bis 2000 in °C (Hiebl, Reisenhofer, Auer, Böhm, & Schöner, 2010, S. 19-26). Die Station (roter Kreis) befindet sich in einer relativ kalten, windgeschützten Tallage in den Stubaier Alpen.

Durch die Kombination dieser Umstände, also der Abgeschiedenheit von Stauniederschlägen von Norden und Süden sowie auftretendem Föhn, befindet sich die Messstation Kühltai in einem relativ trockenen Gebiet von Tirol.

Ein für alpine Lagen typisches Bild zeigt Abb. 3.13. Das Längental befindet sich dabei zusammen mit den Stubaier Alpen in einem von Warmfronten und kurzfristigen Luftwechseln abgeschiedenem Bereich. Auch die generell höhere Topografie sowie die tiefen, engen Taleinschnitte, wie sie im Ötz-, Pitz- oder Kaunertal anzutreffen sind, erlauben im Winter nur eine stark reduzierte Sonneneinstrahlung, womit die Temperaturen auch tagsüber nicht weit ansteigen können. Die aufgrund der großen Seehöhe lange schneebedeckten Bergkämme bedingen eine windgeschützte Lage, wodurch weitere Temperaturabnahmen insbesondere in der Nacht begünstigt werden.

3.2 Messwerte und Messnetz

3.2.1 Messdichte

Sowohl die erste Messreihe vom 01. Oktober 1990 bis 20. Mai 2015, als auch die zweite Messreihe vom 21. Mai 2015 bis 30. Juni 2019 weisen dieselbe Messdichte auf. Dabei wurden sämtliche Parameter in einem Abstand von 15 Minuten dokumentiert, die eigentlichen Messungen finden jedoch in einem Rhythmus von einer Minute statt. Mengenaufzeichnungen wie Niederschlag und Lysimeterausfluss werden dabei aufsummiert und als 15-Minutensumme dargestellt. Im Gegensatz dazu erfolgt die Dokumentation der Parameter Luft-, Schneetemperatur, relative Luftfeuchtigkeit, kurzweilige eintreffende Strahlung, Windgeschwindigkeit, Schneewasseräquivalent und Schneedichte als Durchschnittswert über 15 Minuten. So umfasst also beispielsweise der Ausgabewert der Lufttemperatur um 07:15 Uhr den Mittelwert aller 15 Messwerte zwischen 07:01 bis 07:15 Uhr. Im Gegensatz dazu werden die von der Besatzung des TIWAG-Kraftwerks Kühtai händisch durchgeführten Messungen der Schneehöhe einmal täglich um 07:00 Uhr vorgenommen (Krajčí, Parajka, Kirnbauer, & Schöber, 2017, S. 3).

3.2.2 Messdaten von Schnee und Meteorologie

Die erste Datenreihe (01.10.1990 bis 20.05.2015) wurde vom Fachbereich für Ingenieurhydrologie und Wassermengenwirtschaft zur Verfügung gestellt. Die Aufbereitung der Daten erfolgte bereits in der Publikation „Krajčí, Parajka, Kirnbauer, Schöber, 2017“.

Hauptsächlich erfolgte in der Publikation die Auffüllung von Datenlücken anhand umliegender und mit der Station Kühtai vergleichbaren Messstationen. Kurze Lücken unter einer Stunde wurden mittels linearer Interpolation geschlossen, für länger andauernde Datenfehlstände wendeten die Autoren die Methode der linearen Regression an. Die Vorgangsweisen, die zur Plausibilisierung und Auffüllung des Datensatzes herangezogen wurden, sind der Publikation „Krajčí, Parajka, Kirnbauer, Schöber, 2017“ zu entnehmen. Eine Übersichtskarte über die verwendeten Stationen im Zuge der linearen Regression befindet sich auf Seite 27. Insgesamt umfasst dieser Datensatz für jeden aufgenommenen Parameter 8.997 Tagessätze zu je 96 Messdaten, was eine Summe von 863.808 Messdaten ergibt. Um diese Diplomarbeit so aktuell wie möglich zu halten, wurde von der TIWAG (Tiroler Wasserkraft AG) ein ergänzender Datensatz vom 21.05.2015 bis 30.06.2019 bereitgestellt. Dieser wurde nach der selben Vorgangsweise, wie die erste Datenreihe vervollständigt. Anschließend folgten eine Glättung der Datenreihen und eine Plausibilitätsprüfung. Die Vorgangsweise ist unter Punkt 4.1 (ab Seite 47) beschrieben.

3.2.3 Parameter und Messanlagen

Im Folgenden (ab Seite 29) werden alle der näheren Betrachtung unterzogenen Parameter vorgestellt sowie deren Charakteristika und Messmethoden angeführt.

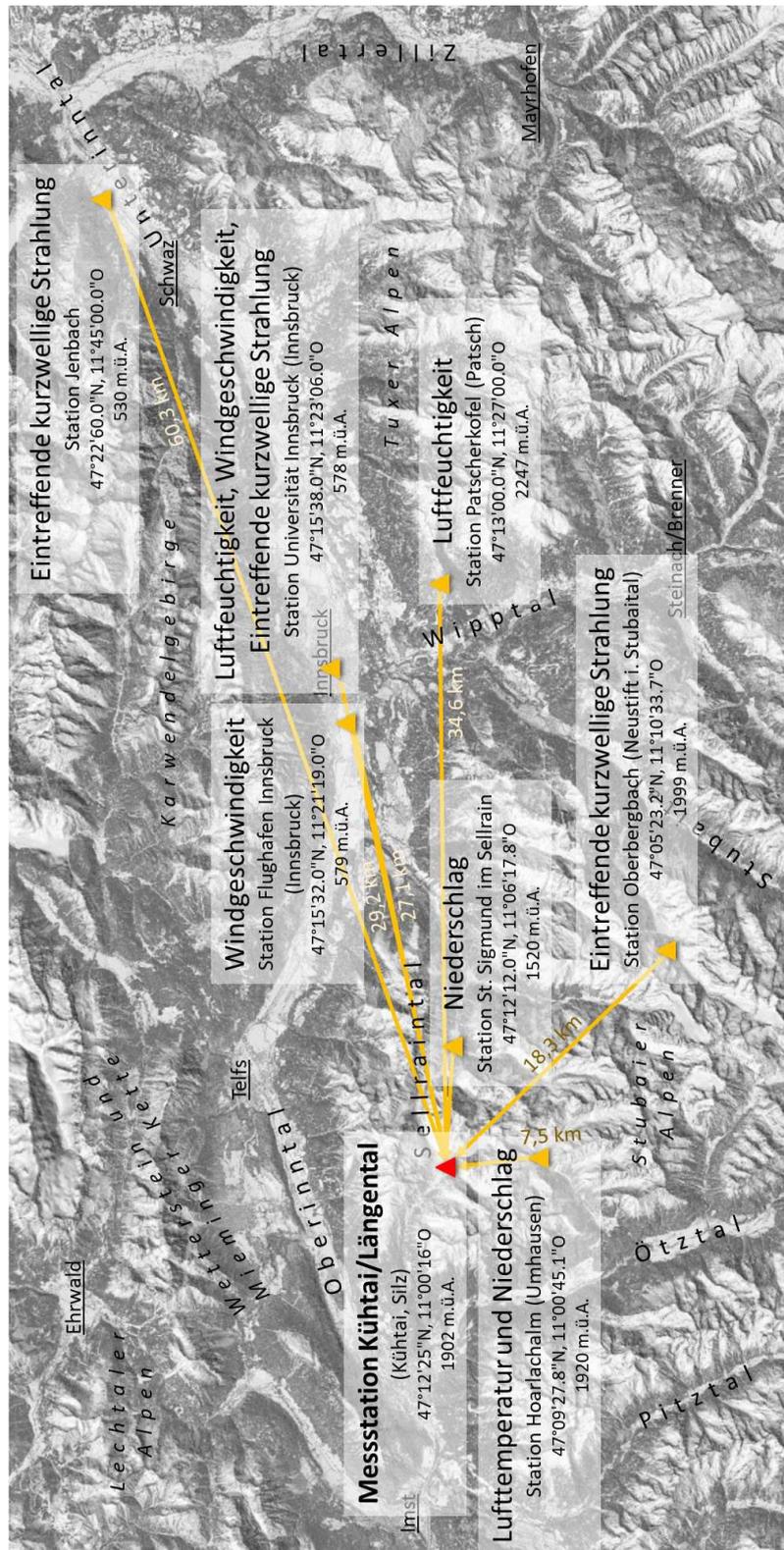


Abb. 3.14: Übersicht über die Stationen, welche zur Lückenfüllung des ersten Datensatzes in der Publikation Krajić et al., 2017 verwendet wurden (Kartengrundlage: OpenTopoMap, eigene Bearbeitung)

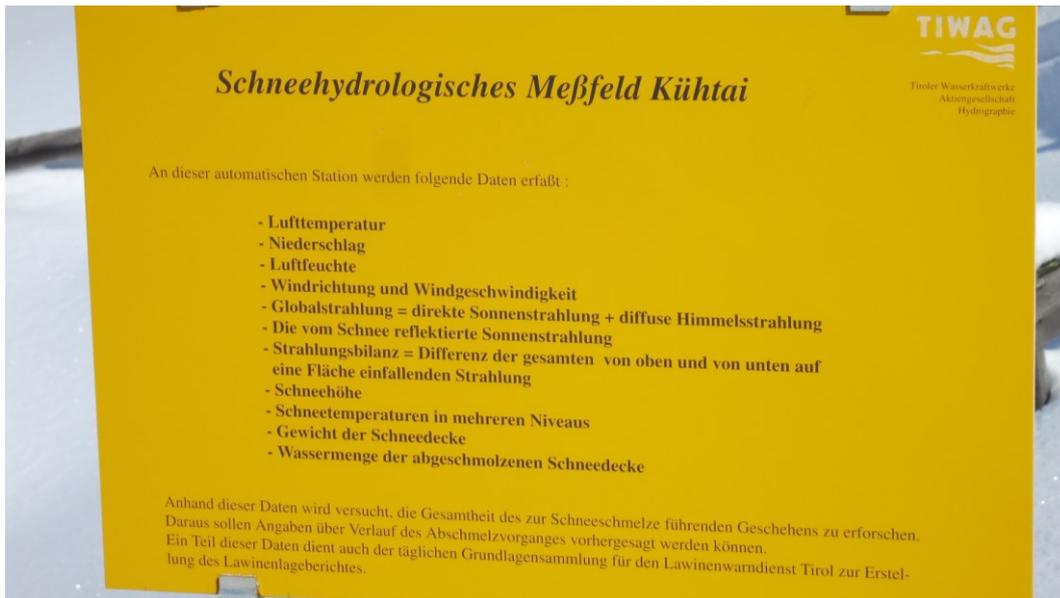


Abb. 3.15: Informationstafel an der Messstation, eigene Aufnahme

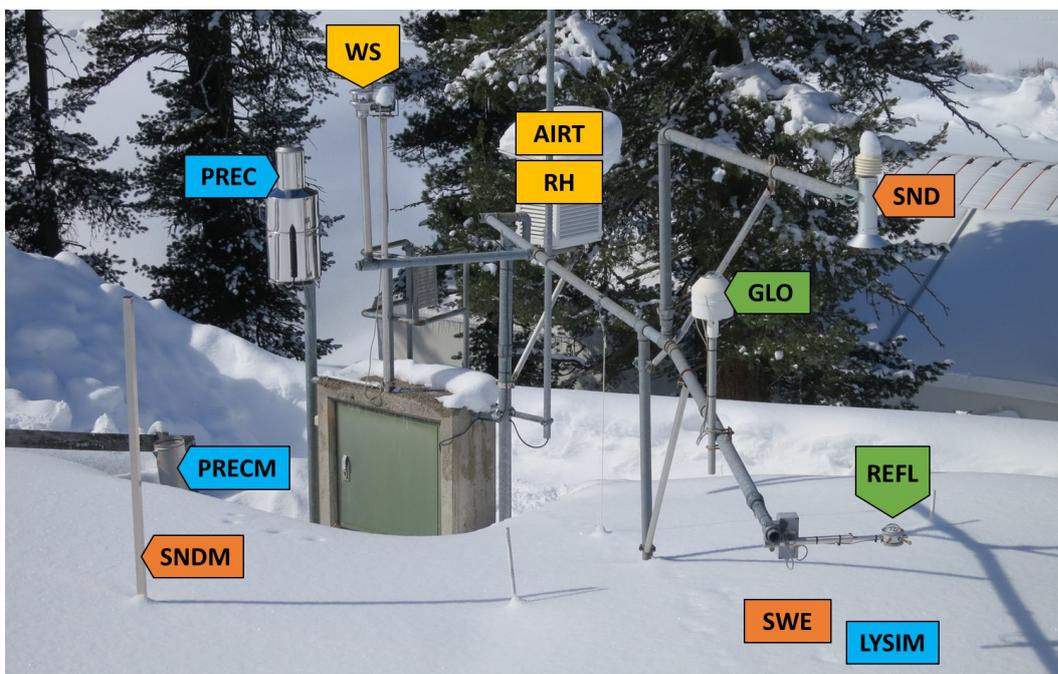


Abb. 3.16: Beschreibung der einzelnen Anlagenteile der Station Kühtai, eigene Anfertigung

Tab. 3.4: Abkürzungen der in Übersicht (Abb. 3.16) dargestellten Anlagenteile

| Gruppe | Abk. | erfasste(r) Parameter | Einheit | Höhe |
|--------------------|-------|---------------------------------------|------------------|-------|
| Luft | AIRT | Lufttemperatur | °C | 2,6 m |
| | RH | Relative Luftfeuchtigkeit | % | 2,6 m |
| | WS | Windgeschwindigkeit und Windrichtung | m/s | 2,6 m |
| Niederschlag | PREC | Niederschlag (automatische Messung) | mm | 2,8 m |
| | PRECM | Niederschlag (Sammelbehälter) | mm | 0 m |
| | LYSIM | Lysimeterausfluss von Sammelfläche | mm | 0 m |
| Sonneneinstrahlung | GLO | Eintreffende kurzwellige Strahlung | W/m ² | 3,0 m |
| | REFL | Reflektierte kurzwellige Strahlung | W/m ² | 2,6 m |
| Schnee | SND | Schneehöhe (automatische Messung) | cm | 3,6 m |
| | SNDM | Schneehöhe (manuelle Messung am Stab) | cm | 0 m |
| | SWE | Schneewasseräquivalent (Schneekissen) | mm | 0 m |

a. Lufttemperatur

Die Sensoren zur Messung der Lufttemperatur und relativen Luftfeuchtigkeit sind in einem Abstand von genau 2,0 Metern über der Erdoberfläche zu positionieren, um einen von bodennah aufgeheizten Luftschichten unverfälschten Wert der Lufttemperatur zu erhalten (Roth, 2017, S. 134). So herrschen bei Windstille horizontale Temperaturgradienten von bis zu 0,1 K/m. Um diesen Effekt abzumildern, müssen Lufttemperatur- und Luftfeuchtesensoren mit Strahlungsschutz ausgestattet sein, da ansonsten Messfehler bis zu 5 K auftreten können (Wiki Klimawandel, 2018). Gemäß ÖNORM M 9490, Teil 4 ist zusätzlich ein Ventilator einzubauen, womit der Sensor zusätzlich zwangsbelüftet wird. Der Strahlungsschutz wird meist mit den folgenden zwei Methoden sichergestellt:

- (1) Passiver Strahlungsschutz:

Dieser besitzt keinen Ventilator und somit auch keine Zwangsbelüftung, weshalb diese durch natürliche Luftzirkulationen sichergestellt wird. Das Gehäuse wird von horizontalen Lamellen gebildet, welche den Luftstrom nach innen und oben ableiten. Aufgrund der Ablenkung durch die Lamellen und den darauffolgenden Aufstieg der aufgewärmten Luft durch das Gehäuse werden die Sensoren belüftet. Die Strahlungsfehlercharakteristik ist damit mit einer Holzwetterhütte vergleichbar (Kroneis GmbH, 2018).

- (2) Strahlungsschutz mit Zwangsbelüftung:

Hier befindet sich im Kopfteil der Wetterhütte ein eingebauter Ventilator, welcher Luft ansaugt. Der dadurch entstehende Luftzug streicht über die Sensoren und belüftet diese. Um einen weiteren Strahlungsschutz zu erreichen, befinden sich die Sensoren in konzentrischen Kunststoffrohren sowie einer unten angebrachten Abdeckung, welche zusätzlichen Schutz vor an der Erd- oder Schneeoberfläche reflektierten Strahlung bietet (Kroneis GmbH, 2018).

Auch eine Schneedecke beeinflusst den Messwert der Lufttemperatur negativ, weshalb zu deren Oberfläche ebenfalls ein Abstand von etwa 2,0 Metern eingehalten werden sollte. Bei der Einrichtung der Messstation wurde von einer mittleren Schneehöhe von 0,6 m zwischen Jänner und April ausgegangen, weshalb die beiden Sensoren gegenwärtig in einer Höhe von 2,6 m in einem Wetterhäuschen (siehe Abb. 3.19) positioniert sind. Seit 1990 misst ein „Kroneis NTC“-Sensor die Lufttemperatur mit einer Genauigkeit von $\pm 0,15$ K in einem Temperaturbereich von -50 bis $+50$ °C (Krajci, Parajka, Kirnbauer, & Schöber, 2017, S. 3).

b. Relative Luftfeuchtigkeit

Die Luftfeuchtigkeit bezeichnet den Anteil des Wasserdampfes am Gasgemisch der Luft. Das Ausmaß, in welchem Luft Wasserdampf aufnehmen kann bevor dieser auskondensiert, ist von Druck und Temperatur der Luft abhängig. Dies wird durch die relative Luftfeuchtigkeit ausgedrückt, welche in Prozent angegeben ist und höchstens 100 % erreichen kann. Sie drückt damit das Gewicht des aktuellen Wasserdampfgehaltes im Verhältnis zu jenem Dampfgehalt aus, der für die aktuelle Temperatur und den aktuellen Druck maximal möglich ist. Beispielsweise besitzt ein Luftpaket mit einer Temperatur von $+20$ °C einen Wasserdampfgehalt von $17,3$ g/m³ (Roth, 2017, S. 106). Wie in Abb. 3.17 ersichtlich, entspricht dieser Zustand einer relativen Luftfeuchtigkeit von 65 %. Steigt diese feuchte Warmluft nun auf, so kühlt sie sich auf 20 °C ab, wodurch die relative Luftfeuchtigkeit bereits 87 % erreicht. Die aufsteigende Luft kühlt sich um 1 °C je 100 m Anhebung weiter ab, bis sie vollständig gesättigt ist, also eine Feuchtigkeit von 100 % besitzt. Dies geschieht am sogenannten Kondensationsniveau (meist durch eine ebene Wolkenunterseite gekennzeichnet), welches sich ausgehend von einem Wassergehalt 15 g/m³ und der oben genannten Abkühlungsrate in einer Höhe von 700 bis 800 Meter über dem Ausgangspunkt befindet. Damit dort das Luftpaket die notwendige relative Luftfeuchtigkeit von 100 % besitzt, muss es (wie in Abb. 3.17 ersichtlich) eine Temperatur von 17 bis 18 °C aufweisen (Roth, 2017, S. 139). Die Höhe des Kondensationsniveaus ist jedoch auch von der Aufwindstärke abhängig. So beginnt die Wolkenbildung bei schwächerem Aufwind bereits in geringerer Höhe als bei starkem, da sich die Luftpakete nur mit begrenzter Geschwindigkeit ausreichend abkühlen und auskondensieren können.

Die nachfolgende Tabelle bietet einen kurzen Überblick über die Aufnahmekapazität von Luft bei unterschiedlichen Lufttemperaturen:

Tab. 3.5: Wasserdampfaufnahmefähigkeit der Luft

| Lufttemperatur [°C] | Wasserdampfgehalt [g] |
|---------------------|-----------------------|
| 30 | 30,3 |
| 20 | 17,3 |
| 10 | 9,4 |
| 0 | 4,8 |
| -10 | 2,4 |
| -20 | 1,1 |

(Roth, 2017, S. 106)

Zur Messung der relativen Luftfeuchtigkeit kommt an der Messstation Kühtai ein Haarhygrometer zum Einsatz. Dieses wurde 1783 vom Genfer Naturforscher und Physiker Horace Bénédict De Saussure entwickelt. Zur Messung wird die Ausdehnung eines Bündels meist menschlicher Haare verwendet. Da insbesondere die Längenänderung von feinen, blonden Frauenhaaren nahezu temperaturunabhängig geschieht, eignen sich diese sehr gut zur Messung der Luftfeuchtigkeit. Hierbei wird die Eigenschaft von Haaren genutzt, sich bei trockener Luft zusammenzuziehen und bei feuchter auszudehnen. Die Ausdehnung ist jedoch nicht linear und nimmt mit zunehmender Luftfeuchtigkeit ab. Synthetischerfaserhygrometer weisen eine lineare Skaleneinteilung auf, was die Ablesung des Messwertes vereinfacht (Kraus, 2007, S. 87).

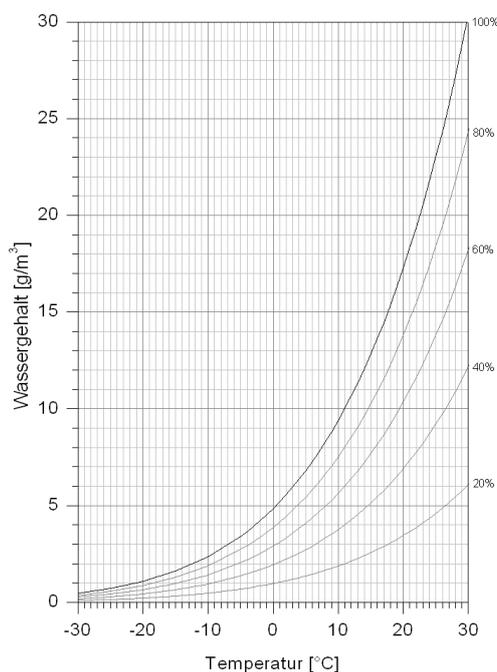


Abb. 3.17: Sättigungsmenge von Wasserdampf in der Luft (Christoph, 2007)

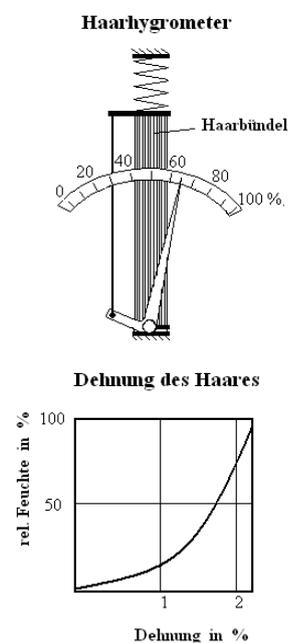


Abb. 3.18: Funktionsprinzip eines Haarhygrometers und Luftfeuchtigkeitsabhängigkeit der Längenausdehnung (Kino, 2005)

Das Haarhygrometer „Pernix“ misst ebenfalls seit 1990 gemeinsam mit dem Lufttemperatursensor in einer Höhe von 2,6 m in einem Wetterhäuschen (siehe Abb. 3.19) mit einer Genauigkeit von $\pm 3\%$ innerhalb eines Spektrums von 5 bis 100 % relativer Luftfeuchtigkeit (Krajči, Parajka, Kirnbauer, & Schöber, 2017, S. 3).



Abb. 3.19: Wetterhäuschen mit Lufttemperatur- und Luftfeuchtigkeitssensor (Station Kühtai), eigene Aufnahme

c. Eintreffende und reflektierte kurzwellige Strahlung

Neben der Lufttemperatur hat die Globalstrahlung aufgrund ihres Energieeintrags in die Schneedecke einen wesentlichen Einfluss auf die Schneeschmelze und damit den Gradtagfaktor. Als Globalstrahlung wird jene kurzwellige Strahlung der Sonne verstanden, welche von einer horizontalen Fläche auf Bodenniveau empfangen wird. Sie setzt sich aus der direkten und der gestreuten Sonnenstrahlung zusammen, wobei die direkte auch als „schattenwerfende Strahlung“ und die gestreute als „diffuse Himmelsstrahlung“ aus der Himmelshalbkugel bezeichnet wird. Die direkte Sonnenstrahlung besitzt bei einem Sonnenstand von $> 50^\circ$ und wolkenlosem Himmel einen Anteil von etwa 75 % an der Globalstrahlung, während bei einem Stand von ca. 10° der Anteil auf etwa 30 % sinkt. Als kurzwellige Strahlung wird diejenige verstanden, welche von der rund 5500 °C heißen Sonne mit einer Wellenlänge von 0,2 bis $3\text{ }\mu\text{m}$ auf der Erde ankommt. Die dadurch erwärmte Erde strahlt wiederum mit einer mittleren Oberflächentemperatur von 15 °C langwellige Wärmestrahlung ins Weltall ab (DWD, Die Globalstrahlung, 2018).

Die auf die Erdatmosphäre eintreffende kurzwellige extraterrestrische Strahlung der Sonne wird beim Durchlauf der Atmosphäre abgeschwächt. Diese Extinktion entsteht durch Streuung an Luftmolekülen, Wolken- und Aerosolpartikel, durch Absorption und Reflexion an denselben sowie durch Absorption an Wasserdampf, Kohlendioxid, Ozon und anderen atmosphärischen Spurengasen. Das Ausmaß der Extinktion wird vom Sonnenstand, der Trübung der Erdatmosphäre, der Dichte der atmosphärischen Medien und damit auch der Höhe über dem Meeresspiegel (je höher die Exposition, desto geringer die Extinktion) beeinflusst.

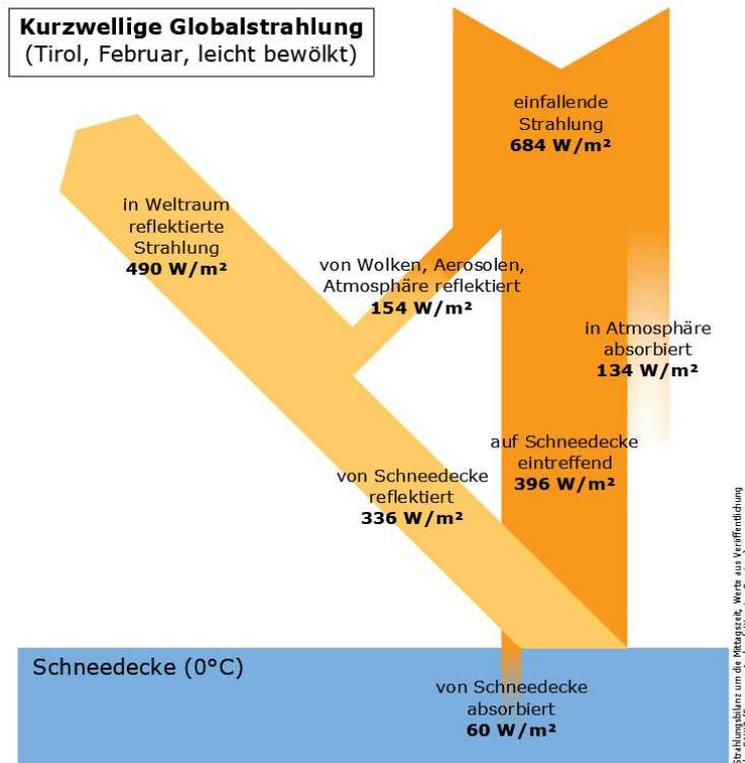


Abb. 3.20: Strahlungsbilanz kurzwelliger Strahlung (EAWG, AdTL, 2020), eigene Anfertigung

Die Spektralverteilung der auf die Erdoberfläche eintreffenden extraterrestrischen Strahlung deckt zu 98 % den Wellenlängenbereich zwischen $0,29$ und $4,0 \mu\text{m}$ bzw. $0,00029$ bis $0,004 \text{ mm}$. Dabei entfallen 7 % auf den Bereich von $0,29$ bis $0,40 \mu\text{m}$ als Ultraviolettstrahlung, die Infrarotstrahlung deckt mit einer Bandbreite von $0,73$ bis $4,0 \mu\text{m}$ etwa die Hälfte ab. Der Rest der extraterrestrischen Strahlung mit einer Wellenlänge von $0,4$ bis $0,73 \mu\text{m}$ erreicht als sichtbare Strahlung die Erde. Hier liegt das Energiemaximum bei $0,48 \mu\text{m}$ im grün-blauen Bereich (DWD, Die Globalstrahlung, 2018). Im Gegensatz dazu ist die abstrahlende, langwellige Wärmestrahlung für das menschliche Auge nicht sichtbar.

Aufteilung der extraterrestrischen Strahlung



Abb. 3.21: Aufteilung der extraterrestrischen Strahlung nach Wellenlänge, eigene Anfertigung nach Angaben des DWD (DWD, Die Globalstrahlung, 2018)

Die von der Sonne auf die Erde eintreffende extraterrestrische Strahlung erreicht die Atmosphäre mit einer Energie von 1367 W/m^2 (Solarkonstante) und reduziert sich bis zur

Erdoberfläche im Mittel bis auf 168 W/m^2 , wobei dieser Wert von weiteren klimabestimmenden Faktoren, wie Neigung der Erdachse, der Verteilung der Wasserflächen, der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation, der Exposition und der umgebenden Profilierung der Erdoberfläche abhängt (ZAMG Energiebilanz der Erde, 2020a).



Abb. 3.22: Messeinheiten zur Erfassung der einfallenden kurzwelligen Strahlung (li. auf vertikaler Stange) und der reflektierten kurzwelligen Strahlung (re. an horizontalem Stabende) an der Station Kühtai, eigene Aufnahme

Zur Messung der ankommenden kurzwelligen Strahlung kommt seit 1990 ein Pyranometer der Firma Schenk zum Einsatz (Krajči, Parajka, Kirnbauer, & Schöber, 2017, S. 3). Die Erfassung erfolgt auf dem Prinzip eines Thermoelementes mittels eines Sensors, welcher die aus dem Halbraum (Sichtfeld von 180 Grad) einfallende direkte Sonnen- und diffuse Himmelsstrahlung registriert. Das Pyranometer besteht im Wesentlichen aus einer schwarz gehaltenen Thermosäule und einem Sensor, welcher die Sonnenstrahlung in einem Wellenbereich von $0,3$ bis $5 \mu\text{m}$ absorbiert (Schenk Pyranometer, 2020). Dadurch wird die Säule als Thermoelement erwärmt und gibt eine zur eintreffenden kurzwelligen Strahlungsleistung proportionale, elektrische Spannung ab. Diese entsteht durch den Wärmestrom bzw. der Temperaturdifferenz zwischen Absorber und Gehäuse (Markstaler, 2019, S. 56).

Das „Starpyranometer 8101“ von Schenk besitzt ein Belüftungsgehäuse mit Ventilator sowie eine Heizung, welche das Pyranometer vor Tau, Reif, Schnee und Feuchtigkeitsbelag abschirmt. Damit kann auch im Winterhalbjahr die kurzwellige Strahlung korrekt gemessen werden (Schenk Pyranometer, 2020). Die eintreffende Sonnenstrahlung wird an der Messstation Kühtai auf einer Höhe von $3,0 \text{ m}$ über dem Schneekissen erfasst (siehe Abb. 3.22 und Abb. 3.23).



Abb. 3.23: Pyranometer (Station Kühtai), eigene Aufnahme

Auch die von der Oberfläche reflektierte kurzwellige Strahlung wird an der Messstation Kühtai erfasst. Bis 2012 wurde hierfür ein „EPPLEY PSP 18985F3“ Sensor verwendet, welcher durch ein „Doppelpyranometer 8104“ von Schenk ersetzt wurde. Es handelt sich hierbei um ein Pyranometer, welches um 180 Grad versetzt die kurzwellige Rückstrahlung vom Boden misst. Die strahlungsempfindlichen Flächen stellen je zwölf kreisförmig angeordnete Kupferplättchen dar, welche abwechselnd schwarz und weiß lackiert sind. Wird die Oberfläche bestrahlt, so erwärmen sich die schwarzen mehr als die weißen Flächen. Dies wird durch die an der Unterseite der Fläche angebrachte Thermosäule erfasst. So wird auch hier die komplexe Messung eines Strahlungsstromes auf die einfache Messung einer elektrischen Spannung zurückgeführt. Durch die Differenztemperaturmessung zwischen den schwarzen und weißen Kreiselementen wird eine Beeinflussung durch die Umgebungstemperatur vermieden. Weitere Umwelteinflüsse schirmen die geschliffenen Präzisionsglaskuppeln ab. Das Doppelpyranometer erfasst einen Messbereich zwischen 0 und 1500 W/m², sowie einen Spektralbereich zwischen 0,3 und 3 μm bei einer Einsatztemperatur von –40 bis +60 °C (Schenk Doppelpyranometer, 2020). Das Doppelpyranometer ist an der Messstation Kühtai auf einer Höhe von 2,6 m montiert (siehe Abb. 3.24).



Abb. 3.24: Doppelpyranometer (Station Kühltai), eigene Aufnahme

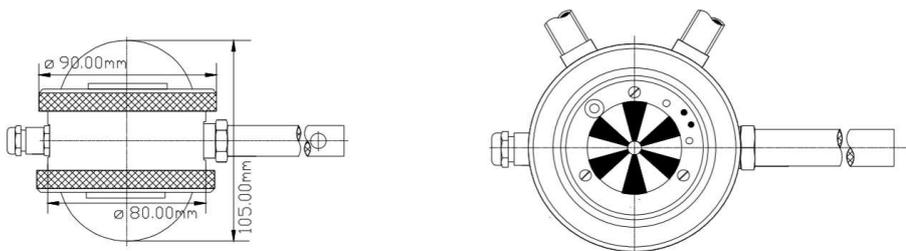


Abb. 3.25: Querschnitt und Ansicht eines Doppelpyranometers 8104 (Schenk Doppelpyranometer, 2020).

d. Albedo

Die reflektierte kurzwellige Globalstrahlung wird der eintreffenden Globalstrahlung gegenübergestellt und als dimensionsloser Wert, der Albedo, ausgedrückt. Diese ist ein Maß für das Rückstrahlvermögen, also der Reflexionsstrahlung von diffus reflektierenden Oberflächen. Die sphärische Albedo umfasst einen Bereich von 0 (dunkler, nichtreflektierender Körper, welcher die Strahlung vollständig absorbiert und sich dadurch stark erwärmt) und 1 (heller vollständig reflektierender Körper, der keine Erwärmung erfährt).

Die Berechnung erfolgt mittels der folgenden Formel (Maniak, 2016, S. 44):

$$a_r = \frac{R_R}{R_S} = \frac{R_R}{R_I + R_H} \quad (3.3)$$

mit:

a_r Reflexionsvermögen (Albedo), dimensionslos, $0 \leq a_r \leq 1$

R_I direkte, kurzwellige Sonnenstrahlung auf die Horizontalebene in W/m^2

- R_H ungerichtete (diffuse), kurzwellige Himmelsstrahlung in W/m^2
 R_S kurzwellige Globalstrahlung von der Sonne in W/m^2
 R_R von der Erdoberfläche reflektierte, kurzwellige Globalstrahlung in W/m^2

Der Wert der Albedo hängt von der Beschaffenheit der Erdoberfläche ab, wobei sie bei Wasserflächen hauptsächlich von der Bewölkung und dem Sonnenstand beeinflusst wird. Während dunkle Ackerböden eine Albedo von 0,05 bis 0,15 aufweisen, beträgt diese bei trockenem Neuschnee zwischen 0,70 und 0,90 (Maniak, 2016, S. 45). Trübt sich der Neuschnee durch angewehrte Partikel im Laufe der Liegedauer ein, so sinkt auch die Albedo stetig. Auch die zunehmende Dichte der oberen Schneeschichten, ansteigendes Schneeealter sowie der im Laufe des Frühlings höher werdende Einstrahlungswinkel der Sonne wirken sich negativ auf die Albedo aus (Asztalos, 2004, S. 24).

Die folgende Tabelle gibt einen kurzen Überblick über gängige Mittelwerte der Albedo für den alpinen Raum:

Tab. 3.6: Mittlere Albedowerte im alpinen Raum für Schnee

| | | | |
|-----------|-------------|---------|-------------|
| Neuschnee | trocken | | 0,80 – 0,95 |
| | nass | | 0,68 – 0,90 |
| Altschnee | rein | trocken | 0,70 – 0,80 |
| | | nass | 0,55 – 0,67 |
| | verschmutzt | | 0,45 – 0,59 |
| Firn | rein | trocken | 0,63 |
| | | nass | 0,54 |
| | verschmutzt | | 0,25 – 0,46 |

(Müller, 1984)

e. Windgeschwindigkeit

Wind entsteht hauptsächlich zum Ausgleich von räumlich unterschiedlichen Verteilungen des Luftdruckes und wird unter anderem von der Erdrotation (Ablenkung der Luftbewegung zu Westwinden aufgrund der Corioliskraft) sowie den an der Erdoberfläche entstehenden Reibungskräften beeinflusst (Roth, 2017, S. 65). Im alpinen Raum wird das Windgeschehen aber auch von Berg- und Talwinden bestimmt. Dabei erfolgt bei schönem Wetter eine Erwärmung der sonnenseitigen Berghänge, wodurch sich dort die Luft ebenfalls erwärmt und aufsteigt. Dies wird durch typische Haufenwolken über den Bergkämmen verdeutlicht, wo die hangaufwärts strömende, warme Luft auskondensiert und bei labiler Luftschichtung weit aufragende „Gewittertürme“ mit starken Auf- und Fallwinden innerhalb der Wolke bilden kann. Kühlt nach Sonnenuntergang die Oberfläche wieder ab, so entstehen in die Täler abfallende „Bergwinde“, die die abfallende Luftdichte im Tal aufgrund der Abkühlung ausgleichen (Roth, 2017, S. 64).

Eine Besonderheit im Raum Tirol stellt der Föhn dar. Hierbei handelt es sich um einen trockenen, warmen Fallwind, welcher aufgrund der Überströmung eines Hindernisses (Alpen) entsteht. Feuchte, warme Luftmassen werden an der Vorderseite eines Tiefdruckgebietes gegen das Gebirge gedrückt und müssen daher aufsteigen. Beim Aufstieg kühlt

die Luft mittels trockenadiabatischer Abkühlung um etwa 1 K je 100 Höhenmeter Aufstieg bis zum Kondensationsniveau ab. Ist dieses erreicht, so erfolgt die feuchtadiabatische Abkühlung um rund 0,5 K je 100 Höhenmeter Aufstieg, wobei hier die Feuchtigkeit in der Luft nicht mehr gehalten werden kann, auskondensiert und als anhaltender Niederschlag ausfällt. Ist der Bergscheitel überschritten, so sinkt die Luft an der Lee-Seite ab und erfährt eine feuchtdiabatische Erwärmung um 0,5 K je 100 Höhenmeter. Da bereits ein Großteil der Feuchtigkeit durch Niederschlag ausgetragen wurde, erreichen die Luftmassen nun schnell das Kondensationsniveau und es setzt die trockenadiabatische Erwärmung um 1 K je 100 Höhenmeter ein (Forkel, 2015). Der Temperaturanstieg durch den Alpenföhn entsteht also nur aus der Erwärmung durch das Absinken der Luft, da diese unter höheren Druck gerät. Durch das frühe Erreichen der Kondensationshöhe hat die Luft mehr Zeit, sich trockenadiabatisch zu erwärmen. Föhn zeichnet sich somit nicht nur durch außergewöhnlich hohe Temperaturen und Windstärken, sondern auch durch eine sehr geringe Luftfeuchtigkeit aus (Roth, 2017, S. 60).

Nicht nur für die Temperaturentwicklung, sondern auch für die Entwicklung der Schneedecke hat der Wind einen großen Einfluss. Kalte Luftschichten am Boden können forttransportiert und durch wärmere ersetzt werden. Ebenso kann Schnee von angrenzenden Arealen angeweht werden. Auch die Luftfeuchtigkeit wird durch den Lufttransport deutlich beeinflusst. Für die Erfassung der Windgeschwindigkeit haben sich zwei Systeme etabliert:

- (1) Rotations-Anemometer:

Dabei wird ein gekreuztes Gestänge, an deren drei bis vier Enden sich je eine Halbschale befindet und im Kreuzungspunkt auf einer vertikalen Rotorachse ruht, durch Wind in Drehung versetzt. Die Drehgeschwindigkeit des Schalensterns wird als Drehzahl ausgedrückt und ist ein Maß für die Windgeschwindigkeit. Da hierbei die Erfassung der Windrichtung nicht möglich ist, befindet sich eine separate Windfahne in unmittelbarer Nähe, deren Stellung elektronisch oder optisch erfasst und ebenfalls ausgegeben werden kann (Kroneis GmbH, 2018).

- (2) Ultraschall-Anemometer:

Dieses Anemometer erfasst die Laufzeit von Ultraschallwellen durch ein durchströmtes Luftpolster. Durch die Messung der Schallgeschwindigkeit in mehrere Raumrichtungen kann die Messelektronik auch die Windgeschwindigkeit in vertikaler Richtung berechnen. Eine weitere Entwicklung stellt der Ultraschall-Windsensor dar, welcher die Phasenverschiebung der Ausbreitungsgeschwindigkeit einer Schallwelle misst, die aufgrund von Luftströmungen auftritt (Kroneis GmbH, 2018).

Da die Messstation Kühtai wie unter Punkt 3.1 (ab Seite 19) beschrieben, in einem sehr windgeschützten Bereich des Längentals liegt, hat der Windeinfluss auf die gemessene Schneehöhe keinen großen Einfluss. Durch die Abschirmung zu Ostwinden, also Wind, welcher aus dem Sellrain kommend in Richtung Ötztal zieht, werden nur Südwinde entlang dem Längental erfasst. Angrenzender Bewuchs schirmt die Station weitgehend auch von diesen Winden ab. Zwischen 1991 und 1999 wurde die Windgeschwindigkeit und -richtung mit einem beheizten „Kroneis Rotations-Anemometer“ in einer Höhe von 2,6 m

erfasst (Krajči, Parajka, Kirnbauer, & Schöber, 2017, S. 4). Bei einer vom Autor am 08.03.2020 durchgeführten Besichtigung der Messstation wurde festgestellt, dass die Messungen der Windgeschwindigkeit mittlerweile durch ein Ultraschall-Anemometer erfolgen (siehe Abb. 3.26).



Abb. 3.26: Ultraschall-Anemometer zur Erfassung der Windgeschwindigkeit (Station Kühtai), eigene Aufnahme

f. Niederschlag

Im alpinen Raum entsteht Niederschlag meist durch die bereits vorhin beschriebene Hebung der Luftmassen und deren trockenadiabatische Abkühlung von rund 1 K pro 100 Höhenmeter. Eine detaillierte Beschreibung zur Entstehung von flüssigem oder festem Niederschlag findet sich unter Punkt 2.1 ab Seite 7.

Aufgrund ihrer einfachen Durchführbarkeit hat sich die Niederschlagsmessung bereits in vorchristlicher Zeit in Indien und Palästina entwickelt. Noch heute meist im privaten Bereich verwendete zylindrische Messgefäße fanden ihre ersten Anwendungen bereits 1441 im heutigen Korea. In Österreich startete die bis heute durchgängige Aufzeichnung von Niederschlägen Anfang des 19. Jahrhunderts. So kann auf der Hohen Warte in Wien auf eine Messreihe bis ins Jahr 1775 und am Hohenpeißenberg in Oberbayern, Deutschland sogar bis 1750 zurückgegriffen werden (Maniak, 2016, S. 23).

So trivial die Feststellung der Niederschlagssumme über einen beliebigen Zeitraum mittels Messung der Standhöhe des angesammelten Wassers in einem Gefäß klingen mag, so schwieriger ist es, die Erfassung frei von umgebenden Einflüssen zu halten. Während des Niederschlagsereignisses begünstigen Wind und nahe, hohe Hindernisse eine Verfälschung des Eintrages, Sonnenschein und hohe Temperaturen bzw. trockene Luft lassen das gesammelte Ergebnis sukzessive weniger werden und Schnee und Eis in Verbindung mit tiefen Temperaturen verhindern den vollständigen, ungehinderten Abfluss in das Auffanggefäß. Um den Einfluss der Umgebung möglichst gering zu halten, soll zwischen

dem Regenschirm und dem nahen Hindernis (Gebäude, Bewuchs, ...) dessen zwei- bis vierfache Höhe als Abstand sein. Um die Verdunstung in den Auffanggefäßen möglichst gering zu halten, hat sich die Hinzugabe von etwas Öl als vorteilhaft erwiesen, da dieses eine aufschwimmende Schicht bildet und somit keine Verdunstung zulässt. Um einfallenden Schnee zuverlässig zum Schmelzen zu bringen, wird im Gefäß Salz zugefügt. Diese Zugabe ist bei modernen Geräten nicht mehr notwendig, da diese über zusätzliche Heizungselemente verfügen (Maniak, 2016, S. 24).

Digitale Messgeräte ermöglichen eine automatische Erfassung von Niederschlagsmengen aber auch die Dokumentation von unterschiedlichen Intensitäten. Ermöglicht wird dies durch die folgenden, heute gebräuchlichen und zuverlässigen Messmethoden:

- (1) Wägeprinzip:

Messgeräte, welche nach dem Wägeprinzip die Niederschlagsmenge erfassen, können mit Kippbehältern oder mit Auffangschalen, welche sich auf hochpräzisen Waagen befinden, ausgestattet sein. Beim Kippwiegen wird eine Wippe, die sich aus zwei symmetrischen Auffangschalen zusammensetzt, abwechselnd befüllt. Ist ein Behälter gefüllt, erreicht die Wippe ihren Kippunkt und kippt auf die Seite des gefüllten Behälters, der sich in einen Trichter entleert. In dieser Stellung verharrt die Gefäßwippe, bis die nun befüllbare Wippenseite voll ist, und das System erneut kippt, womit sich der zweite Behälter ebenfalls in einen eigenen Trichter entleert. Beide Trichter münden wiederum in ein gemeinsames Gefäß, welches zur Mengenbestimmung herangezogen werden kann. Der Kippvorgang wird meist durch einen Magneten elektronisch erfasst und die Anzahl der Kippbewegungen ergibt schlussendlich die Niederschlagsmenge bzw. deren Frequenz die Intensität des Ereignisses.

Messgeräte mit einer gewogenen Auffangschale nutzen zur Umrechnung der Niederschlagsmenge bzw. Intensität die Tatsache, dass ein Milliliter Wasser einem Gramm entspricht. Durch hochpräzise Wägezellen ist eine Genauigkeit von $\pm 0,1$ mm möglich. Zudem wird das Ergebnis bei modernen Geräten mittels integriertem Temperatursensor auf Plausibilität kontrolliert und gegebenenfalls auf einen tatsächlichen Wert bereinigt (OTT Pluvio² S, 2016).

An der Messstation Kühtai wurde die Niederschlagsmenge zwischen 1990 und 2001 durch ein selbst errichtetes Messgerät nach dem Wägeprinzip dokumentiert. Ersatz fand dieser durch ein „OTT Pluvio“-Gerät, wobei die Positionshöhe von 2,8 m über dem Boden ident blieb (siehe Abb. 3.27). Sinkt die Temperatur unter $+4$ °C, aktiviert das Gerät Hitzeimpulse, welche ein Anfrieren von flüssigem Niederschlag sowie die Akkumulierung von Schnee und Eis an der Sammelöffnung verhindern. Die Hitzeimpulse werden dabei so angepasst, dass sich keine Verfälschung durch Evaporation ergibt. Beide Messgeräte liefern eine Messgenauigkeit von 0,1 mm für Niederschlagssummen und 0,1 mm/h für Intensitäten (Krajči, Parajka, Kirnbauer, & Schöber, 2017, S. 4).



Abb. 3.27: Messeinheit zur Niederschlagsmessung (OTT Pluvio, Station Kühtai), eigene Aufnahme

- (2) Optische Lasermessgeräte:

Diese erzeugen einen flachen Lichtstrahl, welcher von durchfallenden Niederschlagspartikel (Hydrometeor) unterbrochen wird, wodurch sich das empfangene elektrische Signal ändert. So kann jeder Hydrometeor hinsichtlich Fallgeschwindigkeit und Partikelgröße erfasst werden, ohne dass bewegliche Bauteile oder Auffanggefäße zur Bestimmung notwendig sind. Durch die sensible Erfassungsmethode können Niederschlagsintensitäten bereits ab 0,001 mm/h berücksichtigt werden. Zudem ist die Dokumentation auch bei Mischniederschlag durch eine Ermittlung der Meteorgröße und somit Niederschlagsart möglich, was zusätzlich eine statistische Auswertung des Auftretens unterschiedlicher Niederschlagsarten erlaubt (OTT Parsivel², 2019). Optische Lasermessgeräte können flüssigen Niederschlag mit Partikelgrößen zwischen 0,2 und 8 mm sowie festen zwischen 0,2 und 25 mm bei einer Fallgeschwindigkeit zwischen 0,2 und 20 m/s erfassen. Das System ermöglicht eine Unterscheidung zwischen Niesel, Nieselregen, Regen, Schneeregen, Schnee, Schneegraupel, Graupel und Hagel (Licznar & Krajewski, 2016).

- (3) Radarmessgeräte:

Hierbei handelt es sich ebenfalls um eine moderne Variante der Niederschlagsmessung. Meist erfolgt die Detektion von Hydrometeoriten mittels eines 24-GHz-Doppler-Radars, welches in der Lage ist, Schneeflocken, Hagelkörner oder Regentropfen hinsichtlich deren Größe und Anzahl erfassen und unterscheiden zu können. Radarmessgeräte sind mit einer Vielzahl an Messgeräten für weitere Parameter koppelbar (Lufft WS100 Radar, 2015).

g. Schneewasseräquivalent

Das Wasseräquivalent der Schneedecke drückt jene Wassermenge in Millimeter bzw. Liter je Quadratmeter aus, die beim Abschmelzen der Schneedecke auf einer definierten Fläche anfallen würde. Als Messfläche dient dabei eine schwarze, gummierte, 10 m² große, sechseckige Oberfläche, an deren Rand sich eine Fassungsrille mit Abflussöffnung befindet. Um zuverlässige Messungen durchführen zu können, ist die hexagonale Fläche kissenartig ausgeführt („Schneekissen“) und mit einer Mischung aus Frostschutzmittel und Wasser gefüllt. Dies verhindert eine Erstarrung des Schneekissens, da dies einen Ausfall der Messungen zur Folge hätte. Die Bestimmung der Schneelast erfolgt mittels Umrechnung des hydrostatischen Druckes, der durch den aufliegenden Schnee im Kissen entsteht. Dies erlaubt anschließend einen Rückschluss zum Wasseräquivalent der Schneedecke. Da eine zu kleine Fassungfläche zu einer Unterschätzung des Schneewasseräquivalentes führen würde, ist eine ausreichende Größe des Schneekissens erforderlich. Dies ist insbesondere bei Schmelz-Frier-Zyklen von Bedeutung, da sich hier Eislinsen innerhalb der Schneedecke bilden. Nach starken Schneefällen werden vom Personal des nahe gelegenen Kraftwerk Kühtai Fugen in die Schneedecke im Abstand von etwa einem Meter zum Schneekissen geschnitten. Diese Trennung verhindert laterale Einflüsse in die Schneedecke auf der hexagonalen Fläche und wird von einer 20 cm hohen Metallumrandung dieser Fläche unterstützt. Aufgrund der dunklen Oberfläche des Schneekissens können bei geringer Schneehöhe die Schmelzprozesse auf der Messfläche im Vergleich zur Umgebung schneller ablaufen (Kirnbauer & Blöschl, 1990, S. 174, 175).

Durch die Erfassung des Schneegewichtes ist auch ein Rückschluss auf erfolgte Niederschläge möglich, eine Unterscheidung in festen oder flüssigen Zustand ist jedoch nicht durchführbar. Ebenso ist eine Setzung der Schneedecke durch höhere Temperaturen nicht ablesbar, da sich in diesem Fall das Schneewasseräquivalent im Gegensatz zur Schneehöhe nicht ändert. Erfassbar ist jedoch jeglicher Masseverlust, sei es durch Abschmelzen und anschließendem oder verzögertem Ausfluss aus der Schneedecke, durch Windverfrachtung oder Sublimation.

Seit 1990 erfasst ein „OTT Thalimedes Winkelcodierer“ den Pegelstand im Pegelrohr des Schneekissens. Dabei befindet sich im Pegel ein Schwimmer, der geringste Wasserstandsänderungen in der Röhre durch vertikale Lageänderung auf das sensible Schwimmerrad überträgt, welches die Drehbewegung einem Gerät meldet. Dieses Gerät dokumentiert und speichert das entstandene elektronische Signal (OTT Thalimedes, 2011).



Abb. 3.28: Bereich des hexagonalen Schneekissens mit einigen sichtbaren Stangen an den Eckpunkten (Station Kühtal), eigene Aufnahme

h. Schmelzwasserausfluss

Das Schmelzwasser des auf dem Schneekissen gelagerten Schneepaketes wird von einer die hexagonale Fläche umfassenden Rinne gesammelt, einer Abflussöffnung zugeführt und dort erfasst. Die Messung des Ausflusses aus diesem Schneelysimeter erfolgt seit 1991 mittels Kippwaage, wie unter Punkt f (1) beschrieben, in einer Genauigkeit von 0,05 mm. Diese Genauigkeit setzt aber ein ungehindertes Sammeln und Abfließen des Schmelzwassers voraus, was jedoch durch eine Vielzahl von möglichen Einflüssen, wie Festfrieren, Verstopfungen oder auch laterale Abflüsse des Schmelzwassers in der Schneedecke, beeinflusst werden kann (Kirnbauer & Blöschl, 1990, S. 175).

i. Automatisch gemessene Schneehöhe

Zwar ist für die Bestimmung des Gradtagfaktors die Schneehöhe nur von geringerer Bedeutung, für Aussagen im Zuge der klimatologischen Betrachtung der Messdaten (unter Punkt 5.3.8 ab Seite 90) ist diese hingegen sehr aussagekräftig. Die Mächtigkeit der Schneedecke ist von mehreren Faktoren abhängig und kann somit als Produkt von während niedriger Lufttemperatur als Schnee gefallenen Niederschlages und globaler Einstrahlung, sowie der Temperaturentwicklung seit der Akkumulation gesehen werden. Zudem ist die Höhe der Schneelage von zahlreichen Einflüssen der Topographie, wie Mulden, Hügel, Steilheit des Messfeldes, Geländekanten und der Beschaffenheit des Untergrundes abhängig. Nahe Bauwerke oder hoher Bewuchs können ebenfalls Auswirkungen auf die gemessene Schneehöhe haben.

Der für die Schneeakkumulation wichtigste Zeitpunkt ist jener, an dem sich eine erste Schneedecke bildet, die für weiteren Schneefall eine isolierende Barriere gegenüber dem anstehenden Boden bildet. Erste Schneefälle ereignen sich in Kühtai meist bereits im September – hohe Sonneneinstrahlung und die zu hohe Temperatur des Bodens verhindern aber meist die Bildung einer stabilen Schneedecke. Erst im Oktober sinkt die Bodentemperatur so weit ab, dass der Schneefall ausreicht, um die oberste Bodenschicht abzukühlen und weitere Akkumulation zu ermöglichen. Diese Schneeschicht hält sich darauffolgend meist bis zur starken Schmelze im Mai bzw. Juni. Daher lässt die Liegedauer der Schneedecke bzw. deren Abnahme im Frühling auch auf die Dauer des Winters, dessen Niederschlags- und Lufttemperaturcharakteristik sowie auf das Abschmelzverhalten im Frühling schließen (siehe Auswertung unter Punkt 5.3.7 ab Seite 84).

Die Schneedecke an der Messstation Kühtai erreicht im Mittel ihren Höchststand Mitte März. Anfang April setzt der Schmelzprozess ein, welcher zwischen Ende April und Anfang Juni sein Ende findet und woraufhin der Untergrund bis Anfang Oktober komplett schneefrei liegt. Die windgeschützte und ebene Lage sowie die Freiheit von beeinflussendem Bewuchs oder Bebauung ermöglichen an der Station eine ungestörte Messung der Schneehöhe.

In der Geschichte der Lawinenkunde und Schneeforschung hat die Erhebung der Schneehöhe seit jeher großer Bedeutung. Die Messmethoden werden hauptsächlich wie folgt unterschieden:

- (1) Messlatten:

Diese wurden ursprünglich zum Zweck der Fernmessung installiert und so positioniert, dass bei Schönwetter die Schneehöhe mittels Fernrohrs vom Tal aus ablesbar war.

- (2) Ultraschallmessung:

Der Großteil der automatisierten Schneehöhenmessungen beruht auf dem Prinzip der Ultraschallmessung. Diese Sensoren messen die Dauer zwischen Absendung und Ankunft eines Signals, welches an der Oberfläche reflektiert und daraufhin zum Sensor zurückgeschickt wird. Aus der Laufzeit dieses reflektierten Signals lässt sich der Abstand zum Sensor mit einer Genauigkeit von ± 2 cm bestimmen. Da die Lufttemperatur einen großen Einfluss auf die Laufzeit bzw. Reflexion eines Ultraschallimpulses hat, ist zusätzlich die Erhebung der Temperatur der Luft notwendig. Dies ermöglicht die Kompensation der die Messung beeinflussenden Effekte (Paetzold, Donner, & Enst, 2013).

- (3) Lasermessung:

Lasermessungen sind die modernste Art der Schneehöhenbestimmung, da sie unabhängig von der Lufttemperatur Messungen vornehmen können. Dennoch verbleiben zahlreiche restliche Einflüsse, wie Schneeverwehungen oder umgebende Hindernisse, welche die Messungen verfälschen können.

An der Messstation Kühtai kommt seit 1990 ein „USH-8“ Ultraschallsensor zum Einsatz (Abb. 3.29). Der Sensor ist 3,6 m über der Oberfläche des Schneekissens platziert und

misst im Minutentakt die Schneehöhe. Als Ergebnis wird, wie unter Punkt 3.2 (ab Seite 26) erwähnt, der gemittelte 15-Minuten-Messwert ausgegeben (Krajči, Parajka, Kirnbauer, & Schöber, 2017, S. 4).



Abb. 3.29: Ultraschallsensor zur Schneehöhenmessung (Station Kühtai), eigene Aufnahme

j. Händisch gemessene Schneehöhe

Zur Validierung der automatisch gemessenen Schneehöhe (SND) wird seit 1978 täglich um 07:00 Uhr die Schneehöhe mittels Messstabs (siehe Abb. 3.31) erhoben. Dies wird vom Personal des angrenzenden TIWAG-Kraftwerks Kühtai durchgeführt. Ein Vergleich der automatisch ermittelten mit den händisch erhobenen Schneehöhenmessungen (SNDM) zeigt eine sehr gute Übereinstimmung. Abb. 3.30 verdeutlicht diese Übereinstimmung in der Gegenüberstellung aller 10.500 Messungen zwischen 01.10.1990 und 30.06.2019, welche ein korreliertes Bestimmtheitsmaß von $R^2=0,982$ ergibt. Ignoriert man die Messungen der Jahre 1990 und 1991, da in diesen Jahren die relativ größten Abweichungen zwischen den Messmethoden feststellbar sind, so steigt das Bestimmtheitsmaß sogar auf $R^2=0,99$.

Die Messung an der Station Kühtai erfolgt in etwa 3 m südlich des hexagonalen Schneekissens, um die dortige Schneemessung nicht zu beeinflussen aber dennoch hinreichend genau dieselben Randbedingungen vorzufinden (Kirnbauer & Blöschl, 1990).

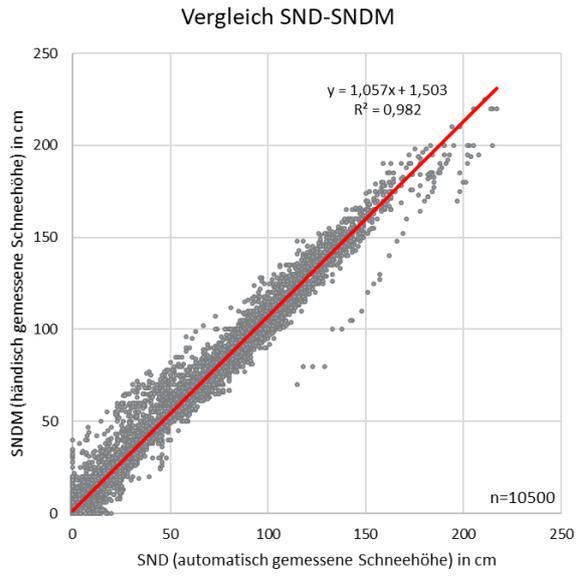


Abb. 3.30: Vergleich zwischen den beiden Messmethoden der Schneehöhe



Abb. 3.31: Messstab zur Erfassung der Schneehöhe (Station Kühtai) mit etwa 1,40 m Schneehöhe, eigene Aufnahme

4 Methodik

4.1 Aufbereitung der Messdaten

Um diese Diplomarbeit so aktuell wie möglich zu gestalten und den außerordentlichen Winter 2018/2019 mit seiner sehr späten, massiven Schneeschmelze berücksichtigen zu können, wurde auf Ansuchen des Autors von der TIWAG ein weiterer Datensatz für den Zeitraum 21.05.2015 bis 30.06.2019 zur Verfügung gestellt. Die Plausibilisierung und Vervollständigung der Datenreihe erfolgte mithilfe der selben Vorgangsweise wie in der Studie Krajčič et al., 2017 angeführt. Dabei waren größtenteils nur Lücken < 1 Stunde zu füllen, lineare Regressionen wurden aufgrund fehlender Stationsdaten nicht durchgeführt. Zur Glättung und Plausibilisierung der Schneehöhenmessungen wurde die nachfolgende Vorgangsweise gewählt:

- Rundung des SWE-Werts (von zwei auf keine Kommastelle)
- Korrektur 1:

$$SWE_{Korr,1} = 0, \text{ wenn } \begin{cases} SWE < 0 \\ 0 > SWE \geq 2 \end{cases} \quad (4.4)$$

- Korrektur 2:

$$SWE_{Korr,2} = \begin{cases} SWE_{Korr,1} & \text{wenn } SND > 0 \\ 0 & \text{wenn } SND = 0 \end{cases} \quad (4.5)$$

- Glättung 1:

$$SWE_{Gl,1,i} = \begin{cases} SWE_{Korr,2,(i+1)} & \text{wenn } SWE_{Korr,2,(i+1)} = SWE_{Korr,2,(i-1)} \\ SWE_{Korr,2,(i)} & \text{wenn } SWE_{Korr,2,(i+1)} \neq SWE_{Korr,2,(i-1)} \end{cases} \quad (4.6)$$

- Glättung 2:

$$SWE_{Gl,2,i} = \begin{cases} SWE_{Gl,1,(i-1)} \\ SWE_{Gl,1,i} \end{cases} \text{ wenn } \begin{cases} \left\{ \begin{array}{l} SWE_{Gl,1,(i-1)} > 2 \\ SWE_{Gl,1,i} = 0 \text{ oder } SWE_{Gl,1,(i-1)} = SWE_{Gl,1,(i+1)} \\ SWE_{Gl,1,(i+1)} > 2 \end{array} \right. \\ \left\{ \begin{array}{l} SWE_{Gl,1,(i-1)} \leq 2 \\ SWE_{Gl,1,i} \neq 0 \\ SWE_{Gl,1,(i+1)} \leq 2 \\ SWE_{Gl,1,(i-1)} \neq SWE_{Gl,1,(i+1)} \end{array} \right. \end{cases} \quad (4.7)$$

Diese beiden Glättungsdurchgänge eliminieren geringfügige, messbedingte Schwankungen ausreichend gut, um für die weiteren Berechnungen verwendet zu werden.

Insgesamt umfasst dieser Datensatz für jeden aufgenommenen Parameter 1.501 Tagessätze zu je 96 Messdaten, was eine Summe von 144.192 Messdaten ergibt. Insgesamt standen somit je Parameter 1.008.001 Daten zur Verfügung, was mit den verwendeten neun

Parametern (ohne manuelle Schneehöhenmessung) schlussendlich 9.072.009 Datenwerte ergibt.

Von den 144.192 Messdaten der zweiten Datenreihe (14,3% der Gesamtmenge) mussten folgende Anzahl an Datenwerten mittels Interpolation ermittelt werden:

- Niederschlag: 108.144, da nur stündliche Werte zur Verfügung standen
- Lysimeterausfluss: 71
- Globalstrahlung: 43
- Schneewasseräquivalent: 12
- Schneehöhe: 4

Die Datenreihen der Lufttemperatur und -feuchte präsentierten sich lückenlos. Der Parameter Windgeschwindigkeit wies hingegen über einen durchgehenden Zeitraum 54.921 fehlende Datenwerte auf. Diese Lücke (zwischen Mai 2015 und Dezember 2016) konnte nicht mit anderen Stationen interpoliert werden, da die Korrelation bei einem solch regionalen Parameter nicht gegeben ist. Der betroffene Zeitraum wurde daher bei Auswertungen mit Beteiligung der Windgeschwindigkeit ausgespart.

4.2 Bestimmung der Schmelzgrenztemperatur

Zur Festlegung einer Grenztemperatur, die in weiterer Folge der Berechnung des Schneeschmelzfaktors (Gradtagfaktors) dienlich ist, werden die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der Schneeschmelze und der Schneeakkumulation in den folgenden Kapiteln bestimmt und anschließend miteinander verglichen.

4.2.1 Wahrscheinlichkeitsdichte der Schneeakkumulation

Das „Liegenbleiben“ von Schnee ist von der Lufttemperatur, der Luftfeuchtigkeit, der Bodentemperatur und anderen Witterungsparametern abhängig, weshalb sich wie bei der Schneeschmelze keine exakte Temperatur festlegen lässt, ab welcher Schnee akkumuliert. Die Festlegung einer Akkumulationsgrenztemperatur erfolgt mittels Betrachtung der Stundenmittelwerte und der Voraussetzung folgender Parameter:

- ✓ Lufttemperatur in °C
- ✓ Schneewasseräquivalent in mm, Voraussetzung: $SWE_h \geq 10 \text{ mm}$
- ✓ Änderung des SWE in mm, Voraussetzung: $\Delta SWE_h > 0 \text{ mm}$

Da die Schneeakkumulation nicht schlagartig einsetzt, ist es vorteilhaft, die Bestimmung der Grenztemperatur anhand der Wahrscheinlichkeitsdichte vom Vorkommen der vorhin genannten Parameter vorzunehmen. Für die Ermittlung der Wahrscheinlichkeitsdichte werden jene Temperaturwerte (stetige, normalverteilte Zufallsvariable x) herangezogen, bei denen eine Zunahme des Schneewasseräquivalents vorgekommen ist.

Anhand der Gleichung der Dichtefunktion der Normalverteilung

$$f(x, \mu, \sigma) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} * \sigma} * e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (4.8)$$

mit

xTemperaturwert, der Kriterien erfüllt in °C

μMittelwert über alle Temperaturwerte, die die Kriterien erfüllen in °C

σStandardabweichung über alle Temperaturwerte, die die Kriterien erfüllen in °C

lässt sich die erforderliche Wahrscheinlichkeitsdichte (Thäter & Xu, 2008, S. 3) ermitteln, die folgend für die Bestimmung einer Schmelzgrenztemperatur benötigt wird.

4.2.2 Wahrscheinlichkeitsdichte der Schneeschmelze

Um jene Schwellentemperatur zu ermitteln, ab der die Schneeschmelze einsetzt, wurden wie bei der Schneeakkumulation die stündlichen Entwicklungen herangezogen. Hierzu muss jedoch bedacht werden, dass der Start des Schmelzprozesses nicht schlagartig einsetzt, sondern einen mehrere Grad Celsius umfassenden Temperaturbereich abdeckt. Dieser Temperaturbereich wird repräsentativ entweder mit 0 °C (He, Parajka, Tian, & Blöschl, 2014) oder Abweichungen davon wie +4 °C (Debele, Srinivasan, & Gosain, 2009) oder zwischen -2 und +5,5 °C (Martinec & Rango, 1986) angenommen.

Die Festlegung einer Schmelzgrenztemperatur erfolgt mittels Betrachtung der Stundenmittelwerte und der Voraussetzung folgender Parameter:

- ✓ Lufttemperatur in °C
- ✓ Schneewasseräquivalent in mm, Voraussetzung: $SWE_h \geq 10 \text{ mm}$
- ✓ Änderung des SWE in mm, Voraussetzung: $\Delta SWE_h < 0 \text{ mm}$

Zudem wurde die Berücksichtigung eines fehlenden Niederschlages, einer Schneedecke mit > 1 cm Dicke sowie einer negativen Änderung der Schneedeckenhöhe in Betracht gezogen. Da jedoch die Entwicklung dieser Parameter in einzelnen Fällen nicht im logischen Zusammenhang mit jener des Schneewasseräquivalentes steht, wurde auf die Miteinbeziehung des Niederschlages und der Schneehöhe verzichtet.

In der selben Vorgangsweise wie bei der Bestimmung der Akkumulationsgrenztemperatur (siehe Punkt 4.2.1), erfolgt die Ausgabe einer Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion anhand der vorhin genannten Kriterien.

4.2.3 Wahl des maßgebenden Quantils

Eine grafische Ausgabe beider Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen (WDF) präsentiert zwei Gaußsche Glockenkurven für die beiden Normalverteilungen (Schneeakkumulation und Schneeschmelze, also Zu- und Abnahme des Schneewasseräquivalents), die einen Schnittpunkt aufweisen. Zur Bestimmung der gesuchten Grenztemperatur wird jenes

Quantil der WDF der Schneeschmelze verwendet, welches möglichst nahe dem Schnittpunkt der beiden Funktionen liegt. Dieses Quantil Q_m wird somit als Grenztemperatur festgelegt, ab der die Schmelze einsetzt bzw. unter der die Akkumulation von Schnee stattfindet. Abschließend sei mit der Abb. 4.32 der beschriebene Ermittlungspfad übersichtlich dargestellt. Die grafische Ausgabe zu diesem Vorgang ist unter Abb. 5.35 auf Seite 66 ersichtlich.

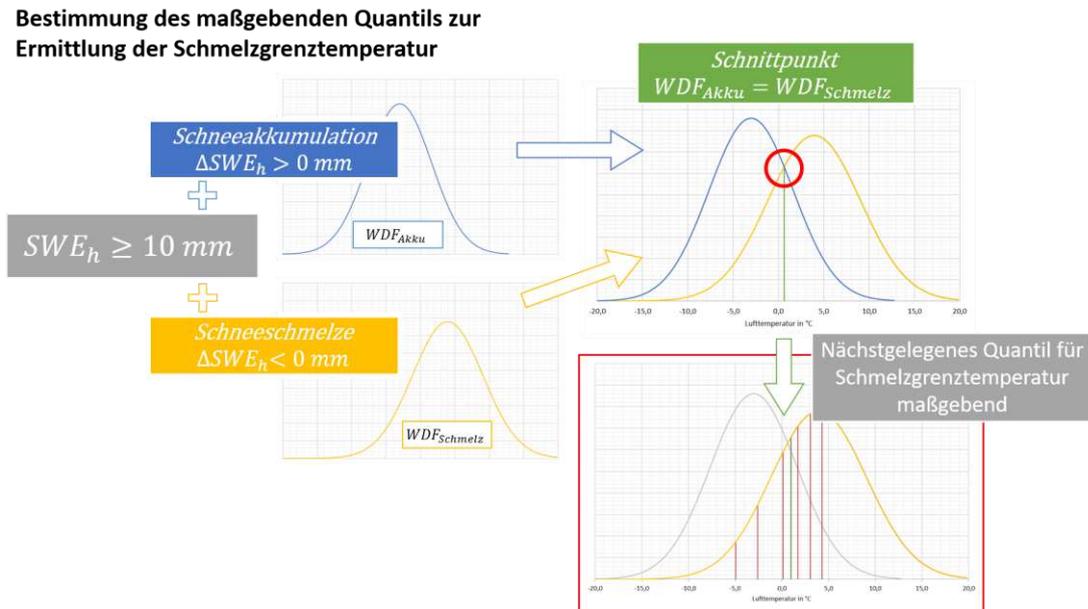


Abb. 4.32: Vorgangsweise zur Bestimmung des maßgebenden Quantils zur Ermittlung der Schmelzgrenztemperatur (eigene Erstellung). Zur Verwendung kommen die stündlichen Mittelwerte von Lufttemperatur und Schneewasseräquivalent (SWE_h), wobei Werte unter 10 mm ignoriert werden. Es folgen die Auswertungen von Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen für die Zu- oder Abnahme von SWE_h (blaue und gelbe Glockenkurven). Deren Schnittpunkt markiert jene Lufttemperatur, bei der Schnee eher schmilzt als akkumuliert und gilt daher als Schmelzgrenz- bzw. Akkumulationsgrenztemperatur. Zur Definition der Schmelzgrenztemperatur wird abschließend das dem Schnittpunkt nächstgelegene Quantil der Dichtefunktion der Schneeschmelze verwendet.

4.2.4 Schmelzgrenztemperatur

a. Lufttemperatur

Die Schmelzgrenztemperatur T_M wird somit als jene Temperatur der Luft (AIRT) angenommen, die dem maßgebenden Quantil Q_m entspricht:

$$T_M^{AIRT} = Q_m^{AIRT} \quad (4.9)$$

Die ausschließliche Fokussierung auf die reine Lufttemperatur stellt jedoch eine nicht vollständig zufriedenstellende Alternative zur Quantifizierung der Schneeschmelze dar, hängt doch der Schmelzprozess nicht nur von der Lufttemperatur, sondern auch maßgeblich von der Luftfeuchtigkeit ab. Wie unter Punkt 2.1 erwähnt, setzt dann der Schmelzprozess ein, wenn die Feuchtkugeltemperatur („wet bulb temperature“ t_F) im Gegensatz zur

Taupunkttemperatur („dew point temperature“ τ) den Gefrierpunkt überschritten hat, also folgender Zustand vorherrscht:

$$t_F > 0 \quad \wedge \quad \tau < 0 \quad (4.10)$$

Da die Berücksichtigung von diesem Umstand den Rahmen der Diplomarbeit übersteigen würde, wird in den nachfolgenden Berechnungen nur die Temperatur der Luft T_M^{AIRT} als Schmelzgrenztemperatur verwendet. Der Vollständigkeit halber, widmen sich die folgende Auflistung sowie die kurzen Darstellungen der Auswertung unter Punkt 5.2 ab Seite 67 den Temperaturvarianten.

Die Feuchtkugel- und Taupunkttemperatur stehen mit der Lufttemperatur t_L in folgendem Zusammenhang:

$$t_L \geq t_F \geq \tau \quad (4.11)$$

Alle Temperaturen entsprechen einander bei vollständig gesättigter Luft, also einer relativen Luftfeuchtigkeit von 100 % (Roth, 2017, S. 138). Bevor mit der Bestimmung des Gradtagfaktors fortgefahren werden kann, muss die Berechnung der Feuchtkugel- und Taupunkttemperatur stattfinden.

b. Feuchtkugeltemperatur

Diese wird auch als „Kühlgrenztemperatur“ bezeichnet und definiert jene Temperatur, die eine feuchte Oberfläche durch Verdunstungskälte annimmt, wenn Luft mit einer gewissen relativen Feuchtigkeit mit dieser Oberfläche in Kontakt kommt. Je nach Feuchtigkeitsaufnahmevermögen der Luft prägt sich die Verdunstungskälte mehr oder weniger stark aus, womit die Feuchtkugeltemperatur stets unter der gemessenen Lufttemperatur liegt (Roth, 2017, S. 138). Die Berechnung der Feuchtkugeltemperatur erfolgte nach einem empirischen Formelapparat (Stull, 2011) zu:

$$T_W = t_F = T * \tan^{-1} \left[0,151977 * \sqrt{RH + 8,313659} \right] + \tan^{-1}(T + RH) - \tan^{-1}(RH - 1,676331) + 0,00391838 * \sqrt{(RH)^3 - 4,686035} \quad (4.12)$$

mit RH als der relativen Luftfeuchtigkeit in % sowie T als gemessener Lufttemperatur in Grad Celsius. Die Berechnung erfolgt mit dem Winkelmaß Radiant (RAD) und ist nur für einen Luftdruck von 101,325 kPa gültig. Berechnet man auch hier die Wahrscheinlichkeitsverteilung für die Abnahme des Schneewasseräquivalentes in Abhängigkeit von der Feuchtkugeltemperatur (WBT), so lässt sich folgend die Schmelzgrenztemperatur anhand dieser Verteilung feststellen:

$$T_M^{WBT} = Q_m^{WBT} \quad (4.13)$$

c. Taupunkttemperatur

Darunter wird jene Lufttemperatur verstanden, auf die diese abgekühlt werden muss, damit die Kondensationstemperatur und somit eine Luftfeuchtigkeit von 100 % erreicht

wird. Kalte Luft kann Feuchtigkeit in geringerem Ausmaß aufnehmen als warme Luft, es entsteht damit beispielsweise Tau oder Nebel. Je höher die relative Luftfeuchtigkeit eines Luftpakets ist, desto höher liegt auch dessen Taupunkttemperatur, da die Luft bis zur Auskondensierung in geringerem Ausmaß gekühlt werden müsste (Roth, 2017, S. 305).

Näherungsweise kann die Taupunkttemperatur in Abhängigkeit der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte nach

$$\tau(\varphi, \vartheta) = (\varphi * 0,01)^{0,1247} * (109,8 + \vartheta) - 109,8 \quad (4.14)$$

mit φ als Luftfeuchtigkeit in % und ϑ als Lufttemperatur in °C, ermittelt werden (Willems, 2018, S. 10.34).

Wie auch in den vorigen Punkten, wird anhand der Wahrscheinlichkeitsverteilung jene Taupunkttemperatur (DPT) bestimmt, die dem maßgebenden Quartil entspricht:

$$T_M^{DPT} = Q_m^{DPT} \quad (4.15)$$

Wie vorhin erwähnt, wird als „Schmelztemperatur“ jener Bereich definiert, in dem die Feuchtkugeltemperatur bereits über dem Gefrierpunkt liegt, die Taupunkttemperatur diesen jedoch noch nicht erreicht hat. In diesem Fall ist die Lufttemperatur so hoch, dass die Verdunstungskälte in Kombination mit der vorhandenen relativen Luftfeuchtigkeit nicht dazu ausreicht, die Schneeoberfläche unter dem Gefrierpunkt zu halten, wodurch der Schmelzprozess bzw. die weitere Metamorphose der Schneekristalle einsetzen. Zudem kann die Luft noch weitere Feuchtigkeit aus der Schneeoberfläche aufnehmen, aufgrund der negativen Taupunkttemperatur sublimieren die Kristalle zusätzlich. Der Schnee kann somit einerseits in den gasförmigen (wegen der negativen Taupunkttemperatur) als auch in den flüssigen (wegen der positiven Feuchtkugeltemperatur) Zustand übergehen. Springt auch die Taupunkttemperatur in den positiven Bereich, so ist keine Sublimation mehr möglich und der Schnee wechselt somit direkt in den flüssigen Aggregatzustand.

Taupunkttemperatur in °C in Abhängigkeit der Lufttemperatur und relativen Luftfeuchtigkeit

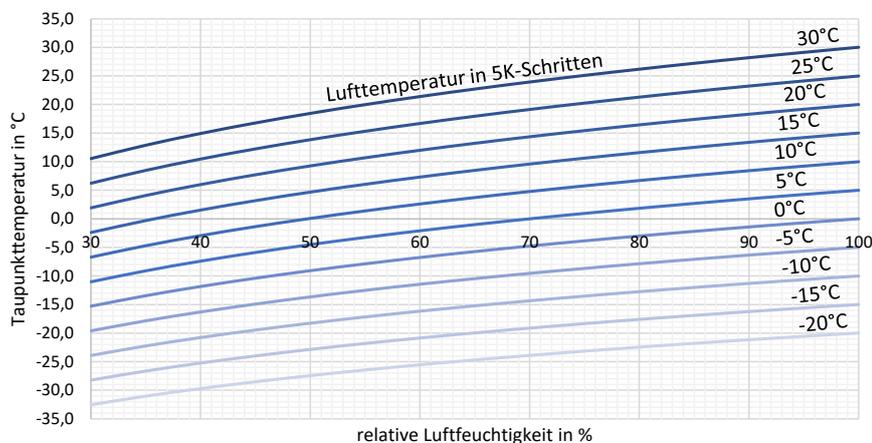


Abb. 4.33: Taupunkttemperatur in Abhängigkeit der Lufttemperatur und rel. Luftfeuchte (eigene Erstellung)

4.3 Schmelzfaktor auf Basis des Schneewasseräquivalentes

Die Berechnung des Schneeschmelzfaktors (Gradtagfaktor, „degree-day factor“ DDF) stützt sich auf die beiden Eingangsparameter Schneewasseräquivalent („snow water equivalent“ SWE) und Lufttemperatur („air temperature“ AIRT). Um den Gradtagfaktor ermitteln zu können, wird die Änderung des Schneewasseräquivalents der Änderung der Lufttemperatur gegenübergestellt. Da es jedoch von Bedeutung ist, wie viel Schmelzwasser je Kelvin bzw. Grad Celsius Temperaturänderung auftritt, fließen ausschließlich negative Entwicklungen des Schneewasseräquivalents und positive Änderungen der Lufttemperatur in die Berechnung ein. Diese basiert auf der folgenden Ermittlung der Änderung des Schneewasseräquivalents zwischen zwei Tagen (He, Parajka, Tian, & Blöschl, 2014):

$$\rho_S * \frac{dV_S}{dt} = \frac{dSWE}{dt} = -DDF * (T - T_m) \quad \text{für } T > T_R \quad (4.16)$$

mit

ρ_S Schneedichte in kg/m³

$\frac{dV_S}{dt}$ Änderung des Schneevolumens

$\frac{dSWE}{dt}$ Änderung des Schneewasseräquivalents

DDF..... Gradtagfaktor in mm°C⁻¹d⁻¹

T..... Lufttemperatur in °C

T_m..... Schmelzgrenztemperatur in °C

T_R..... Schwellentemperatur, ab der Regenfall einsetzt in °C

Womit sich der Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor, DDF) folgendermaßen ergibt:

$$DDF = -\frac{\frac{dSWE}{dt}}{T - T_m} \quad \text{für } T > T_R \quad (4.17)$$

Formel 4.16 legt die Vorgangsweise zu Grunde, dass nicht die Temperaturdifferenz zwischen zwei Tagen, sondern die Abweichung zur Schmelzgrenztemperatur im Divisor steht. Aufgrund der vorhandenen Messdichte an der Station Kühtai wird im Folgenden die Lufttemperaturdifferenz zur Berechnung des Faktors verwendet.

Um die Veränderung der Lufttemperatur zwischen zwei Tagen beziffern zu können, muss zuvor das Mittel derselben je Tag festgestellt werden. Dies geschieht in der vorliegenden Diplomarbeit mittels vier Varianten:

a. Variante 1 (V1)

Verwendung aller 15-Minuten-Werte und Bildung des Mittelwertes daraus

$$AIRT_{d,V1} = \frac{1}{96} * \sum_{i=1}^{96} AIRT_i \quad (4.18)$$

mit $AIRT_i$ als Lufttemperaturwert zur jeweiligen Viertelstunde, also von 00:00 Uhr bis 23:45 Uhr eines Tages (96 Werte je Tag). Da die Viertelstundenwerte stets Mittelwerte über die zuvor gemessenen Minutenwerte sind, reicht also die Lufttemperaturmittelung eines Tages exakt von 23:46 Uhr des Vortages bis 23:45 Uhr des Tages, dessen Mitteltemperatur ermittelt wird.

b. Variante 2 (V2) alt

Diese Berechnung verwendet lediglich die gemessenen Temperaturwerte um 07:00, 14:00 und 21:00 Uhr. Da bis in die Anfänge des 20. Jahrhunderts im deutschsprachigen Raum zahlreiche unterschiedliche Berechnungsmethoden verwendet wurden, entwickelte Ludwig Friedrich Kärntz 1831 diese Mittelungsmethode (Kärntz, 1831, S. 102):

$$T_L = \frac{1}{4} * (T_7 + T_{14} + 2 * T_{21}) \quad (4.19)$$

mit T_7 als Lufttemperatur um 07:00 Uhr, T_{14} um 14:00 Uhr und der doppelt gewerteten Lufttemperatur T_{21} um 21:00 Uhr (Maniak, 2016, S. 142). Ab 1936 wurde diese Methode vereinheitlicht, die manuellen Temperaturablesungen erfolgten zu den sogenannten „Mannheimer Stunden“.

c. Variante 2 (V2) neu

1987 änderte der Deutsche Wetterdienst (DWD) die Vorgangsweise, um die Ablesung mit der Weltzeit abgestimmt durchführen zu können:

$$AIRT_{d,v2} = \frac{1}{4} * (AIRT_{6,5} + AIRT_{13,5} + 2 * AIRT_{20,5}) \quad (4.20)$$

mit $AIRT_{6,5}$ als Lufttemperatur um 06:30 Uhr, $AIRT_{13,5}$ um 13:30 Uhr sowie $AIRT_{20,5}$ um 20:30 Uhr. Dies ersetzte auch sommerzeitbedingte Abänderungen der Ablesezeitpunkte. Mit 01. April 2001 wechselte der DWD die obige Berechnung durch eine Mittelwertbildung über 24 jeweils zur vollen Stunde gemessene Lufttemperaturwerte aus.

d. Variante 3 (V3)

Liegen bei einer Temperaturmessung nur sehr wenige Werte vor bzw. ist das Intervall zur Bestimmung der Lufttemperatur nicht periodisch gewählt, so lässt sich die Berechnung einfach durchführen, in dem der Maximal- mit dem Minimumwert gemittelt wird

$$AIRT_{d,v3} = 0,5 * [\max(AIRT_i) + \min(AIRT_i)] \quad (4.21)$$

mit $\max(AIRT_i)$ als höchsten aller gemessenen Temperaturwerte $AIRT_i$ und $\min(AIRT_i)$ als niedrigsten aller gemessenen Temperaturwerte $AIRT_i$.

e. **Variante 4 als Abänderung der Variante 1 unter Miteinbeziehung der Feuchtkugeltemperatur (V1,WBT)**

Verwendung aller 15-Minuten-Werte und Bildung des Mittelwertes daraus

$$AIRT_{d,V1,WBT} = \frac{1}{96} * \sum_{i=1}^{96} AIRT_{i,WBT} \quad (4.22)$$

mit $AIRT_{i,WBT}$ als Feuchtkugeltemperaturwerte zur jeweiligen Viertelstunde, also von 00:00 Uhr bis 23:45 Uhr eines Tages, analog zur Vorgangsweise der Variante 1. Die Feuchtkugeltemperatur vereint sowohl die vorhandene Lufttemperatur als auch die relative Luftfeuchtigkeit in einem Wert. Da neben der Temperatur der Luft auch ihre Feuchtigkeit die Schneeschmelze beeinflussen, wird mit dieser Variante ein Vergleich zur reinen Berücksichtigung der Lufttemperatur angestrebt.

Die Ermittlung des Gradtagfaktors je Monat wird mit allen vier Varianten durchgeführt, um die Unterschiede und Auswirkungen auf den Gradtagfaktor darzustellen. Die Ergebnisse dieser Berechnungen sind unter Punkt 5.2 ab Seite 67 ersichtlich. Da die Messstation Kühtai eine außergewöhnliche Datendichte verfügt, wird jedoch in weiterer Folge ausschließlich die Variante 1, also der Einbezug aller 15-Minuten-Messwerte, zur Darstellung der Korrelationen und Entwicklungstrends verwendet.

Der Tagesmittelwert des Schneewasseräquivalents wurde ebenfalls nach Variante 1 ermittelt:

$$SWE_{d,V1} = \frac{1}{96} * \sum_{i=1}^{96} SWE_i \quad (4.23)$$

mit SWE_i als gemessener Wert des Schneewasseräquivalents zu jeder Viertelstunde, also von 00:00 Uhr bis 23:45 Uhr eines Tages. Da die Viertelstundenwerte wie bereits bei der Lufttemperaturmessung stets Mittelwerte über die zuvor gemessenen Minutenwerte sind, reicht also die SWE-Mittelung eines Tages exakt von 23:46 Uhr des Vortages bis 23:45 Uhr des Tages, dessen mittleres Schneewasseräquivalent ermittelt wird.

Nun werden jeweils die (positive) Änderung der Lufttemperatur sowie die (negative) Änderung des Schneewasseräquivalents gegenübergestellt, womit sich der gesuchte Gradtagfaktor des untersuchten Tages ergibt:

$$DDF_{d,i} = \frac{SWE_{d,(i-1)} - SWE_{d,i}}{AIRT_{d,i} - AIRT_{d,(i-1)}} \quad (4.24)$$

$DDF_{d,i}$Gradtagfaktor für den Tag i in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$

$AIRT_{d,i}$Lufttemperaturmittelung nach Variante 1 über den Tag i in $^\circ\text{C}$

$AIRT_{d,(i-1)}$Mittelung nach Variante 1 über den Vortag (i-1) in $^\circ\text{C}$

$SWE_{d,i}$SWE-Mittelung nach Variante 1 über den Tag i in mm

$SWE_{d,(i-1)}$SWE-Mittelung nach Variante 1 über den Vortag (i-1) in mm

bzw.

$$DDF_{d,i} = \frac{\Delta SWE_{d,i}}{\Delta AIRT_{d,i}} \quad (4.25)$$

$DDF_{d,i}$ Gradtagfaktor für den Tag i in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$

$\Delta AIRT_{d,i}$ Änderung des Lufttemperaturmittelwertes vom Tag i gegenüber dem Vortag (i-1) in K

$\Delta SWE_{d,i}$ Änderung des Mittelwertes vom Schneewasseräquivalent vom Tag i gegenüber dem Vortag (i-1) in mm

mit $\Delta SWE_{d,i} < 0$ und $\Delta AIRT_{d,i} \geq T_M^{AIRT}$, da der Gradtagfaktor lediglich den Abschmelzprozess berücksichtigen darf. Diesbezüglich wird in dieser Arbeit davon ausgegangen, dass der Prozess der Schneeschmelze erst ab einer Schmelzgrenztemperatur von $+1,0^\circ\text{C}$ einsetzt. Die Ermittlung dieser Grenztemperatur ist unter Punkt 4.2 (ab Seite 48) näher beschrieben. Für die Berechnung des Gradtagfaktors signifikante Änderungen – also eine negative Entwicklung des Schneewasseräquivalents und eine positive Entwicklung der Lufttemperatur – finden unterhalb dieser Temperaturschwelle von $+1,0^\circ\text{C}$ hauptsächlich bei einer relativen Luftfeuchtigkeit zwischen 50 und 80% und Windgeschwindigkeiten von 1 bis 4 km/h statt, was einerseits eine Sublimierung des Schnees, andererseits eine leichte Verfrachtung durch Wind nahelegt.

Zusammenfassend lassen sich die folgenden gewählten Bedingungen für die Berechnung des Gradtagfaktors übersichtlich darstellen:

- ✓ Nach Variante 1 berechnete Tagesmittel-Lufttemperatur am untersuchten Tag (i) oder am Vortag (i-1) $\geq +1^\circ\text{C}$
- ✓ Positive Änderung der Lufttemperatur zwischen den Tagen (i-1) und (i) $> 0\text{ K}$
- ✓ Negative Änderung des Schneewasseräquivalents zwischen den Tagen (i-1) und (i) $< 0\text{ mm}$

Da für jegliche Jahresvergleiche und durchgängige Berechnungen die Schalttage (1992, 1996, 2000, 2004, 2008, 2012 und 2016) hinderlich sind und die Durchschnittswerte durch ihr seltenes Auftreten verfälschen, wurden sie in allen weiteren Berechnungen des Gradtagfaktors und im Zuge der klimatologischen Auswertungen ignoriert. Aufgrund des geringen Anteils der betroffenen Datensätze auf die Gesamtmenge, hat diese Maßnahme keinerlei Auswirkungen auf die Ermittlung des mittleren Gradtagfaktors.

Um einen Vergleich zwischen den Berechnungsmethoden der eingangs erwähnten fünf Varianten (1, 2 alt, 2 neu, 3 und 1 mit Feuchtkugeltemperatur) zeigen zu können, wird die Berechnung des Gradtagfaktors exemplarisch anhand des 12.05.1998 folgend dargestellt.

- Variante 1:

$$DDF_{V1}^d = \frac{\frac{\sum SWE_{(i-1)}}{96} - \frac{\sum SWE_i}{96}}{\frac{\sum T_i^{V1}}{96} - \frac{\sum T_{(i-1)}^{V1}}{96}} = \frac{SWE_{(i-1)}^{V1} - SWE_i^{V1}}{T_i^{V1} - T_{(i-1)}^{V1}} = \frac{88,9 - 58,1}{10,8 - 10,5} = \frac{30,8}{0,3} = 102,7 \frac{mm}{^\circ C * d} \quad (4.26)$$

mit:

$$\begin{aligned} SWE_{(i-1)}^{V1} &= SWE_{11.05.1998}^{V1} = \frac{8534}{96} = 88,9 \text{ mm} \\ T_{(i-1)}^{V1} &= T_{11.05.1998}^{V1} = \frac{1006,8}{96} = 10,5 \text{ }^\circ C \\ SWE_i^{V1} &= SWE_{12.05.1998}^{V1} = \frac{5582}{96} = 58,1 \text{ mm} \\ T_i^{V1} &= T_{12.05.1998}^{V1} = \frac{1032,5}{96} = 10,8 \text{ }^\circ C \end{aligned} \quad (4.27)$$

- Variante 2 (alt):

$$DDF_{V2,alt}^d = \frac{\frac{\sum SWE_{(i-1)}}{96} - \frac{\sum SWE_i}{96}}{T_i^{V2,alt} - T_{(i-1)}^{V2,alt}} = \frac{SWE_{(i-1)}^{V1} - SWE_i^{V1}}{T_i^{V2,alt} - T_{(i-1)}^{V2,alt}} = \frac{88,9 - 58,1}{10,6 - 10,3} = \frac{30,8}{0,4} = 77 \frac{mm}{^\circ C * d} \quad (4.28)$$

mit:

$$\begin{aligned} T_{(i-1)}^{V2,alt} &= T_{11.05.1998}^{V2,alt} = 0,25 * (T_7 + T_{14} + 2 * T_{21}) = 0,25 * (7,0 + 15,8 + 2 * 9,1) = 10,3 \text{ }^\circ C \\ T_i^{V2,alt} &= T_{12.05.1998}^{V2,alt} = 0,25 * (8,2 + 16,4 + 2 * 8,9) = 10,6 \text{ }^\circ C \end{aligned} \quad (4.29)$$

- Variante 2 (neu):

$$DDF_{V2,neu}^d = \frac{\frac{\sum SWE_{(i-1)}}{96} - \frac{\sum SWE_i}{96}}{T_i^{V2,neu} - T_{(i-1)}^{V2,neu}} = \frac{SWE_{(i-1)}^{V1} - SWE_i^{V1}}{T_i^{V2,neu} - T_{(i-1)}^{V2,neu}} = \frac{88,9 - 58,1}{11,1 - 10,4} = \frac{30,8}{0,7} = 44 \frac{mm}{^\circ C * d} \quad (4.30)$$

mit:

$$\begin{aligned} T_{(i-1)}^{V2,neu} &= T_{11.05.1998}^{V2,neu} = 0,25 * (T_{6,5} + T_{13,5} + 2 * T_{20,5}) = 0,25 * (6,9 + 15,7 + 2 * 9,5) = 10,4 \text{ }^\circ C \\ T_i^{V2,neu} &= T_{12.05.1998}^{V2,neu} = 0,25 * (8,1 + 17,0 + 2 * 9,6) = 11,1 \text{ }^\circ C \end{aligned} \quad (4.31)$$

- Variante 3:

$$DDF_{V3}^d = \frac{\frac{\sum SWE_{(i-1)}}{96} - \frac{\sum SWE_i}{96}}{T_i^{V3} - T_{(i-1)}^{V3}} = \frac{SWE_{(i-1)}^{V1} - SWE_i^{V1}}{T_i^{V3} - T_{(i-1)}^{V3}} = \frac{88,9 - 58,1}{12,0 - 11,3} = \frac{30,8}{0,7} = 44 \frac{mm}{^\circ C * d} \quad (4.32)$$

mit:

$$\begin{aligned} T_{(i-1)}^{V3} &= T_{11.05.1998}^{V3} = 0,5 * (T_{11.05.1998}^{max} + T_{11.05.1998}^{min}) = 0,5 * (16,3 + 6,3) = 11,3 \text{ } ^\circ C \\ T_i^{V3} &= T_{12.05.1998}^{V3} = 0,5 * (T_{12.05.1998}^{max} + T_{12.05.1998}^{min}) = 0,5 * (17,0 + 7,0) = 12,0 \text{ } ^\circ C \end{aligned} \quad (4.33)$$

- Variante 1 mit Feuchtkugeltemperatur:

$$DDF_{V1,WBT}^d = \frac{\sum SWE_{(i-1)} - \sum SWE_i}{\sum T_i^{V1,WBT} - \sum T_{(i-1)}^{V1,WBT}} = \frac{88,9 - 58,1}{6,6 - 5,6} = \frac{30,8}{0,9} = 34,2 \frac{mm}{^\circ C * d} \quad (4.34)$$

mit:

$$\begin{aligned} T_{(i-1)}^{V1,WBT} &= T_{11.05.1998}^{V1,WBT} = \frac{541,7}{96} = 5,6 \text{ } ^\circ C \\ T_i^{V1,WBT} &= T_{12.05.1998}^{V1,WBT} = \frac{630,1}{96} = 6,6 \text{ } ^\circ C \end{aligned} \quad (4.35)$$

4.3.2 Problematik in der Berechnung und Lösungsansatz

Die im Punkt 4.3 ab Seite 53 dargestellte Berechnung des Schneeschmelzfaktors (Gradtagfaktors) anhand der Differenzen der Lufttemperatur und des Schneewasseräquivalentes gegenüber dem Vortag mittels Division, neigt dazu, den Gradtagfaktor zu überschätzen. Je kleiner die Änderung der Lufttemperatur ist, desto stärker fällt die Änderung des Schneewasser-äquivalentes ins Gewicht. So bewirkt eine Zunahme der Temperatur um 0,1 K eine Multiplikation der Abnahme vom Schneewasseräquivalent um den Faktor 10 (siehe Abb. 4.34). Kleine Temperaturänderungen haben also einen unrealistisch hohen Gradtagfaktor zur Folge, was eine Überschätzung der Monats-, Jahres- oder Winterwerte des Faktors bewirkt.

Es ist daher in Anbetracht der Bestimmung eines möglichst realistischen Gradtagfaktors von Vorteil, eine andere Berechnungsmethode des Faktors heranzuziehen. Die folgend präsentierte Methode basiert auf der Ermittlung der Schmelzwassermenge, bei der die Differenz zwischen der Lufttemperatur und der sogenannten Basistemperatur herangezogen wird (Massmann, 2019).

$$M = mf * (T_a - T_b) \quad \text{bei } T_a > T_b \quad (4.36)$$

mit:

MSchneeschnmelze in mm/d

mfSchmelzfaktor bzw. Gradtagfaktor in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$

T_aLufttemperatur in $^\circ\text{C}$

T_bBasistemperatur in $^\circ\text{C}$

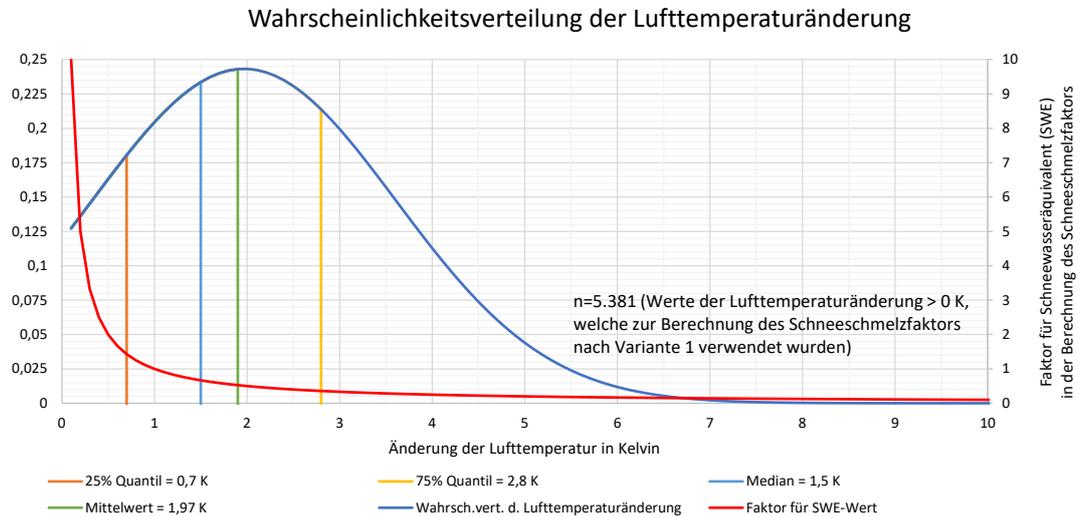


Abb. 4.34: Wahrscheinlichkeitsverteilung der Lufttemperaturänderung (blau). Hier zeigt sich, dass die Lufttemperaturänderung hauptsächlich zwischen 0,7 und 2,8 K beträgt. Ebenso grafisch veranschaulicht ist jener Faktor, mit dem das Schneewasseräquivalent (SWE) je nach Temperaturänderung in der Berechnungsmethode des Schneeschmelzfaktors beaufschlagt wird. Da 25 % aller Lufttemperaturänderungen (1.345 Werte) unter 0,7 K betragen, wird das SWE in selbem Ausmaß mit einem Faktor > 1,5 bewertet, was zu möglichen Überschätzungen des Schneeschmelzfaktors führt.

Mittels Umformung erfolgt die Berechnung des Schmelzfaktors bzw. Gradtagfaktors somit anhand der folgenden Formel:

$$mf = \frac{M}{(T_a - T_b)} \quad \text{bei } T_a > T_b \quad (4.37)$$

Als Basistemperatur wird jene Lufttemperatur angegeben, ab der Schneeschnmelze eintritt. Diese Schmelzgrenztemperatur wird oftmals mit 0°C angenommen, da ihre Bestimmung eine hohe Messdichte mehrerer Parameter voraussetzt. Die in dieser Arbeit vorgenommene Berechnung der Schmelzgrenztemperatur ist unter Punkt 4.2 (ab Seite 48) ersichtlich.

Da in der vorliegenden Auswertung der Messstation Kühtai nicht nur ein Tageswert der Lufttemperatur vorliegt, sondern 96 Werte je Tag, lässt sich der Tagesmittelwert exakt berechnen. Um die Abhängigkeit des Schneeschmelzfaktors von der Tagesdifferenz der Lufttemperatur-Mittelwerte zu unterbinden, wird in der folgend vorgeschlagenen Berechnungsmethode zuerst ein Mittelwert ausschließlich über die positiven Lufttemperaturen ermittelt.

$$T_{m,d} = \overline{T_{m,a}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_{m,i} \quad \forall T_i > T_m \quad (4.38)$$

mit:

T_mSchmelzgrenztemperatur in °C

T_iLufttemperatur, 15-Minuten-Wert in °C

$\overline{T_{m,a}}$Durchschnitt der positiven Lufttemperaturen in °C

$T_{m,d}$Durchschnittstemperatur der für die Schneeschmelze relevanten Lufttemperaturen eines Tages in °C

Dieser Durchschnitt wird nun der Schmelzgrenztemperatur gegenübergestellt, wodurch nur jene Tage berücksichtigt werden, an denen tatsächlich eine Schneeschmelze stattgefunden hat – unabhängig davon, ob der zur Berechnung des Gradtagfaktors betrachtete Vortag wärmer oder kälter war.

Da nun der Wert des Divisors in der Berechnung des Gradtagfaktors von anderen Tagen unabhängig ist, muss auch der Wert des Dividenden davon unabhängig sein. Um auch die Schneeschmelze – also den Masseverlust der Schneedecke, ausgedrückt durch die Abnahme des Schneewasseräquivalents (SWE) – adäquat berücksichtigen zu können, werden all jene 15-Minuten-Änderungen aufsummiert, in welchen der SWE-Wert abgenommen hat. Durch diese Methode wird im Gegensatz zum Vergleich zweier Tagesmittelwerte die Schneeschmelze nach einem zwischenzeitlichen Schneefall berücksichtigt. Tritt an zwei Tagen ein Schmelzprozess auf, welcher von nächtlichem Schneefall unterbrochen wird und dadurch der Wert des SWEs über jenen des Vortages angehoben wird, so würde nach der im vorherigen Kapitel betrachteten Berechnungsweise der gesamte Schmelzprozess des zweiten Tages ignoriert werden.

Die Betrachtung des gegenüber anderen Tagen unabhängigen Schmelzprozesses umgeht diese Problematik.

$$SWE_{S,d} = \sum_{i=1}^n \Delta SWE_{S,i} \quad \forall \Delta SWE_{S,i} < 0 \quad (4.39)$$

$\Delta SWE_{S,i}$Differenz zwischen 15-Minuten-Wert des SWEs in mm

$SWE_{S,d}$Aufsummierte SWE-Abnahme über einen Tag in mm

Um einheitengetreu mit der gängigen Berechnung des Gradtagfaktors vorzugehen, werden die beiden Werte wieder einer Division zugeführt:

$$DDF_S = \frac{T_{S,d}}{SWE_{S,d}} \quad (4.40)$$

DDF_S ..Gradtagfaktor auf Basis der tatsächlichen Schmelzereignisse je Tag in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$

Der hier berechnete Gradtagfaktor bestimmt also jene Schmelzwassermenge in Millimeter bzw. Liter je Quadratmeter, die je Grad Celsius bzw. Kelvin Überschreitung der

Schmelzgrenztemperatur anfällt. Diese Variante dient in der vorliegenden Diplomarbeit als Vorschlag für weiterführende Untersuchungen des Gradtagfaktors.

4.4 Schmelzfaktor auf Basis des Lysimeterausflusses

Die vorliegende Diplomarbeit befasst sich auch mit der Berechnungsmethode des Schneeschmelzfaktors (Gradtagfaktor) mithilfe der Daten des Lysimeters an der Messstation Kühtai (nähere Beschreibung unter Punkt 3.2.3h ab Seite 43). Da am Lysimeter auch bei Niederschlag ein Abfluss bei fehlender Schneebedeckung feststellbar ist, werden zur Ermittlung des Schneeschmelzfaktors folgende Voraussetzungen angenommen:

- ✓ Lufttemperatur am untersuchten Tag (i) oder am Vortag (i-1) $\geq +1$ °C
- ✓ Positive Änderung der Lufttemperatur zwischen den Tagen (i-1) und (i) > 0 K
- ✓ Schneehöhe SND des untersuchten Tages (i) um 00:00 Uhr ≥ 10 cm
- ✓ Mittelwert der Lysimeterausfluss-Summen an den Tagen (i-1) und (i) > 0 mm

Die Limitierung der Berechnung auf eine Mindestschneehöhe von 10 cm verhindert einerseits falsche Berücksichtigungen von Lysimeterausflüssen, andererseits können dadurch jedoch einige Schmelzperioden nicht berücksichtigt werden.

Nun werden analog zur Berechnung mittels Schneewasseräquivalent jeweils die (positive) Änderung der Lufttemperatur, sowie der Ausfluss des Lysimeters dividiert, womit sich der gesuchte Gradtagfaktor des untersuchten Tages wie folgt ergibt:

$$DDF_{d,i}^{Lysim} = \frac{0,5 * (\sum_{z=1}^{96} LYSIM_{z,i} + \sum_{z=1}^{96} LYSIM_{z,(i-1)})}{AIRT_{d,i} - AIRT_{d,(i-1)}} \quad (4.41)$$

mit:

- $DDF_{d,i}^{Lysim}$ Gradtagfaktor anhand Lysimeterausfluss für den Tag i in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$
 $AIRT_{d,i}$ Lufttemperaturmittelung nach Variante 1 über den Tag i in °C
 $AIRT_{d,(i-1)}$ Mittelung nach Variante 1 über den Vortag (i-1) in °C
 $LYSIM_{z,i}$ Summe Lysimeterausfluss über den Tag i mit den 15-Minuten-Werten z in mm
 $LYSIM_{z,(i-1)}$ Summe Lysimeterausfluss über den Vortag (i-1) mit den 15-Minuten-Werten z in mm

bzw.

$$DDF_{d,i}^{Lysim} = \frac{\overline{LYSIM}_{d,i}}{\Delta AIRT_{d,i}} \quad (4.42)$$

mit:

- DDF_i^d Gradtagfaktor für den Tag i in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$
 $\Delta AIRT_{d,i}$ Änderung des Lufttemperaturmittelwertes vom Tag i gegenüber dem Vortag (i-1) in K
 $\overline{LYSIM}_{d,i}$ Mittelwert der Lysimetersummen der Tage i und (i-1) in mm

Die Erfassung des Lysimeterausflusses und der Schneehöhe ist aufgrund unterschiedlicher Einflüsse (Verstopfung der Abflussöffnung, verzögerte Reaktion aufgrund durchsickernder Schmelzwässer, Schneeverwehungen, Luftschichten unterschiedlicher Temperatur wodurch die Höhenmessung ungenau wird, etc.) schwerer möglich bzw. mit größeren Ungenauigkeiten behaftet als die Erfassung des Schneewasseräquivalents. Daher werden in weiterer Folge zwar unter Punkt 5.3.2 (Seite 75) die Ergebnisse der Schneeschmelzfaktorberechnung mittels der Lysimeterdaten ausgegeben, jedoch beschränken sich die weiterführenden Ermittlungen des Gradtagfaktors auf die Variante 1 der Berechnung mittels Schneewasseräquivalent (unter Punkt 4.3 ab Seite 53 beschrieben).

4.5 Ermittlung der Durchschnittswerte des Schneeschmelzfaktors

Unabhängig davon, ob der Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor, DDF) mittels Daten des Schneewasseräquivalents oder des Lysimeterausflusses berechnet wurde, erfolgt die Bestimmung des Durchschnittswerts einheitlich anhand der im Folgenden erläuterten Vorgangsweise.

1. Mittelwert aus den täglichen Schmelzfaktoren:

Dieser Schritt bildet einen arithmetischen Mittelwert über alle Schneeschmelzfaktoren eines Monats je Jahr mit Vernachlässigung jener Monate, in denen aufgrund fehlender Daten keine Mittelwertbildung möglich ist, womit sich 334 Werte ergeben. Hier wurde der arithmetische Mittelwert bevorzugt, da einerseits in der erwähnten Berechnungsmethode (Variante 1) des Gradtagfaktors mehrere hohe Werte entstehen können, andererseits jedoch die Mehrzahl der Tageswerte Null ergibt. Die Bildung eines Medianwerts würde diese Umstände ignorieren und durchgehend Null ergeben. Der Medianwert über alle positiven Schneeschmelzfaktoren würde wiederum den Monatswert stark überschätzen.

2. Schmelzfaktor-Monatswert aus den berechneten Monatsmittelwerten:

Um für jeden Monat einen Schneeschmelzfaktor angeben zu können, werden die aus Schritt 1 erhaltenen, bei vollständiger Verfügbarkeit 30 Faktoren verwendet. Aus diesen werden arithmetisches Mittel, Median und die Quantilwerte berechnet, womit sich die unter Punkt 5.3 (ab Seite 70) dargestellten Ergebnisdiagramme ergeben.

3. Schmelzfaktor-Jahreswert aus den berechneten Monatswerten (langfristige Betrachtung):

Die Ermittlung der Jahreswerte erfolgt analog zu Schritt 2. Der Unterschied in der Berechnung ist, dass nicht die Monatswerte über die Jahre, sondern die Jah-

reswerte über die Monate gebündelt werden. Aus den somit verwendeten, im Idealfall 12 vorhandenen Schneeschmelzfaktoren je Jahr, erfolgt die Berechnung der für die Ausgabe (siehe Abb. 5.49, Seite 78) notwendigen Parameter.

4. Schmelzfaktorwert für Winter und Schmelzperioden (saisonale Betrachtung):

Die Berechnung geschieht in selber Weise wie unter Punkt 3 beschrieben, mit dem Unterschied, dass die einbezogenen Monate über den Jahreswechsel reichen (September bis Juni). In dieser Weise wird auch der Schneeschmelzfaktor für die Schmelzperiode (März bis Mai) ermittelt.

5. Gradstundenfaktor (kurzfristige Betrachtung):

Die Ermittlung des DHF („degree-hour factor“) erfolgt anhand der stündlich berechneten Lufttemperatur- und Schneewasseräquivalent-Änderungen. Diese werden auf alle 24 Stundenabschnitte aufgeteilt, womit auf jeden Abschnitt 10.500 Schneeschmelzfaktoren entfallen. Aufgrund der durch den Umfang der Daten sehr großen Anzahl an Nullwerten, erfolgen die Berechnungen der notwendigen Parameter Mittelwert, Median und Quantile unter Ausschluss dieser Nullwerte statt.

6. Ganzheitlicher, möglichst aussagekräftiger Schneeschmelzfaktor:

Um einen möglichst aussagekräftigen Wert des Schneeschmelzfaktors angeben zu können, werden in dieser Diplomarbeit die Medianwerte der Schmelzperioden herangezogen. Die Schmelzperioden sind deshalb für die Angabe eines Wertes vorteilhaft, da in diesen drei Monaten März, April und Mai die hauptsächliche Schmelzaktivität stattfindet. Der Median wird deshalb dazu herangezogen, da er Ausreißer ignoriert.

Aus diesen Medianwerten wird ein arithmetischer Mittelwert gezogen, der den möglichst aussagekräftigen Faktor ergibt und wie folgt berechnet wird:

$$\overline{DDF}_{Schm} = \frac{\sum_{i=1}^n \widetilde{DDF}_{Schm,i}}{n} \quad (4.43)$$

| | |
|----------------------------|--|
| mit | |
| \overline{DDF}_{Schm} | mittlerer Schneeschmelzfaktor der Schmelzmonate in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ |
| $\widetilde{DDF}_{Schm,i}$ | Median der Schmelzperiode i in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ |
| n | Anzahl der berücksichtigten Schmelzperioden |

Die Streuung wird anhand der Standardnormalverteilung zu

$$\sigma_{DDF,Schm} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n (\widetilde{DDF}_{Schm,j} - \overline{DDF}_{Schm})^2}{n}} \quad (4.44)$$

mit

| | |
|---------------------------|---|
| $\sigma_{DDF,Schm}$ | Standardabweichung des Faktors der Schmelzmonate in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ |
| \overline{DDF}_{Schm} | mittlerer Schneeschmelzfaktor der Schmelzmonate in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ |
| $\overline{DDF}_{Schm,i}$ | Median der Schmelzperiode i in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ |
| n | Anzahl der berücksichtigten Schmelzperioden |

ermittelt. Der gesamtheitliche und möglichst aussagekräftige Schneeschmelzfaktor ergibt sich somit zu:

$$DDF_{Schm} = \overline{DDF}_{Schm} \pm \sigma_{DDF,Schm} \quad (4.45)$$

mit

| | |
|-------------------------|---|
| DDF_{Schm} | Schneeschmelzfaktor der Schmelzmonate in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ |
| \overline{DDF}_{Schm} | mittlerer Schneeschmelzfaktor der Schmelzmonate in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ |
| $\sigma_{DDF,Schm}$ | Standardabweichung des Faktors der Schmelzmonate in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ |

4.6 Untersuchung von Entwicklungen und Trends auf ihre statistische Signifikanz

Um die statistische Aussagekraft einer Entwicklungsreihe, wie sie hauptsächlich im Zuge der klimatologischen Auswertungen (unter Punkt 5.4.1 ab Seite 95) mehrfach zu finden ist, darstellen zu können, wird in dieser vorliegenden Arbeit der „Tendenztest von *Mann-Kendall*“ verwendet. Dieser nicht-parametrische Test dient der Identifikation von Trends innerhalb von zeitabhängigen Verläufen und vergleicht die relativen Größen der einzelnen Daten miteinander und nicht die Daten selbst.

Die *Mann-Kendall-Statistik* wird berechnet (Khambhammettu, 2005, S. 2) nach

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(x_j - x_k) \quad (4.46)$$

$$\text{mit: } \text{sign}(x_j - x_k) = f(x) = \begin{cases} 1 & \text{wenn } x_j - x_k > 0 \\ 0 & \text{wenn } x_j - x_k = 0 \\ -1 & \text{wenn } x_j - x_k < 0 \end{cases}$$

Es erfolgt somit ein Vergleich des jüngsten Messwertes mit dessen Vorgänger. Sind diese älteren Messwerte kleiner als der behandelte (jüngere) Messwert, so nimmt S um 1 zu bzw. nimmt um 1 für jeden Messwert ab, der den behandelten Messwert übersteigt. Liegt kein Unterschied zwischen dem behandelten und verglichenen Messwert vor, so ändert sich auch S nicht. Aus der Berechnungsmethode von S lässt sich erkennen, dass ein hoher positiver Wert von S auf einen zunehmenden Trend, ein sehr negativer Wert auf einen abnehmenden Trend schließen lässt. Eine statistische Aussagekraft lässt sich jedoch nur

mit der Miteinbeziehung der Datenanzahl und der Wahrscheinlichkeit in Verbindung mit dem Wert S erzielen.

Für diesen Zweck entwickelte Sir Maurice George Kendall 1975 einen „Normal-Approximations-Test“ für mehr als zehn unabhängige Datensätze. Dazu wird die Varianz von S anhand der Anzahl an Datensätzen, der Anzahl an Gruppen mit dem selben Datenwert und der Anzahl an Datensätzen innerhalb jeder Gruppe mit dem zugehörigen Wert berechnet (Khambhammettu, 2005, S. 2).

$$VAR(S) = \frac{1}{18} * \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^g t_p(t_p-1)(2t_p+5) \right] \quad (4.47)$$

mit:

nAnzahl an Datensätzen

pGruppe von Datensätzen mit selbem Wert

t_pAnzahl an Datensätzen innerhalb einer Gruppe mit selbem Wert

Anschließend wird mit der Varianz von $VAR(S)$ und dem Wert S eine normalisierte Teststatistik ermittelt (Khambhammettu, 2005, S. 3):

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{VAR(S)}} \\ 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{VAR(S)}} \end{cases} \text{ wenn } \begin{cases} S > 0 \\ S = 0 \\ S < 0 \end{cases} \quad (4.48)$$

Mit der Gleichung der Dichtefunktion der standardisierten Normalverteilung mit einem Mittelwert von 0 und einer Standardabweichung von 1

$$f(Z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} * e^{-\frac{z^2}{2}} \quad (4.49)$$

wird die Wahrscheinlichkeit berechnet. Um der damit ermittelten Wahrscheinlichkeit eine Aussagekraft zu verleihen, folgt die Festlegung eines Signifikanzniveaus mit meist 95 %.

Abschließend lässt sich die folgende Trendanalyse formulieren:

- Ist Z negativ und die berechnete Wahrscheinlichkeit $f(Z)$ größer als das Signifikanzniveau, so ist der Trend abnehmend
- Ist Z positiv und die berechnete Wahrscheinlichkeit größer als das Signifikanzniveau, so ist der Trend zunehmend
- Liegt die berechnete Wahrscheinlichkeit unter dem Signifikanzniveau, also unter 95 %, so ist kein Trend feststellbar.

5 Ergebnisse

5.1 Quantil anhand Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen

Wie unter Punkt 4.2.3 ab Seite 49 angeführt, ist zur Bestimmung der Schmelzgrenztemperatur ein Quantil notwendig, das wiederum aus der Kombination der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Akkumulations- und Schmelzgrenztemperatur bestimmt wird.

Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der
Schneeakkumulation und Schneeschmelze

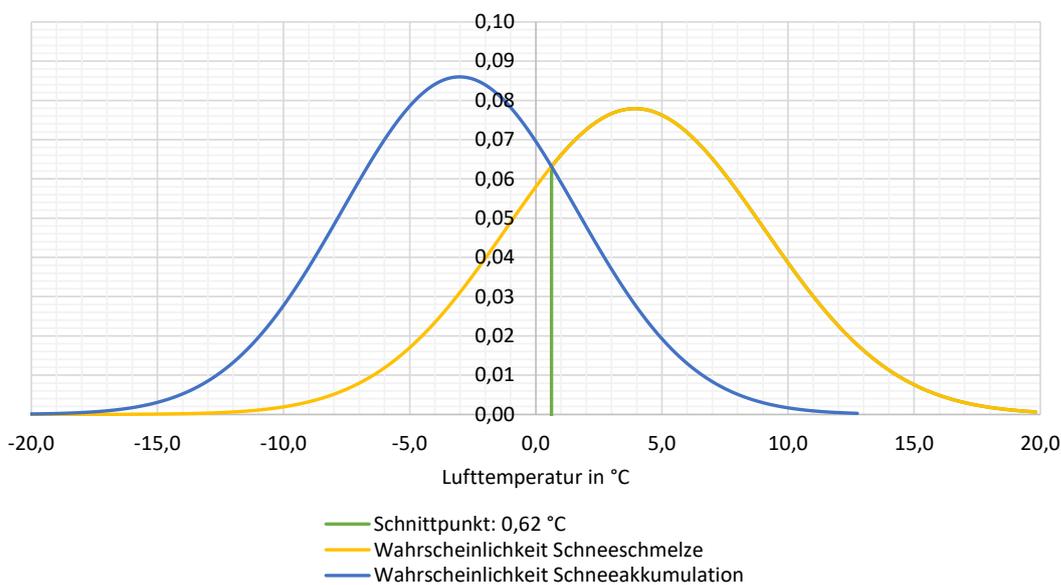


Abb. 5.35: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der Schneeakkumulation und Schneeschmelze mit deren Schnittpunkt (Berechnung wie in Punkt 4.2.3 ab Seite 49 beschrieben und in Abb. 4.34, Seite 59 dargestellt)

Wie in Abb. 5.35 ersichtlich, haben die beiden Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen ihren (iterativ ermittelten) Schnittpunkt bei +0,62 °C. Dieser Schnittpunkt wird somit als jene Temperatur der Luft angenommen, ab der Schnee eher schmilzt als akkumuliert und somit die Schmelzgrenz- und Akkumulationsgrenztemperatur markiert. Um diesen Schnittpunkt als Quantil angeben zu können, wird das 25%-Quantil $Q_{0,25}$ der Schneeschmelze verwendet, da dieses mit dem Schnittpunkt am besten übereinstimmt (siehe Abb. 5.36).

Bestimmung maßgebendes Quantil

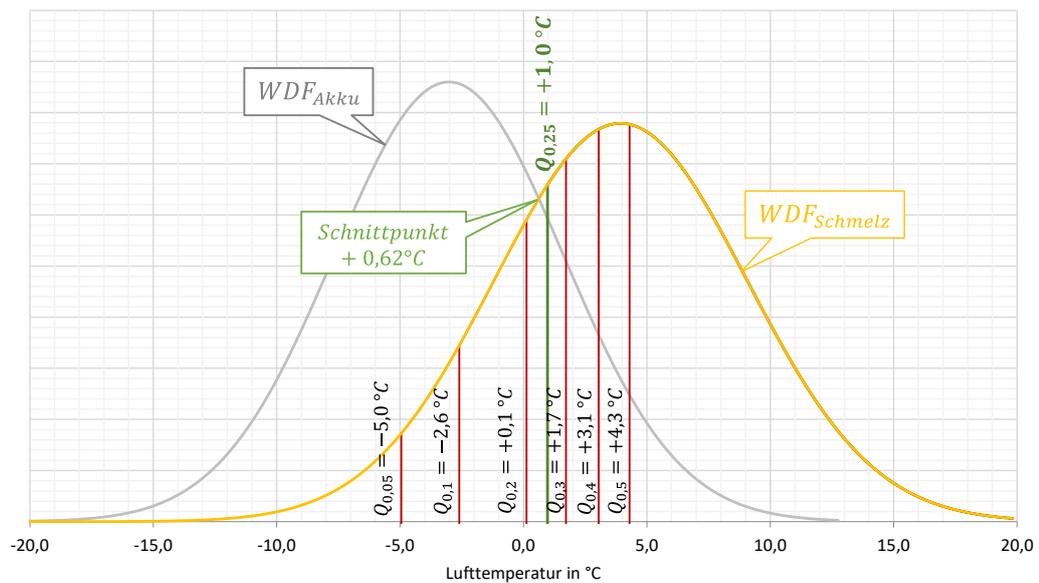


Abb. 5.36: Bestimmung des maßgebenden Quantils anhand des Schnittpunktes der Dichtefunktionen (Berechnung wie in Punkt 4.2.3 ab Seite 49 beschrieben und in Abb. 4.34, Seite 59 dargestellt). Als maßgebendes Quantil wird jenes angenommen, welches sich dem Schnittpunkt am nächsten befindet.

5.2 Bestimmung der Schmelzgrenztemperatur

a. Schmelzgrenztemperatur auf Basis der Lufttemperatur

Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Schneeschmelze (Lufttemperatur)

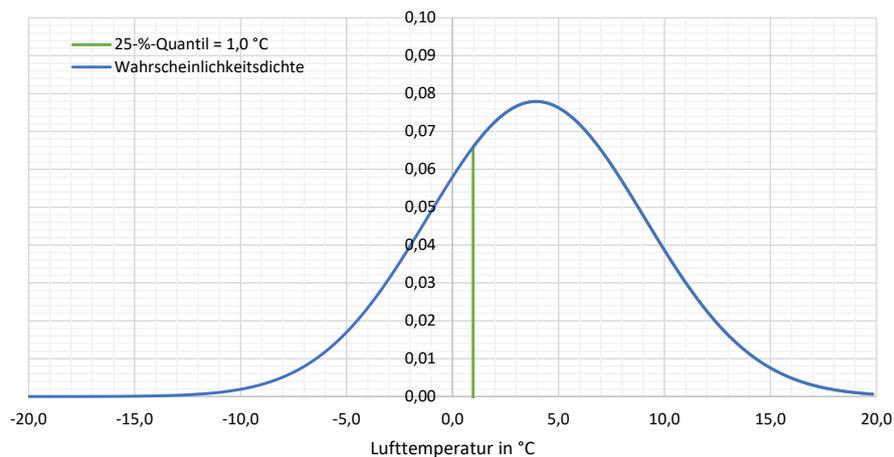


Abb. 5.37: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für Schneeschmelze (Lufttemperatur). Die Funktion wurde aus allen negativen Änderungen der stündlichen Mittelwerte des Schneewasseräquivalentes ermittelt. Die Bestimmung des 25%-Quantils ist in Abb. 5.35 und Abb. 5.36 erläutert.

Anhand der Wahrscheinlichkeitsverteilung wurde jene Temperatur (AIRT) bestimmt, ab der zu 75-prozentiger Wahrscheinlichkeit eine Abnahme des Schneewasseräquivalents einsetzt:

$$T_M^{AIRT} = Q_{0,25}^{AIRT} = +1,0 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (5.50)$$

Die Berechnung des Gradtagfaktors nach Variante 1 gemäß Punkt 4.3 erfolgt somit mit jenem Wert als Schmelzgrenztemperatur. Die Ergebnisse der Berechnung nach Variante 1 sind unter Punkt 5.3 (ab Seite 70) dargestellt.

b. Schmelzgrenztemperatur auf Basis der Feuchtkugeltemperatur

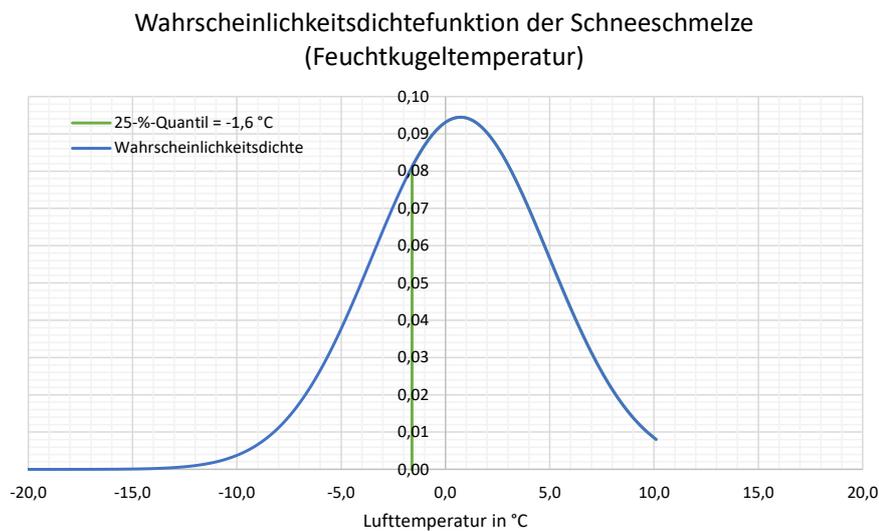


Abb. 5.38: Wahrscheinlichkeitsverteilung für Schneeschmelze (Feuchtkugeltemperatur). Die Funktion wurde aus allen negativen Änderungen der stündlichen Mittelwerte des Schneewasseräquivalentes ermittelt. Die Bestimmung des 25%-Quantils ist in Abb. 5.35 und Abb. 5.36 erläutert.

Anhand der Wahrscheinlichkeitsverteilung wurde jene Feuchtkugeltemperatur (WBT) bestimmt, ab der zu 75-prozentiger Wahrscheinlichkeit eine Abnahme des Schneewasseräquivalentes einsetzt:

$$T_M^{WBT} = Q_{0,25}^{WBT} = -1,6 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (5.51)$$

Die gegenüber der Lufttemperatur um 2,6 K niedrigere Feuchtkugeltemperatur zeigt deutlich, dass die Schmelze bzw. Abnahme des Schneewasseräquivalentes im Mittel bei einer relativ niedrigen Luftfeuchtigkeit einsetzt und die Berücksichtigung dieses Umstandes bzw. die Miteinbeziehung der relativen Luftfeuchtigkeit durchaus ihre Berechtigung hat.

c. Schmelzgrenztemperatur auf Basis der Taupunkttemperatur

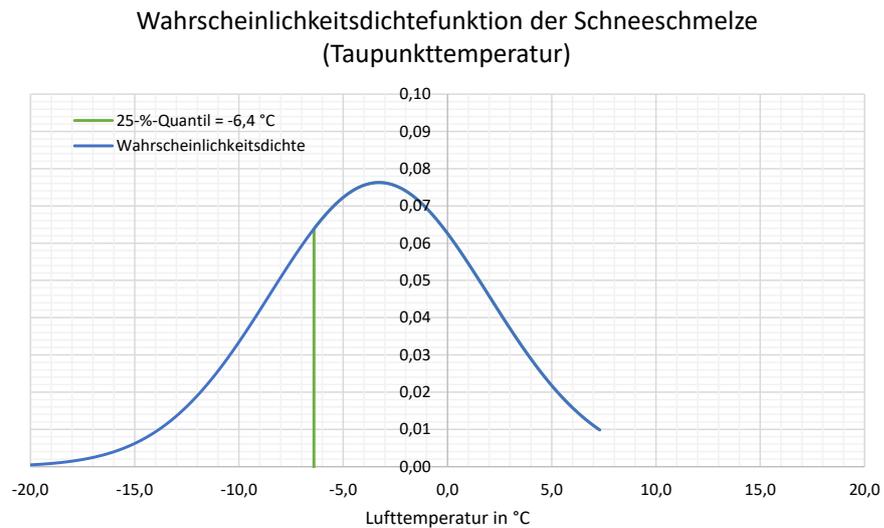


Abb. 5.39: Wahrscheinlichkeitsdichte für Schneesmelze (Taupunkttemperatur). Die Funktion wurde aus allen negativen Änderungen der stündlichen Mittelwerte des Schneewasseräquivalentes ermittelt. Die Bestimmung des 25%-Quantils ist in Abb. 5.35 und Abb. 5.36 erläutert.

Anhand der Wahrscheinlichkeitsverteilung wurde jene Taupunkttemperatur (DPT) bestimmt, ab der zu 75-prozentiger Wahrscheinlichkeit eine Abnahme des Schneewasseräquivalentes einsetzt:

$$T_M^{DPT} = Q_{0,25}^{DPT} = -6,4 \text{ °C} \quad (5.52)$$

5.3 Bestimmung der Schneeschmelze

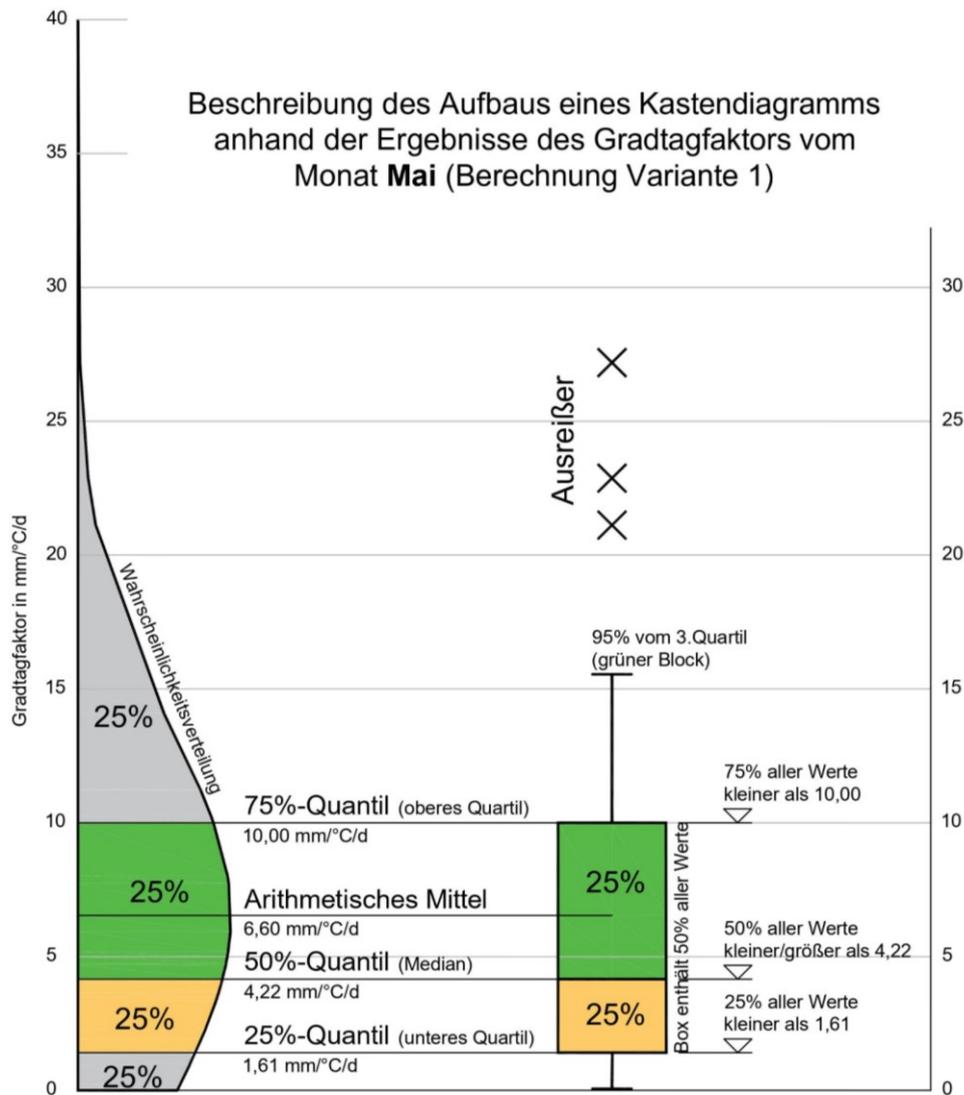


Abb. 5.40: Beschreibung des Kastendiagramms vom Monat Mai. In einem Kasten befinden sich 50 % aller ermittelten Schneeschmelzfaktoren, wobei der zwischen dem gelben und grünen Abschnitt gelegene Median diese Anzahl wiederum halbiert. Zum Vergleich bzw. zur Unterstützung der Interpretation ist die zugehörige Wahrscheinlichkeitsverteilung angeführt. Hier zeigt sich, dass der Hochpunkt sich nicht im Median, sondern im arithmetischen Mittelwert befindet. Die angegebenen Werte entsprechen den Ergebnissen nach der Berechnungsvariante 1, also unter Berücksichtigung aller 96 täglichen Messwerte vom Schneewasseräquivalent und der Lufttemperatur (Beschreibung siehe Punkt 5.3.1).

5.3.1 Schmelzfaktor aus Schneewasseräquivalent

Die Abb. 5.40 erklärt anschaulich den Aufbau eines Kastendiagramms und den Ursprung der Datenwerte, um die in diesem Kapitel folgenden Auswertungen interpretieren zu können. Den Hauptbestandteil stellt mithilfe des Medianwertes eine Box dar, welche die Hälfte aller berechneten Schneeschmelzfaktoren beinhaltet. Die Box wird zusätzlich in zwei Bereiche unterteilt, die jeweils 25 % aller Werte bzw. 50 % der gesamten Wertemenge beinhalten. Anhand der Lage des Medians kann auf die Form der Wahrscheinlichkeitsverteilung geschlossen werden. Liegt der Median nahe der unteren Begrenzungslinie des Kastens, womit der gelbe Abschnitt sehr schmal wird, so ist die Verteilung „rechtschief“ – der Verlauf hat daher von der Vertikalachse ausgehend schnell das Maximum erreicht und flacht anschließend ab. Das Maximum wird allerdings nicht vom Median, sondern vom arithmetischen Mittelwert beschrieben. Liegt dieser fernab des Medianwertes (wie ansatzweise in Abb. 5.40 ersichtlich), so hat ein nicht unerheblicher Anteil der Werte nur einen sehr kleinen Betrag. Auch dieser Umstand lässt sich in der Aufteilung der Box erkennen. Ist der gelbe Abschnitt sehr schmal, der grüne jedoch um einiges größer, so lässt dies auf eine Konzentrierung der Werte im Bereich des mittleren Quartils (zwischen dem 25 %- und 50 %-Quantil) schließen.

a. Berechnung des Schneeschmelzfaktors nach Variante 1

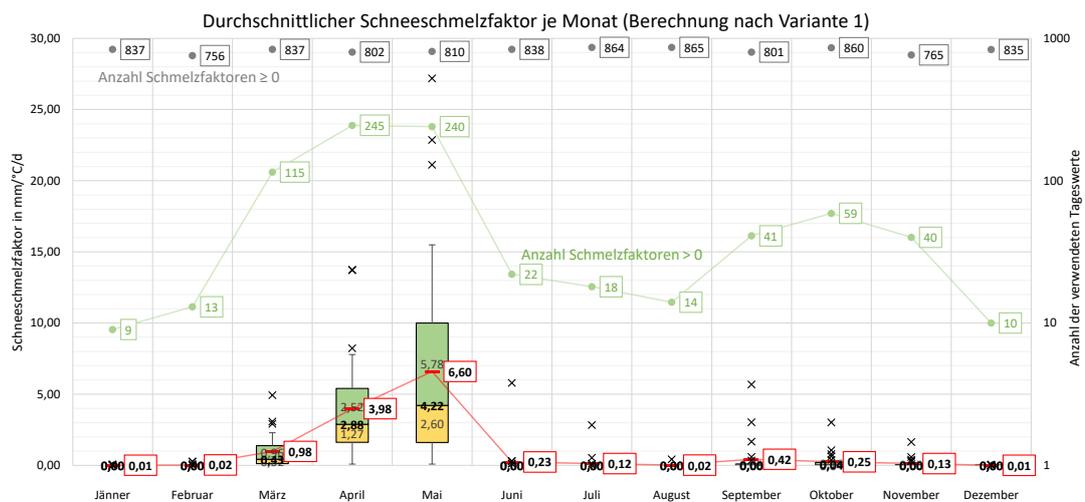


Abb. 5.41: Schneeschmelzfaktor je Monat mit Darstellung der Variabilität (Kastengröße, siehe dazu Abb. 5.40), Anzahl der berechneten Schmelzfaktoren und des arithmetischen Mittelwertes. Die Berechnung erfolgte unter Berücksichtigung aller zur Verfügung stehenden 96 Messwerte vom Schneewasseräquivalent und der Lufttemperatur je Tag. Auffällig ist hierbei die deutlich erhöhten Werte während der charakteristischen Schmelzmonate März, April und Mai.

Die aufgrund der Berechnungsmethode der Tagesmitteltemperatur der Luft im Folgenden ausschließlich verwendete Variante 1 (Verwendung aller 96 zur Verfügung stehenden Messdaten der Lufttemperatur und vom Schneewasseräquivalent, vgl. dazu Punkt 4.3a, Seite 53) zeigt in Abb. 5.41 einen Verlauf, der insbesondere während der Schmelzmonate März, April und Mai hohe Schneeschmelzfaktoren (Gradtagfaktoren) liefert. Dieser Ver-

lauf ist mit allen anderen Varianten (deren Ergebnisse sind im Anhang² abgebildet) deckungsgleich und schlägt sich auch in der Anzahl der positiven Schneeschmelzfaktoren (grüne Diagrammlinie) nieder. In den Frühlingsmonaten steht gegenüber den Winter- und Sommermonaten ein Vielfaches an berechneten Gradtagfaktoren zur Bestimmung des in Abb. 5.41 dargestellten Verlaufs zur Verfügung.

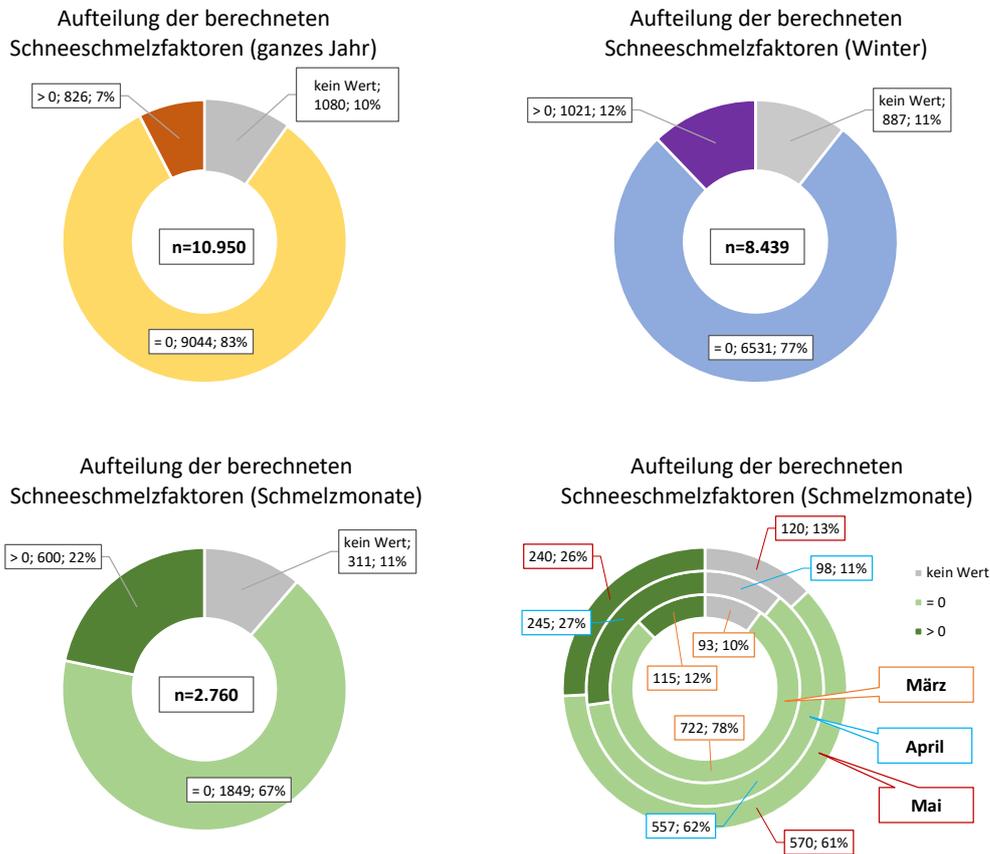


Abb. 5.42: Aufteilung der Schmelzfaktorwerte nach deren Ergebnis. Die Berechnung dieser Tageswerte erfolgte nach Variante 1 (Verwendung aller 96 Messwerte je Tag). Mehr als 2/3 aller Schmelzfaktoren besitzen den Wert Null, da in diesen Fällen zwar Messdaten vom Schneewasseräquivalent und der Lufttemperatur vorhanden aber für die Berechnung des Schmelzfaktors nicht verwendbar waren (Bedingungen zur Berechnung siehe Punkt 4.3, ab Seite 53). Die unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen zeigen, dass selbst bei reiner Auswertung der Schmelzmonate nur jeder fünfte Schmelzfaktor einen Wert größer Null ergibt. Die meisten auswertbaren Faktoren liefern die Monate April (27 % aller Faktoren im Monat) und Mai (26 %).

Dieser Umstand verdeutlicht, dass die zur Bestimmung des Schneeschmelzfaktors notwendige Abnahme des Schneewasseräquivalentes fast ausschließlich in diesen drei signifikanten Monaten stattfindet. Die in Abb. 5.42 ersichtliche Aufteilung der Schneeschmelzfaktoren nach deren Ergebnis veranschaulicht, dass nur ein sehr geringer Anteil (7 %) aller berechneten Gradtagfaktoren positiv und damit für die Ermittlung der Monatswerte brauchbar ist. Von diesen 7% entfallen wiederum 73 % bzw. 600 Werte auf

² s. Seiten A7 f.

die Frühlingsmonate März, April, Mai. Der Herbst beansprucht nur rund 17 % (140 Schmelzfaktorwerte), der Winter hingegen lediglich etwa 9 % (32 Schmelzfaktorwerte) dieser 826 positiven Faktoren.

a. Gegenüberstellung der Ergebnisse aller Varianten

Da die Monatsverläufe aller weiteren Varianten im Anhang beigefügt sind, werden in den folgenden Tabellen lediglich deren Ergebnisse gegenübergestellt. Allgemein lässt sich feststellen, dass die Medianwerte der charakteristischen Schmelzmonate keine großen Differenzen aufweisen (Standardabweichung $\sigma_{März} = 0,08$, $\sigma_{April} = 0,23$, $\sigma_{Mai} = 0,29$ mm/°C/d). Interessant ist die geringe Abweichung der Blockgrößen, in denen sich 50% aller positiven Schmelzfaktoren befinden, vom gemeinsamen Mittel in den Monaten März und April (Standardabweichung $\sigma_{März} = 0,27$, $\sigma_{April} = 0,13$ mm/°C/d), während die Standardabweichung im Mai mit $\sigma_{Mai} = 0,81$ mm/°C/d deutlich erhöht ist.

Tab. 5.7: Zusammenstellung der Varianten zur Berechnung des Schneeschmelzfaktors (Varianten sind unter Punkt 4.3 ab Seite 53 angeführt) mit den in mm/°C/d angegebenen Werten der Quantile und des Medians. Diese Aufstellung lässt die Streuweite bzw. den deutlichen Unterschied der charakteristischen Schmelzmonate März, April und Mai gegenüber den restlichen Monaten erkennen.

| | Variante 1 | | | Variante 2 (alt) | | | Variante 2 (neu) | | | Variante 3 | | | Mittelwert aller Varianten | | |
|-----------|------------|------|---------|------------------|------|---------|------------------|------|---------|------------|------|---------|----------------------------|------|---------|
| | 25%-Qu. | Med. | 75%-Qu. | 25%-Qu. | Med. | 75%-Qu. | 25%-Qu. | Med. | 75%-Qu. | 25%-Qu. | Med. | 75%-Qu. | 25%-Qu. | Med. | 75%-Qu. |
| Jänner | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| Februar | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,02 |
| März | 0,11 | 0,43 | 1,39 | 0,15 | 0,57 | 1,13 | 0,06 | 0,34 | 0,63 | 0,12 | 0,48 | 0,86 | 0,11 | 0,45 | 1,00 |
| April | 1,62 | 2,88 | 5,40 | 1,54 | 2,98 | 5,05 | 0,93 | 2,41 | 4,48 | 1,18 | 2,96 | 4,60 | 1,32 | 2,81 | 4,88 |
| Mai | 1,61 | 4,22 | 10,00 | 2,70 | 5,02 | 9,14 | 1,58 | 4,52 | 9,64 | 1,56 | 4,72 | 8,42 | 1,86 | 4,62 | 9,30 |
| Juni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Juli | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| August | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| September | 0,00 | 0,00 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,14 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,10 |
| Oktober | 0,00 | 0,04 | 0,20 | 0,00 | 0,04 | 0,12 | 0,00 | 0,06 | 0,14 | 0,00 | 0,03 | 0,28 | 0,00 | 0,04 | 0,19 |
| November | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,01 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,07 |
| Dezember | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |

Tab. 5.8: Wie in Tab. 5.7, jedoch hier mit den jeweiligen Blockmengen (25% der Werte je Block) der Varianten. Diese Blöcke bzw. Kästen sind in Abb. 5.41 auf Seite 71 (Variante 1), A-Abb. 95 auf Seite A7 (Variante 2 (alt)), A-Abb. 96 auf Seite A7 (Variante 2 (neu)) und A-Abb. 97 auf Seite A8 (Variante 3) ersichtlich.

| | Variante 1 | | | Variante 2 (alt) | | | Variante 2 (neu) | | | Variante 3 | | | Mittelwert aller Varianten | | |
|-----------|------------|----------|----------|------------------|----------|----------|------------------|----------|----------|------------|----------|----------|----------------------------|----------|----------|
| | 1. Block | 2. Block | 50%-Ant. | 1. Block | 2. Block | 50%-Ant. | 1. Block | 2. Block | 50%-Ant. | 1. Block | 2. Block | 50%-Ant. | 1. Block | 2. Block | 50%-Ant. |
| Jänner | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Februar | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,04 | 0,00 | 0,02 | 0,02 |
| März | 0,32 | 0,96 | 1,27 | 0,42 | 0,56 | 0,98 | 0,28 | 0,29 | 0,57 | 0,35 | 0,38 | 0,73 | 0,34 | 0,55 | 0,89 |
| April | 1,27 | 2,52 | 3,79 | 1,44 | 2,07 | 3,51 | 1,48 | 2,07 | 3,55 | 1,79 | 1,63 | 3,42 | 1,49 | 2,07 | 3,57 |
| Mai | 2,60 | 5,78 | 8,39 | 2,32 | 4,12 | 6,44 | 2,93 | 5,12 | 8,05 | 3,16 | 3,70 | 6,86 | 2,75 | 4,68 | 7,43 |
| Juni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 |
| Juli | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| August | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| September | 0,00 | 0,09 | 0,09 | 0,00 | 0,14 | 0,14 | 0,00 | 0,07 | 0,07 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,08 | 0,08 |
| Oktober | 0,04 | 0,16 | 0,20 | 0,04 | 0,08 | 0,12 | 0,06 | 0,09 | 0,15 | 0,03 | 0,25 | 0,28 | 0,04 | 0,15 | 0,19 |
| November | 0,00 | 0,05 | 0,05 | 0,01 | 0,05 | 0,06 | 0,00 | 0,08 | 0,08 | 0,00 | 0,09 | 0,09 | 0,00 | 0,07 | 0,07 |
| Dezember | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,01 |

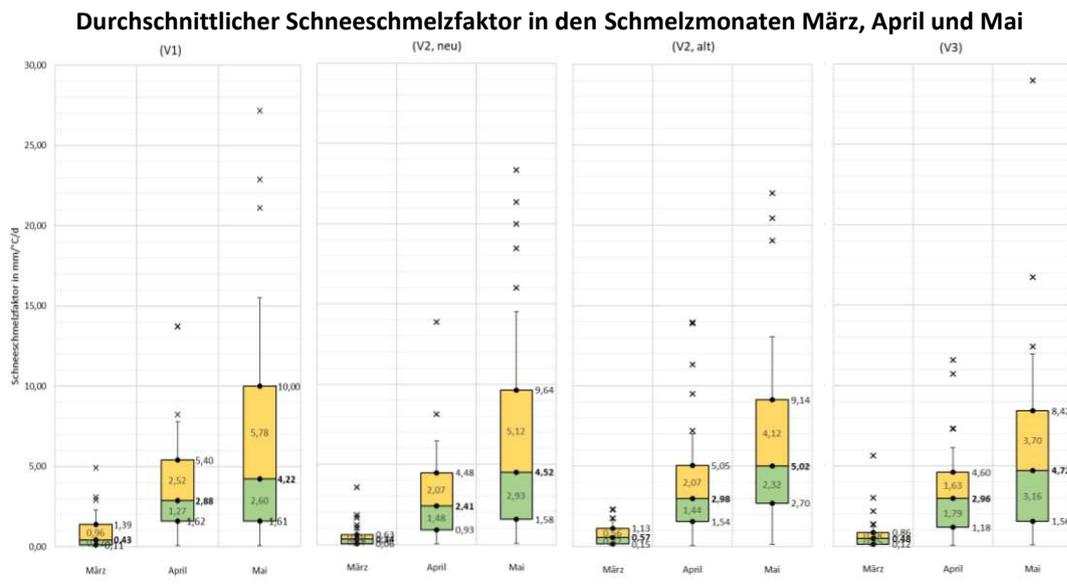


Abb. 5.43: Durchschnittlicher Schneeschmelzfaktor für die Schmelzmonate März, April und Mai nach Berechnungsvarianten sortiert. Zwar weisen die vier Varianten etwas unterschiedliche Werte insbesondere in der Variabilität auf, die grundsätzliche Verteilung ist jedoch über die Berechnungsmethoden hinaus einheitlich. Zur Beschreibung der Variabilität (Kastengröße), siehe Abb. 5.40.

5.3.2 Schmelzfaktor aus Lysimeterausfluss

Das Ergebnis der Berechnung des Schneeschmelzfaktors (Gradtagfaktor) mittels Lysimeter-Ausflusses deckt sich größtenteils mit jenem der Berechnung mittels Schneewasseräquivalent. Dass (wie in Abb. 5.44 ersichtlich) im März noch kein nennenswerter Gradtagfaktor auftritt, im Gegensatz dazu aber im April und Mai dieser höher ist, als jener aus dem Schneewasseräquivalent, hängt wohl damit zusammen, dass sich im März meist noch eine höhere Schneedecke vorliegt und Schmelzwasser vorerst nur einsickert aber nicht vollständig den Lysimeter-Abfluss erreicht.

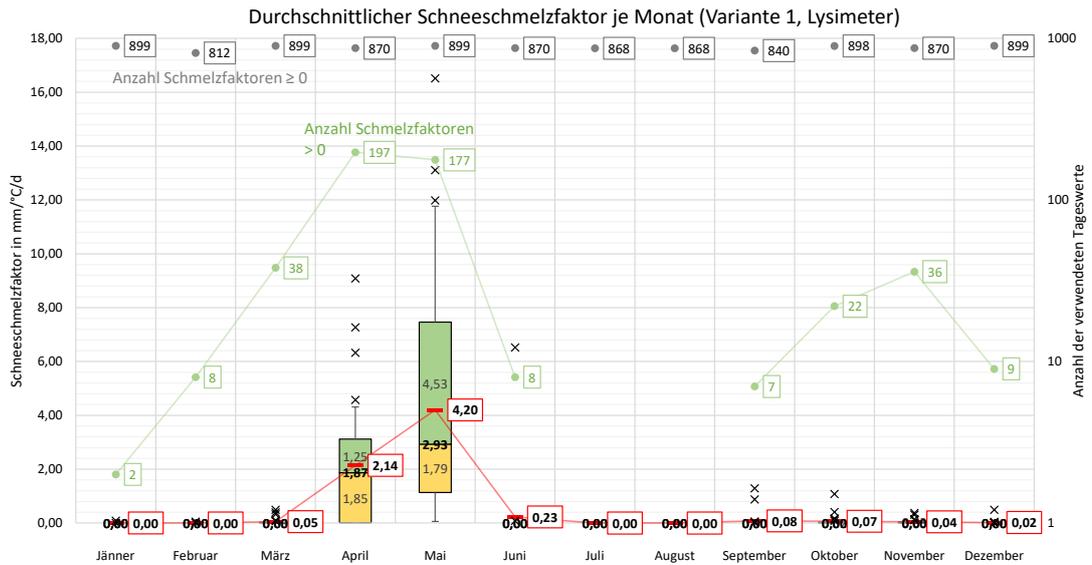


Abb. 5.44: Wie in Abb. 5.41 jedoch hier auf Basis der Daten vom Lysimeterausfluss mit dem Unterschied, dass der Schmelzfaktor für März unauffällig ist. Dies liegt wahrscheinlich am verzögerten Abfluss des Schmelzwassers sowie der gegenüber der Schneewasseräquivalentmessung (siehe 3.2.3g) ungenaueren Messmethode.

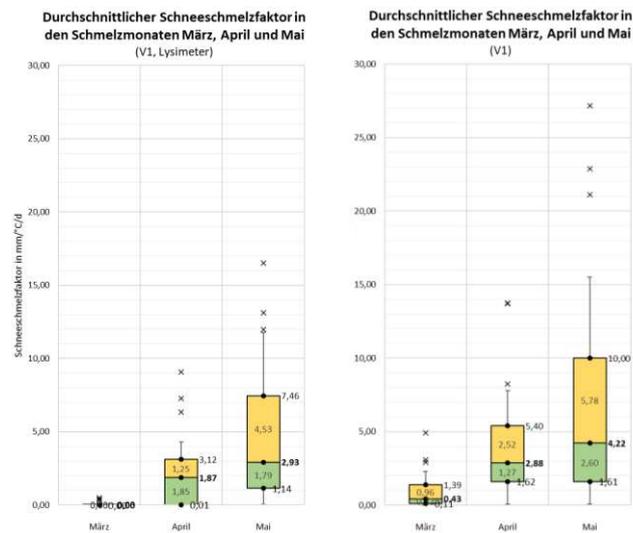


Abb. 5.45: Schmelzfaktoren der Hauptschmelzmonate nach Variante 1 (Berücksichtigung aller 96 Messwerte je Tag) anhand Daten vom Lysimeterausfluss (li.) und des Schneewasseräquivalentes (re.).

5.3.3 Korrelation des Schmelzfaktors mit ausgewählten Parametern

Da die Berechnung des Gradtagfaktors unter anderem auf der Änderung der Lufttemperatur basiert, liegt hier eine relativ hohe Korrelation mit einem Bestimmtheitsmaß $R^2=0,42$ vor. Dass sich bei der Berechnung des Faktors die Temperaturänderung im Nenner befindet, ist bei der folgenden grafischen Auswertung deutlich ersichtlich, da mit sinkendem Wert der Lufttemperaturänderung der Wert des Gradtagfaktors umso höher ausfällt. So bewirkt eine Zunahme der Lufttemperatur um lediglich 0,1 K bei einer Schmelze von zehn Millimeter gleich einen Gradtagfaktor in der Höhe von $100 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ (siehe auch Punkt 0 ab Seite 58). Damit ist auch der Umstand zu erklären, dass sich die höchsten Werte des Gradtagfaktors auch im niedrigsten Bereich der Lufttemperaturänderung befinden, was in Abb. 5.46 ebenso deutlich hervorgehoben wird.

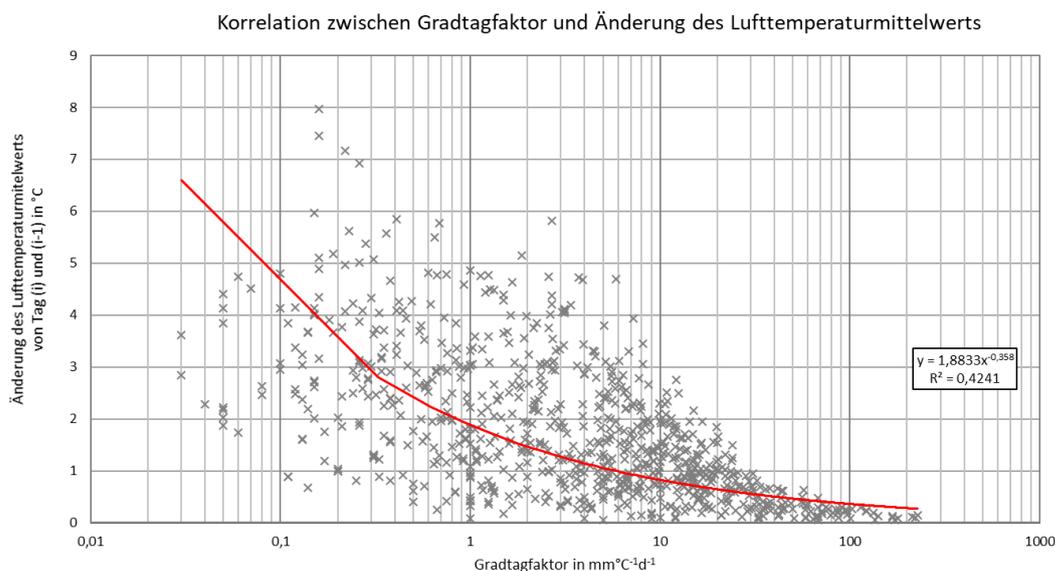


Abb. 5.46: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und der Änderung der Lufttemperatur

Die Zunahme des Gradtagfaktors mit höherer Lufttemperatur geschieht hingegen in einer weit geringeren Abhängigkeit als vermutet, was damit erklärt werden kann, dass sich bei höheren Temperaturen die Schneedecke meist setzt und nicht sofort Schmelzwasser verliert.

Wie die Änderung der Lufttemperatur spielt auch die Änderung des Schneewasseräquivalents eine große Rolle in der Berechnung des Gradtagfaktors. Daher ist auch die Korrelation dieser beiden Parameter mit $R^2=0,51$ relativ hoch.

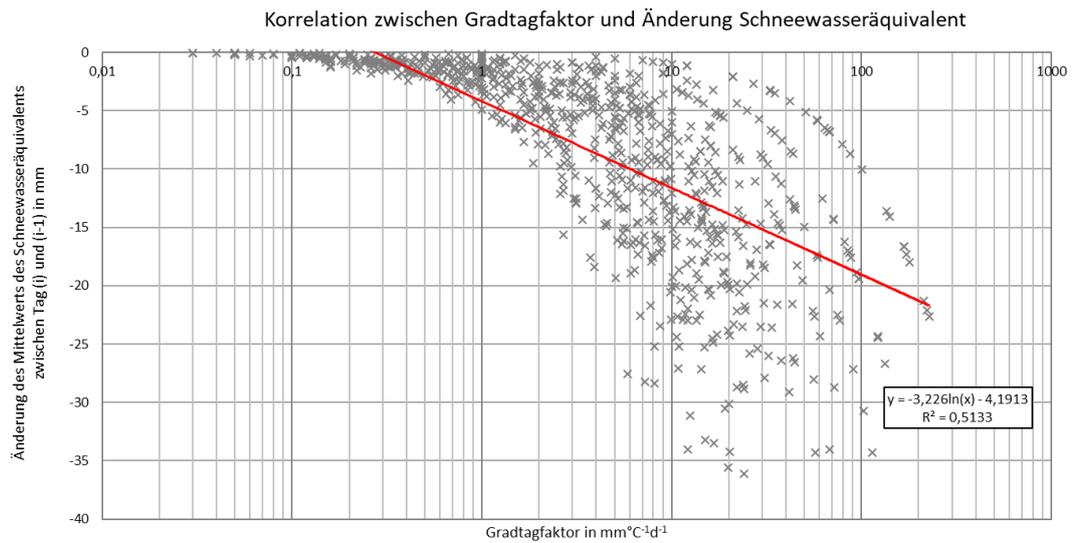


Abb. 5.47: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und der Änderung des Schneewasseräquivalentes

Diese Korrelation zeigt sich zwischen dem mittels Lysimeterausfluss berechneten Gradtagfaktor und eben diesem Ausfluss noch deutlicher, wie in Abb. 5.48 ersichtlich.

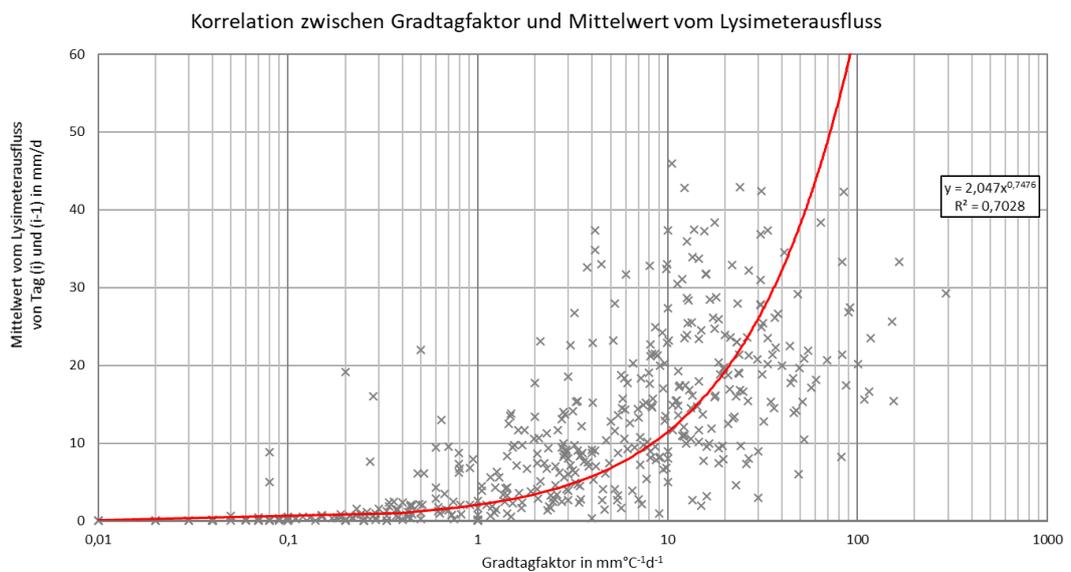


Abb. 5.48: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor (aus Lysimeterdaten) und Lysimeterausfluss

Dass die Schmelze von zahlreichen Faktoren abhängig ist und von diesen unterschiedlich stark beeinflusst wird, stellt Tab. 5.9 anhand aller untersuchten Korrelationen dar. Die einzelnen Abbildungen hierzu finden sich im Anhang³.

³ s. Seite A8 ff.

Tab. 5.9: Korrelation verschiedener Parameter mit dem Schneeschmelzfaktor

| Korrelation des Schmelzfaktors mit: | |
|-------------------------------------|------|
| Änderung AIRT-Mittelwert | 0,42 |
| Mittelwert von AIRT | 0,04 |
| Höchstwert AIRT-Mittelwert | 0,06 |
| Mittelwert von SWE | 0,11 |
| Änderung SWE-Mittelwert | 0,51 |
| Höchstwert SWE-Mittelwert | 0,1 |
| Mittelwert von SND | 0,05 |
| Höchstwert SND-Mittelwert | 0,05 |
| Änderung von SND | 0,22 |
| Mittelwert von LYSIM* | 0,7 |
| Mittelwert von RH | 0,01 |
| niedrigstem Mittelw. von RH | 0,01 |
| Mittelwert von WS | 0,02 |
| Höchstwert WS-Mittelwert | 0,05 |
| Mittelwert von GLO | 0,17 |
| Höchstwert GLO-Mittelwert | 0,17 |

*Korrelation mit Schmelzfaktoren aus Lysimeterdaten

5.3.4 Ermittelte Schneeschmelzfaktoren aus Langzeitbetrachtung

a. Jahreswerte

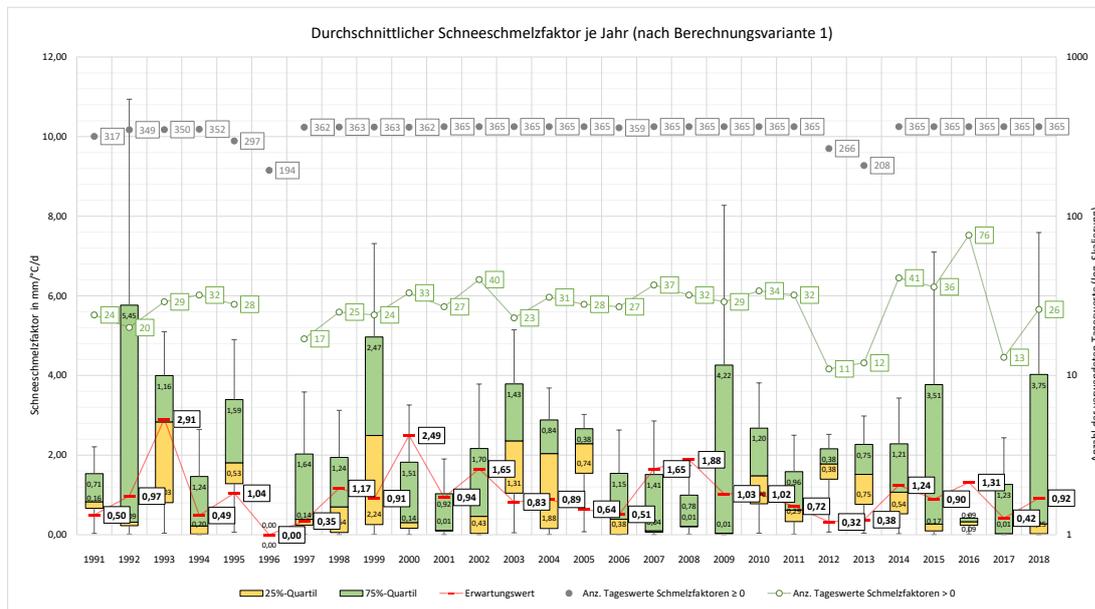


Abb. 5.49: Durchschnittlicher Schneeschmelzfaktor je Jahr. Hier lässt sich eine große Variabilität in der Streuweite der Faktoren erkennen. Die Anzahl an zur Berechnung verwendeten Schneeschmelzfaktoren variiert nur vereinzelt, je nach Verfügbarkeit der Daten aus der Schneewasseräquivalenzmessung. Zur Beschreibung der Variabilität (Kastengröße), siehe Abb. 5.40.

Da sich während eines Jahres sowohl im Frühjahr als auch abgeschwächt im Herbst Schmelzereignisse zweier unterschiedlicher Winter ereignen, ist ein Jahresvergleich

(Abb. 5.49) weniger aussagekräftig, als ein Vergleich zwischen den Wintersaisons. Dennoch lässt eine Gegenüberstellung zwischen dem mittleren Gradtagfaktor je Jahr und dem mittleren Schneeschmelzfaktor je Winter einen Vergleich hinsichtlich der Fragestellung zu, ob sich die hauptsächliche Schneeschmelze im Jahr im Frühjahr ereignete oder auch im Herbst mehrere Schmelzereignisse auftraten. Dieser Vergleich ist in Abb. 5.53 auf Seite 82 ersichtlich.

b. Winterwerte (September bis Juni)

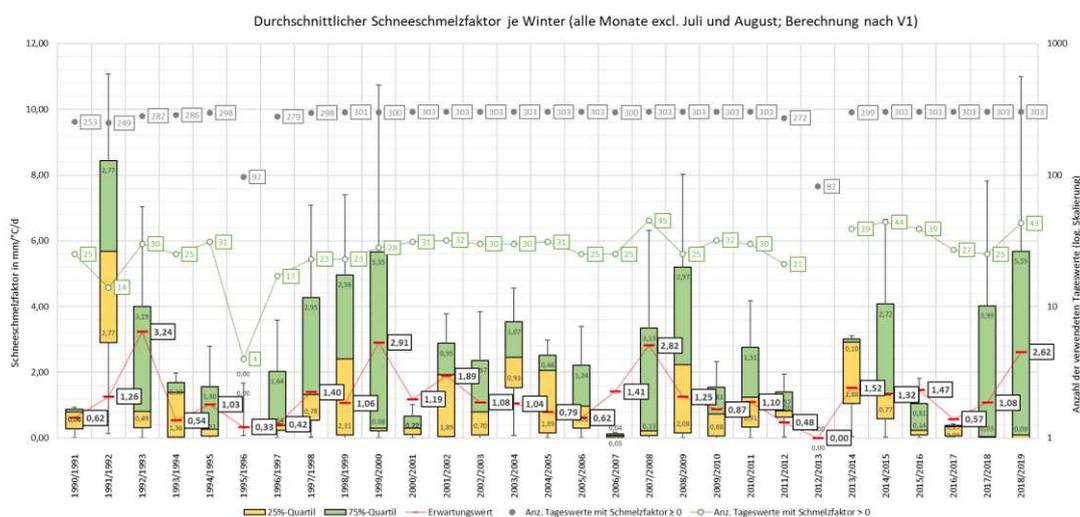


Abb. 5.50: Wie in Abb. 5.49, jedoch hier mit der Berechnung über die Winterperiode (September bis Juni)

Um einen möglichst guten Vergleich der gesamten Schmelzereignisse während der Winterperiode – also auch jener, wenn auch kleiner, Schmelzphasen im Herbst – zu bieten und auch kleine Schmelzphasen im Herbst berücksichtigen zu können, stellt Abb. 5.50 den berechneten Gradtagfaktor für die Zeiträume zwischen 01.09. und 30.06. dar. Lediglich während der Winter 1995/96 und 2012/13 konnten aufgrund fehlender Messwerte vom Schneewasseräquivalent keine Gradtagfaktoren berechnet werden. Die ansonsten durchgängig annähernd konstante Anzahl an positiven Schneeschmelzfaktor-Werten weist auf einen stabilen Datensatz für die Berechnung hin.

5.3.5 Ermittelte Schneeschmelzfaktoren aus saisonaler Betrachtung

a. Monatswerte

Der in Abb. 5.51 dargestellte Verlauf des Monatswertes vom Schneeschmelzfaktor zeigt markant hohe Werte für die drei Frühlingsmonate März, April und Mai. Diese Tatsache zeigt sich nicht nur im Verlauf des arithmetischen Mittels, sondern auch in jenen des Medians und der Anzahl der positiven Schneeschmelzfaktoren. Zudem deuten die Kastengrößen – also jene Bereiche, in denen sich 50 % aller Schmelzfaktoren befinden – auf eine größere Streuweite der einzelnen Faktoren hin, als in den restlichen Monaten. Zudem beträgt der Schneeschmelzfaktor nur von März bis Mai mehr als $0,5 \text{ mm}^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$. Im

Gegensatz zu den im Kapitel 5.3.6a (Seite 83) betrachteten Stundenwerten stimmen also alle fünf Indikatoren (Mittelwert, Median, Anzahl Faktoren $\neq 0$, Streuweite, Wert) in ihrem Verlauf eindeutig überein, die hohen Ausschläge des Faktors in diesen drei Monaten sind somit durchaus plausibel. Abseits der Deutlichkeit dieser Analyse ist es einleuchtend, dass die Hauptschmelze im Frühling solch eindeutige Gradtagfaktoren hervorruft. Auch Beobachtungen der Natur bestätigen damit den dargestellten Werteverlauf.

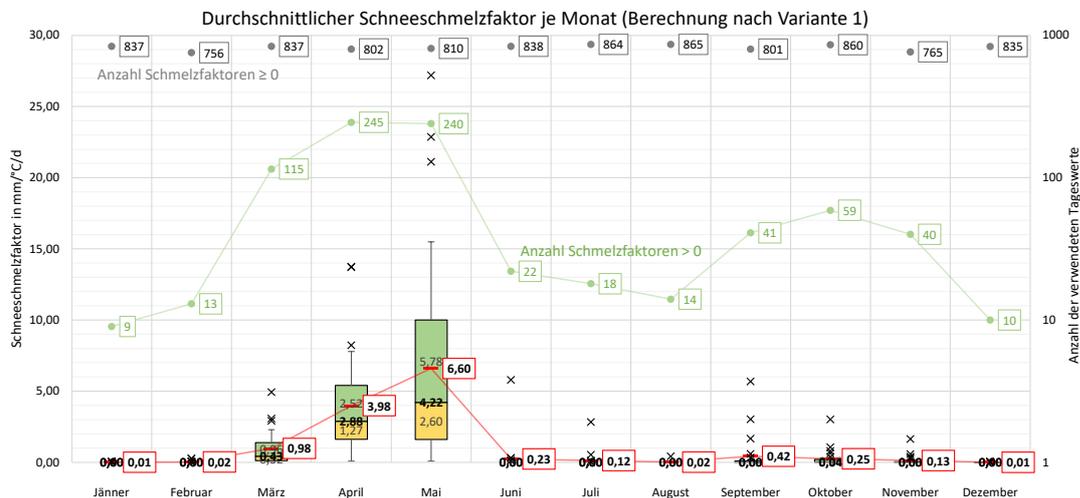


Abb. 5.51: Durchschnittlicher Schneeschmelzfaktor je Monat, siehe Abb. 5.41 (Seite 71)

b. Werte für Schmelzperiode (März, April und Mai)

Um den Jahresvergleich des Gradtagfaktors auf die signifikanten „Hauptschmelzmonate“ März, April und Mai fokussieren zu können, werden diese drei Monate unter dem Begriff der „Schmelzperiode“ zusammengefasst und gegenübergestellt. Hier erkennt man sowohl im Verlauf des arithmetischen Mittels und somit der Streuweite (entspricht der Kastengröße), als auch im Verlauf des Medians einen in etwa periodischen Verlauf. Insbesondere der Median steigt etwa alle acht Jahre für ein oder zwei Jahre deutlich an (1992, 1999 und 2000, 2009, 2015 sowie 2018 und 2019, vgl. Abb. 5.53).

Da der Median wie schon erwähnt, im Gegensatz zum arithmetischen Mittelwert gegen Ausreißer unempfindlich ist, ist Abb. 5.53 für einen direkten Vergleich der Gradtagfaktoren für gesamte Jahre, Winterperiode (September bis Juni) sowie Schmelzperioden (März, April und Mai) maßgebend. Hier lässt sich deutlich feststellen, dass der Schneeschmelzfaktor für Schmelzperioden meist deutlich höher als die restlichen Werte ist (siehe insbesondere 1992, 2000 und 2009), da in diesen Jahren die Schneeschmelze fast ausschließlich während dieser definierten Periode stattfand. So lässt sich auch im Jahr 1992 der Umstand zeigen, dass der hohe Gradtagfaktor nur auf den Winter 1991/92 zurück zu führen ist – beide Peaks sind in etwa gleich hoch. Im Gegensatz dazu liegt der Schmelzperioden-Median für 2015 deutlich über dem des Winters 2014/15, was auf mehrere kleine Schmelzprozesse abseits der drei „Schmelzmonate“ schließen lässt.

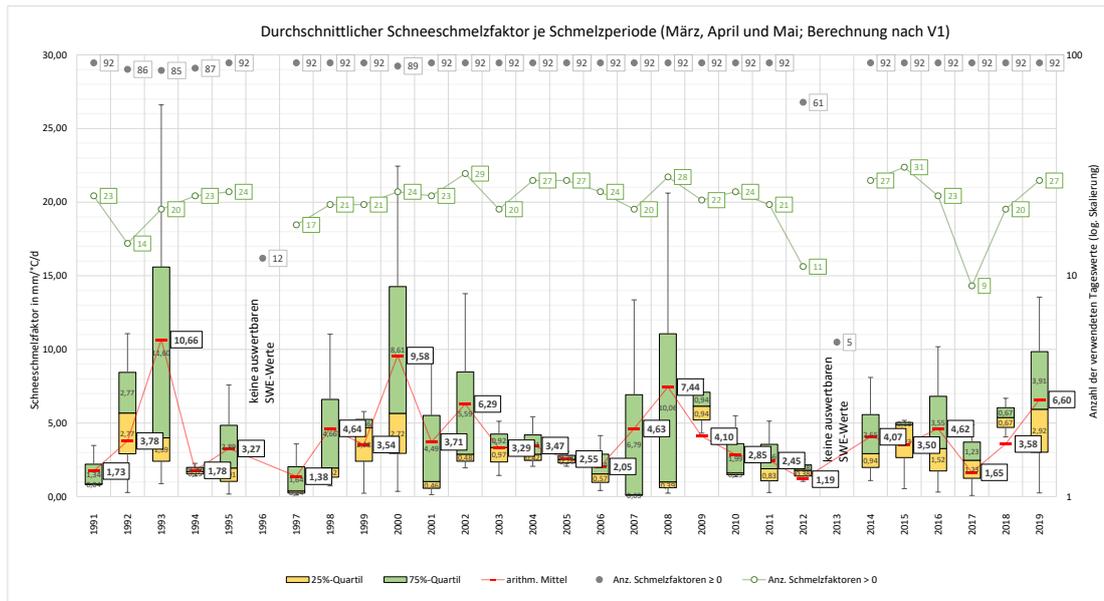


Abb. 5.52: Wie in Abb. 5.49, jedoch hier mit der Berechnung über die Schmelzmonate (März bis Mai)

Wie in Punkt 4.5(6) auf Seite 63 erwähnt, wird zur Darstellung eines möglichst aussagekräftigen Schneeschmelzfaktors der arithmetische Mittelwert aus den Medianwerten der 27 Schmelzperioden verwendet. Dieser ergibt sich zu

$$\overline{DDF}_{Schm} = \frac{\sum_{i=1}^{27} \overline{DDF}_{Schm,i}}{27} = \frac{78,45}{27} = 2,91 \text{ mm/}^\circ\text{C/d} \quad (5.53)$$

Die Streuung wird anhand der Standardnormalverteilung zu

$$\sigma_{DDF,Schm} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{27} (\overline{DDF}_{Schm,j} - \overline{DDF}_{Schm})^2}{27}} = 1,77 \text{ mm/}^\circ\text{C/d} \quad (5.54)$$

ermittelt. Der Schneeschmelzfaktor liegt also hauptsächlich zwischen 1,14 und 4,67 mm°C⁻¹d⁻¹. Daher lässt sich nun folgender gesamtheitlicher, möglichst aussagekräftige Schneeschmelzfaktor angeben:

$$DDF_{Schm} = 2,91 \pm 1,77 \text{ mm/}^\circ\text{C/d}$$

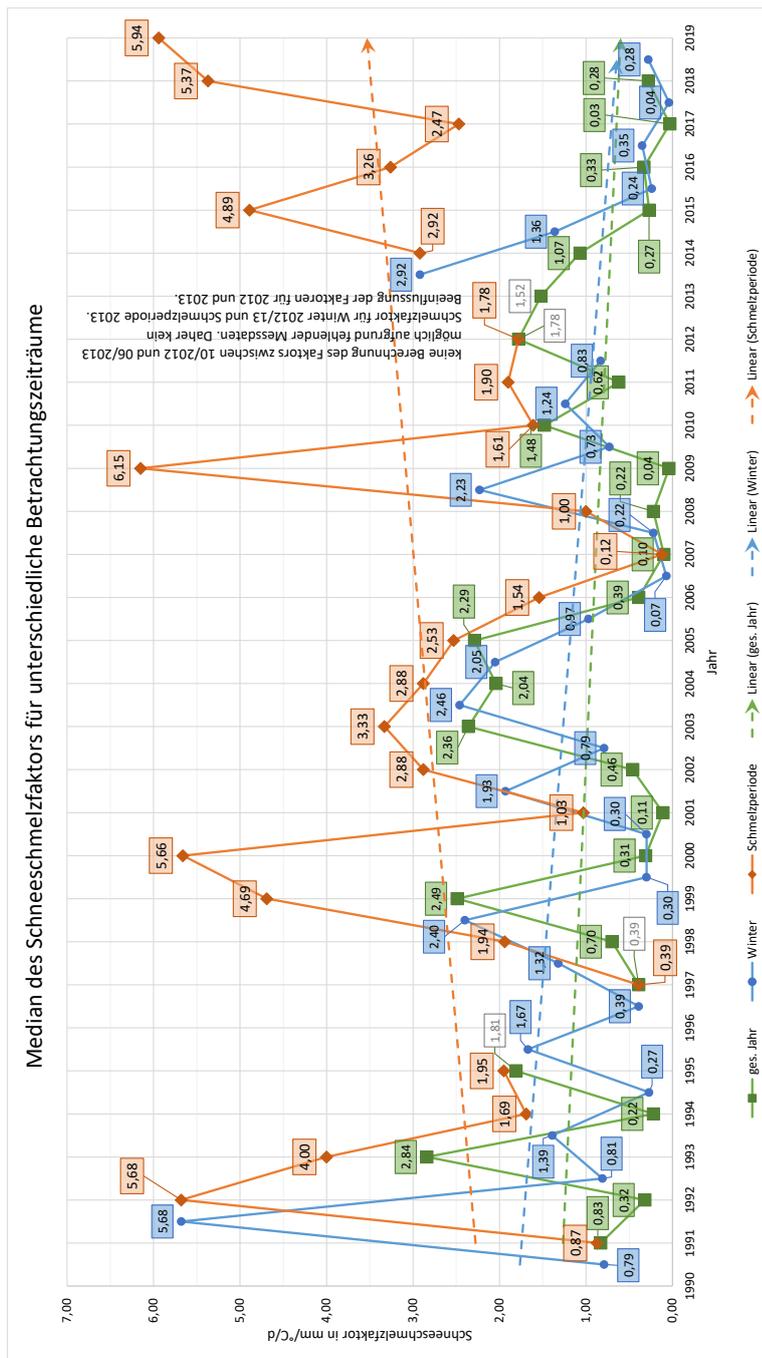


Abb. 5.53: Gegenüberstellung der Mediane des Schneeschnmelzfaktors für unterschiedliche Betrachtungszeiträume (gesamtes Jahr, Winterperiode September bis Juni, Schmelzperiode März bis Mai). Auffällig sind die teils sehr prägnanten Unterschiede zwischen den Faktormedianen im selben Zeitraum.

Liegt also der Schmelzperioden-Median weitab der beiden anderen Mediane, so fanden kurze, starke Schneeschnmelzen innerhalb dieser drei Monate statt, während im restlichen Jahr zwar vereinzelt Schmelzen auftraten, diese jedoch nur sehr schwach stattfanden. Diese Erkenntnis unterstreicht die Tatsache, dass nur im März, April und Mai signifikante Gradtagfaktoren berechnet wurden.

5.3.6 Ermittelte Schneeschmelzfaktoren aus Kurzzeitbetrachtung

a. Stundenwerte

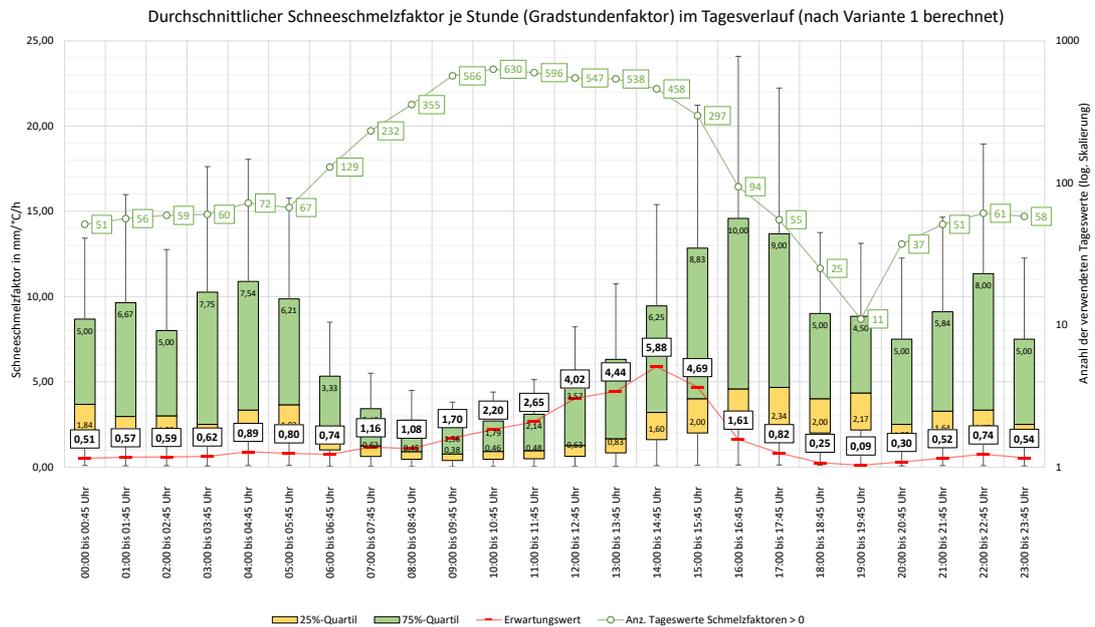


Abb. 5.54: Wie in Abb. 5.49, jedoch hier mit der Berechnung über die einzelnen Stunden. Der hier dargestellte „Gradstundenfaktor“, also jener Faktor, der die Schneeschmelze innerhalb einer Stunde quantifiziert, besitzt sein Maximum im arithmetischen Mittel am frühen Nachmittag. Die hohe Verfügbarkeit an positiven Schmelzfaktorwerten zwischen 06:00 und 15:00 Uhr (grüner Verlauf in logarithmischer Skalierung) verdeutlicht den gegenüber der Nacht stark erhöhten Schmelzprozess durch die Sonneneinstrahlung bzw. mildere Lufttemperatur.

Der Gradstundenfaktor („degree-hour factor“ DHF) beschreibt analog zum Gradtagfaktor jene Menge an Schmelzwasser in Millimeter (bzw. Liter je Quadratmeter), die je Stunde bei einem Grad Celsius (bzw. Kelvin) Temperaturunterschied anfällt. Damit lässt sich also die „Hauptschmelzphase“ während des Tages ermitteln. Unter Betrachtung des arithmetischen Mittels fällt diese Phase, wie in Abb. 5.54 ersichtlich, eindeutig auf den frühen Nachmittag. Eine tiefere Analyse des Gradstundenfaktors gestaltet sich hingegen schwieriger. Betrachtet man nämlich den Median der jeweiligen Stundenkasten, so fällt ein relativ konstant hoher Verlauf in jenem Zeitraum auf, in dem keine Sonne scheint. Insbesondere in den Vormittagsstunden sinkt der Median auf etwa einen Millimeter je Grad und Tag ab. Andererseits ist die Anzahl der DHF-Werte, die größer Null sind, in den sonnenbeschienenen Stunden weitaus höher als in den Nachtstunden, was mit der Schmelze durch Sonnenschein zusammenhängen könnte. So steigt untertags die Anzahl der positiven DHF-Werte auf über 500 Werte (von insgesamt 10.500 ausgewerteten Werten je Stunde), während in der Nacht nur ein Zehntel davon zur Verfügung steht. Wie aussagekräftig diese Werte in den Abend- und Nachtstunden sind, darf daher durchaus in Frage gestellt werden. Der sukzessive Anstieg des Mittelwertes (oder „Erwartungswert“) in den frühen Nachmittagsstunden stellt in diesem Fall dennoch den realistischsten Verlauf der Schneeschmelze untertags dar.

5.3.7 Vergleich auffälliger Werte des Schmelzfaktors während der Schmelzperioden

Abschließend werden aus den Schneeschmelzfaktoren (Gradtagfaktoren) der Schmelzperioden drei Vergleichszeiträume zu je drei Perioden ausgewählt, die untereinander auf signifikante Abweichungen untersucht werden. Dies stellt einen Versuch dar, die Einflüsse auf den Wert des Gradtagfaktors bestimmen zu können.

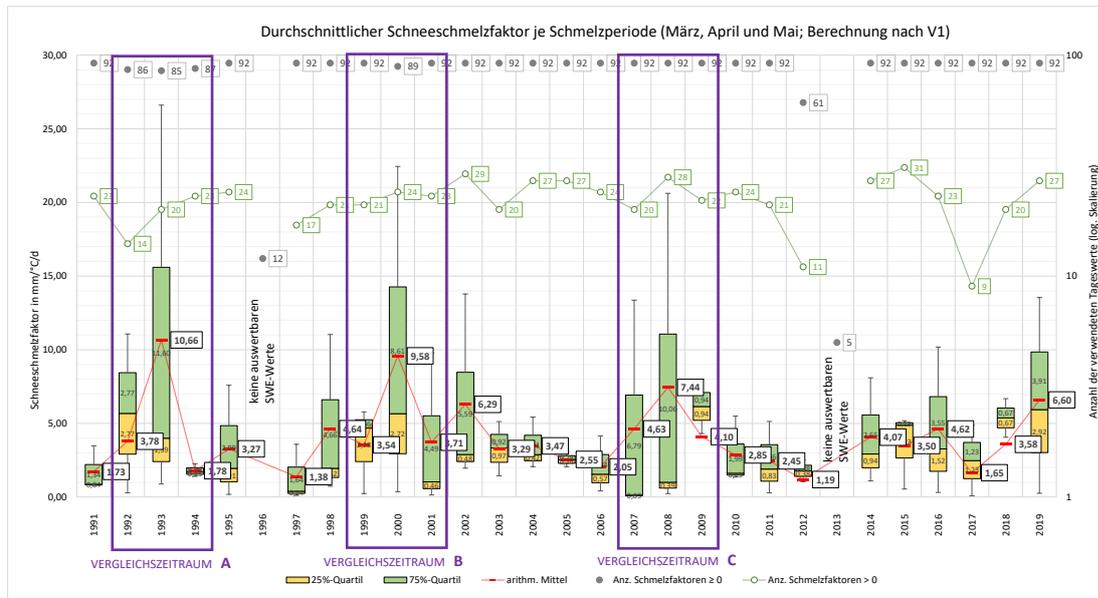


Abb. 5.55: Schneeschmelzfaktor je Schmelzperiode (siehe auch Abb. 5.52) mit den in diesem Kapitel untersuchten Vergleichszeiträumen. Es wurden jeweils drei aufeinanderfolgende Jahre ausgewählt, die sich hinsichtlich Medians, Streuweite und arithmetischen Mittelwert deutlich unterscheiden, jedoch in der Anzahl der verwendeten Schmelzfaktoren (grüne Linie) ähnlich sind.

- Vergleichszeitraum A:

Im Vergleichszeitraum A fällt sehr deutlich auf, dass die Spannweite des Gradtagfaktors in der Schmelzperiode 1993 gegenüber den angrenzenden Jahren erhöht ist, der Medianwert jedoch niedriger als 1992 liegt. Das arithmetische Mittel nimmt hingegen im Jahr 1992 mit $10,66 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ den höchsten Wert in der gesamten Messreihe. Es stellt sich somit die Frage nach der Ursache für diese unterschiedlichen Entwicklungen.

Generell lässt sich festhalten, dass die Höhe des Schneeschmelzfaktors verschiedene Aussagen zulässt:

- Hoher Mittelwert: Wenige, mitunter sehr hohe Werte des Schneeschmelzfaktors als Produkt aus geringen Temperaturdifferenzen und starker Schmelze
- Hoher Medianwert: Viele hohe Werte des Schneeschmelzfaktors aufgrund einer langen, stabilen Schmelze mit hoher Intensität. Diese ist wiederum abhängig von der Dauer der Schneeschmelze und der Höhe des

Schneewasseräquivalentes am Beginn des Schmelzprozesses. Wie unter Punkt 4.5 beschrieben, wird der Median im Gegensatz zum arithmetischen Mittelwert nur aus allen Schneeschmelzfaktoren > 0 gebildet.

- Weite Streuung der Werte (hohe Kästen im Diagramm): große Unterschiede zwischen den Werten des Schneeschmelzfaktors, meist in Verbindung mit einem hohen arithmetischen Mittelwert, was auf große Ausreißer schließen lässt.
- Geringe Streuung der Werte (kurze Kästen): Alle oder ein Großteil der Schneeschmelzfaktoren konzentrieren sich in einen bestimmten Wertebereich, dies zeugt meist von einer geringen Schmelzintensität, deren Ursprung oftmals in einer langen Schmelzperiode liegt.

Der Vergleichszeitraum A umfasst die drei sehr unterschiedlichen Schmelzphasen der Jahre 1992, 1993 und 1994. Einerseits weist der Winter 1991/92 die höchsten Werte des Schneewasseräquivalentes (SWE) in der gesamten Messreihe auf, andererseits liegen die SWE-Werte des Winters 1993/94 weit darunter. In der Schmelzperiode 1992 tritt mit einem Wert von 18 mm/d die höchste Schmelzintensität während des Vergleichszeitraums A auf. Dennoch sind die sehr hohen Schneeschmelzfaktoren der Periode 1993 auffallend. Wie oben beschrieben, haben diese ihren Ursprung wohl in kleinen Temperaturänderungen unter größeren Schmelzmengen. Der hohe Wert der 75 %-Quantil-Box (11,60 mm°C⁻¹d⁻¹) resultiert aus den sehr großen Schmelzfaktoren mit 180 (05.05.1993), 75 (11.05.1993) sowie 213 mm°C⁻¹d⁻¹ (14.05.1993). Dies erklärt die weite Streuung der Werte, als auch den hohen Mittelwert des Perioden-Schmelzfaktors. Ansonsten lässt sich, wie auch in der Diagramm-Zusammenstellung in Abb. 5.56 ersichtlich, keinerlei signifikante Differenz zwischen den drei behandelten Schmelzperioden feststellen.

Ein erneuter Blick auf das Kastendiagramm der Schmelzperiodenfaktoren zeigt einen interessanten Unterschied zwischen den Perioden 1993 und 1994 in deren Streuweite. Hier lässt sich sehr deutlich der Unterschied in der Intensität der Schmelzphasen feststellen. Während 1993 oftmals sehr hohe Schneeschmelzfaktoren ermittelt wurden, sind diese 1994 konstant auf relativ niedrigem Niveau. Obwohl der Ausgangswert des Schneewasseräquivalentes 1993 um mehr als 100 mm höher als jener von 1994 war, liegt an 20 Tagen ein positiver Schneeschmelzfaktor vor, im Gegensatz zu 23 Tagen im Jahr darauf. Auch dies deutet auf die niedrigere Schmelzintensität im Jahr 1994 im Gegensatz zum Vorjahr hin.

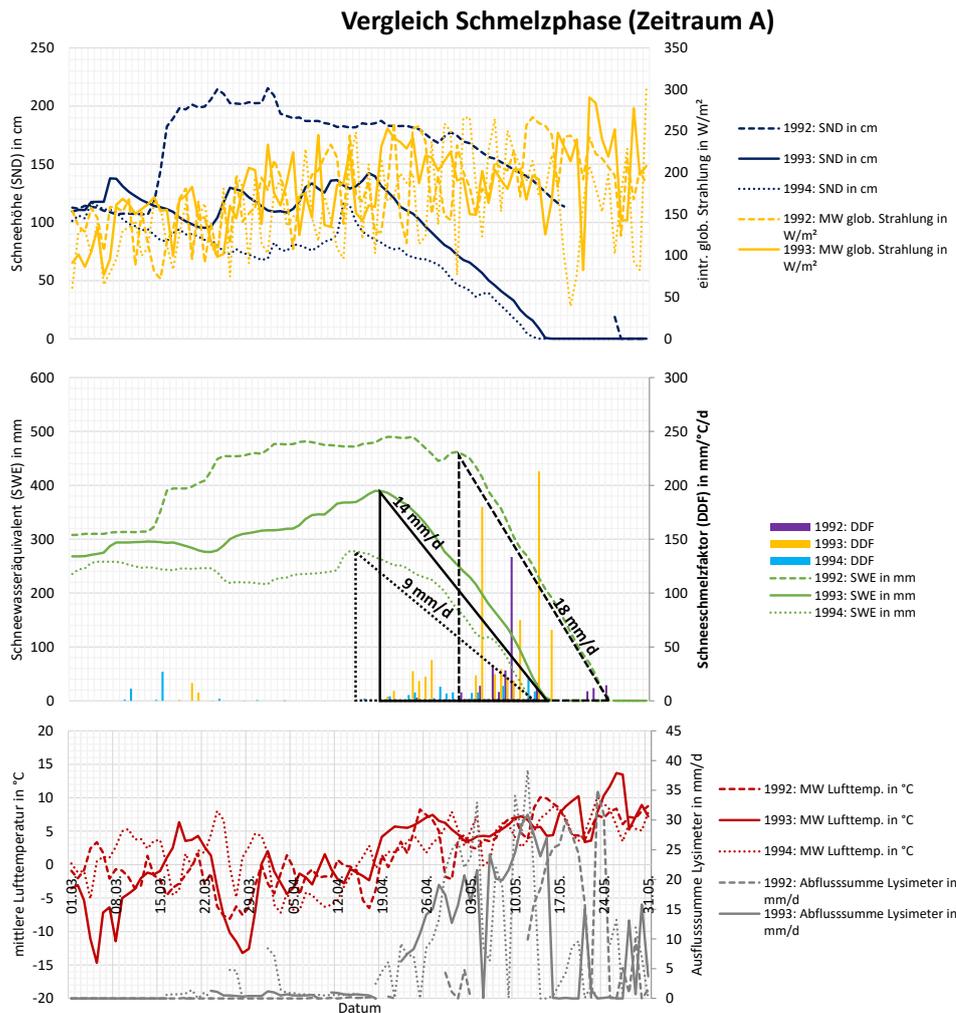


Abb. 5.56: Gegenüberstellung von Parameterentwicklungen im Vergleichszeitraum A (1992, 1993 und 1994).

Der große Unterschied in Streuweite (1993 sehr groß, 1994 sehr klein, vgl. Abb. 5.55) spiegelt sich in der Schmelzintensität und den Schneeschmelzfaktoren während der Schmelzphase (beides im mittleren Diagramm eingetragen) wider. Diese Abweichungen resultieren aus den unterschiedlich hohen Schneewasseräquivalenten zu Beginn der Schmelzphase, da die Entwicklungen von Lufttemperatur und der eintreffenden kurzwelligeren Strahlung die ähnlichen Verläufe aufweisen.

- Vergleichszeitraum B:

Auch in diesem Vergleichszeitraum lässt sich die Hauptursache für die vergleichsweise große Streuung der Schneeschmelzfaktoren sowie den hohen arithmetischen Mittelwert der Schmelzperiode 2000 durch die gewählte Berechnung des Gradtagfaktors begründen. Gleich dreimal (03.05., 08.05. und 13.05.2000) liegt der Schneeschmelzfaktor über $100 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ – alle diese Werte lassen sich auf geringe Temperaturzunahmen zurückführen. Die Verwendung des Medians als ausschlaggebenden „Hauptwert“ des Schneeschmelzfaktors ignoriert im Gegensatz zum arithmetischen Mittelwert diese Ausreißer und ist daher in diesem Fall als weitaus repräsentativer anzusehen. Dass der Median gegenüber den beiden anderen Periodenwerten höher liegt, lässt auf die größere Schmelzintensität mit 17 mm/d schließen. Auch die Betrachtung des Verlaufs vom

Schmelzfaktor während der einzelnen Perioden dient dem Rückschluss auf die Streuweite der Werte und damit die Kastengröße im Kastendiagramm (Abb. 5.55 auf Seite 84). So ist der Verlauf während der Schmelzphase 1999 weit ruhiger als die von Ausreißern geprägten Perioden in den Jahren 2000 und 2001. Damit lässt sich die geringe Streuweite dieser Schmelzperiode erklären.



Abb. 5.57: Wie in Abb. 5.56, hier für den Vergleichszeitraum B. Auch hier lässt sich anhand der vielen Schneeschmelzfaktoren mit teils großen Ausreißern die große Streuung (vgl. Abb. 5.55) der Werte für die Schmelzperiode 2000 erklären.

- Vergleichszeitraum C:

Aus den bereits durch die vorigen Vergleichszeiträume bekannten Gründen besitzen auch hier die Schmelzperioden der Jahre 2007 und 2008 große Streuweiten und hohe arithmetische Mittelwerte. Weitاًus interessanter ist jedoch der vergleichsweise sehr hohe Medianwert der Periode 2009 (mit $6,15 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ der höchste Schmelzphasenfaktor in der gesamten Messreihe), dessen Ursprung hier betrachtet werden soll.

Ein Blick auf den Rückgang der Schneemächtigkeit zeigt, dass die Schmelze zeitlich deutlich versetzt stattfand. Insbesondere im Jahr 2008 setzte die Schneeschmelze sehr

spät und schlagartig ein. Zudem lag zu Beginn der Schmelze ein relativ hoher Schneewasseräquivalent mit über 350 mm vor – beide Umstände resultieren in der hohen Schmelzintensität von 14 mm/d. Dass dennoch die Periode 2009 einen gegenüber den beiden anderen derart erhöhten Median besitzt, lässt sich darauf zurückführen, dass sich im Frühjahr 2009 zwei Schmelzperioden mit stark unterschiedlicher Heftigkeit ereigneten. Die erste fand zwischen 01.04. und 05.05.2009 mit einer Intensität von etwa 5 mm/d statt. Die zweite Schmelzperiode ereignete sich zwischen 06.05. und 17.05.2009 mit etwa 19 mm/d, also mit beinahe vierfacher Stärke. In dieser Phase treten daher hohe Schneeschmelzfaktoren im Gegensatz zum vorigen Zeitraum auf, welche gemeinsam mit konstant etwas höheren Werten in der geringen Streuung mit hohem Median resultiert.

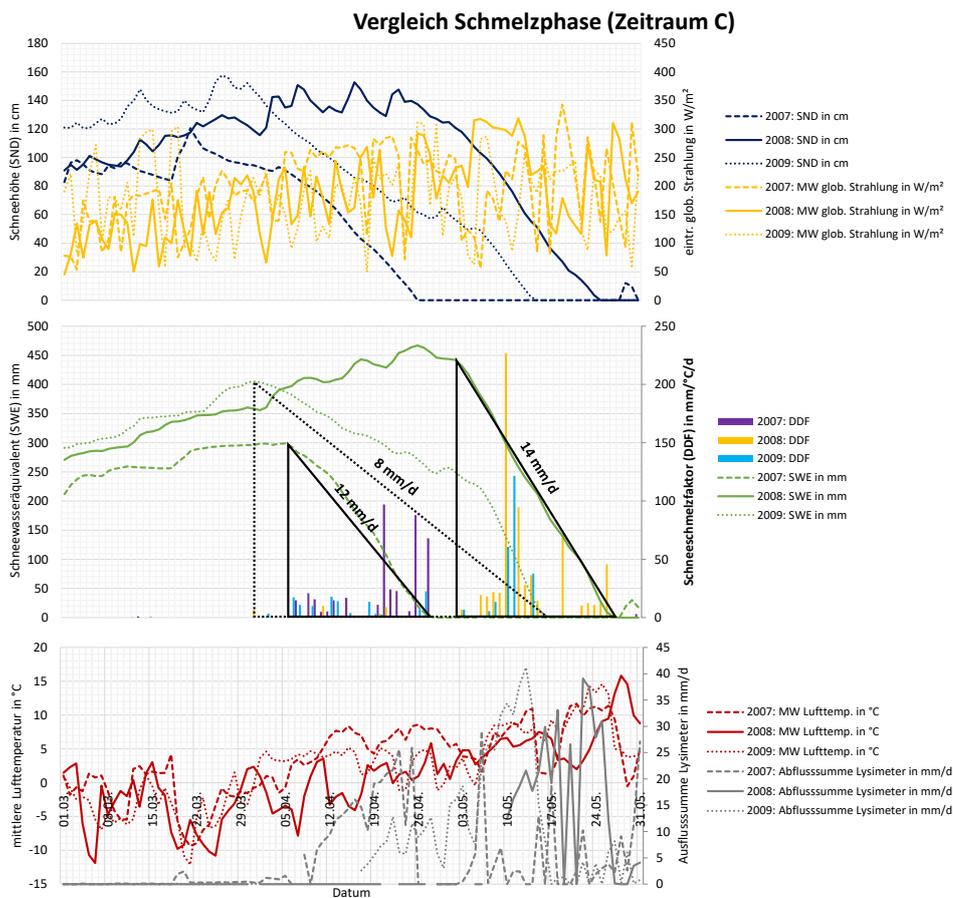


Abb. 5.58: Wie in Abb. 5.56, hier für den Vergleichszeitraum C. In Abb. 5.55 zeigt sich für die Schmelzphase 2009 im Gegensatz zu 2007 und 2008 ein sehr hoher Median und eine stark reduzierte Streuung. Dies könnte seinen Ursprung in der Schneehöhe (s. oberstes Diagramm) haben, welche anschließend zwar mit anfangs geringer (4 mm/d) jedoch zum Schluss sehr starker (19 mm/d) Intensität abschmolz. Die Schneeschmelzfaktoren weisen zahlreiche konstant hohe Werte mit einigen wenigen Ausreißern auf, was auf die geringe Streuung und dem relativ hohen Median schließen lässt.

Abschließend wird mittels Regressionsanalyse der Zusammenhang zwischen den einzelnen Parametern und dem ermittelten Gradtagfaktor für die Schmelzphase ermittelt. Dabei wurden alle 29 Schmelzperioden der Messreihe berücksichtigt und gegenübergestellt (gesamte Tabelle zur Ermittlung im Anhang⁴):

Tab. 5.10: Gegenüberstellung der einzelnen Parameter mit deren Einfluss auf die statistischen Parameter (Mittelwert, Median, Streuung, etc.) des Schneeschmelzfaktors. Innerhalb der Parameter des Faktors (gelb hinterlegt) ist auffällig, dass die Streuweite hauptsächlich von der Höhe des 75%-Quantils abhängig ist und großen Einfluss auf den arithmetischen Mittelwert hat. Hingegen wird der Median vom 25%-Quantil beeinflusst, dessen Wert zu einem großen Teil von der Schmelzintensität abhängig ist. Die Schmelzintensität wird wiederum stark vom Schneewasseräquivalent während der Schmelzmonate (SWE_s) beeinflusst.

| Korrelationsfaktor R ² [-] für Parameterkombinationen. Gelb: Schneeschmelzfaktor Grau: Untersuchung nur in Vergleichszeiträumen | arithm. Mittel | 25%-Quantil | Median | 75%-Quantil | Streuweite | AIRTs | SWEs | GLOBs | Schmelzintensität* | Schmelzdauer* |
|--|----------------|-------------|--------|-------------|------------|-------|------|-------|--------------------|---------------|
| arithm. Mittel | 1 | 0,21 | 0,16 | 0,77 | 0,87 | 0 | 0,12 | 0 | 0,09 | 0,04 |
| 25%-Quantil | 0,21 | 1 | 0,64 | 0,02 | 0,17 | 0 | 0,26 | 0,04 | 0,48 | 0,01 |
| Median | 0,16 | 0,64 | 1 | 0 | 0,03 | 0,02 | 0,21 | 0,05 | 0,05 | 0,13 |
| 75%-Quantil | 0,77 | 0,02 | 0 | 1 | 0,93 | 0 | 0,03 | 0 | 0,08 | 0,18 |
| Streuweite | 0,87 | 0,17 | 0,03 | 0,93 | 1 | 0 | 0,09 | 0 | 0,2 | 0,2 |
| AIRTs | 0 | 0 | 0,02 | 0 | 0 | 1 | 0,11 | 0,01 | 0,19 | 0 |
| SWEs | 0,12 | 0,26 | 0,21 | 0,03 | 0,09 | 0,11 | 1 | 0,01 | 0,62 | 0,01 |
| GLOBs | 0 | 0,04 | 0,05 | 0 | 0 | 0,01 | 0,01 | 1 | 0,12 | 0,01 |
| Schmelzintensität* | 0,09 | 0,48 | 0,05 | 0,08 | 0,2 | 0,19 | 0,62 | 0,12 | 1 | 0,25 |
| Schmelzdauer* | 0,04 | 0,01 | 0,13 | 0,18 | 0,2 | 0 | 0,01 | 0,01 | 0,25 | 1 |

* Verwendung der drei verglichenen Schmelzperioden und nicht aller 29 Perioden der Messreihe

Die Aufstellung in Tab. 5.10 stellt die Korrelationskoeffizienten zwischen den einzelnen Parametern dar.

Diese Parameter sind wie folgt definiert:

- arithm. Mittel: Mittelwert aller Gradtagfaktoren der Monate März, April und Mai (in mm°C⁻¹d⁻¹).
- 25 %-Quantil (mittleres Quartil, Q₂): Wertebereich, in dem sich 25% der unter dem Median liegenden Schneeschmelzfaktoren befinden (in mm°C⁻¹d⁻¹).
- Median: Wert, über dem und unter dem 50 % aller positiven Gradtagfaktoren liegen (in mm°C⁻¹d⁻¹).
- 75 %-Quantil (oberes Quartil, Q₃): Wertebereich, in dem sich 25% der über dem Median liegenden Schneeschmelzfaktoren befinden (in mm°C⁻¹d⁻¹).

⁴ s. Seite A15 f.

- Streuweite: Summe der beiden Quantilbereiche, entspricht also der Spannweite eines Kastens im Kastendiagramm. Innerhalb der Streuweite befinden sich also 50 % aller Gradtagfaktoren (in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$).
- AIRTs: Mittelwert der Lufttemperatur in den Schmelzmonaten März, April und Mai (in $^\circ\text{C}$).
- SWEs: Mittelwert des Schneewasseräquivalentes in den Schmelzmonaten März, April und Mai (in mm).
- GLOBs: Mittelwert der eintreffenden globalen Strahlung in den Schmelzmonaten März, April und Mai (in W/m).
- Schmelzintensität*: Diese drückt wie in den vorigen Ausführungen zu den jeweiligen Untersuchungszeiträumen die Abschmelzrate in mm/d aus. Zur obigen Korrelationsberechnung wurden im Gegensatz zu den anderen Parametern nur die drei Vergleichszeiträume und nicht alle 29 Schmelzperioden verwendet.
- Schmelzdauer*: Sie wird als jener Zeitraum definiert, in dem der Hauptschmelzprozess auftritt, also das Schneewasseräquivalent (annähernd) durchgängig bis zum Wert Null absinkt. Dieser Prozess wird für die Ermittlung der Schmelzintensität verwendet. Auch hier fanden zur obigen Korrelationsberechnung im Gegensatz zu den anderen Parametern nur die drei Vergleichszeiträume und nicht alle 29 Schmelzperioden ihre Verwendung.

Die Tab. 5.10 zeigt interessant hohe Korrelationskoeffizienten zwischen der Streuweite, den beiden Quartilen und dem Medianwert. Hier zeigt sich deutlich, dass eine hohe Streuweite meist nur aufgrund eines hohen 75 %-Quantils vorkommt ($R^2=0,93$) und ebenso auch das arithmetische Mittel diesen Ursprung hat ($R^2=0,77$). All diese hohen Koeffizienten haben ihre Ursache in der Berechnungsmethode des Gradtagfaktors, bei der kleine Temperaturänderungen – meist im Bereich von $+0,1\text{ }^\circ\text{C}$ bis $+0,5\text{ }^\circ\text{C}$ (siehe dazu Punkt 0 ab Seite 58) – hohe Faktoren bewirken. Im Gegenteil dazu zeigt der gegenüber Ausreißern eher unbeeinflusste Median eine hohe Korrelation mit dem mittleren Quartil (25 %-Quantil, $R^2=0,64$). Auch der Mittelwert des Schneewasseräquivalentes sowie die Schmelzintensität haben interessanterweise eine etwas erhöhte Korrelation mit dem mittleren Quartil ($R^2=0,26$ bzw. $0,48$). Dies hängt wohl damit zusammen, dass diese Parameter eine kontinuierlich hohe Schmelzrate und damit einen höheren Gradtagfaktor zur Folge haben, während kurzzeitig hohe Schneeschmelzfaktoren keinerlei Korrelation zum Schneewasseräquivalent oder der Schmelzintensität aufweisen. Ebenso bemerkenswert ist, dass die Schmelzdauer nur mit $R^2=0,25$ mit der Schmelzintensität korreliert, die Intensität jedoch mit dem Mittelwert vom Schneewasseräquivalent eine Korrelation von $R^2=0,62$ aufweist.

5.3.8 Vergleich der für den Schneeschmelzfaktor maßgebenden Parameter je Monat

Allen Berechnungsvarianten des Schneeschmelzfaktors liegen die Zunahme der Lufttemperatur und die Abnahme des Schneewasseräquivalents (SWE) zugrunde. Das Ausmaß der Änderung dieser beiden Parameter zwischen zwei aufeinanderfolgenden Tagen sowie die Anzahl der Tage an denen eine Zunahme der Lufttemperatur bzw. eine Abnahme des Äquivalents festgestellt wurde, kennzeichnen somit auch die Größe des Schneeschmelzfaktors je Monat.

Abb. 5.59 stellt die monatlichen Mittelwerte des Schneeschmelzfaktors (DDF) in Form von Blasendiagrammen mit den Entwicklungen der maßgebenden Parameter (Lufttemperatur und Schneewasseräquivalent) gegenüber. Vergleicht man dabei den Schmelzfaktor mit den Mittelwerten der Temperatur bzw. des SWE (Abb. 5.59 links oben), so fällt auf, dass die Monate März und April zwar eine mittlere Lufttemperatur um den Gefrierpunkt jedoch die höchsten Werte des SWE aufweisen. Im Gegensatz dazu liegt der SWE-Mittelwert vom Monat Mai deutlich niedriger, die mittlere Temperatur ist jedoch höher. Dies lässt sich anhand der Blasengröße auch am Ausmaß des Schneeschmelzfaktors ablesen. Die folgenden Sommermonate liegen zwar an der Abszisse höher (mildere Durchschnittstemperatur), weisen jedoch kein SWE mehr und damit einen sehr niedrigen DDF-Mittelwert auf.

Vergleicht man den DDF-Mittelwert mit der Entwicklung der Lufttemperatur (Abb. 5.59 rechts oben), so liegen die Schmelzmonate März, April und Mai gemeinsam mit den Monaten Februar, Juni und Juli über der Abszisse, gehören also zu den Monaten, an denen die Lufttemperatur im Mittel zunimmt. Die Monate März und April sind in ihrer Zunahme sogar mit dem Sommermonat Juni vergleichbar, die mittlere Temperatur liegt jedoch – wie bereits vorhin erwähnt – um den Gefrierpunkt.

Abb. 5.59 links unten stellt den DDF-Mittelwert der Entwicklung des SWE gegenüber. Betrachtet man in dieser Abbildung die Abfolge der Monate, so lässt sich deutlich die Evolution der Schneedecke verfolgen, welche in den Monaten März und April ihren Höhepunkt erreicht. Die größer werdenden Blasen, welche den DDF-Mittelwert repräsentieren, kennzeichnen deutlich die einsetzende Schmelzphase und den insbesondere im Mai auffällig starken Rückgang des SWE.

Eine sehr deutliche Positionierung der drei charakteristischen Schmelzmonate stellt die Abb. 5.59 rechts unten dar. Dieses Diagramm bietet einen Vergleich zwischen dem Mittelwert des Schmelzfaktors (Blasengröße), dem Mittelwert des SWE (Abszisse) und der Anzahl jener Tage, an denen eine Abnahme des SWE gegenüber dem Vortag registriert wurde (Ordinate). Die Frühlingsmonate liegen dabei sowohl in Hinblick auf den SWE-Mittelwert (März und April) als auch der Tageszahl mit SWE-Abnahme (März, April und Mai) deutlich höher als die restlichen Monate. Diese Positionierungen werden durch die hohen Mittelwerte des Schmelzfaktors untermauert.

Mittelwert des Schneeschmelzfaktors (Blasengröße) in Vergleich mit:

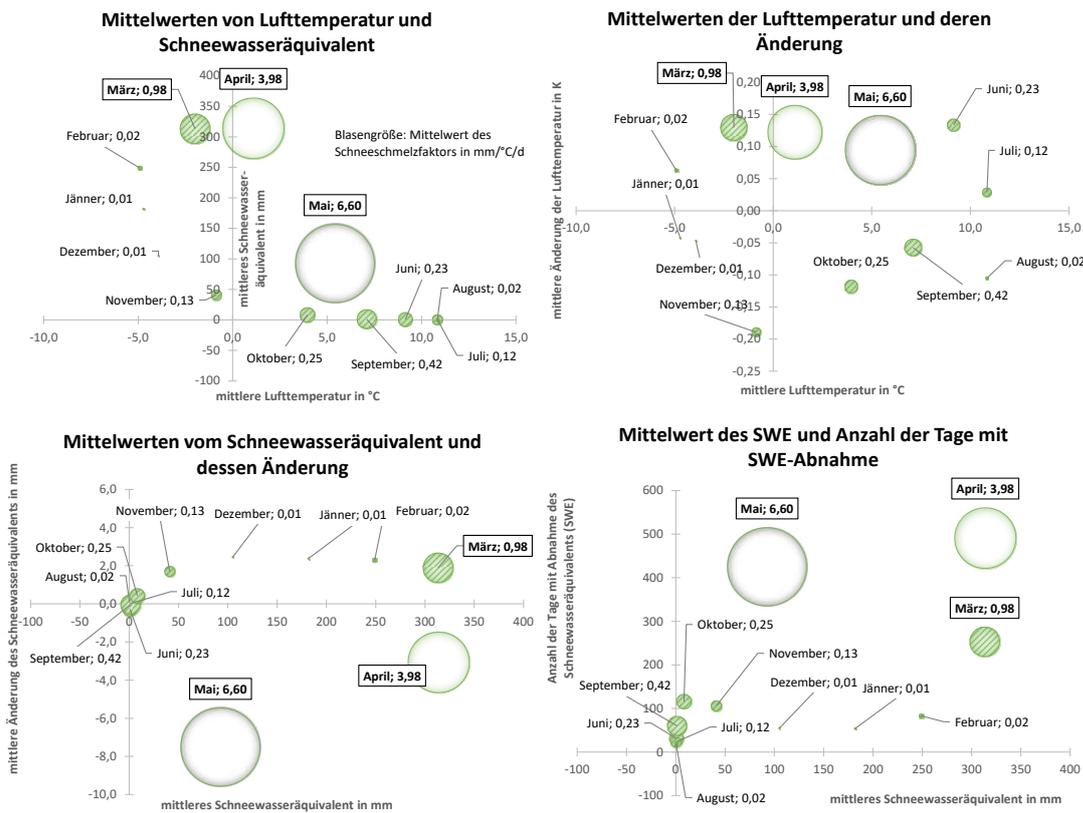


Abb. 5.59: Vergleich der monatlichen Mittelwerte des Schneeschmelzfaktors (Gradtagfaktor) mit diversen Entwicklungen der maßgebenden Parameter Lufttemperatur und Schneewasseräquivalent (SWE). Auffällig ist in jeder Aufstellung die Position der charakteristischen Schmelzmonate März, April und Mai. Eine Interpretation der jeweiligen Diagramme ist unter Punkt 5.3.8 angeführt.

In Abb. 5.59 links oben ist der Vergleich des Schneeschmelzfaktors (DDF) mit den Mittelwerten der Lufttemperatur und des Schneewasseräquivalents (SWE) von besonderem Interesse, da diese beiden Faktoren die Berechnung des Faktors beeinflussen. Betrachtet man in Abb. 5.60, Seite 93 die lineare Trendentwicklung zwischen den Jahren 1990 und 2019 (vgl. Abb. 5.65 auf Seite 103) so fallen deutliche Verschiebungen mehrerer Monatswerte auf, wobei insbesondere auf die drei charakteristischen Schmelzmonate März, April und Mai eingegangen werden soll. Während sich der mittlere Schneeschmelzfaktor des Monats März zwar stark von 0,31 auf 2,45 $\text{mm}^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ erhöht hat, nahm das mittlere SWE zu. Der Monat April weist die größten Veränderungen auf. So hat sich im linearen, berechneten Trendverlauf der DDF von 2,40 auf 6,84 $\text{mm}^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ verdreifacht, das mittlere SWE nahm um etwa 100 mm ab, die mittlere Lufttemperatur um etwa 3 K zu. Der Mittelwert des DDF nahm im Mai hingegen von 9,26 auf 2,34 $\text{mm}^{\circ}\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ stark ab, ebenso wie das mittlere SWE (von 127 auf 46 mm im linearen Trend). Hingegen hat sich die mittlere Lufttemperatur geringfügig verringert.

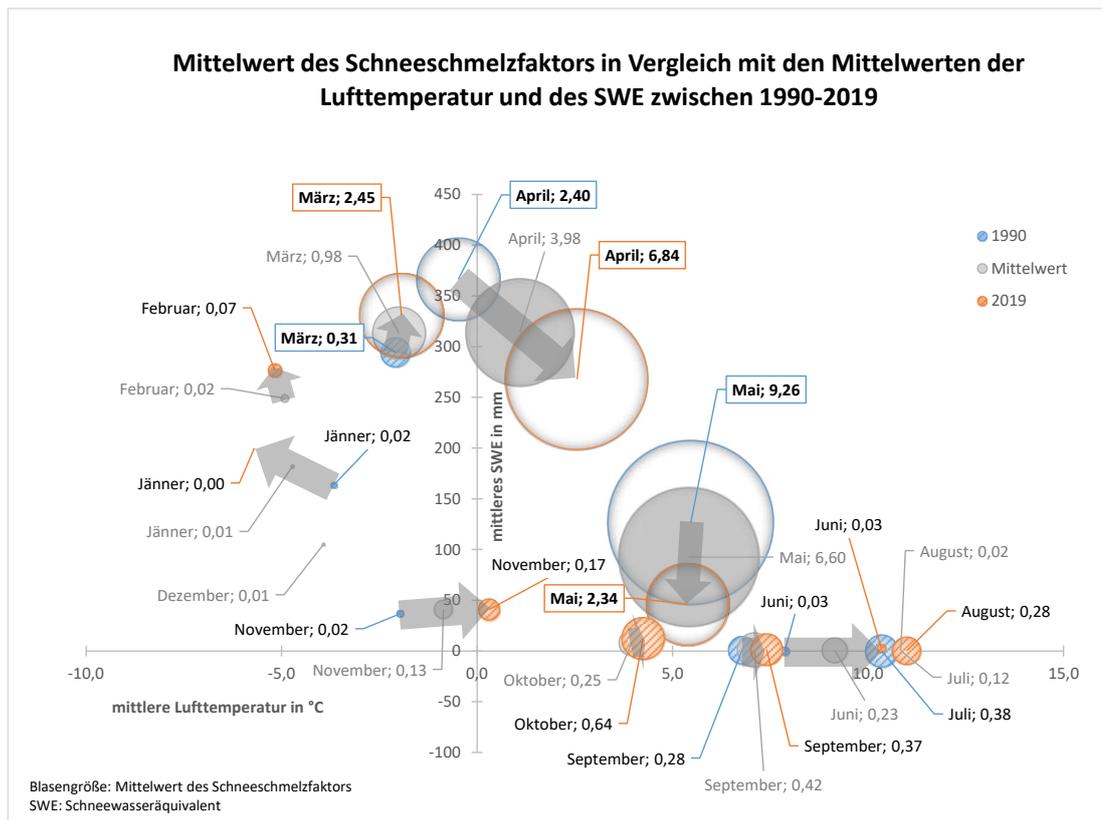


Abb. 5.60: Vergleich der monatlichen Mittelwerte des Schneeschmelzfaktors (Blasengröße) mit den Mittelwerten der Lufttemperatur und des Schneewasseräquivalents (SWE). In Abänderung zur Abb. 5.59 links oben sind hier zusätzlich die berechneten, linearen Trendverläufe zwischen 1990 und 2019 dargestellt, um die Entwicklung der drei Parameter zu veranschaulichen. So fällt hier für alle drei charakteristischen Schmelzmonate März, April und Mai eine teils deutliche Verschiebung auf. Auffällig sind in dieser Abbildung die bis auf Jänner und Februar alle Monate betreffende Zunahme der mittleren Lufttemperatur (insbesondere im April), die starke Abnahme des mittleren SWE im April und Mai sowie die Tatsache, dass der höchste Schmelzfaktor 1990 im Mai auftrat, 2019 bereits im April. Hier lassen sich teils gravierende Veränderungen des Faktors (März, April, Mai, Oktober, November) erkennen, obwohl zwischen den Werten nur 29 Jahre liegen.

Zur Abb. 5.60 wird auf die in Zusammenhang stehenden Abbildungen Abb. 5.65 auf Seite 103 (Gegenüberstellung der linearen Entwicklungen von 1990 und 2019), A-Abb. 116 auf Seite A51 (Entwicklungstrend der mittleren Lufttemperatur), A-Abb. 120 auf Seite A62 (Entwicklungstrend des mittleren Schneewasseräquivalents) und A-Abb. 128 auf Seite A71 (Entwicklungstrend des mittleren Schneeschmelzfaktors) verwiesen.

Eine detaillierte Darstellung mehrerer Kombinationsvarianten der Parameter Lufttemperaturmittelwert, Änderung des Mittelwertes der Lufttemperatur, Anzahl der Tage mit Zunahme des Lufttemperaturmittelwertes, SWE-Mittelwert, Änderung des SWE-Mittelwertes und Anzahl der Tage mit Abnahme des SWE-Mittelwertes sind im Anhang in den Abbildungen A-Abb. 111 (Seite A17), A-Abb. 112 (Seite A18) und A-Abb. 113 (Seite A19) ersichtlich.

5.4 Zuordnung der Schneeschmelzdynamik zu Klimaeigenschaften



Abb. 5.61: Die Messgeräte an der Station Kühtai, eigene Aufnahme

Die außergewöhnlich hohe Auflösung der Messungen über einen Zeitraum von beinahe 30 Jahren erlaubt eine detaillierte Aufarbeitung klimatologischer Zusammenhänge zwischen den ermittelten Parametern und die Vorhersage eines möglichen Entwicklungstrends derselben. Die nachfolgenden Kapitel stellen die erhobenen Messdaten in den vergangenen drei Dekaden, sowie die wichtigsten Auswertungen und Entwicklungen der einzelnen Parameter dar. Ein gesammelter Überblick über die Messdaten der einzelnen Jahre findet sich im Anhang.

5.4.1 Entwicklung seit 1990 und Trendprognosen

Das folgende Kapitel soll einen Überblick über die wesentlichen Ergebnisse und Entwicklungen der wichtigsten erhobenen Parameter bieten. Messwerte, welche sich über die 29 Messjahre kaum geändert haben, wie die relative Luftfeuchtigkeit oder die Windgeschwindigkeit, werden nachfolgend nicht weiter behandelt. Obwohl sich auch die globale Strahlung nicht geändert hat, wird im Folgenden ihre Charakteristik und Entwicklung im Laufe der Jahreszeiten betrachtet.

Die Darstellung der Entwicklungen der restlichen Parameter erfolgt anhand linearer Trendverläufe zwischen 1990 und 2019, wodurch die mitunter dargestellten Jahresganglinien oder Durchschnittswerte der einzelnen Jahre von den tatsächlich gemessenen Werten abweichen können. Die Verwendung des linearen Entwicklungstrends soll jedoch die Entwicklung der Parameter innerhalb dieser 29 Jahre verdeutlichen. Zudem ermöglichen sie einen Blick auf die wahrscheinliche, zukünftige Entwicklung. Die Gesamtentwicklung der jeweiligen Parameter wird abschließend jeweils einem Signifikanztest nach *Mann-Kendall* (nähere Beschreibung der Methode siehe Punkt 4.6 ab Seite 64) unterzogen. Ausführliche Berechnungstabellen und Ergebnisse dieses Tests sind im Anhang ersichtlich.

a. Lufttemperatur

Unter Annahme einer linearen Entwicklung der Lufttemperatur an der Messstation Kühtai, lässt sich seit 1990 ein leichter Anstieg um $+0,7$ K feststellen. Diese Tendenz betrifft alle Jahreszeiten, mit Ausnahme des Winters, dieser wurde im linearen Trendverlauf sogar um $0,5$ K kälter. Dass dies jedoch nur eine kleine Momentaufnahme in der langjährigen Entwicklung der Durchschnittstemperatur des Winters entspricht, ist unter Punkt 5.4.5c (ab Seite 118) angeführt.

Der für die Schneeschmelze hauptsächlich relevante Frühling weist eine Erwärmung um $1,0$ K auf, wobei diese fast ausschließlich auf den Monat April zurück zu führen ist. Dieser nimmt im linearen Trendverlauf um drei Kelvin von $-0,5$ auf $+2,5$ °C zu, was einer Versechsfachung entspricht. Der April weist somit von allen Monaten die stärkste Erwärmung seit 1990 auf. Auch eine Analyse auf die statistische Signifikanz dieser Zunahme nach *Mann-Kendall* zeigt, dass ein zunehmender Trend bemerkbar ist. Setzt man den linearen Entwicklungstrend fort, so erreicht der April, der in den 1990er-Jahren noch um den Gefrierpunkt seinen Mittelwert fand, im Jahr 2050 bereits etwa $+6$ °C (± 4 K). Die detaillierte tabellarische Berechnung dazu findet sich im Anhang⁵ im zugehörigen Unterkapitel.

In der Gesamtheit lässt sich wie in Abb. 5.65 (Seite 103) ersichtlich, keinerlei eindeutige Verlagerung der Temperaturzu- oder -abnahmen, sondern eine einheitlich mehr oder weniger stark ausgeprägte Zunahme im linearen Trendverlauf erkennen.

⁵ s. Seite A53

Die Analyse gemäß *Mann-Kendall* ergibt einen statistisch zunehmenden Trendverlauf. Setzt man den bisherigen linearen Trend fort, so beträgt im Jahr 2050 die mittlere Lufttemperatur etwa +4 °C (derzeit +2,7 °C). Eine Analyse der einzelnen meteorologischen Jahreszeiten lässt für Frühling und Sommer einen statistisch zunehmenden Trend feststellen. Die Berechnungsergebnisse sind gemeinsam mit Abbildungen im Anhang⁶ angeführt.

b. Eintreffende und reflektierte kurzwellige Strahlung

Wie unter Punkt 3.2.3c (ab Seite 32) beschrieben, hat die eintreffende kurzwellige Strahlung zwischen 01.01.1991 und 31.12.2018 einen mittleren Energieeintrag von etwa 130 W/m² geleistet, wobei dieser Jahresmittelwert zwischen 118 und 145 W/m² schwankt.

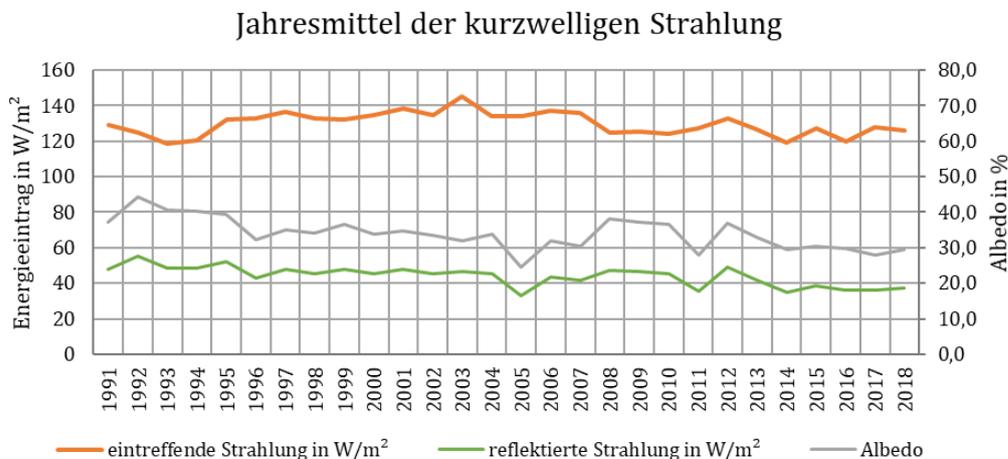


Abb. 5.62: Jahresmittelverlauf kurzwelliger Strahlung an der Messstation Kühltai (1991 bis 2018). Das Diagramm zeigt über die 28 Jahre hinweg keine gravierenden Änderungen oder deutliche Entwicklungen der eintreffenden kurzwelligen Strahlung. Der Anteil der reflektierten Strahlung (Albedo) weist hingegen eine leicht rückläufige Entwicklung auf.

Der lineare Durchschnitt ist leicht abfallend und kann mit folgender Formel konkretisiert werden:

$$\overline{R}_S^y = -0,1626 * (i - 1990) + 132,13 \quad (5.55)$$

mit \overline{R}_S^y als Jahresmittel der eintreffenden kurzwelligen Strahlung in W/m² und i als der gesuchten Jahreszahl von 1991 bis 2018.

Nicht nur die Zunahme der Einstrahlungsintensität, auch ihre Dauer ist in Tab. 5.11 gut erkennbar. Die durchschnittliche Einstrahlung erreicht bereits im April um 12:00 Uhr ihr Jahresmaximum. Dies weist darauf hin, dass die Schneeschmelze direkt hiervon betroffen ist und dass im Hochsommer der Durchschnittswert durch die oft auftretende, sich rasch bildende Quellbewölkung über den Bergkämmen zur Abschwächung der Einstrahlung führt. Kurzzeitig können daher trotzdem im Juni bzw. Juli deutlich höhere Werte

⁶ s. Seite A47 ff.

als im April auftreten. Die dann jedoch vorherrschende Bewölkung verhindert, dass die Einstrahlungsintensität jene bei klarem Himmel im Frühling nicht übersteigen kann.

Tab. 5.11: Durchschnittliche, je Stunde eintreffende kurzwellige Strahlung in W/m². Die Farbgebung gibt die über den Zyklus der Jahreszeiten veränderte Einstrahlungsdauer und-intensität wieder. Das Maximum der eintreffenden Strahlung liegt im April im Mittel um die Mittagszeit.

| Durchschnittliche, je Stunde eintreffende kurzwellige Strahlung in W/m ² | | | | | | | | | | | | |
|---|--------|---------|------|-------|-----|------|------|--------|-----------|---------|----------|----------|
| Stunde | Jänner | Februar | März | April | Mai | Juni | Juli | August | September | Oktober | November | Dezember |
| 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 5 | 0 | 0 | 0 | 2 | 16 | 23 | 15 | 5 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 6 | 0 | 0 | 3 | 30 | 58 | 58 | 48 | 30 | 10 | 1 | 0 | 0 |
| 7 | 0 | 3 | 33 | 84 | 110 | 110 | 88 | 64 | 42 | 19 | 3 | 0 |
| 8 | 9 | 34 | 89 | 194 | 367 | 398 | 341 | 189 | 80 | 54 | 27 | 8 |
| 9 | 42 | 81 | 222 | 490 | 540 | 526 | 502 | 450 | 332 | 114 | 62 | 39 |
| 10 | 75 | 155 | 469 | 621 | 637 | 598 | 585 | 540 | 466 | 295 | 92 | 69 |
| 11 | 99 | 291 | 561 | 688 | 673 | 627 | 616 | 585 | 507 | 412 | 124 | 89 |
| 12 | 136 | 402 | 601 | 701 | 665 | 622 | 619 | 592 | 519 | 438 | 261 | 111 |
| 13 | 281 | 420 | 562 | 654 | 606 | 570 | 578 | 550 | 475 | 396 | 254 | 197 |
| 14 | 169 | 345 | 474 | 547 | 505 | 491 | 489 | 455 | 385 | 304 | 165 | 104 |
| 15 | 76 | 196 | 333 | 407 | 393 | 384 | 378 | 329 | 254 | 114 | 47 | 35 |
| 16 | 17 | 55 | 118 | 224 | 262 | 281 | 260 | 189 | 106 | 38 | 11 | 5 |
| 17 | 0 | 12 | 50 | 109 | 153 | 161 | 153 | 109 | 42 | 8 | 0 | 0 |
| 18 | 0 | 0 | 6 | 35 | 80 | 108 | 99 | 51 | 9 | 0 | 0 | 0 |
| 19 | 0 | 0 | 0 | 2 | 16 | 36 | 29 | 9 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 20 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 21 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 22 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 23 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

Abb. 5.63 stellt die Ganglinie des Tagesmittelwertes der eintreffenden kurzwelligen Strahlung über das ganze Jahr dar. Auch hier ist deutlich erkennbar, dass zwischen Oktober und Februar zwar die Einstrahlung nur ein Viertel vom Maximalwert beträgt, diese jedoch selten von Wolken oder Bewuchs beeinträchtigt auf die Station trifft. Zwischen Mai und Juli ist zwar theoretisch – am angenäherten Sinusverlauf sehr gut erkennbar – eine stärkere Einstrahlung möglich, diese wird jedoch von rasch aufkommender Bewölkung immer wieder unterbrochen, weshalb hier der Sinusverlauf nicht vollständig abgedeckt werden kann.

Der Sinusverlauf wurde mit der folgenden, iterativ ermittelten Formel berechnet:

$$GLO_{sin}^i = -114,25 * \sin[1,02 * (0,0055 * \pi * n + 0,01)] + 140 \quad (5.56)$$

mit: $n = i - 20.09.$ wobei $i = \{20.09., 21.09., \dots, i, \dots, 19.09.\}$

mit n als Anzahl der Tage, die ab dem angenommenen Wendepunkt des Sinusverlaufes am 20.09. vergangen sind (ohne Berücksichtigung eines Schalttages am 29.02.).

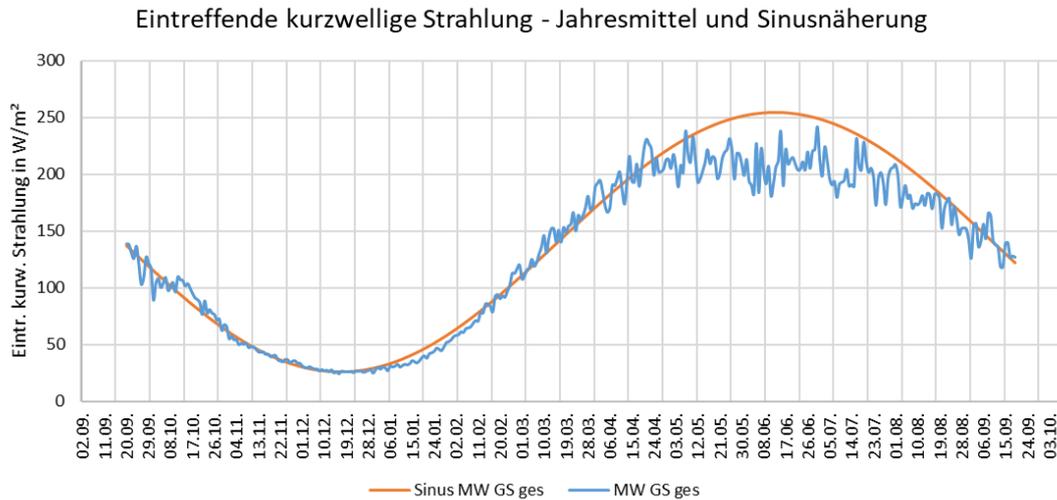


Abb. 5.63: Jahresmittellinie und angenäherter Sinusverlauf der eintreffenden kurzwelligigen Strahlung. Der unruhige Linienverlauf in den Sommermonaten lässt auf Eintrübungen durch aufziehende Bewölkung schließen, während er in den Wintermonaten annähernd exakt der Annäherung mittels Sinusfunktion gleicht.

Abb. 5.64 präsentiert den Anteil jener eintreffenden Globalstrahlung an allen 24 Stundenmittelwerten eines Tages, die den Wert von 1 W/m^2 übersteigen, womit etwaige Messungenauigkeiten ignoriert werden. Hier zeigt sich der charakteristische Sinuslauf deutlicher, welcher bis zur Wintersonnenwende am 21.12. den niedrigsten Anteil mit einem Drittel und zur Sommersonnenwende am 21.06. den beinahe höchsten Anteil mit zwei Drittel erreicht.

Wertet man hingegen die mittlere eintreffende Energiemenge in W/m^2 aus, so zeigt sich kein derart eindeutiges Bild. Während der Wert zur Wintersonnenwende am 21.12. beinahe den niedrigsten Mittelwert aufweist, so ist zur Sommersonnenwende am 21.06. kein eindeutig höchster Wert feststellbar. Dies hängt erneut damit zusammen, dass in den Sommermonaten am Nachmittag meist über den Berghängen aufsteigende warme Luftmassen auskondensieren und sich dadurch Quellwolken bilden. Diese mindern die direkte Sonneneinstrahlung deutlich ab, was durch den unruhigen Verlauf der Ganglinie ersichtlich ist. Eine detaillierte tabellarische Aufstellung der in Abb. 5.64 eingeflossenen Werte ist im Anhang⁷ angeführt.

In Abb. 5.64 sind auch die Schmelzstufen, also jene Bereiche, in denen der Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor) besonders deutlich ansteigt bzw. das Schneewasseräquivalent stark abnehmend ist, vermerkt. Dabei stellt sich heraus, dass sich in dieser starken Schmelzphase und damit auch für den Gradtagfaktor signifikanten Phase, die eintreffende globale Strahlung auf die Maximalphase einpendelt, während hingegen der Tagesanteil der Einstrahlung anfangs noch unter 60 % liegt. Der Maximalwert des Tagesanteils ist erst mit etwa 66 % Anfang Juli erreicht, hier hat jedoch die Schmelzphase kurz zuvor ihr Ende gefunden. Nimmt daraufhin der Tagesanteil der Einstrahlung ab, so sinkt auch

⁷ s. Seite A54

der Mittelwert der Strahlungsintensität deutlich. Die große Differenz zwischen Bestrahlungsdauer und deren Intensität stellt also einen hohen Energieeintrag in die Schneedecke und somit einen deutlichen Einfluss auf den Schmelzablauf bzw. den Gradtagfaktor dar.

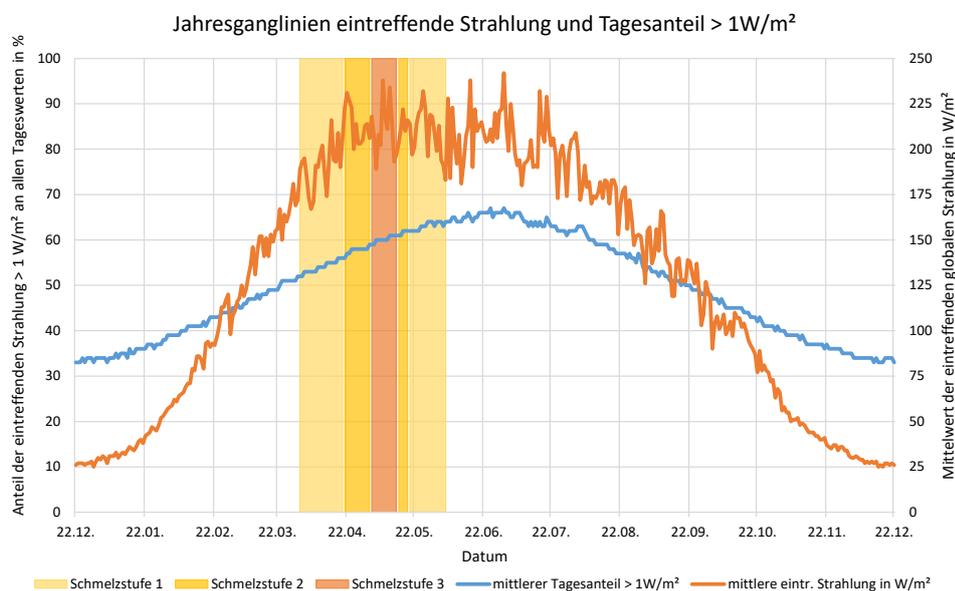


Abb. 5.64: Jahresganglinien der eintreffenden Strahlung und deren Tagesanteil größer als 1 W/m^2 . Zur Einschätzung der Auswirkung auf den Schneeschmelzfaktor sind drei Schmelzstufen, welche unterschiedliche Intensitäten repräsentieren dargestellt. So lässt sich zeigen, dass die höchste Einstrahlungsstärke bereits noch in Schneelage erreicht wird, obwohl der Tagesanteil erst Mitte Juni seinen Höchstwert erreicht (blaue Linie).

c. Albedo

Die von der Erdoberfläche reflektierte kurzwellige Strahlung schwankt naturgemäß über das Jahr sehr deutlich. Im alpinen Raum stellt jener Zeitraum, in welchem Schnee die Oberfläche bedeckt, den Abschnitt mit der höchsten Albedo dar, wobei diese mit der Liegedauer abnimmt.

Die Tabellen im Anhang stellen die Entwicklung der reflektierten kurzwelligen Globalstrahlung⁸ sowie der Albedo⁹ über das Jahr deutlich dar. Insbesondere der Zeitraum, in welchem eine Schneedecke und damit ein hohes Reflexionsvermögen vorherrscht, lässt sich durch die hohen Strahlungswerte anschaulich darstellen. Dieser Zeitraum befindet sich insbesondere in den Monaten März und April, wo Spitzenwerte um 400 W/m^2 in den Mittagsstunden erreicht werden. Zudem ist wie auch bei der eintreffenden Globalstrahlung die Zu- und Abnahme der Einstrahlungsdauer im Laufe des Jahres erkennbar.

Diese Erkenntnisse spiegeln sich auch in der Auswertung der Albedo wider. Besonders hohe Albedowerte werden dabei erneut in den Wintermonaten erreicht, bei frischer

⁸ s. Tabelle auf Seite A52

⁹ s. Tabelle auf Seite A53

Schneeoberfläche steigt die Albedo bis auf 87 % (Jänner, 16:00 Uhr), wobei auch besonders in den Sommermonaten erkennbar ist, dass bei flacher Sonneneinstrahlung in den Morgen- und Abendstunden die Albedo stark zunimmt (Maniak, 2016, S. 44). Während die Erdoberfläche mit Schnee bedeckt ist, umfasst die Albedo einen Wertebereich zwischen 60 und 85 %. Im Gegensatz dazu sinkt die Albedo bei in den Sommermonaten blank liegendem Erdboden auf etwa 10 bis 15 %. Dass mit zunehmender Liegedauer des Schnees auch die Albedo abnimmt, lässt sich in den Albedoausswertungen im Anhang erkennen, da die Albedo zur Mittagsstunde von 70 % im März auf 60 % im April und 30 % im Mai abfällt.

d. Niederschlag

Wie unter Punkt 3.1 (ab Seite 19) erwähnt, befindet sich die Messstation Kühtai in einem relativ trockenen Teil des Landes Tirol. Die durchschnittliche jährliche Niederschlagshöhe schwankt hauptsächlich zwischen 1000 und 1400 mm, wobei der Durchschnitt zwischen 1991 und 2018 bei 1131 mm lag. Betrachtet man die lineare Entwicklung der Jahresniederschlagsmenge, so ergibt sich eine leicht abnehmende Tendenz um -2,4 % bzw. -27,2 mm.

Während somit insbesondere im Jänner, Mai und Oktober teils deutliche Steigerungen in den Niederschlagssummen registriert werden, steht dem ein Rückgang in den Monaten Februar, März, April und November gegenüber. Dass die jährliche Niederschlagsmenge im Vergleich zur Jahressumme nur gering abnimmt, ist somit dem stark feuchter werdenden Jänner zuzuordnen. Zusammengefasst lässt sich somit feststellen, dass der Winter aufgrund des Jäners feuchter und der Frühling deutlich trockener wird.

Tab. 5.12 und Tab. 5.13 zeigen anschaulich die Verlagerungen des Niederschlages zwischen 1990 und 2019, wobei hierzu die berechneten linearen Trendverläufe der Monate verglichen wurden. So ist auch hier deutlich die Zunahme des Niederschlages im Jänner erkennbar, während im November und insbesondere Frühjahr deutliche Rückgänge zu verzeichnen sind. Die fehlenden Niederschlagsmengen in den Monaten Februar, März und April werden teilweise durch die Zunahme im Mai kompensiert, dennoch zeigt sich in dieser – gerade für die Bildung eines Grundwasserspeichers für den Sommer – sehr wichtigen Phase, eine deutliche Verlagerung. Zudem ist das Grundwasser künftig immer stärker auf jene Wasserreserven angewiesen, die sich insbesondere im Jänner als Schnee zwischenlagern, da sich in der Schmelzphase weniger zusätzlicher Niederschlag beifügt.

Die Gegenüberstellung in Abb. 5.65 (Seite 103) lässt zudem erkennen, dass in den Sommermonaten Juni, Juli sowie im August der Hauptanteil des Jahresniederschlages fällt. Dieser ist entgegen der Entwicklung zwischen November und Mai geringeren Schwankungen unterworfen und zeigt sich stabil zwischen 140 und 180 mm durchschnittlicher Monatsmenge.

Die Analyse gemäß *Mann-Kendall* ergibt keinen statistisch nachweisbaren Trendverlauf. Die Berechnungsergebnisse sind gemeinsam mit Abbildungen im Anhang¹⁰ angeführt.

¹⁰ s. Tabelle auf Seite A56

| Monat | Änderung Niederschlags-summe in % | Änderung Niederschlags-summe in mm |
|---------------|-----------------------------------|------------------------------------|
| Jänner | 246,4 % | 69,2 mm |
| Mai | 44,9 % | 38,6 mm |
| Oktober | 22,6 % | 14,7 mm |
| August | 6,6 % | 10,7 mm |
| Juli | 4,8 % | 7,0 mm |
| September | -1,5 % | -1,5 mm |
| Dezember | -1,7 % | -1,1 mm |
| Gesamt | -2,4 % | -27,2 mm |
| Juni | -8,5 % | -12,4 mm |
| Februar | -21,6 % | -13,3 mm |
| November | -31,7 % | -23,5 mm |
| April | -47,1 % | -46,3 mm |
| März | -52,7 % | -54,3 mm |

Tab. 5.12: Vergleich der Trendentwicklungen der monatlichen Niederschlagssummen

| Meteorol. Jahreszeit | Änderung Niederschlags-summe in % | Änderung Niederschlags-summe in mm |
|----------------------|-----------------------------------|------------------------------------|
| Frühling | -21,6 % | -62,0 mm |
| Sommer | 5,6 % | 25,1 mm |
| Herbst | -6,8 % | -16,2 mm |
| Winter | 34,4 % | 54,8 mm |

Tab. 5.13: Vergleich der Trendentwicklungen der jahreszeitlichen Niederschlagssummen

e. Schneewasseräquivalent

Da die Entwicklung des Schneewasseräquivalents viel über die gegebenen Umstände und den Zustand über die Schneedecke aussagt, ist die Betrachtung dieses Parameters insbesondere in Hinblick auf die Entwicklung des Schneeschmelzfaktors von besonderem Interesse. So fällt in Abb. 5.65 (Seite 103) eine Verlagerung vom Frühjahr in den Winter auf, was sich mit der Verschiebung des vorhin untersuchten Niederschlags deckt. Dieser verlagerte sich vom Frühling (Schmelzphase) auch in den Spätfrühling, was keine Auswirkung mehr auf die Schneedecke hat.

Da meist der Höchstwert des Schneewasseräquivalents vor dem Beginn der Abschmelze erreicht wird, zeigt sich hier auch eine Vorrückung der Schmelzphase bzw. sukzessive Verkürzung der Winterdauer. Dieser Umstand wird unter Punkt 0 ab Seite 104 näher betrachtet.

Die Analyse gemäß *Mann-Kendall* ergibt keinen statistisch nachweisbaren Trendverlauf. Auch eine Analyse der Winter- und Frühlingsmonate bringt keinen eindeutigen Trendverlauf. Die Berechnungsergebnisse sind gemeinsam mit zugehörigen Abbildungen im Anhang¹¹ angeführt.

f. Schneehöhe (automatisch gemessen)

Die Entwicklung der Schneehöhe deckt sich naturgemäß mit jener des Schneewasseräquivalents. Auch hier fällt eine Verlagerung vom Frühjahr in den Spätwinter auf, die Schmelzphase scheint rascher vonstatten zu gehen. Insbesondere im April und Mai ist

¹¹ s. Tabelle auf Seite A58

eine deutliche Abnahme der durchschnittlichen Schneehöhe erkennbar. Allgemein zeigt die Gegenüberstellung in Abb. 5.65 (Seite 103) sowohl im Herbst als auch im Frühling eine Verkürzung der schneebedeckten Phase, was eine Verkürzung des Winters und intensivere Beschränkung auf drei Monate (Jänner bis März) zur Folge hat. Die Analyse gemäß *Mann-Kendall* ergibt keinen statistisch nachweisbaren Trendverlauf. Die Berechnungsergebnisse sind gemeinsam mit Abbildungen im Anhang¹² angeführt.

g. Schneedichte

Die lineare Entwicklung der Schneedichte zwischen den Jahren 1990 und 2019 zeigt in der hauptsächlichen Winterphase (November bis Mai) keine deutlichen Änderungen, nur in den Zeiträumen mit geringer Schneebedeckung (Herbst und Frühsommer) lässt die Abb. 5.65 (Seite 103) deutliche Zuwächse erkennen. Trotz der prozentual massiven Anstiege im November, Oktober und Juni ergibt die Analyse gemäß *Mann-Kendall* keinen statistisch nachweisbaren Trendverlauf. Die Berechnungsergebnisse sind gemeinsam mit Abbildungen im Anhang¹³ angeführt.

h. Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor)

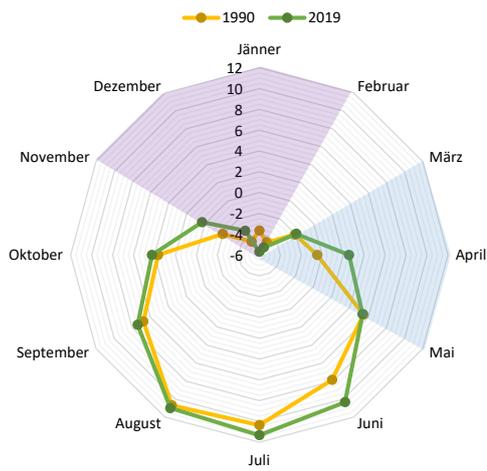
Der Gradtagfaktor weist im linearen Trendverlauf zwischen 1990 und 2019 eine eindeutige Verlagerung um einen Monat auf. Dies hat seinen Ursprung im verfrühten Einsetzen der Schneeschmelze und ist auch in den Entwicklungen des Schneewasseräquivalents und der Schneehöhe ersichtlich. Die Verlagerung verdeutlicht die Abb. 5.65 (Seite 103). Die Analyse gemäß *Mann-Kendall* ergibt jedoch keinen statistisch nachweisbaren Trendverlauf. Analysiert man die charakteristischen Schmelzmonate einzeln, so weist interessanterweise lediglich der März einen statistisch nachweisbaren ansteigenden Trend auf, obwohl dieser absolut gesehen den geringsten Zuwachs dieser Monate hat. Die Monate April und Mai haben keinen statistisch eindeutigen Trendverlauf. Die Berechnungsergebnisse sind gemeinsam mit Abbildungen im Anhang¹⁴ angeführt.

¹² s. Tabelle auf Seite A62

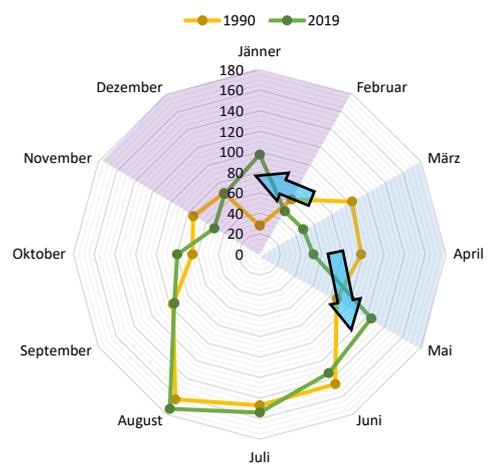
¹³ s. Tabelle auf Seite A65

¹⁴ s. Seiten A67 ff.

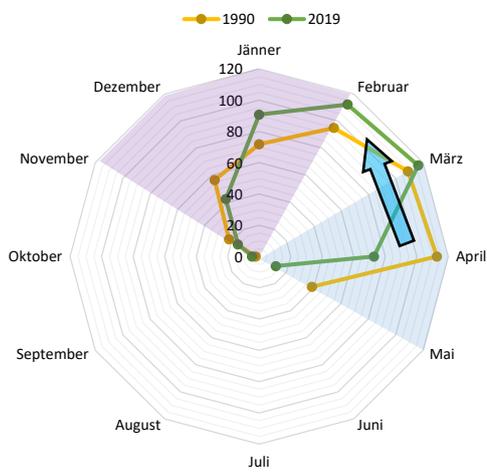
Gegenüberstellung der mittleren Lufttemperatur in °C



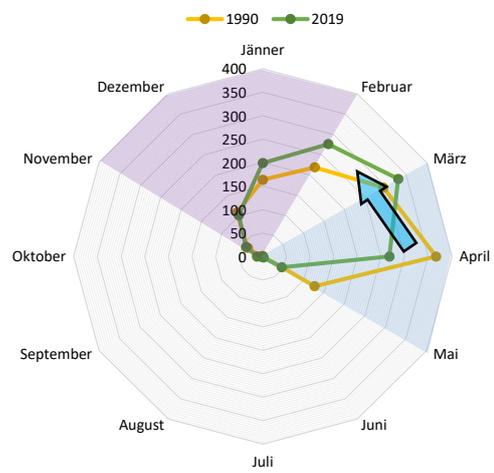
Gegenüberstellung der mittleren Niederschlagsmenge in mm



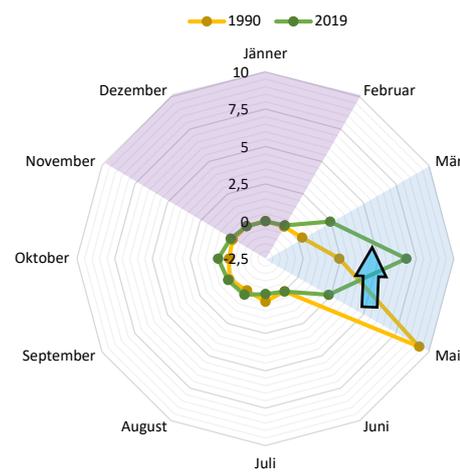
Gegenüberstellung der mittleren Schneehöhe in cm



Gegenüberstellung des mittleren Schneewasseräqu. in mm



Gegenüberstellung des mittleren Schmelzfaktors in mm/°C/d



Gegenüberstellung der mittleren Schneedichte in mm/cm

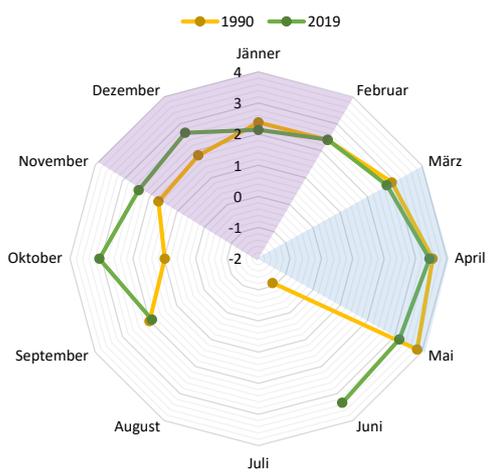


Abb. 5.65: Gegenüberstellung berechneten linearen Trendverläufe für die Jahre 1990 und 2019. Deutliche Verlagerungen sind

Die approbierte gedruckte Originalversion dieser Diplomarbeit ist an der TU Wien Bibliothek verfügbar.
The approved original version of this thesis is available in print at TU Wien Bibliothek.

5.4.2 Entwicklung der relevanten Extremwerte

Dieses Unterkapitel soll die Entwicklung der für den Gradtagfaktor relevanten Extremwerte näher betrachten. Diese dargestellten Parameter sind für die Charakterisierung der Winter hilfreich und stellen zugleich eine Entwicklungstendenz dar. Als „Winter“ wird im Folgenden stets der Zeitraum vom 01.10. bis 31.05. (unter Vernachlässigung des Schalttages 29.02.) angenommen.

- Lufttemperatur:

Betrachtet man die Entwicklung der Extrema der Lufttemperatur, so fällt sowohl bei der niedrigsten als auch bei der höchsten Tagesmitteltemperatur eine deutliche Tendenz auf. Die kälteste Lufttemperatur hat sich dabei im Durchschnitt um einen Monat auf Anfang Jänner vorgeschoben, im linearen Trend hat sich die Temperatur dieses kältesten Wintertages hingegen nicht verändert und beträgt im Durchschnitt etwa $-16\text{ }^{\circ}\text{C}$. Diese Entwicklungen verdeutlicht die Abb. 5.66.

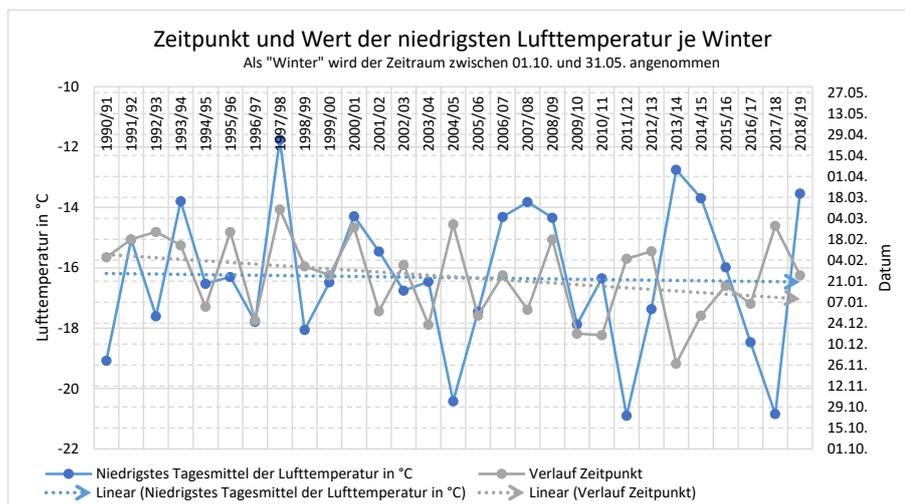


Abb. 5.66: Zeitpunkt und Wert der niedrigsten Lufttemperatur je Winter (01. Oktober bis 31. Mai). Der lineare Trend des Auftrittsdatums (grau punktiert) weist auf eine sukzessive Verfrühung um etwa einen Monat hin, während der Wert (blau punktiert) in etwa ident geblieben ist.

Die höchste während dem Winter aufgetretene Temperatur (siehe Abb. 5.67) tritt meist am Ende des als „Winter“ definierten Zeitabschnittes, also Ende Mai auf. Dieses Auftrittsdatum hat sich um über einen Monat von Mitte März auf Ende April verschoben. Auch hier hat sich die maximale Tagesmitteltemperatur kaum verändert und bleibt in etwa bei $+12\text{ }^{\circ}\text{C}$. Der durchschnittliche Winter weist im Kühtai damit eine Temperaturspanne von $28\text{ }^{\circ}\text{C}$ auf.

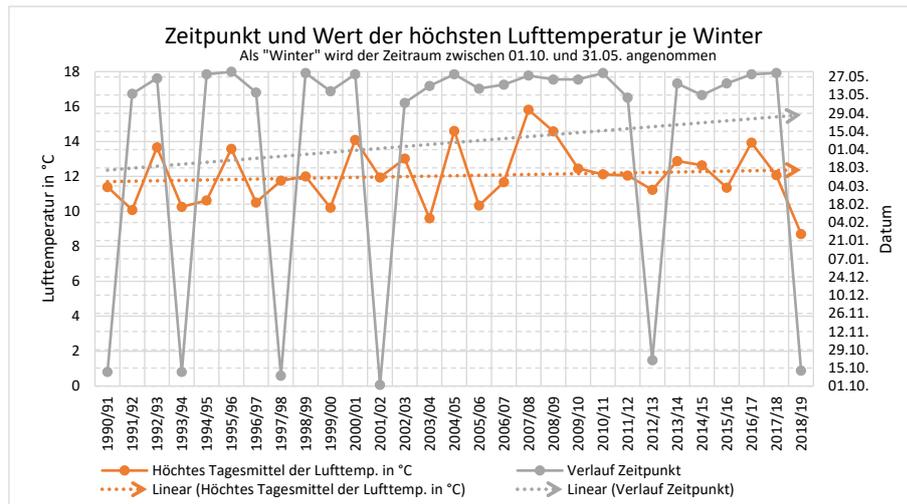


Abb. 5.67: Zeitpunkt und Wert der höchsten Lufttemperatur je Winter (01. Oktober bis 31. Mai). Der lineare Trend des Auftrittsdatums (grau punktiert) weist auf eine sukzessive Verspätung um mehr als einen Monat hin, während sich der Wert (orange punktiert) leicht erhöht hat.

- Schneehöhe und Schneeliegedauer:

Der Wert der maximalen Schneehöhe hat sich, wie im linearen Trend in Abb. 5.68 ersichtlich, kaum geändert. Sie bleibt bei rund 140 cm und hat nur unwesentlich abgenommen. Das Auftrittsdatum hat sich im Mittel um etwa drei Wochen auf Ende Februar vorverlegt.

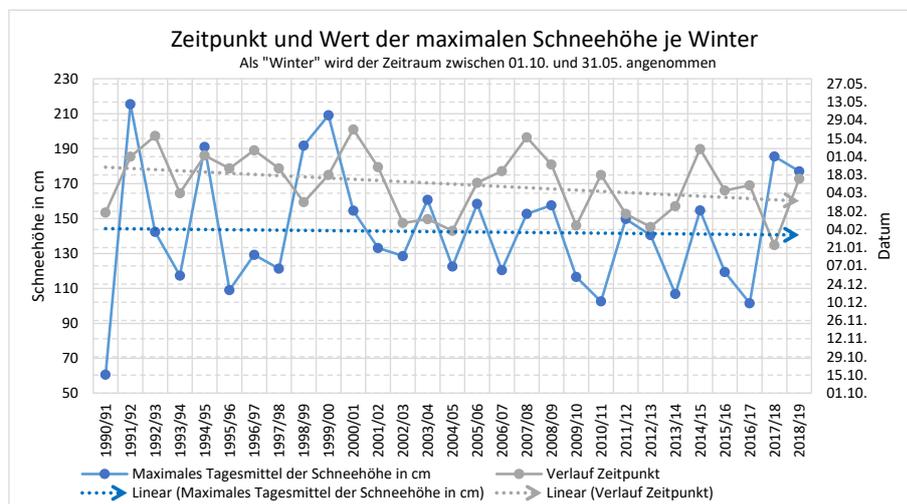


Abb. 5.68: Zeitpunkt und Wert der maximalen Schneehöhe je Winter (01. Oktober bis 31. Mai). Der lineare Trend des Auftrittsdatums (grau punktiert) weist auf eine sukzessive Verfrüherung um etwa drei Wochen hin, während der Wert (blau punktiert) in etwa ident geblieben ist.

Anhand der Schneeliegedauer lässt sich anschaulich die Länge des Winters quantifizieren. Da zwischen Oktober und Juni im Schnitt zu 75 % eine höhere Schneedecke als 35 cm

gemessen wurde, wird diese Höhe zur Definition der „Winterlänge“ herangezogen. Hier zeigen sich teils große Schwankungen zwischen sehr langen Bedeckungszeiträumen von rund 190 Tagen, was mehr als einem halben Jahr entspricht (2003/04 und 2007/08) und etwa 90 Tagen (2016/17). Auch wenn damit große Ausreißer vorhanden sind, lässt sich eine leicht abnehmende Tendenz feststellen.

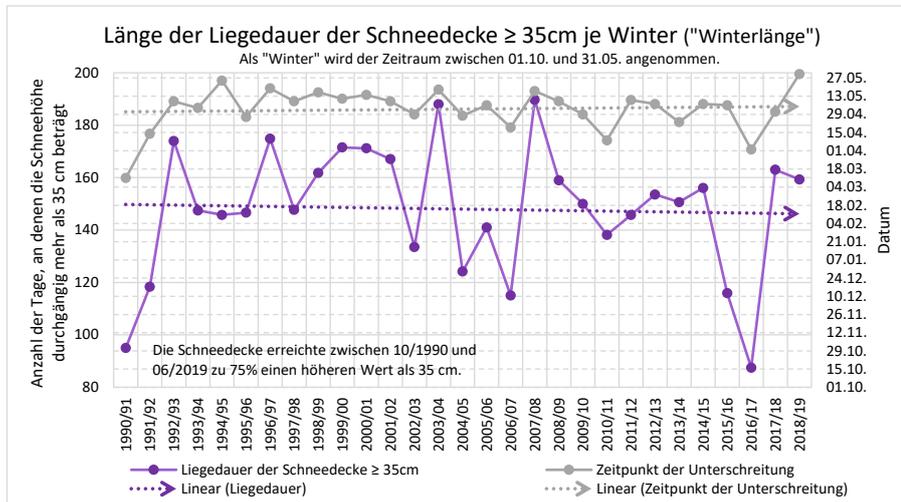


Abb. 5.69: Länge der Liegedauer der Schneedecke je Winter (01. Oktober bis 31. Mai). Als Liegedauer wird jene Zeitspanne je Winter definiert, in der eine Schneedecke mit ≥ 35 cm aufgetreten ist. Der lineare Trend dieser Liegedauer (violett punktiert) zeigt, dass sich diese nur unwesentlich verkürzt hat. Grau dargestellt ist der Verlauf jenes Zeitpunktes, an dem die Mächtigkeit der Schneedecke 35 cm unterschritten hat. Der lineare Trend davon (grau punktiert) weist auf eine leichte Verspätung hin.

Als „Winterende“ wird jener Zeitpunkt definiert, an welchem eine Schneehöhe von 35 cm wieder unterschritten wird. Dieser Wert hat sich nur unwesentlich um etwa eine Woche auf Anfang Mai vorverlegt, wie die Abb. 5.69 zeigt.

Untersucht man abschließend die Auftrittsdauer einer gewissen Schneehöhe zwischen 01.10. und 30.06., so fällt auf, dass einerseits das Aufkommen einer Schneehöhe unter 100 cm kürzer wird, was insbesondere für eine Tiefe von 20 bis 29 cm gilt (Abnahme um 28 Tage im linearen Verlauf). Andererseits tritt eine Schneedecke mit einer Höhe von 100 bis 149 cm länger auf. Insgesamt hat sich die durchschnittliche Schneehöhe gering um 5 cm verringert, was die Abb. 5.70 verdeutlicht.

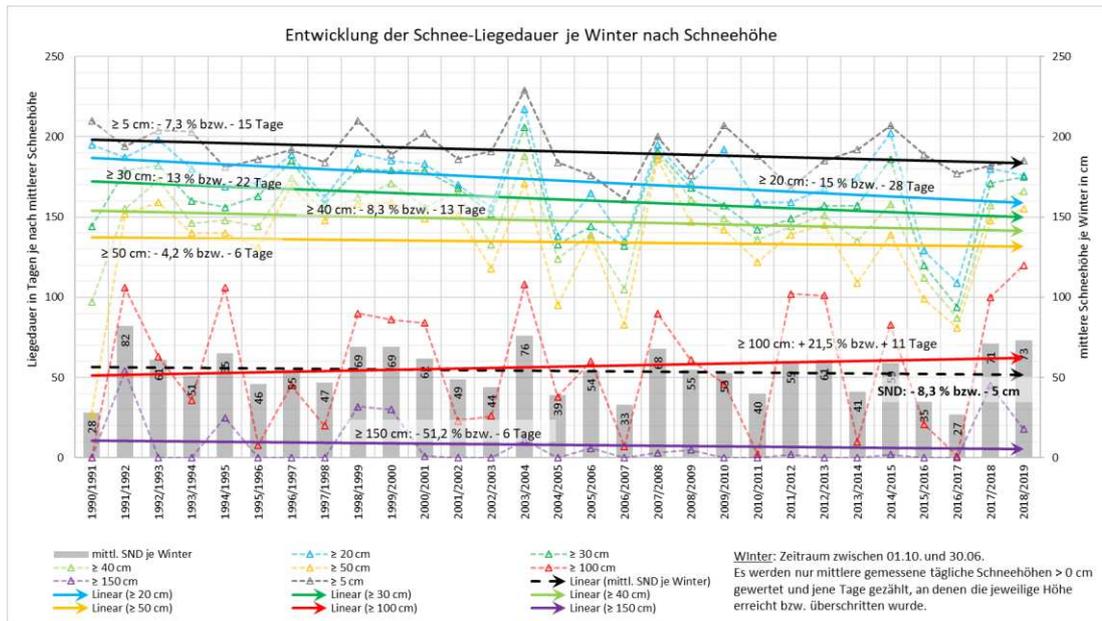


Abb. 5.70: Entwicklung der Liegedauer je Winter (01. Oktober bis 31. Mai) sortiert nach Schneehöhe. Diese Aufstellung zeigt anschaulich, dass bei allen Schneehöhen rückläufige Liegedauern vorliegen, mit Ausnahme der Schneehöhe zwischen 100 und 149 cm. Insgesamt hat die mittlere Schneehöhe jedoch nur geringfügig abgenommen.

- Schneewasseräquivalent:

Dass der Maximalwert des Schneewasseräquivalents nicht mit jenem der Schneehöhe kongruent ist, hat seinen Ursprung in der Entwicklung der Schneedecke. Diese sackt bei Sonneneinstrahlung bzw. zunehmender Liegedauer sukzessive zusammen, was hauptsächlich der Metamorphose der Schneekristalle zu rundlichen Formen geschuldet ist. Dadurch nimmt der Hohlraumgehalt ab, die Dichte nimmt deutlich zu und bei abnehmender Schneehöhe bleibt das Schneewasseräquivalent in etwa gleich. Erst wenn die Schneedecke durch Sublimations- oder hauptsächlich durch Schmelz- bzw. Tauprozesse an Masse verliert, schlägt sich dies auch in der Höhe des Schneewasseräquivalents nieder. Daher trifft der Höchstwert beinahe immer mit dem Beginn der Schmelzphase zusammen.

Wie in der Auswertung in Abb. 5.71 ersichtlich, schwankt dieser Maximalwert zwischen 200 und 500 mm und hat sich im Laufe der Messreihe nur unwesentlich verändert (Mittelwert bei etwa 380 mm). Der Auftrittszeitpunkt hat sich hingegen um etwa zwei Wochen auf Anfang April vorverlegt, was somit auch eine Vorverlegung des Schmelzbeginns andeutet. Die fehlenden SWE-Werte in den Wintern 1995/96 und 2012/13 resultieren aus Datenlücken in den Messreihen des Schneewasseräquivalents.

Vergleicht man im Folgenden auch die Höhe des Maximalwertes mit dem Zeitpunkt von dessen Auftritt, so zeigt sich, dass mit dem späteren Auftrittszeitpunkt des höchsten Schneewasseräquivalents auch die Höhe dieses Wertes deutlich zunimmt. Diese Entwicklung lässt sich auch an der Schneehöhe nachweisen, jedoch in weit weniger starkem Ausmaß. Das zugehörige Diagramm A-Abb. 129 ist im Anhang auf Seite A75 ersichtlich.

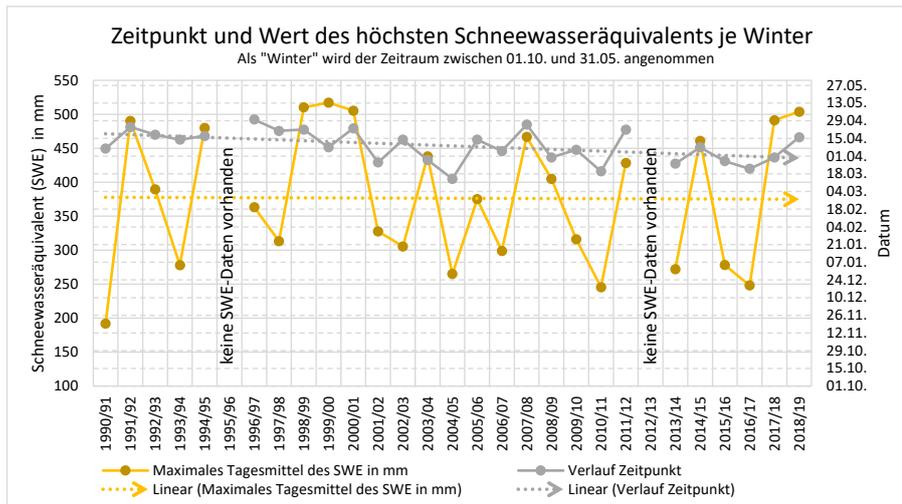


Abb. 5.71: Zeitpunkt und Wert des höchsten Schneewasseräquivalents je Winter (01. Oktober bis 31. Mai). Der lineare Trend des Auftrittsdatums (grau punktiert) weist auf eine sukzessive Verfrühung um etwa zwei Wochen hin, während der Wert (dunkelgelb punktiert) trotz großer Streuung in etwa ident geblieben ist.

- Eintreffende kurzweilige Strahlung:

Naturgemäß stellt sich der Zeitpunkt der maximalen Globalstrahlung im angenommenen Winterzeitraum Ende Mai ein, die Schwankungen dieses Wertes sind jedoch weitaus interessanter. So reicht die Spannweite des Maximalwertes von unter 270 W/m² (Winter 1991/92) bis zu 370 W/m² (Winter 1996/97). Die Höhe des eingetretenen Maximums hat sich nur geringfügig erhöht und liegt im Mittel bei beinahe 330 W/m².

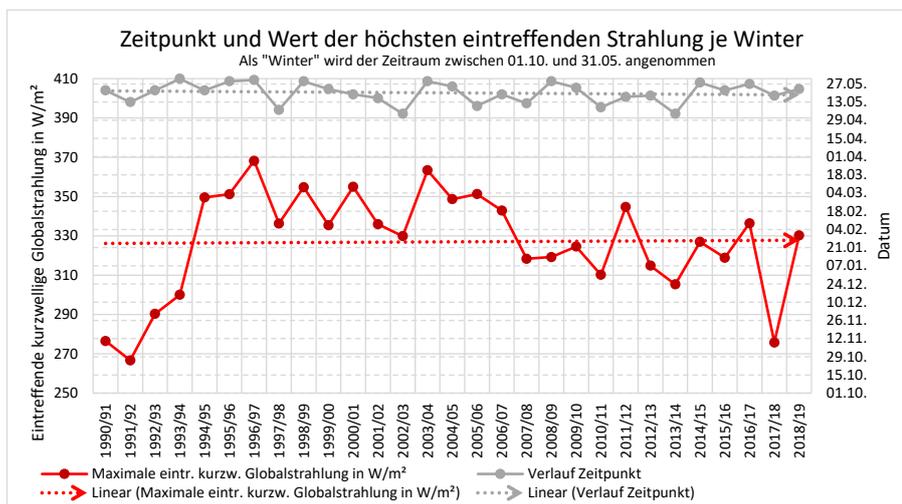


Abb. 5.72: Zeitpunkt und Wert der höchsten eintreffenden Strahlung je Winter (01. Oktober bis 31. Mai). Der lineare Trend des Auftrittsdatums (grau punktiert) weist keine eindeutige Trendtendenz auf. Dies trifft auch auf den Maximalwert der eintreffenden kurzweiligen Globalstrahlung (rot punktiert) zu.

- Schneeschnmelzfaktor:

Schlussendlich sei auch die Entwicklung des höchsten Schneeschnmelzfaktors (Gradtagfaktors) je Winterphase dargestellt. Während sich der lineare Trend des maximalen Gradtagfaktors kaum verändert hat, ist der Auftrittszeitpunkt um etwa zwei Wochen auf Anfang April vorgerückt. Diese Erkenntnis deckt sich mit jener des maximalen Schneewasseräquivalents und zeigt, dass die höchsten Gradtagfaktoren zu Schmelzbeginn auftreten. Die in Abb. 5.73 ersichtlichen Datenlücken in den Wintern 1995/96 und 2012/13 resultieren aus fehlenden Messwerten des Schneewasseräquivalents.

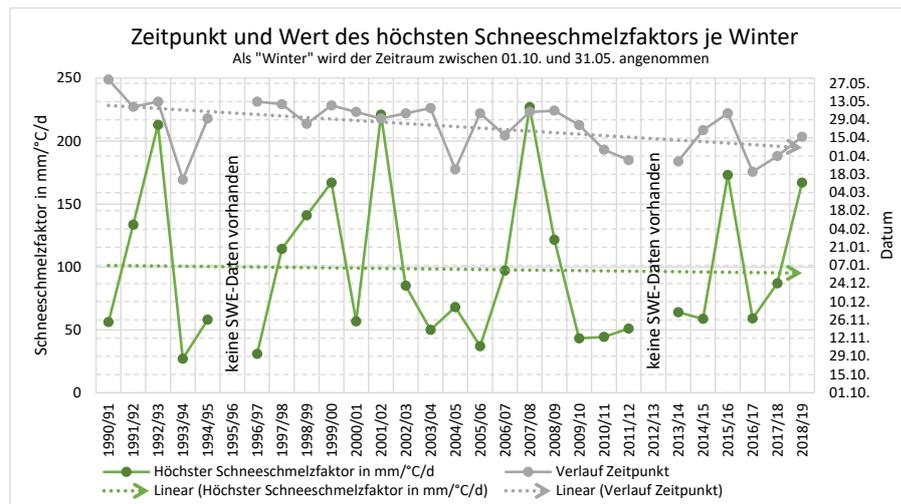


Abb. 5.73: Zeitpunkt und Wert des höchsten Gradtagfaktors je Winter (01. Oktober bis 31. Mai). Der lineare Trend des Auftrittszeitpunkts (grau punktiert) weist auf eine sukzessive Verfrühung des Auftretens um mehr als einen Monat hin (vgl. Abb. 5.65, Seite 103), während der Wert (grün punktiert) in etwa ident geblieben ist.

5.4.3 Entwicklung ausgewählter Parameter während der Schmelzphase

Da die Schmelzphase, also die Frühlingsmonate März, April und Mai wie in der Berechnung des Schneeschnmelzfaktors, von besonderer Bedeutung ist, wird nun kurz auf die Entwicklung dieser Phase eingegangen und die wichtigsten charakteristischen Parameter näher beleuchtet. Im Gegensatz zu den Auswertungen im vorigen Punkt handelt es sich hier um die arithmetischen Mittelwerte der jeweiligen Parameter je Monat.

Während sich die mittleren Lufttemperaturen im März (-2 °C) und Mai (+5,8 °C) im Laufe der 29 Jahre nicht wesentlich geändert haben, nahm jene des Monats April von -1,5 °C auf +2,5 °C deutlich zu (siehe A-Abb. 116 im Anhang auf Seite A51). Die Mittelwerte der Schneehöhe (vgl. A-Abb. 122, Seite A66) bzw. des Schneewasseräquivalents (vgl. A-Abb. 120, Seite A62) haben sich gegenläufig hierzu entwickelt. Hier kann im März ein deutlicher Anstieg um etwa 10 cm in der Schneehöhe bzw. 50 mm im Schneewasseräquivalent (SWE) festgestellt werden. Die Mittelwerte im April und Mai sind hingegen stark rückläufig, hier ist die Entwicklung des SWE bemerkenswerter, da sich der höchste Wert

zuvor im April und nun im März befindet. Insbesondere im Mai ist der SWE deutlich um beinahe 100 mm zurückgegangen. Die Diagramme zu diesen Aussagen befinden sich im Anhang¹⁵.

Auch die Entwicklung des Schneeschmelzfaktors (vgl. A-Abb. 128, Seite A71) spiegelt diese Trends wider. So steigt der Mittelwert der Monate März und April stetig an, während er im Mai stark fallend ist. Bemerkenswert ist dabei, dass der mittlere Schneeschmelzfaktor seit 2008 im April höher ist als im Mai, was seinen Ursprung in der milder werdenden Lufttemperatur im April und der schrumpfenden Schneehöhe im Mai haben könnte. Den höheren Temperaturen stehen also noch ausreichende Schneemengen für eine solide Schneeschmelze über das ganze Monat zur Verfügung, während dies im Mai immer seltener der Fall ist. Will man die Evolution des Gradtagfaktors über die Jahre untersuchen, so stellt man einen Vergleich seiner Eingangsparameter an, wie ihn die Abb. 5.74 übersichtlich zusammenfasst.

Vergleicht man also die für die Bildung des Gradtagfaktors relevanten Parameter „Abnahme des Schneewasseräquivalents“ in Millimeter je Tag sowie „Zunahme des Lufttemperatur-Mittels“ in Kelvin je Tag, so fallen zwei deutliche Entwicklungen auf. Einerseits nimmt die SWE-Abnahme, also die Abschmelzrate im April deutlich zu (von 4 auf 9 mm/d), während sie im Mai noch eindrücklicher abnimmt (von 16 auf 11 mm/d). Setzt man diesen linearen Trendverlauf fort, so schmilzt ab dem Jahr 2026 der Schnee im April stärker ab als im Mai. Dies steht jedoch nur mit dem Mittelwert der Lufttemperatur im Einklang (Zunahme im April um +2 K seit 1990), da ihre mittlere Zunahme keinem offensichtlichen Trend unterworfen ist. Der mittlere Gradtagfaktor (DDF) folgt also einerseits der Entwicklung der „SWE-Abnahme“ und andererseits der Entwicklung der „mittleren Tages-Lufttemperatur“. Die Tab. 5.14 fasst die Erkenntnisse aus der Analyse der Schmelzperioden zusammen.

¹⁵ s. Seiten A73 f.

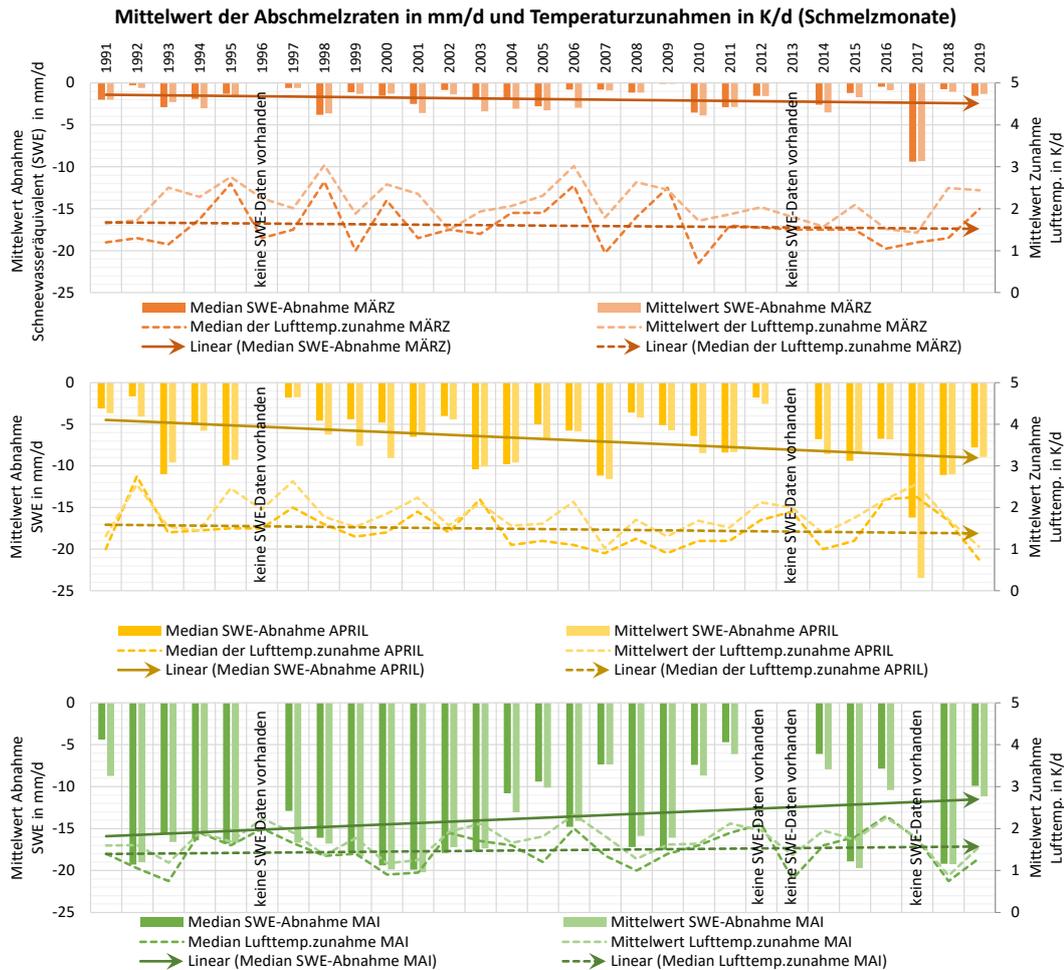


Abb. 5.74: Entwicklung Abschmelzraten und Temperaturzunahmen der Schmelzmonate März (Orange), April (Gold) und Mai (Grün). Die Gegenüberstellung von Median und Mittelwert lässt sowohl für die Abnahme des Schneewasseräquivalents (SWE) in mm/d als auch für die Zunahme der Lufttemperatur in K/d eine Aussage darüber treffen, ob es in diesem Jahr mehrere Ausreißer gegeben hat oder ob die Werte annähernd gleich verteilt waren (s. April 2016: wenig Unterschied zwischen Median und Mittelwert bei SWE-Abnahme, also gleich verteilte Werte im Gegensatz zu April 2017. Der deutlich größere Mittelwert weist auf mehrere hohe Ausschläge hin.) Deutlich sichtbar ist die starke Abnahme

| Parameter (Mittelwerte) | März | April | Mai |
|------------------------------|------|-------|-----|
| Tages-Lufttemperatur | → | ↗ | → |
| Zunahme Tages-Lufttemperatur | → | → | → |
| Schneehöhe | ↗ | ↘ | ↘ |
| Schneewasseräquivalent (SWE) | ↗ | ↘ | ↘ |
| Abschmelzrate | ↘ | ↗ | ↘ |
| Schneeschnmelzfaktor (DDF) | ↗ | ↗ | ↘ |

Tab. 5.14: Zusammenfassung der Entwicklung der wesentlichen Parameter in der Schmelzphase (Monate März, April und Mai). Rote Pfeile kennzeichnen Parameterentwicklungen, die mit jenen der Abschmelzrate und des Schneeschnmelzfaktors kongruent verlaufen. Gelb hinterlegt sind jene Parameter, welche an der Entwicklung des Schneeschnmelzfaktors wesentlich beteiligt sind.

5.4.4 Vergleich mit Mitteleuropäischen Singularitäten

Singularitäten stellen Wetterphänomene dar, welche aufgrund der jahreszeitlichen Unterschiede zwischen den Temperaturen der Landmassen und Meere zu Stande kommen. Diese regelmäßig wiederkehrenden Begebenheiten sind daher nicht als „Anomalie“ zu bezeichnen, sondern spiegeln die Reaktion der Großwetterlage auf die veränderten Bedingungen aufgrund der permanenten Änderung des Sonnenstandes wider. Meteorologische Singularitäten fanden insbesondere im Ackerbau und der Landwirtschaft in Form von „Bauernregeln“ Anwendung und Beachtung. Die folgende Auflistung in Tab. 5.15 rekapituliert die wichtigsten Singularitäten in Mitteleuropa (Frey, 2014) und stellt diese den Beobachtungen an der Messstation Kühtai (1990-2019) gegenüber.

Tab. 5.15: Gegenüberstellung mitteleuropäischer Singularitäten (Frey, 2014) zu Messdaten der Station Kühtai. Es soll hier untersucht werden, in welchem Ausmaß diese Singularitäten sich auch in den Daten wiederfinden.

| Zeitraum | Bezeichnung mit Temperaturabweichung | Eintrittswahrscheinlichkeit | Auftreten in Kühtai mit Temperaturabweichung und Zeitraum |
|----------------|--------------------------------------|-----------------------------|---|
| Anfang Jänner | Hochwinter | 83% | ja (-2 °C) |
| | (-3 bis -4°C) | | 01.01.-05.01. |
| Mitte Jänner | Hochwinter | 58% | ja (-2 °C) |
| | (-3 bis -4°C) | | 15.01.-30.01. |
| Anfang Februar | Tauwetter | 60% | ja (+1 °C) |
| | (+1 bis +2°C) | | 01.02.-08.02. |
| Mitte Februar | Spätwinter | 60% | leicht (-1 °C) |
| | (-3 bis -4°C) | | 09.02.-14.02. |
| Ende März | Vorfrühling | 62% | ja (+2 °C) |
| | (+3 bis +4°C) | | 28.03.-01.04. |
| Anfang April | Vorfrühling | 97% | leicht (+2 °C) |
| | (+5 bis +6°C) | | 02.04.-04.04. |
| Mitte April | Mittfrühling | 73% | ja (+3 °C) |
| | (+3 bis +4°C) | | ab 20.04. |
| Mitte Mai | Spätfrühling | 95% | leicht (+2 °C) |
| | (+5 bis +6°C) | | 06.05.-11.05. |
| Mitte Mai | Eisheilige | - | ja (-2 °C) |
| | | | 11.05.-15.05. |
| Anfang Juni | Frühsommer | 84% | nein |
| | (+3 bis +4°C) | | |
| Mitte Juni | Schafskälte | 81% | leicht (-1 °C) |
| | (-3 bis -4°C) | | 10.06.-13.06. |
| Ende Juni | Siebenschläfer | 70% | nein, eventuell jedoch verspätet (-2 °C) |
| | (-3 bis -4°C) | | 04.07.-09.07. |
| Anfang Juli | Hochsommer | 89% | nein, konstanter Verlauf |
| | (+3 bis +4°C) | | |

Tab. 5.15 (Fortsetzung)

| | | | |
|----------------------------|------------------|-----|------------------------|
| Ende Juli / Anfang August | Hochsommer | 80% | leicht (+1,5 °C) |
| | (+3 bis +4°C) | | 26.07.-10.08. |
| Ende August / Anfang Sept. | Spätsommer | 62% | nein |
| | (+3 bis +4°C) | | |
| Ende September | Altweibersommer | 76% | ja (+1 °C) |
| | (+1 bis +2°C) | | 29.09.-02.10. |
| Mitte Oktober | Mittelherbst | 73% | ja (+1 °C) |
| | (+1 bis +2°C) | | 08.10.-16.10. |
| Ende Okt. / Anfang Nov. | Spätherbst | 76% | ja (-3 °C) |
| | (-3 bis -4°C) | | 01.11.-10.11. |
| Mitte November | Spätherbst | 62% | ja (-2,5 °C) |
| | (-1 bis -2°C) | | 16.11.-19.11. |
| Ende November | Tauwetter | 92% | leicht (+1 °C) |
| | (+5 bis +6°C) | | 23.11.-25.11. |
| Mitte Dezember | Frühwinter | 53% | ja, verfrüht (-2,5 °C) |
| | (-1 bis -2°C) | | 11.12.-15.12. |
| Ende Dezember | Weihnachtstauw. | 53% | ja, verfrüht (+3 °C) |
| | (+1 bis +2°C) | | 17.12.-24.12. |
| Ende Dez. / Jahreswechsel | Kaltlufteinbruch | - | ja, verfrüht (-3,5 °C) |
| | | | 25.12.-28.12. |

Es zeigt sich also, dass die in Mitteleuropa bekannten Singularitäten durchaus auch in Kühltai mehr oder weniger deutlich nachweisbar sind. Im Allgemeinen treten sie jedoch – bis auf wenige Ausnahmen wie dem Weihnachtstauwetter – in abgeschwächter Form auf.

5.4.5 Entwicklung der Lufttemperatur seit 1851

a. Motivation und verwendete Stationsdaten

Die vorigen Kapitel dienen der Analyse und Gegenüberstellung der zwischen Oktober 1990 und Juni 2019 gemessenen und somit tatsächlich vorgekommenen Messdaten. Auch wenn gewisse signifikante Trendverläufe über einen Zeitraum von beinahe 30 Jahren nachweisbar sind, so können langfristige Entwicklungen nur sehr schwer daraus abgeleitet werden. Insbesondere Parameter, welche permanenten, kurzfristigen Schwankungen unterworfen sind (etwa Niederschlag, Windstärke oder Schneehöhe) lassen sich sehr schwer in überzeugender Aussagekraft prognostizieren, es sei denn man verringert die Auflösung beispielsweise auf Jahresmittelwerte. Zudem sind sie teilweise stark von der unmittelbaren Umgebung abhängig und daher ebenfalls kaum mit Daten anderer Stationen korrelierbar. Die Temperatur der Luft ist für die Einschätzung langfristiger Entwicklungen von großer Bedeutung, da sie überregional ähnlichen zeitlichen Veränderungen

unterworfen ist und aufgrund der simplen Messbarkeit viele Daten verfügbar sind. Zudem ist die Lufttemperatur für die Entwicklung der Schneeschmelze im alpinen Raum von großer Bedeutung. Im Gegensatz zu den mitunter selten in längeren Zeitreihen erhobenen Parametern wie Wind, Schneehöhe und Schneewasseräquivalent, ist die Lufttemperatur auch in ihrem Verhalten und ihrer zeitlichen Entwicklung über den ganzen Alpenraum vergleichbar. Zusätzlich hat nicht zuletzt die Thematik über die global auftretende Erwärmung des Klimas das Interesse über die langfristige Entwicklung der Lufttemperatur in den Fokus der Öffentlichkeit gerückt.

Aufgrund der großen, über lange Zeiträume und in teils naher Umgebung zur Messstation Kühtai getätigten Messungen, sei in diesem Kapitel auf die mögliche Entwicklung der Lufttemperatur seit Mitte des 19. Jahrhunderts eingegangen, um die im vorigen Kapitel geschilderte Trendentwicklung in den Vergleich mit einer langfristigen Messreihe setzen zu können. Die Berechnung der Lufttemperaturen je Monat für die Station Kühtai wurde unter Verwendung der Temperaturverläufe der in Tab. 5.16 aufgelisteten Messstationen großteils mittels multipler Regressionsanalyse durchgeführt:

Tab. 5.16: Verwendete Messstationen für die multiple Regressionsanalyse zur Rückrechnung der jährlichen Lufttemperaturmittelwerte an der Station Kühtai. Es wurden möglichst nahe und klimatisch ähnlich gelegene Stationen ausgewählt.

| Station | Entfernung in km | Datenreihe | |
|-----------------------------|---------------------|------------|------|
| | | von | bis |
| Innsbruck-Universität (INN) | 29,24 | 1777 | 2019 |
| Patscherkofel (PAT) | 34,58 | 1931 | 2019 |
| Obergurgl-Vent (OBG) | 37,88 | 1851 | 2019 |
| Galtür (GAL) | 67,72 | 1896 | 2008 |
| Schmittenhöhe (SCH) | 132,93 | 1880 | 2019 |

Sämtliche verwendete Daten oben genannter Stationen wurden dem Projekt HISTALP der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik entnommen (Auer, et al., 2007). Die Auswahl der Stationen erfolgte unter den Gesichtspunkten der verfügbaren Lufttemperaturdaten, ähnlichen Höhe, Lage und möglicher Nähe zur Station Kühtai. Anschließend erfolgte die Korrelationsanalyse der von HISTALP bezogenen Lufttemperaturdaten mit jenen, die an der Station Kühtai gemessen wurden. Dabei ergaben sich die in Abb. 5.75 dargestellten Korrelationen.

Die hohen Korrelationen der Stationen Obergurgl-Vent ($R^2=0,97$) und Patscherkofel ($R^2=0,96$) lassen sich mit der geographischen Nähe und der damit einhergehenden ähnlichen Höhen- und Klimazonenlage erklären. Die hohe Übereinstimmung mit der Messstation Schmittenhöhe ($R^2=0,93$) überrascht aufgrund der relativ großen Entfernung zur Station Kühtai. Die im Inntal gelegene Station Innsbruck-Universität weist eine sehr lange Messreihe auf, hier darf jedoch der Einfluss kleinräumiger klimatischer Gegebenheiten im Inntalraum bei Innsbruck, wie Föhn, urbane Aufheizung, etc. nicht unerwähnt bleiben. Die Korrelation mit $R^2=0,77$ ist daher ebenso überraschend hoch.

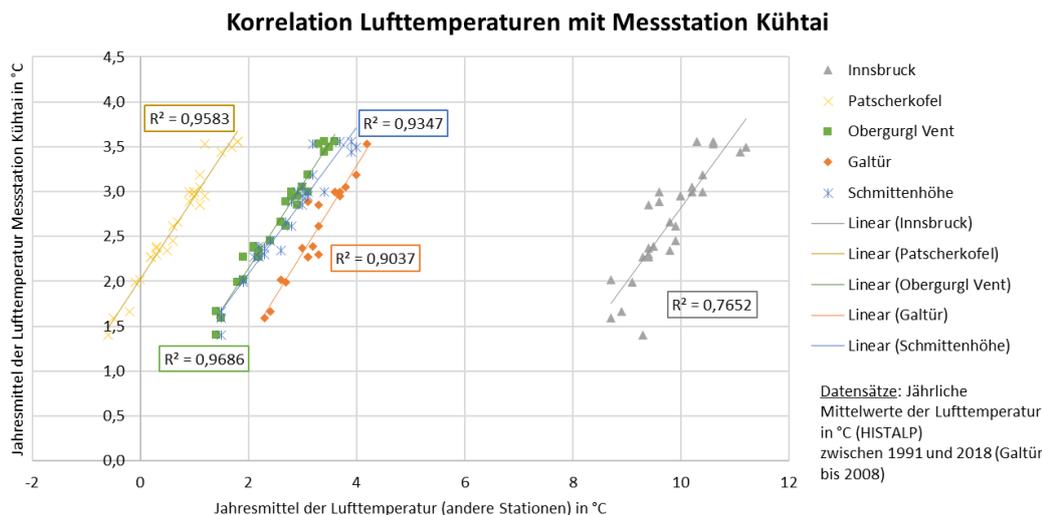


Abb. 5.75: Korrelationen der gewählten Stationen mit den Messwerten der Station Kühtai (1991-2019). Die hier dargestellten Korrelationen betreffen nur jene Jahresmittelwerte, an denen keine Berechnungen mittels Regressionsanalyse durchgeführt wurden. Diese Werte stellen also die grundsätzliche Korrelation der fünf ausgewählten Messstationen mit den tatsächlich gemessenen Lufttemperaturen der Station Kühtai dar.

b. Rückrechnung des Temperaturverlaufes bis 1851

Um die gewählten fünf Messstationen mit der Station Kühtai auf ein gemeinsames Verhältnis bringen zu können, muss zuallererst eine durchgängige Messreihe geschaffen werden. Diese wird im Zeitraum 1991 bis 2019 einzig von der Station Galtür, welche lediglich Daten bis zum Jahr 2008 zur Verfügung stellt, nicht erfüllt. Daher ist eine erste multiple Regressionsanalyse zur Vervollständigung dieser Messreihe aus Galtür mit den restlichen Stationen (außer Kühtai) vorzunehmen.

Dafür wird die von allen fünf Standorten erbrachte, lückenlose Datenaufzeichnung zwischen 1931 (Start der Aufzeichnungen am Patscherkofel) und 2008 verwendet, womit sich folgende Regression ergibt:

$$T_{GAL} = -0,8249 + 0,2625 * T_{OBG} + 0,3104 * T_{INN} + 0,1769 * T_{PAT} + 0,1450 * T_{SCH} \quad (5.57)$$

mit T_i (i repräsentativ für das Stationskürzel) als Jahresmittelwert der gemessenen Lufttemperatur an der jeweiligen Station in °C. Diese Regression besitzt einen multiplen Korrelationskoeffizienten $R=0,95$ bzw. ein Bestimmtheitsmaß von $R^2=0,90$ und somit eine hohe Korrelation. Anhand der Formel lässt sich somit die Messreihe zwischen 2008 und 2019 für Galtür hinlänglich genau ergänzen.

Mit der so gewonnenen, lückenlosen Datenreihe kann ein Verhältnis der fünf gewählten Messstationen Obergurgl-Vent (OBG), Innsbruck-Universität (INN), Patscherkofel (PAT), Galtür (GAL) und Schmittenhöhe (SCH) zur Station Kühtai (KUE) berechnet werden:

$$T_{KUE} = 1,64549 + 0,47411 * T_{OBG} - 0,16567 * T_{INN} + 0,30750 * T_{PAT} + 0,38796 * T_{GAL} - 0,03855 * T_{SCH} \quad (5.58)$$

Aufgrund der hohen Korrelation der einzelnen Stationswerte mit jenen aus Kühtai, erreicht die obige Regression einen multiplen Korrelationskoeffizienten von $R=0,99$ bzw. ein Bestimmtheitsmaß $R^2=0,98$, womit eine sehr hohe Korrelation gegeben ist.

Diese Regressionsformel erlaubt nun eine Rückrechnung der Lufttemperaturwerte bis zum Vorhandensein von zumindest zwei Messwerten anderer Stationen, womit die Berechnung mit dem Jahr 1851 begrenzt wird (Start der Aufzeichnungen in Obergurgl-Vent). Da mit jeder bis 1851 wegfallenden Station die obige Verhältnisrechnung an Aussagekraft verliert, ist es vorteilhaft, die fehlenden Stationsdaten bis 1851 ebenfalls mit jeweiligen Regressionen zu berechnen. Dies wurde mit folgendem Ablauf bewerkstelligt:

1. Regressionsanalyse: Berechnung der Daten für die Station Patscherkofel zwischen 1896 und 1931 anhand der Daten aller fünf Messstationen zwischen 1931 und 2019 (Werte von Galtür zwischen 2008 und 2019 wurden bereits mittels Regression ermittelt).
2. Regressionsanalyse: Berechnung der Daten für die Stationen Patscherkofel und Galtür zwischen 1880 und 1896 anhand der Daten aller fünf Messstationen zwischen 1896 und 2019 (Werte von Patscherkofel (1896 bis 1913) und Galtür (2008 bis 2019) bereits mittels Regression ermittelt).
3. Regressionsanalyse: Berechnung der Daten für die Stationen Patscherkofel, Galtür und Schmittenhöhe zwischen 1851 und 1880 anhand der Daten aller fünf Messstationen zwischen 1880 und 2019 (Werte von Patscherkofel (1880 bis 1913) und Galtür (1880 bis 1896 und 2008 bis 2019) bereits mittels Regression ermittelt).

Die Abb. 5.76 zeigt anschaulich eine Übersicht über jene Zeitspannen, in welchen gemessene Temperaturverläufe vorliegen (dunklere Farbbalken mit weißer Beschriftung) und jene Zeitspannen, bei denen die jährliche Durchschnittstemperatur der Luft mittels vorhin beschriebener, multipler Regressionsanalyse rückgerechnet wurden.

Die somit erreichten lückenlosen Datenreihen zwischen 1851 und 2019 aller gewählten Stationen erlauben nun eine exaktere und plausible Ermittlung des Verlaufes der Lufttemperatur für die Messstation Kühtai. Abb. 5.77 stellt eine erneute Korrelationsbeziehung zwischen den fünf ausgewählten Messstationen und der Station Kühtai dar, wobei nun auch die berechneten Temperaturdaten miteinbezogen sind.

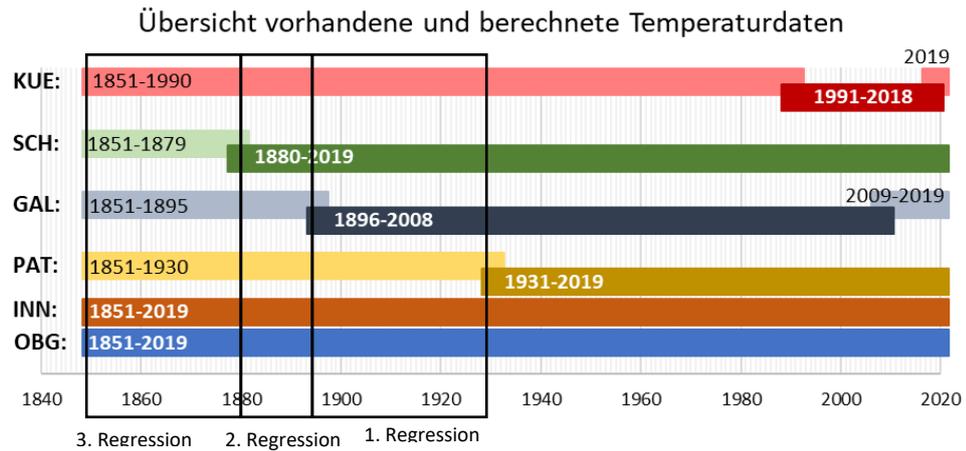


Abb. 5.76: Übersicht über vorhandene und mittels Regressionsanalyse berechnete Temperaturdaten. Die farblich dunkleren und nach unten abgerückten Balken stellen dabei tatsächlich gemessene Lufttemperaturen dar, während die helleren Datensätze mittels multipler Regressionsanalysen berechnet wurden.

Es lässt sich feststellen, dass sich die Bestimmtheitsmaße der Stationen Obergurgl-Vent, Galtür und Schmittenhöhe etwa bei $R^2=0,94$ befinden, jenes an der Station Innsbruck-Universität sich deutlich von $R^2=0,77$ auf $0,82$ verbessert hat, jedoch das Bestimmtheitsmaß der Messstation Patscherkofel von $R^2=0,96$ auf $0,89$ gefallen ist.

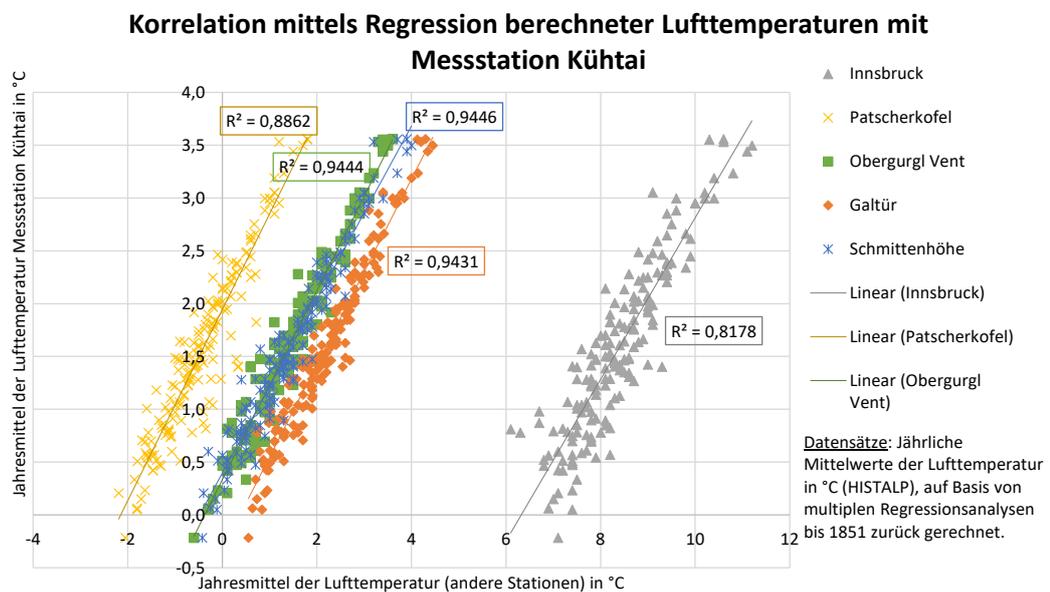


Abb. 5.77: Wie in Abb. 5.75 jedoch zusätzlich mit den mittels multipler Regressionsanalyse berechneten Datenwerten (siehe A-Tab. 40, Seite A77).

c. Entwicklungen und Interpretation

Trotz der hohen Korrelationen der Stationen mit der in der vorliegenden Arbeit näher betrachteten Station Kühtai sei darauf hingewiesen, dass die folgenden analysierten Temperaturdaten teilweise auf Rückrechnungen mittels der erwähnten Regressionsanalysen basieren und nicht tatsächlich an den Stationen gemessen wurden. Die hohe Ähnlichkeit und räumliche Nähe der Stationen untereinander sowie Kontrollen der berechneten Temperaturverläufe mithilfe des von der ZAMG zur Verfügung gestellten „Klimamonitoring“ (ZAMG, 2020c) lässt aber annehmen, dass die Trendverläufe und deren Entwicklung durchwegs plausibel sind.

Abb. 5.78 zeigt den berechneten Verlauf der jährlichen Durchschnittstemperatur der Luft an den fünf gewählten Standorten Obergurgl-Vent (Sölden, Ötztal), Innsbruck-Universität (Inntal), Patscherkofel, Galtür (Paznaun) und Schmittenhöhe (Zell am See, Salzburg) sowie der in dieser vorliegenden Arbeit intensiv ausgewerteten Station Kühtai (Sellrain, Silz). Ebenfalls ist der gleitende, 20-jährige Mittelwert des Temperaturverlaufes an der Station Kühtai zur näheren Veranschaulichung der Entwicklung eingetragen.

Trotz der mehrheitlich mittels Regressionsanalyse rückgerechneten Temperaturdaten an der Station Kühtai (140 von 168 Jahren und somit 83 % berechnet) lässt sich nicht nur in diesem ermittelten Verlauf, sondern auch in den Verläufen der restlichen Stationen eine signifikante Zunahme des Jahresmittels etwa ab 1985 erkennen. Während zwischen 1851 und 1920 keine offensichtliche Änderung im Temperaturverlauf feststellen lässt, erfolgte zwischen 1920 und 1960 eine erste Zunahme, welche sich zwischen 1960 und 1980 einbremste. Der über die jeweils vorangegangenen 20 Jahre gleitende Mittelwert zeigt in dieser ersten Phase der Temperaturzunahme eine Erhöhung um etwa 0,9 K innerhalb von 4 Jahrzehnten, während die weit deutlichere Steigerung ab 1985 im selben Zeitraum eine Zunahme von 1,4 K erbracht hat. Dieser Trend wurde mittels *Mann-Kendall-Test* auf seine statistische Signifikanz untersucht. Die dazu verwendete Methode bzw. Vorgangsweise ist unter Punkt 4.6 ab Seite 64 angeführt.

Untersucht man den Trendverlauf aller unter der im vorigen Punkt beschriebenen Methode berechneter Lufttemperaturdaten für Kühtai zwischen 1851 und 2019, so werden die folgenden Ergebnisse für den *Mann-Kendall-Test* (siehe Tab. 5.17) erbracht:

| | |
|-------------------------------------|-----------------------|
| Mann-Kendall-Statistik: | $S = 4325$ |
| Anzahl Datenwerte (=Anzahl Jahre): | $n = 169$ |
| Varianz der Mann-Kendall-Statistik: | $VAR(S) = 538.972,33$ |
| Normalisierte Test-Statistik: | $Z = 5,8898 > 0$ |
| Wahrscheinlichkeit von Z: | $f(Z) = 0,9 > 0,95$ |

Durch das sehr hohe S , dem positiven Z und der berechneten Wahrscheinlichkeit von Z mit fast 1, die damit über dem Signifikanzniveau von 0,95 liegt, ist der Trend eindeutig als zunehmend einzustufen.

Lufttemperatur Messstation Kühtai: Berechnung auf Basis einer multiplen Regressionsanalyse

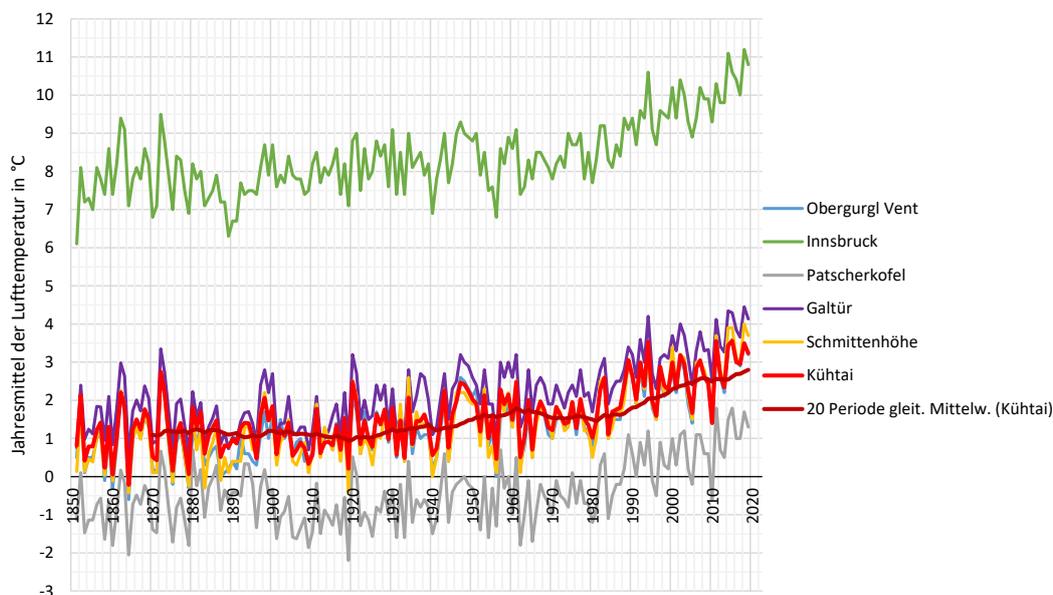


Abb. 5.78: Verlauf der mittels multipler Regressionsanalyse berechneten jährlichen Mittelwerte der Lufttemperaturen aller Stationen inkl. gleitendem 20-jährigem Mittelwert für die Station Kühtai. Es zeigt sich hier deutlich die Zunahme der mittleren Lufttemperatur seit 1985 um etwa 1,4 K. Der Mann-Kendall-Test für den gesamten Zeitraum 1851 bis 2019 ist in Tab. 5.18 ersichtlich.

Teilt man die Analyse der Temperaturverläufe bei 1980, so ergeben sich folgende Ergebnisse und Unterschiede des *Mann-Kendall-Tests*:

| Analyse: 1851 – 1980 | Analyse: 1980 – 2019 |
|------------------------|-------------------------|
| $S = 87$ | $S = 348$ |
| $n = 129$ | $n = 40$ |
| $VAR(S) = 539.473,33$ | $VAR(S) = 7.366,67$ |
| $Z = 0,1171 > 0$ | $Z = 4,0429 > 0$ |
| $f(Z) = 0,5466 < 0,95$ | $f(Z) = 0,99997 > 0,95$ |
| kein Trend nachweisbar | Trend ist zunehmend |

Tab. 5.17: Vergleich mittels Mann-Kendall-Test der durchschnittlichen jährlichen Lufttemperatur zwischen 1851 und 1980 sowie 1980 und 2019. Während im ersten Zeitraum wie auch in Abb. 5.78 keine deutliche, statistisch signifikante Zunahme nachgewiesen werden kann, ist der Trend seit 1985 auch rechnerisch nach Mann-Kendall nachweislich zunehmend. Die Analyse für den gesamten Zeitraum 1851 bis 2019 ist in Tab. 5.18 ersichtlich.

Der Vergleich lässt erkennen, dass erst der Anstieg in den letzten 40 Jahren derart deutlich war, dass er den gesamten 169-jährigen Verlauf der Lufttemperatur seit 1851 mit einem statistisch signifikant steigenden Trend versehen hat. Der deutliche Unterschied zwischen den Trendanalysen 1851-1980 und 1980-2019 ist insbesondere in S und Z zu erkennen, die Wahrscheinlichkeit von Z hat sich zudem beinahe verdoppelt.

Um die Entwicklung des Schneeschmelzvorganges abschätzen zu können, ist eine Analyse derjenigen Monate, in denen hauptsächlich eine Schmelze auftritt, nämlich März,

April und Mai, vorteilhaft. Hierzu wurden die gemessenen Mittelwerte der Lufttemperatur wie unter Punkt b (ab Seite 115) beschrieben, einer multiplen Regressionsanalyse unterzogen, um lückenlose Temperaturverläufe seit 1851 zu erhalten und somit den Verlauf des jeweiligen Monatsmittels abschätzen zu können. Die Abbildungen zu den Auswertungen der Monate März, April und Mai sind im Anhang¹⁶ enthalten, eine Trendanalyse ist aufgrund der insbesondere im März auftretenden großen Temperaturspannweite schwierig vorzunehmen und verliert damit an Aussagekraft.

Im Allgemeinen kann jedoch festgestellt werden, dass sich der Temperaturverlauf im Monat März leicht und im Monat April stark im Steigen befindet. Diese Tatsache wurde auch bei den kurzzeitigen Trendverläufen zwischen 1990 und 2019 unter Punkt 5.4.1a (ab Seite 95) festgestellt. Auch der dort leicht rückläufige Temperaturtrend im Monat Mai spiegelt sich in der bis 1851 zurückreichenden Auswertung. Dank dieser langen Rückrechnung und Ermöglichung der Darstellung lässt sich jedoch feststellen, dass dies lediglich der aktuelle Zustand einer Abflachung des gleitenden 20-jährigen Mittelwertes seit etwa 2010 darstellt. Vor dieser Abflachung nahm die Durchschnittstemperatur insbesondere zwischen 1990 und 2010 zeitweise sehr stark zu.

- Winter (Dezember, Jänner, Februar):

Eine in der alpinen Wetterforschung insbesondere in Verbindung mit der Frage über die zukünftige Wirtschaftlichkeit und Rentabilität von Schigebieten stehende, wichtige Trendanalyse befasst sich mit der Lufttemperatur der Wintermonate. Sprunghafte Entwicklung und hohe Variabilität ist für den Temperaturverlauf im Winter charakteristisch, stellt die Analyse und Prognose jedoch vor Schwierigkeiten hinsichtlich der Aussagekraft und Zuverlässigkeit. Lineare Trendanalysen zeigen jedoch durchgängige Anstiege der Temperaturmittelwerte in den Monaten Dezember, Jänner und Februar (Gobiet, et al., 2017).

Wie in Abb. 5.79 ersichtlich, zeigt der mittels mehrerer multipler Regressionsanalysen berechnete Verlauf der Mitteltemperatur für die Monate Dezember, Jänner und Februar zwischen 1851 und 2019 an der Messstation Kühtai einen Verlauf mit der typischen großen Streuweite (im Vergleich zu Abb. 5.80 für den Frühling), was eine aussagekräftige Trendanalyse erschwert. Dennoch herrscht zwischen den fünf Stationen Obergurgl-Vent, Innsbruck-Universität, Patscherkofel, Galtür sowie Schmittenhöhe und der hier behandelten Station Kühtai zwischen 1990 und 2018 eine sehr hohe Korrelation mit einem Bestimmtheitsmaß von $R^2=0,99$. Die Regressionsanalyse für die Rückrechnung bis 1851 erfolgte mit der folgenden Formel:

$$T_{KUE} = 1,32208 + 0,45958 * T_{OBG} + 0,02323 * T_{INN} + 0,50437 * T_{PAT} + 0,29715 * T_{GAL} - 0,23911 * T_{SCH} \quad (5.59)$$

Der somit berechnete und in Abb. 5.79 dargestellte Verlauf der durchschnittlichen Wintertemperatur zeigt eine stufenartige Zunahme mit kürzeren Phasen des leichten Abschwungs. So lässt sich im gleitenden 20-jährigen Mittelwert zwischen 1930 und 1945

¹⁶ s. Seiten A74 f.

eine Abnahme um etwa ein Kelvin erkennen, ein Resultat der zunehmend kälter gewordenen Winter zwischen 1911/12 (Mittelwert bei $-3,6\text{ °C}$ bzw. $+1,8\text{ K}$ über dem Mittelwert 1961-1990) und 1928/1929 ($-9,7\text{ °C}$ bzw. $-4,2\text{ K}$ gegenüber 1961-1990). Bis auf den Rekordwinter 1962/63 (Mittelwert $-9,8\text{ °C}$ in Kühtai und $-5,6\text{ °C}$ in Innsbruck, was eine Unterschreitung von $-4,4\text{ K}$ vom Mittelwert 1961-1990 bedeutet) stieg seitdem die Wintertemperatur stetig und erreichte im Winter 1989/90 mit $-1,4\text{ °C}$ ihren Höhepunkt. Im Vergleich zum Mittelwert 1961-1990 war dieser Winter um $4,0\text{ K}$ zu warm. Auch hierauf setzte ein Abwärtstrend ein, der mit Winter 2005/06 ($-6,8\text{ °C}$ bzw. um $1,4\text{ K}$ zu kalt) und dem darauffolgenden Winter 2006/07 ($-1,6\text{ °C}$; um $3,8\text{ K}$ zu warm) sein Ende fand. Aus dieser Phase zehrt der aktuelle gleitende Mittelwert, der im Laufe des vergangenen Jahrzehnts einen rückläufigen Trend präsentierte und seit 2006 um etwa $0,6\text{ K}$ abnahm. Die Tatsache, dass seit 2009/10 zwei Drittel der Winter wärmer als das Mittel 1961-1990 waren, zeigt jedoch, dass dieser Trendverlauf sich nicht länger halten können wird.

**Lufttemperatur Messstation Kühtai im Winter:
Berechnung auf Basis einer multiplen Regressionsanalyse**

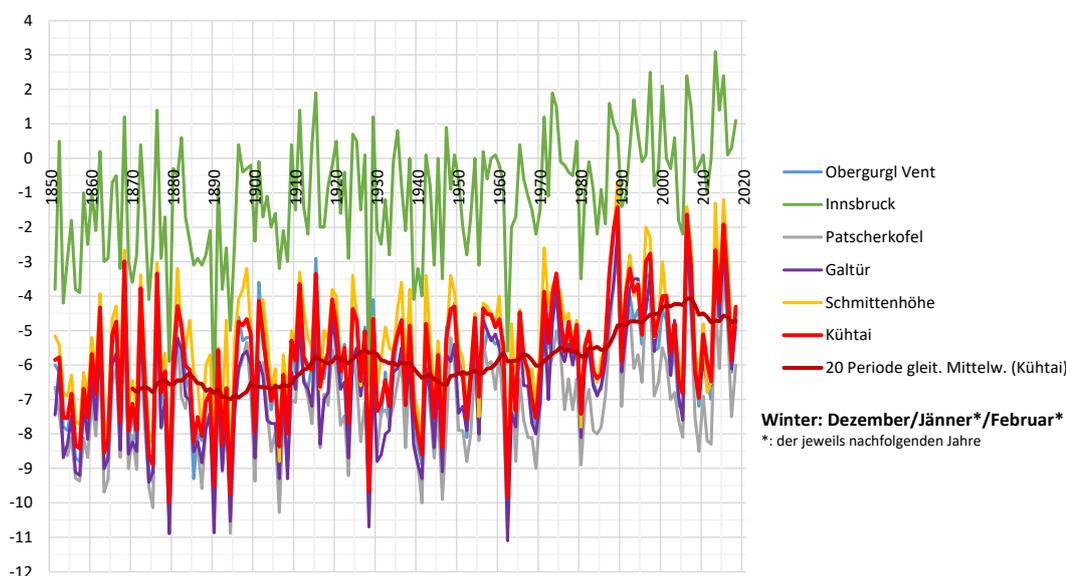


Abb. 5.79: Berechneter Verlauf der Lufttemperatur von 1851 bis 2019 für die Wintermonate Dezember bis Februar für alle Stationen inkl. gleitendem 20-jährigem Mittelwert für die Station Kühtai. Die Wintertemperaturen sind großen Schwankungen unterworfen, zeigen dennoch seit 1980 zunehmende Tendenzen, die in den letzten Jahren etwas abgeschwächt wurden.

- Frühling (März, April, Mai):

Mit einer geringeren Streuung und somit auch für eine aussagekräftige Trendanalyse besser geeignet, präsentiert sich der in Abb. 5.80 dargestellte Mittelwert über die drei „Schmelzmonate“ März, April und Mai.

Auch hier lässt sich, sogar noch deutlicher als in der Gesamtjahresauswertung, die zunehmende Durchschnittstemperatur ab 1990 erkennen. Während zwischen 1851 und 1990 der gleitende 20-jährige Mittelwert leichte zu- und abnehmende Trends beschreibt,

befindet sich dieser seit etwa 30 Jahren im Anstieg. Alleine in diesem Zeitraum nahm das Mittel um 1,6 K zu, während es in den rund 140 Jahren zuvor etwa ein Kelvin war.

**Lufttemperatur Messstation Kühtai März bis Mai:
Berechnung auf Basis einer multiplen Regressionsanalyse**

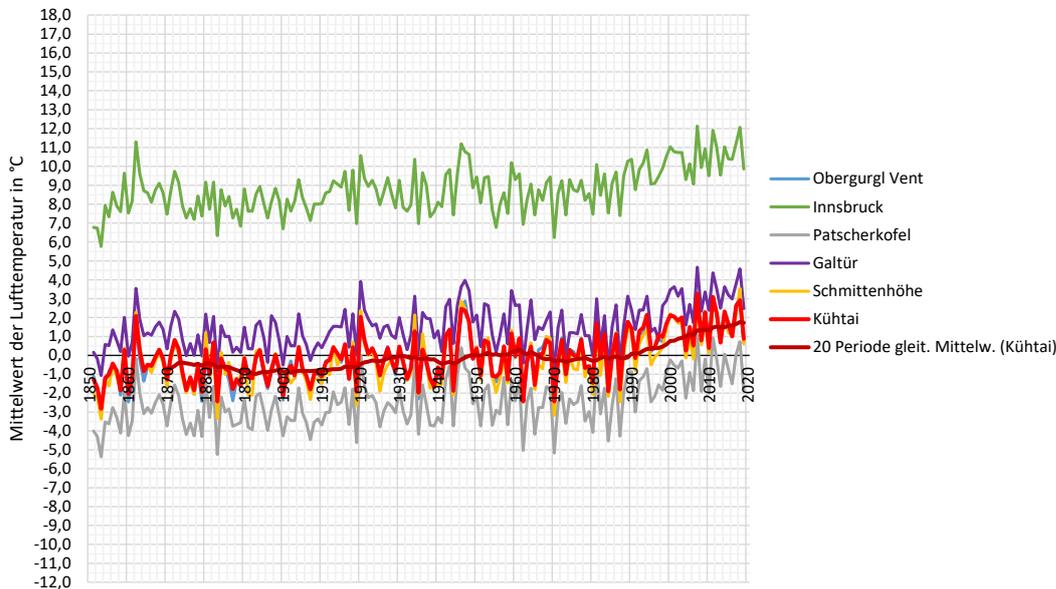


Abb. 5.80: Auswertung des Verlaufes der Lufttemperatur seit 1851 für die Schmelzmonate März bis Mai für alle Stationen inkl. gleitendem 20-jährigem Mittelwert für die Station Kühtai. Noch deutlicher als in Abb. 5.79 (Wintermonate) ist hier der zunehmende Trend seit 1990 für die Frühlingsmonate ersichtlich (+1,6 K).

| Analyse: 1851 – 2019 (Jän.-Dez.) | Analyse: 1851 – 2019 (März-Mai) |
|-------------------------------------|------------------------------------|
| $S = 4325$ | $S = 5444$ |
| $n = 169$ | $n = 169$ |
| $VAR(S) = 538.972,33$ | $VAR(S) = 541.025,33$ |
| $Z = 5,8898 > 0$ | $Z = 7,40 > 0$ |
| $f(Z) = 0,9 > 0,95$ | $f(Z) = 1,0 > 0,95$ |
| Trend ist zunehmend | Trend ist zunehmend |

Tab. 5.18: Vergleich zwischen Mann-Kendall-Test für gesamtes Jahr und Frühlingsmonate

Die obige Gegenüberstellung der *Mann-Kendall*-Trendanalysen für das Jahresmittel der Lufttemperatur und für das Mittel der Monatsdurchschnittstemperaturen zwischen März und Mai lässt erkennen, dass in den typischen „Schmelzmonaten“ bzw. Frühlingsmonaten der Trend noch eindeutiger zunehmend ist, als über das gesamte Jahr. Im Anhang ist eine tabellarische Aufstellung aller gemessenen und berechneten Temperaturdaten für die Schmelzmonate März bis Mai angeführt¹⁷.

¹⁷ s. Tabelle auf Seite A77

- Entwicklung des gleitenden Durchschnitts:

Die in Abb. 5.81 vergleichend dargestellte Abweichung der jeweiligen Durchschnittstemperaturen der meteorologischen Jahreszeiten und des gesamten Jahres von ihrem jeweiligen Mittelwert 1961-1990 (farbig hinterlegter Zeitraum) zeigen bis etwa 1975 ein relativ uneinheitliches Bild. Seit 1985 präsentieren alle Verläufe einen durchwegs positiven Verlauf und damit zu milde Jahreszeiten. Insbesondere die rapide Abweichungszunahme im Frühling, Sommer und Winter zwischen 1990 und 2005 ist für die fortschreitende Erwärmung des globalen Klimas bezeichnend. Lediglich der Herbst weist in diesem Zeitraum keine nennenswerte Steigerung auf, diese setzte erst ab 2010 mit dem etwa zeitgleichen Abfall der Wintertemperatur ein. Ohne diesen Rückgang der Wintertemperatur und konstanten Verlauf der Herbsttemperatur im Vergleich zur Abweichung zur Mitteltemperatur 1961-1990, wäre die Jahresmitteltemperatur deutlich höher als aktuell. Die warmen Winter in kürzerer Vergangenheit, aber auch der nun ungebremst starke Temperaturanstieg im Herbst (+0,5 K seit 2010) wird in naher Zukunft die positive Abweichung des Jahresmittels zur Mitteltemperatur 1961-1990 weiter deutlich verstärken. Der temporär registrierte Rückgang der Wintertemperatur hat somit auf die Entwicklung der Jahresmitteltemperatur angesichts der Entwicklung der restlichen Jahreszeiten nur wenig Einfluss.

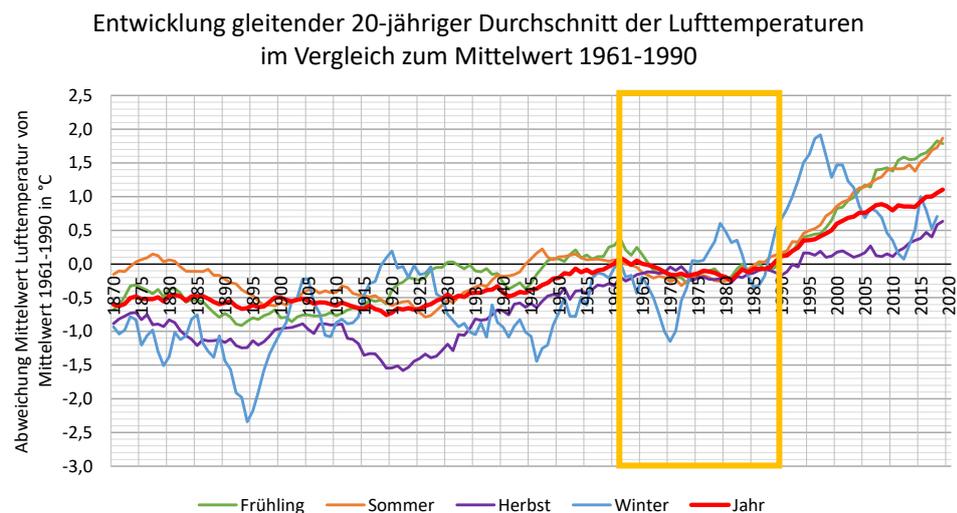


Abb. 5.81: Abweichung der 20-jährigen gleitenden Mittelwerte der Lufttemperaturen vom Mittelwert 1961-1990 (gelb markierter Zeitraum). Nach 1990 sind insbesondere für Frühling und Sommer deutliche Abweichungen registrierbar (um etwa 1,8 K zu mild). Dieser Trend betrifft seit 2010 alle Jahreszeiten, der Winter wies zwischen 1995 und 2010 einen rückläufigen Trend auf. Auch der gleitende Mittelwert für das gesamte Jahr ist seit 1990 milder als der Mittelwert 1961-1990.

Die folgende Tab. 5.19 bietet einen kurzen Überblick über die (berechneten) wärmsten und kältesten Jahre an der Station Kühtai seit 1851:

Tab. 5.19: Überblick über die jeweils 10 kältesten und wärmsten Jahre an der Station Kühtai. Diese Reihung wurde unter Miteinbeziehung von mittels multipler Regressionsanalyse berechneter Jahresmittelwerte (1851-1990) erstellt und gibt somit nicht einheitlich tatsächlich gemessene Mittelwerte wieder.

| Die 10 kältesten Jahre | | Die 10 wärmsten Jahre | |
|------------------------|--|-----------------------|--|
| Jahr | Jahresmittel in °C und Abweichung* in Kelvin | Jahr | Jahresmittel in °C und Abweichung* in Kelvin |
| 1864 | -0,2 (-1,9) | 2015, 2011 | +3,6 (+1,9) |
| 1860, 1879 | +0,1 (-1,6) | 1994, 2018 | +3,5 (+1,8) |
| 1875, 1919, 1858 | +0,2 (-1,5) | 2014 | +3,4 (+1,7) |
| 1909 | +0,3 (-1,4) | 2019, 2002 | +3,2 (+1,5) |
| 1853, 1871 | +0,4 (-1,3) | 1989, 2007 | +3,1 (+1,4) |
| 1956 | +0,5 (-1,2) | 2016 | +3,0 (+1,3) |

* Abweichung vom berechneten Mittelwert 1961-1990 (1,7 °C)

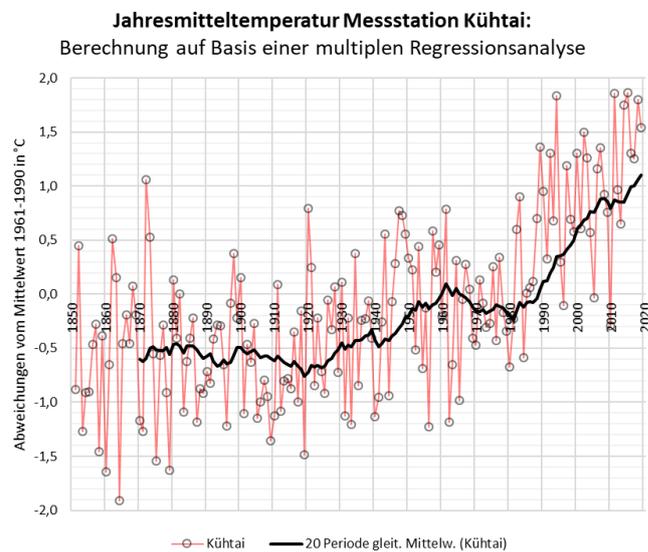


Abb. 5.82: Abweichung der berechneten Jahresmitteltemperatur vom Mittel 1961-1990 inkl. gleitendem 20-jährigem Mittelwert der Messstation Kühtai. Sehr deutlich ist hier der starke Anstieg des gleitenden Temperaturmittelwertes seit 1985 erkennbar.

Zum Vergleich der in Abb. 5.82 dargestellten Abweichungen der Durchschnittstemperaturen zum Mittel 1961-1990 sei der folgende Ausschnitt aus dem HISTALP-Bericht 2019 der ZAMG in Abb. 5.85 (Seite 127) angeführt, wo sich ähnliche Entwicklungen darstellen lassen.

Die Auswertung der ZAMG in Abb. 5.85 behandelt die für die Messstation Kühtai relevante Region „West“ und zeigt ebenfalls ab 1980 einen ungebremsten Anstieg der Jahresmitteltemperatur. Das vergangene Jahr 2019 weist dabei mit einer Abweichung von +2,1 K die dritthöchste Überschreitung seit 1777 auf und liegt nur 0,5 K unter dem Spitzenreiter 2018. Dass an der Messstation Kühtai die höchste Abweichung vom Mittel 1961-1990 im Jahr 2015 festgestellt wurde, deckt sich mit der Auswertung der ZAMG für die

höher gelegenen Stationen. Die Abweichung hängt wohl damit zusammen, dass in der Auswertung für die „Region West“ auch niedrig gelegene Stationen wie zum Beispiel Innsbruck oder Bregenz hinzugezogen wurden. Im Gegensatz zu diesen niedrig gelegenen Messstationen lag im Hochgebirge der Jahresmittelwert des Jahres 2015 über jenem von 2018 (siehe Abb. 5.86, Seite 127).

Der in Abb. 5.83 ersichtliche berechnete Verlauf des gleitenden Durchschnitts für die Wintermitteltemperatur seit 1851 deckt sich ebenso mit jenem der „Gipfelstationen“ im HISTALP-Bericht 2019 der ZAMG (siehe Abb. 5.87, Seite 128). In Bezug auf die Wintermitteltemperatur nimmt das vergangene Jahr 2019 nur den 18. (Auswertung Region West) bzw. 39. Platz (Auswertung Gipfelregion) ein, was verdeutlicht, dass der Anstieg der durchschnittlichen Temperatur im Winter im Hochgebirge weniger schnell geschieht als in den tiefer gelegenen Tälern.

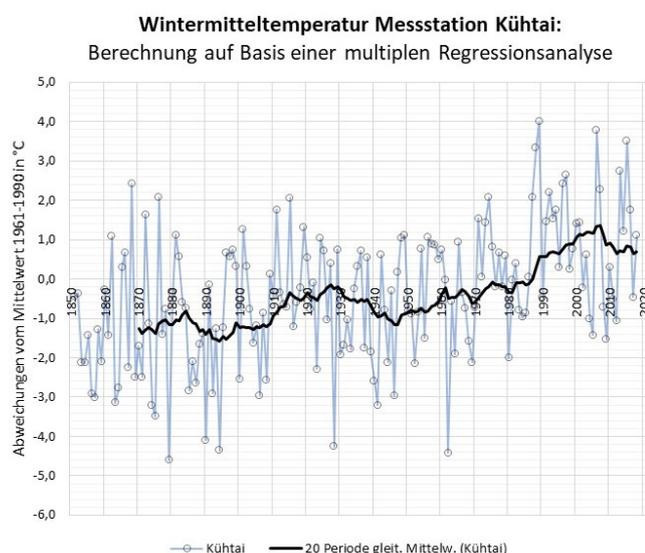


Abb. 5.83: Abweichung der berechneten Wintermitteltemperatur vom Mittel 1961-1990.

Vergleicht man abschließend die 20-jährigen gleitenden Durchschnittstemperaturen der Jahreszeiten und jene des gesamten Jahres mit der Mitteltemperatur 1851-1900 ($\overline{AIRT}_{1851-1900,a} = \bar{T}_i$)¹⁸, so lässt sich deutlich erkennen, dass die Wintertemperatur zwischen 1970 und 2010 \bar{T}_W am weitesten überschritten hat. Der Höchstpunkt wurde im Jahr 2006 mit +2,6 K erreicht. Alle Jahreszeiten befinden sich zudem seit 2019 um mehr als +1,5 K über \bar{T}_a . Die Jahresdurchschnittstemperatur befindet sich seit 1930 im „zu milden“ Bereich, die Wintertemperatur bereits seit 1905. Im Vergleich dazu ist der Sommer erst wieder seit 1980 über \bar{T}_S . Die große Abweichung zu \bar{T}_a ist auch teilweise dem relativ niedrigen Mittelwert selbst geschuldet, da Ende des 19. Jahrhunderts der letzte Höhepunkt der sogenannten „Kleinen Eiszeit“ im Alpenraum und somit eine außerordentlich kühle Phase stattfand (Formayer, Clementschitsch, Hofstätter, & Kromp-Kolb, 2009). Dadurch

¹⁸ mit: \bar{T}_i als Durchschnittstemperatur über den Zeitraum i als $\begin{cases} a \dots \text{Jahr} \\ S \dots \text{Sommer} \\ W \dots \text{Winter} \end{cases}$

kann auch die auf den ersten Blick als viel zu warm erscheinende Wintertemperatur zwischen 1915 und 1940 als eine „Rückkehr zur Normalität“ erklärt werden.

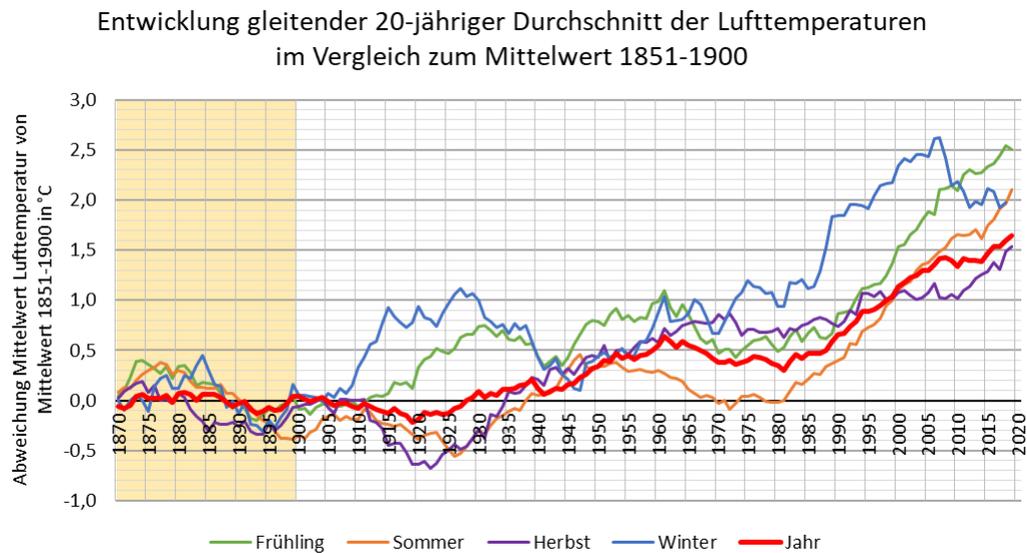


Abb. 5.84: Wie in Abb. 5.81 jedoch hier auf Basis des Mittelwertes zwischen 1851 und 1900.

Es sei abschließend erneut darauf hingewiesen, dass es sich hierbei nicht vollständig um tatsächlich gemessene Temperaturdaten handelt, sondern die fehlenden Datenreihen anhand mehrerer multipler Regressionsanalysen auf Basis der HISTALP-Daten (Auer, et al., 2007) rückgerechnet wurden (siehe dazu Punkt b ab Seite 115). Etwaige Änderungen der regionalen Beschaffenheit im Umkreis der Messanlage, die eventuell Einfluss auf die Lufttemperatur haben könnten (z.B. die Errichtung des Speichers Längental in den 1970er Jahren) sind hier nicht berücksichtigbar.

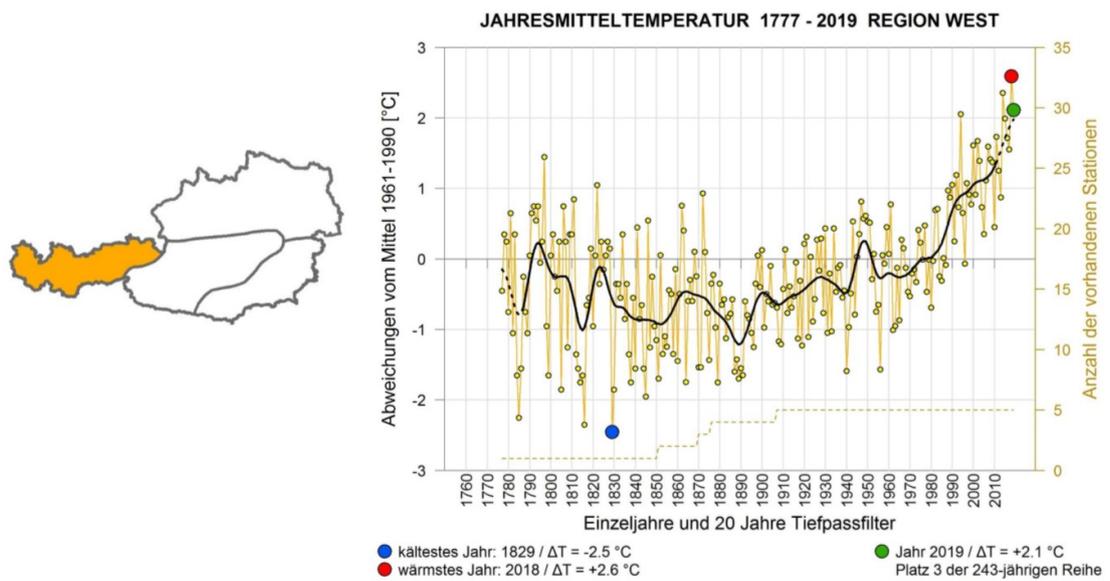


Abb. 5.85: Ausschnitt aus HISTALP-Bericht 2019: Auswertung der Jahresmitteltemperatur für die Region West zwischen 1777 und 2019 (ZAMG, 2020b). Die hier dargestellte Entwicklung des gleitenden Mittelwertes deckt sich großteils mit der berechneten Entwicklung an der Messstation Kühtai in Abb. 5.82.

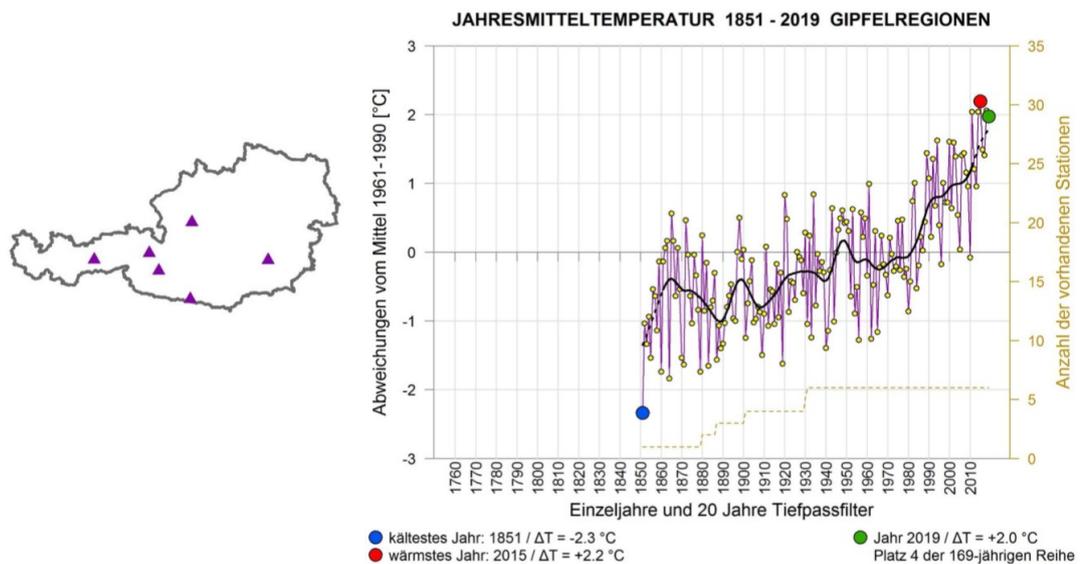


Abb. 5.86: Ausschnitt aus HISTALP-Bericht 2019: Auswertung der Jahresmitteltemperatur für die Gipfelstationen zwischen 1851 und 2019 (ZAMG, 2020b). Auch hier wird wieder auf die Korrelation mit dem berechneten Verlauf in Abb. 5.82 verwiesen.

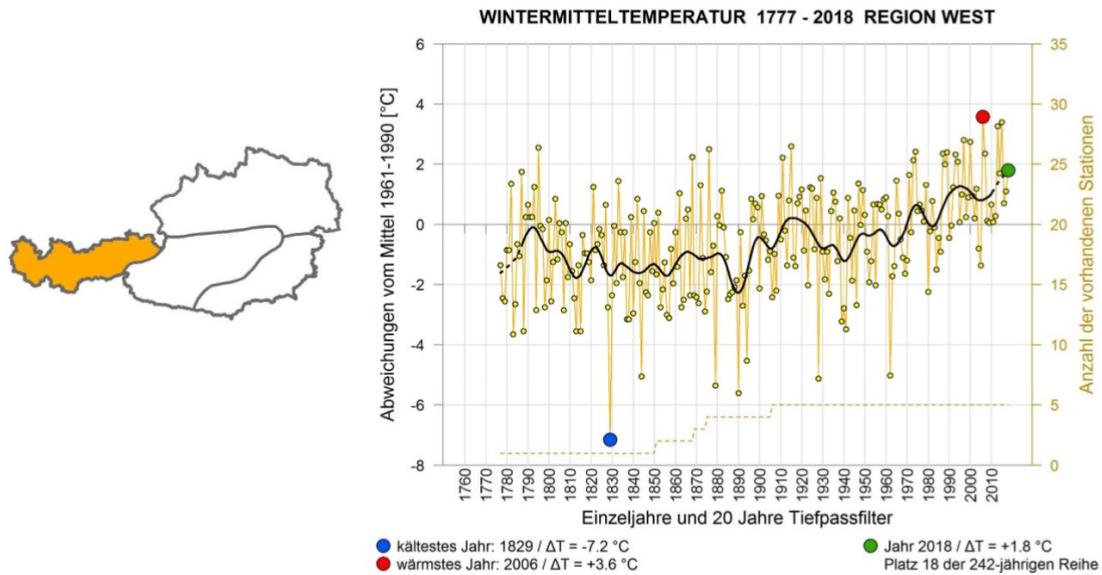


Abb. 5.87: Ausschnitt aus HISTALP-Bericht 2019: Auswertung der Wintermitteltemperatur für die Region West zwischen 1777 und 2018 (ZAMG, 2019)

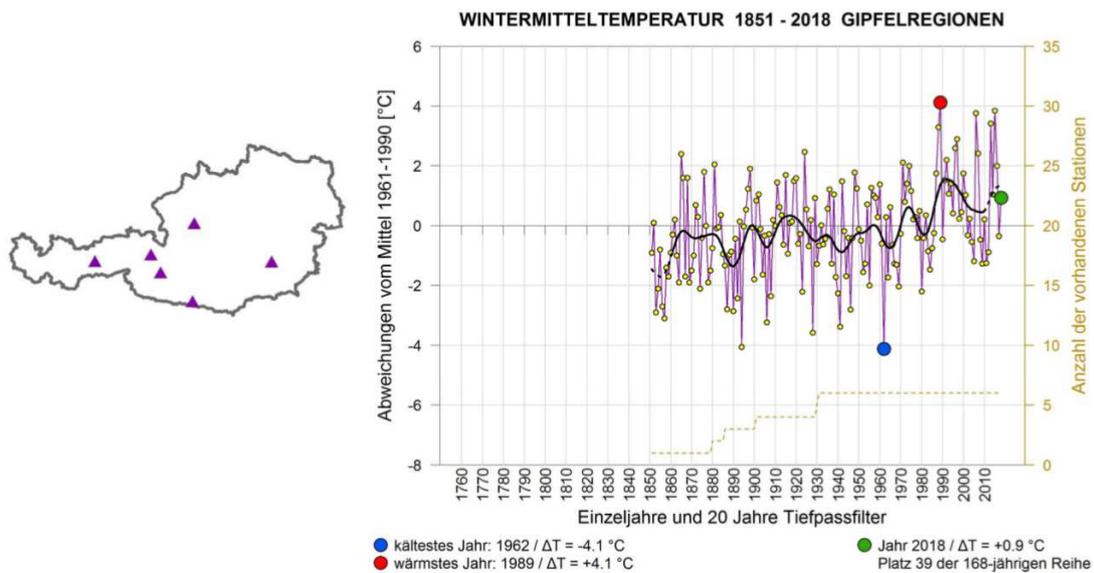


Abb. 5.88: Ausschnitt aus HISTALP-Bericht 2019: Auswertung der Wintermitteltemperatur für die Gipfelstationen zwischen 1851 und 2018 (ZAMG, 2019)

6 Zusammenfassung und Ausblick

6.1 Zusammenfassung

6.1.1 Schneeschmelzfaktor

Die Bestimmung eines überregional gültigen Faktors ist aus diversen Schwierigkeiten¹⁹ in der Ermittlung und vielfältigen Einflüsse auf die einfließenden Parameter nur sehr schwer möglich. Selbst die ausschließliche Beschränkung auf den Alpenraum bzw. der Höhenlage der Station (etwa 1900 m ü. A.) macht den Faktor nicht allgemeingültig und überall exakt vergleichbar. Dennoch ist der Verlauf des Schneeschmelzfaktors (Gradtagfaktor) über die Monate bzw. Jahres- oder Tageszeiten durchaus überregional anwendbar und auf andere alpine Regionen mit ähnlicher Klimacharakteristik übertragbar.

Die hohe Messdichte über einen Zeitraum von 29 Jahren erlaubt eine exakte Ermittlung des Gradtagfaktors auf Basis des Schneewasseräquivalents²⁰ (SWE) oder des Lysimeterausflusses²¹. Da die Messung des SWE exakter möglich ist, wird dessen negative Änderung der positiven Änderung der Lufttemperatur gegenübergestellt. Dabei wird die Mitteltemperatur der Luft je Tag ermittelt, was auf vier unterschiedlichen Varianten möglich ist. Die gewählte Variante, welche alle 96 Messwerte je Tag in einem arithmetischen Mittelwert sammelt, wurde für die Berechnungen des Schneeschmelzfaktors verwendet.

Die berechneten durchschnittlichen Schneeschmelzfaktoren werden folgend übersichtlich zusammengefasst. Die Werte (in $\text{mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$) werden dabei im Format *25%-Quartil / Median / Mittelwert / 75%-Quartil* dargestellt:

- Gesamtes Jahr²²: 0,1 / 0,4 / 1,1 / 3,0
- Winter (Sept. – Juni)²³: 0,1 / 0,5 / 1,3 / 3,1
- Schmelzmonate²⁴: 0,9 / 2,5 / 3,9 / 5,3

- Möglichst aussagekräftiger Wert (Mittelwert aus Mediane der Schmelzmonate über 27 Jahre)²⁵: $2,91 \pm 1,77 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$

Die obige Zusammenstellung zeigt die deutlich erhöhten Werte im Zuge der drei hauptsächlichsten Schmelzmonate März, April und Mai. Der dabei berechnete Median mit $2,5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ stimmt sehr gut mit den im nahen Osttirol simulierten $2,7 \pm 1,1 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ (He, Parajka, Tian, & Blöschl, 2014) überein. Die Betrachtung des Medianwertes spielt in

¹⁹ Punkt 2.3 (ab Seite 13)

²⁰ 4.3 ab Seite 51

²¹ 4.4 ab Seite 59

²² Diagramm auf Seite 75

²³ Diagramm auf Seite 76

²⁴ Diagramm auf Seite 77

²⁵ Siehe Punkt 4.5(6) auf Seite 64 und Formeln (5.53) und (5.54) auf Seite 83

der Bestimmung eines Gradtagfaktors aufgrund seiner Berechnung eine besondere Rolle, da die gewählte Ermittlungsmethode zwar tägliche Veränderungen und Schmelzprozesse erfassen, jedoch bei geringer Änderung der Lufttemperatur auch stark überschätzen kann²⁶. Der Median stellt durch seine Unempfindlichkeit gegenüber Ausreißern jedoch eine im Gegensatz zum arithmetischen Mittelwert zuverlässigere Aussage zur Höhe des Gradtagfaktors dar.

Den Tücken der Berechnungsmethoden – sei es durch die unterschiedliche Interpretation der durchschnittlichen Tages-Lufttemperatur zwischen zwei Tagen oder die Bestimmung einer signifikanten Schmelzgrenztemperatur – zum Trotz, ist die Angabe eines allgemein gültigen Gradtagfaktors nur mit Einschränkung möglich. Zahlreiche unterschiedliche Einflüsse, wie topografische und regionalklimatische Begebenheiten, verzerren den Faktor ebenso, wie die Höhenlage der herangezogenen Station. Auch, dass durch die Verwendung von Stationsmessdaten lediglich eine Punkt Betrachtung im Gegensatz zu einer Ermittlung über die Fläche (durch Rückrechnung aus Abflussmengen eines Gewässers, Änderung der Schneedeckenmächtigkeit in einem bestimmten Bereich, etc.) möglich ist, trägt zu einer Einschränkung der überregionalen Verwendung des Gradtagfaktors bei. Allgemein lässt sich jedoch anhand des Vergleiches mit anderen Studienergebnissen feststellen, dass der hier berechnete Gradtagfaktor für die signifikanten Schmelzmonate dennoch plausibel und für alpine bzw. damit ähnliche Regionen verwendbar ist oder zumindest eine Größenordnung für weitere Berechnungen, Simulationen oder Adaptierungen liefert.

6.1.2 Klimatologische Auswertung

Die Auswertung der Stationsmessdaten ergaben für den Zeitraum 1990 bis 2019 eine allgemeine, leichte Zunahme in der Lufttemperatur um +0,7 K über das gesamte Jahr²⁷ bzw. eine Abnahme um 0,5 K in den Wintermonaten²⁸. Die Rückrechnung bis 1851 mittels mehrerer multipler Regressionsanalysen unter Zuhilfenahme von fünf der Station Kühtai ähnlichen Messstationen²⁹ ergab hingegen eine Zunahme der Jahresdurchschnittstemperatur der Luft um 1,4 K seit 1985³⁰. Dieser Anstieg verteilt sich auf alle Jahreszeiten, wobei der Winter seit 1895 um beinahe 3 K milder geworden ist³¹. Die Durchschnittstemperatur im für die Schneeschmelze besonders relevanten Frühling nahm seit 1990 rapide um 1,6 K zu³². Eine Auswertung der Niederschlagsmenge seit 1990 hat zudem einen Rückgang in den Frühlingsmonaten um 62 mm bzw. 22 % ergeben, während die Wintermonate um 55 mm bzw. 34 % feuchter wurden. Diese Entwicklungen sind im Frühling insbesondere den Monaten März (-53 %) und April (-47 %) zuzuschreiben, die zunehmende Feuchtigkeit im Winter basiert hingegen gänzlich auf der Entwicklung des Jäners (+246 %). Eine 1990 noch im Frühling vorhandene Niederschlagswelle hat sich im

²⁶ 0, Seite 56

²⁷ 5.4.1a, Seite 86

²⁸ Diagramm im Anhang Seite A62

²⁹ 5.4.1, ab Seite 88

³⁰ Diagramm auf Seite 118

³¹ Diagramm auf Seite 121

³² Diagramm auf Seite 122

linearen Trend somit komplett auf die Monate Jänner und Mai verteilt³³. Dass sich die Winter in der linearen Entwicklung auf den Zeitraum Jänner bis März mit steigenden und dafür in den begrenzenden Monaten (November, Dezember, April und Mai) mit sinkenden durchschnittlichen Schneehöhen konzentrieren, zeigen die Auswertungen der automatisch erhobenen Schneehöhe³⁴ und des Schneewasseräquivalents³⁵. Die Summe aus diesen Änderungstendenzen zeigt sich in der Entwicklung der Schneeschmelze, die sich mit den Ergebnissen des Gradtagfaktors ausdrücken lässt. Hier ist in der linearen Trendanalyse zwischen 1990 und 2019 eine Vorverschiebung des Höchstwertes von Mai auf April feststellbar³⁶. Eine genauere Betrachtung³⁷ der drei Schmelzmonate März, April und Mai zeigt deutlich, dass die Verschiebung des Peaks von Mai auf April zwei Ursprünge hat. Einerseits ist die mittlere Schneehöhe im Mai rückläufig, was bei einer konstant gebliebenen Durchschnittstemperatur nur den weniger werdenden Niederschlag als Ursache haben kann. Dadurch nimmt die Schneeschmelze ab und damit ebenfalls der mittlere Schmelzfaktor. Dieser nimmt andererseits im April zu, da hier die mittlere Schneehöhe (bzw. das mittlere Schneewasseräquivalent) ebenfalls rückläufig, jedoch für ergiebige Schmelzprozesse noch ausreichend hoch ist und zudem die Lufttemperatur im Mittel um mehr als zwei Kelvin zugenommen hat, was ebenfalls zu einer stärkeren Abschmelze beiträgt. Da im März das Mittel der Lufttemperatur wie im Mai konstant geblieben ist, die mittlere Schneehöhe jedoch zunimmt, kann die früher einsetzende Schneeschmelze also den steigenden Lufttemperaturen im April zugeschrieben werden.

Betrachtet man den Zeitpunkt des Auftretens der höchsten Temperatur im Winter (01.10. – 31.05.), so fällt eine sukzessive Vorrückung des Auftritts auf, während der Höchstwert annähernd unverändert blieb. Hingegen tritt der tiefste im Winter gemessene Temperaturwert immer früher auf, der Wert blieb ebenfalls annähernd konstant.³⁸

Die von allen an der Messstation Kühtai seit 1990 aufgenommenen Parametern präsentierten Trends deuten also auf eine sukzessive Erwärmung des Klimas hin. Gemäß den jeweiligen linearen Entwicklungstrends werden die Jahre wärmer (+0,7 K³⁹), trockener (-27 mm⁴⁰) sowie schneeärmer (-5 cm⁴¹) mit abnehmender Winterlänge (-1,5 Wochen⁴²).

6.2 Ausblick

Trotz der hohen Datendichte der ausgewerteten Station Kühtai, ist ein derart variabler und von vielerlei Parametern (Lufttemperatur, Luftfeuchte, Wind, globale kurzweilige Strahlung, Schneehöhe, Schneewasseräquivalent, etc.) beeinflusster Faktor daher nicht allgemeingültig bestimmbar. Hier verbleibt immer noch die Aufgabe für das jeweilige Pro-

³³ 5.4.1d ab Seite 92

³⁴ 5.4.1f, Seite 94

³⁵ 5.4.1e, Seite 93

³⁶ Diagramm auf Seite 103

³⁷ 5.4.3 ab Seite 100

³⁸ 0, Seite 98

³⁹ Diagramm im Anhang auf Seite A46

⁴⁰ 5.4.1d ab Seite 92

⁴¹ Diagramm im Anhang auf Seite A61

⁴² Diagramm auf Seite 101

jektgebiet neue Ermittlungen durchzuführen. Auch die Annahme der Schmelzgrenztemperatur⁴³ mit +1 °C lässt Spielraum für weitere nachfolgende Untersuchungen um den für die Schmelze signifikanten Wert zu verfeinern. Dies könnte anhand der Simulation von Abschmelzprozessen in Verbindung mit dem registrierten Lysimeterausfluss bewerkstelligt werden. Besonders entscheidend für die Aussagekraft des Gradtagfaktors ist jedoch insbesondere die gewählte Variante zur Berechnung der Tages-Lufttemperatur, auch im Hinblick darauf, ob dafür die tatsächlich gemessene oder eine anderweitige Temperatur (Taupunkttemperatur, Feuchtkugeltemperatur) zur Anwendung kommt.

Auch der Bestimmung der Schneeschmelzdynamik aufgrund diverser Klimaeigenschaften und der Entwicklung derselben, wurde in dieser Diplomarbeit Grenzen gesetzt. Die vorhandene Fülle an Daten ermöglicht weitergehende Untersuchungen, die beispielsweise den Anstieg der Nullgradgrenze und somit den Verlauf der Schneeschmelze in Zukunft beleuchten können. Auch die in den Rückrechnungen dargelegte, sehr variable Durchschnittstemperatur der Wintermonate könnte in Bezug auf diverse Einflüsse, wie der Globalstrahlung, quantifiziert werden. Dies würde auch eine Vorhersage ermöglichen, in welchem Ausmaß sich die Winter in Zukunft insgesamt verändern – sei es in Hinblick auf die Schneehöhe, der Liegedauer oder den Abschmelzprozess. Auch der Versuch, die Entwicklung des Schneeschmelzfaktors mit jener anderer Parameter mittels Formelaparat in Relation zu setzen, ist eine mögliche Aufgabe für künftige Auswertungen.

⁴³ siehe 5.2a, Seite 63

7 Literaturverzeichnis

- Asaoka, Y., & Kominami, Y. (2013). Incorporation of satellite-derived snow-cover area in spatial snowmelt modeling for a large area: determination of a gridded degree-day factor. *Annals of Glaciology* 54(62), S. 205-213. doi:10.3189/2013AoG62A218
- Asztalos, J. (2004). *Diplomarbeit: Ein Schnee- und Eismodell für vergletscherte Einzugsgebiete*. Wien: TU Wien.
- Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., . . . Nieplova, E. (2007). HISTALP – Historical instrumental climatological surface time series of the greater Alpine region 1760-2003. *International Journal of Climatology*, S. 17-46. Abgerufen am 14. 02 2020 von <http://www.zamg.ac.at/histalp/index.php>
- Bach, S. (19. 01 2016). *Deutscher Wetterdienst: Die Feinde des Schnees*. (DWD, Hrsg.) Abgerufen am 10. 01 2020 von https://www.dwd.de/DE/wetter/thema_des_tages/2016/1/19.html
- BMNuT, e. (2019). *eHYD, Messstelle Kühtai*. (B. f. Tourismus, Hrsg.) Abgerufen am 15. 12 2019 von <https://ehyd.gv.at/#>
- Braithwaite, R. J. (1995). Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet by energy-balance modelling. *Journal of Glaciology* 41(137).
- Braithwaite, R. J. (2008). Temperature and precipitation climate at the equilibrium-line altitude of glaciers expressed by the degree-day factor for melting snow. *Journal of Glaciology*, 54(186), S. 437-444. doi:10.3189/002214308785836968
- Christoph, A. (03. 03 2007). *Wikimedia: Wasserdampf-Sättigungskurven*. Von <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Luftfeuchte.png> abgerufen
- Debele, B., Srinivasan, R., & Gosain, A. (2009). Comparison of Process-Based and Temperature-Index Snowmelt Modeling in SWAT. *Water Resources Management* (24), S. 1065-1088. doi:10.1007/s11269-009-9486-2
- DWD, D. W. (2018). *Die Globalstrahlung*. Abgerufen am 12. 01 2020 von <https://www.dwd.de/DE/leistungen/solarenergie/globalstrahlung.html>
- DWD, D. W. (2019). Spezifisches Wasseräquivalent der einzelnen Schneearten.
- EAWS, AdTL. (2020). *European Avalanche Warning Services, Land Tirol*. Von <https://www.avalanches.org/de/glossary/#strahlung> abgerufen
- Forkel, M. (4. 11 2015). *Klima der Erde: Der Föhn*. Abgerufen am 14. 02 2020 von <http://www.klima-der-erde.de/foehn.html>

- Formayer, H., Clementschitsch, L., Hofstätter, M., & Kromp-Kolb, H. (2009). Vor Sicht Klima! Klimawandel in Österreich, regional betrachtet (Endbericht Global 2000, Mai 2008). *BOKU-Met Report 16*. Abgerufen am 18. 02 2020 von http://www.boku.ac.at/met/report/BOKU-Met_Report_16_online.pdf
- Frey, A. (25. 09 2014). Thema: Wetter-Singularitäten; Wenn der Bauer recht hat. *Die Zeit*(40), S. 43. Abgerufen am 03. 03 2020 von <https://www.zeit.de/wissen/2014-09/wetterlagen.pdf>
- Gattermayr, D. W., & Steck, D. J. (2006). *Innsbruck und das Hochwasser: Geschichte und Geschichten geschrieben vom Inn*. Amt der Tiroler Landesregierung, Abteilung Wasserwirtschaft. Innsbruck: Land Tirol. Abgerufen am 02. 03 2020 von https://www.tirol.gv.at/fileadmin/themen/umwelt/wasserkreislauf/wasserstand/downloads/Tafeln_Inn_lo.pdf
- Gobiet, A., Ulreich, K., Hofstätter, M., Podesser, A., Olefs, M., Vergeiner, J., & Zenkl, G. (2017). *Eine Analyse der langfristigen Entwicklung der hochalpinen Wintertemperaturen der Ostalpen nördlich des Alpenhauptkammes*. Wien: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik.
- He, Z. H., Parajka, J., Tian, F. Q., & Blöschl, G. (2014). Estimating degree-day factors from MODIS for snowmelt runoff modeling. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, S. 4773-4789. doi:10.5194/hess-18-4773-2014
- Hiebl, J., Reisenhofer, S., Auer, I., Böhm, R., & Schöner, W. (2010). Multi-methodical realisation of Austrian climate maps for 1971-2000. *Advances in Science & Research*, Nr. 6. doi:10.5194/asr-6-19-2011
- Hingray, B., Picouet, C., & Musy, A. (2014). *Hydrology, A Science for Engineers*. CRC Press.
- Hydro Online, AdTL. (2020). *Wasserstand, Durchfluss Jahr*. (Amt der Tiroler Landesregierung, Hrsg.) Von Hydro Online: <https://apps.tirol.gv.at/hydro/#/Wasserstand> abgerufen
- Hydro Online: Station Kühtai, L. T. (2019). Messstation Kühtai Längental / Ötztaler Ache (Betreiber TIWAG). (Amt der Tiroler Landesregierung, Hrsg.) Silz, Tirol, Österreich. Abgerufen am 15. 12 2019 von <https://apps.tirol.gv.at/hydro/#/24h-Niederschlag?station=102210>
- Hydro Online: Station Obergurgl, L. T. (2019). Messstation Obergurgl / Gurgler Ache (Betreiber ZAMG). (Amt der Tiroler Landesregierung, Hrsg.) Sölden, Tirol, Österreich. Abgerufen am 15. 12 2019 von <https://apps.tirol.gv.at/hydro/#/24h-Niederschlag?station=102210>
- Innsbrucker Nachrichten, Nr. 119. (27. 05 1931). 12. Von <http://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=ibn&datum=19310527&seite=7&zoom=33> abgerufen

- Kärntner Tagblatt, Nr. 6. (20. 01 1920). 8. Von <http://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=knz&datum=19200120&seite=6&zoom=33> abgerufen
- Kärntz, L. F. (1831). *Lehrbuch der Meteorologie*. Halle: Gebauer. Abgerufen am 09. 10 2019 von <http://mdz-nbn-resolving.de/urn:nbn:de:bvb:12-bsb10133996-2>
- Khambhammettu, P. (2005). Mann-Kendall Analysis for the Fort Ord Site. In R. Lukas, *HydroGeoLogic Inc. - Annual Groundwater Monitoring Report - Former Fort Ord, California*. Herndon, USA: U.S. Army Corps of Engineers. Abgerufen am 02. 12 2019
- Kino. (10. 05 2005). *Wikimedia: Haarhygrometer*. Von <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Haarhygrometer.PNG> abgerufen
- Kirnbauer, R., & Blöschl, G. (1990). A lysimetric snow pillow station at Kühtai/Tyrol. *Hydrology in Mountainous Regions. I - Hydrological Measurements; the Water Cycle*, S. 173-180.
- Krajčič, P., Parajka, J., Kirnbauer, R., & Schöber, J. (2017). The Kuhtai data set: 25 years of lysimetric, snow pillow, and meteorological measurements. *Water Resources Research*. doi:10.1002/2017WR020445
- Kraus, H. (2007). *Die Atmosphäre der Erde – Eine Einführung in die Meteorologie*. Springer-Verlag.
- Kroneis GmbH. (2018). *Allgemeines zur Windmessung*. Abgerufen am 05. 03 2020 von <http://www.kroneis.at/windmessung/windmessung-allgemein>
- Kroneis GmbH. (2018). *Meteorologische Sensoren: Lufttemperatur*. Abgerufen am 04. 03 2020 von <http://www.kroneis.at/meteorologische-sensoren/lufttemperatur>
- Kudo, A. (2013). The generation of turbulence below midlevel cloud bases: The effect of cooling due to sublimation of snow. *Journal of applied meteorology and climatology*, 52(4), S. 819-833.
- Kuusisto, E. (1980). On the Values and Variability of Degree-Day Melting Factor in Finland. *Nordic Hydrology* (11). doi:10.2166/nh.1980.0011
- Lang, H., & Braun, L. (1990). On the information content of air temperature in the context of snow melt estimation. *Hydrology of Mountainous Areas, Jg. 190*, S. 347-354. Abgerufen am 01. 03 2020 von <https://pdfs.semanticscholar.org/f306/4bf501d15121b1ae16042072055a1c14c5ff.pdf>
- LFV Tirol. (14. 06 2019). *Hochwasser entlang des Inns stabil*. (L. Tirol, Herausgeber) Abgerufen am 28. 02 2020 von <https://www.feuerwehr.tirol/hochwasser-entlang-des-inns-stabil/>

- Licznar, P., & Krajewski, W. F. (2016). *Precipitation Type Specific Radar Reflectivity-rain, Rate Relationships for Warsaw, Poland*. Wroclaw, Iowa City: Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences. doi:10.1515/acgeo-2016-0071
- Lufft WS100 Radar. (03 2015). *Produktbeschreibung Lufft WS100 Radar*. doi:97.960.307.P.D
- Maniak, U. (2016). *Hydrologie und Wasserwirtschaft, 7., neu bearbeitete Auflage*. Braunschweig: Springer Vieweg.
- Markstaler, M. (2019). *Photovoltaik für Ingenieure, Theorie und Anwendung für dezentrale Energiesystemberechnung mit Python*. Norderstedt: BoD-Books on Demand.
- Martinec, J. L., & Rango, A. (1986). Parameter Values for Snowmelt Runoff Modeling. *Journal of Hydrology (84)*, S. 197-219. doi:10.1016/0022-1694(86)90123-X
- Massmann, C. (11. 02 2019). Modelling Snowmelt in Ungauged Catchments. *Water (11)*, S. 301. doi:10.3390/w11020301
- Müller, J. K. (1984). *Zum Strahlungshaushalt im Alpenraum*. Zürich: ETH Zürich. doi:https://doi.org/10.3929/ethz-a-000306096
- Neue Freie Presse, Nr. 20978. (04. 02 1923). 32. Von <http://anno.onb.ac.at/cgi-content/anno?aid=nfp&datum=19230204&seite=10&zoom=33> abgerufen
- NRCS, & USDA. (2004). Snowmelt. In *National Engineering Handbook* (Bde. Part 630-Hydrology).
- OTT Parsivel². (07 2019). *Produktbeschreibung OTT Parsivel²*. doi:70.210.002P.D
- OTT Pluvio² S. (03 2016). *Produktbeschreibung OTT Pluvio² S*. doi:70.030.001.P.D
- OTT Thalimedes. (10 2011). *Produktbeschreibung OTT Thalimedes*. doi:55.430.000.P.D.
- Paetzold, D.-M., Donner, S., & Enst, M. (25. 02 2013). *DWD: Das Problem der Schneehöhenbestimmung*. Von https://www.wetterdienst.de/Deutschlandwetter/Thema_des_Tages/905/das-problem-der-schneehoehenbestimmung abgerufen
- Pomeroy, J. W., & Brun, E. (2001). Physical Properties of Snow. *Snow ecology: An interdisciplinary examination of snow-covered ecosystems*, S. 45-126.
- Roth, G. D. (2017). *Die BLV Wetterkunde, Das Standardwerk* (Bd. 15). München: BLV Buchverlag GmbH % Co.KG.
- Schenk Doppelpyranometer. (19. 01 2020). *Schenk: Doppelpyranometer 8104*. Von http://www.schenk.co.at/uploads/tx_dwproducts/M_8104_D_2009-06.pdf abgerufen

- Schenk Pyranometer. (2020). *Starpyranometer 8101*. Abgerufen am 19. 01 2020 von <http://www.schenk.co.at/produkte/detail/produkt/starpyranometer/>
- Singh, P., Kumar, N., & Arora, M. (22. 08 2000). Degree–day factors for snow and ice for Dokriani Glacier, Garhwal Himalayas. *Journal of Hydrology* 235(1-2), S. 1-11. doi:10.1016/S0022-1694(00)00249-3
- Stull, R. (2011). *Wet-Bulb Temperature from Relative Humidity and Air Temperature*. Vancouver, British Columbia, Canada: American Meteorological Society. doi:10.1175/JAMC-D-11-0143.1
- Tarboton, D., Blöschl, G., Cooley, K., Kirnbauer, R., & Luce, C. (2001). *Spatial Snow Cover Processes at Kühtai and Reynolds Creek*.
- Thäter, P., & Xu, Z. (2008). Normalverteilung. Ausarbeitung zum Vortrag im Seminar Stochastik. (R.-K.-U. Heidelberg, Hrsg.) Heidelberg. Von <https://www.mathi.uni-heidelberg.de/~thaeter/stochastik08/Normal> abgerufen
- tirisMaps, AdTL. (2019). *tirisMaps*. (Amt der Tiroler Landesregierung, Herausgeber) Abgerufen am 20. 12 2019 von <https://www.tirol.gv.at/statistik-budget/tiris/>
- tirisMaps, AdTL. (2020). *tirisMaps*. (Amt der Tiroler Landesregierung, Hrsg.) Von <https://www.tirol.gv.at/statistik-budget/tiris/> abgerufen
- TIWAG-Tiroler Wasserkraft AG. (2019). *Saubere Energie für Tirol: Kraftwerksgruppe Sellrain-Silz*. Von https://www.tiwag.at/fileadmin/user_upload/pdf/broschueren_kw_unternehmen/tiwag_228_kw_broschuere_ssi_webansicht_rz.pdf abgerufen
- Wiki Klimawandel. (24. 09 2018). *Wiki Bildungsserver: Lufttemperatur*. (Climate Service Center Germany, Hamburger Bildungsserver und Leibniz-Institut für Bildungsforschung und Bildungsinformation) Abgerufen am 06. 01 2020 von <http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Lufttemperatur>
- Wikipedia: Atmosphärischer Temperaturgradient. (2019). *Wikipedia: Atmosphärischer Temperaturgradient*. Abgerufen am 21. 12 2019 von https://de.wikipedia.org/wiki/Atmosph%C3%A4rischer_Temperaturgradient
- Wikipedia: Pyranometer. (11. 02 2019). *Wikipedia Pyranometer*. Abgerufen am 19. 01 2020 von <https://de.wikipedia.org/wiki/Pyranometer>
- Wikipedia: Taupunkt. (01. 11 2019). *Wikipedia: Taupunkt*. Abgerufen am 03. 03 2020 von <https://de.wikipedia.org/wiki/Taupunkt>
- Willems, P.-I. M. (2018). Bauphysik. In A. Albert, *Bautabellen für Ingenieure* (Bd. 23). Köln: Bundesanzeiger Verlag GmbH.

ZAMG. (03 2019). *HISTALP Österreich Winterbericht 2018/19*. Abgerufen am 02. 03 2020 von http://www.zamg.ac.at/histalp/download/newsletter/poster/Oesterreich-Klimareihen-Winter_1767-2019.pdf

ZAMG. (01 2020b). *HISTALP Österreich Jahresbericht 2019*. Abgerufen am 02. 03 2020 von http://www.zamg.ac.at/histalp/download/newsletter/poster/Oesterreich-Klimareihen-Jahr%20_1768-2019.pdf

ZAMG. (2020c). *Klimamonitoring*. Von <https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/klima-aktuell/klimamonitoring/> abgerufen

ZAMG Energiebilanz der Erde. (2020a). *Energiebilanz der Erde*. (Z. f. Geodynamik, Herausgeber) Abgerufen am 19. 01 2020 von <https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/informationsportal-klimawandel/klimasystem/umsetzungen/energiebilanz-der-erde>

8 Abbildungsverzeichnis

Abb. Abbildung im Textteil der Diplomarbeit
 A-Abb. Abbildung im Anhang

| | |
|--|----|
| Abb. 1.1: Hochwasser des Inn bei Rattenberg am 12.06.2019 (eigene Aufnahme) | 2 |
| Abb. 1.2: Hochwasserganglinie des Inn bei Innsbruck während des Hochwassers aufgrund der starken Schneeschmelze im Juni und Juli 2019 (Hydro Online, AdTL, 2020)..... | 3 |
| Abb. 1.3: Luftaufnahme des Hochwassers am Inn im Juni 2019 (LFV Tirol, 2019) | 4 |
| Abb. 2.4: Schneedichte in mm ^{SWE} /cm ^{SND} je Monat. Die Ganglinien verdeutlichen die Entwicklung der Schneehöhe (SND) gemeinsam mit dem Schneewasseräquivalent (SWE), welche im März und April ihren Hochpunkt erreichen. Auch die Schneedichte erreicht im Frühjahr ihren Höhepunkt, insbesondere während der Schneeschmelze..... | 8 |
| Abb. 2.5: Vergleich Feuchtkugel- mit Taupunkttemperatur, abhängig von der Luftfeuchtigkeit (eigene Erstellung). In der Abbildung ist beispielhaft der in Tab. 2.1 zusammengefasste Temperaturbereich für die Sublimation, die Schmelze und dem Tauprozess von Schnee bei einer Luftfeuchtigkeit von 50 % dargestellt. Die schräg verlaufenden Diagrammlinien zeigen den Zusammenhang zwischen Feuchtkugel- (rote Linien) bzw. Taupunkttemperatur und der Lufttemperatur. | 11 |
| Abb. 3.6: Lage der Messstation Kühtai (gelbe Pfeilmarkierung) in den Stubai Alpen (rot umrandet) (tirisMaps, AdTL, 2020). Die Station befindet sich nahe dem Kühtaisattel auf einer Höhe von 1.902,36 m ü.A. in der Gemeinde Silz, Bezirk Imst, Bundesland Tirol..... | 19 |
| Abb. 3.7: Lage der Messstation Kühtai im Längental (Kartengrundlage: Basemap.at, eigene Bearbeitung)..... | 20 |
| Abb. 3.8: Gemeindegebiet von Silz (rot umrandet) mit Markierung der Lage der Messstation (tirisMaps, AdTL, 2020) | 21 |

| | |
|---|----|
| Abb. 3.9: Messstation Kühtai mit Pumpkraftwerk Kühtai (Hintergrund), eigene Aufnahme | 21 |
| Abb. 3.10: Die Messstation Kühtai (Markierung) mit ihrer unmittelbaren Umgebung mit Blick in das Längental, eigene Aufnahme | 22 |
| Abb. 3.11: Gegenüberstellung von Luftbildern im Gebiet der Messstation (tirisMaps, AdTL, 2020). Die Aufnahmen verdeutlichen, dass in unmittelbarer Umgebung keinerlei Änderungen am Bewuchs bzw. Gelände vorgenommen wurde. Da die Station erst nach der Errichtung des Speichersees Längental ihren Betrieb aufgenommen hat, bewirkte dieser massive Eingriff in die Umgebung keinen Einfluss auf die Messdaten..... | 23 |
| Abb. 3.12: Mittlere jährliche Niederschlagsverteilung im Zeitraum 1971 bis 2000 in mm (Hiebl, Reisenhofer, Auer, Böhm, & Schöner, 2010, S. 19-26). Hier ist deutlich die Lage der Station (roter Kreis) in einem von Niederschlag relativ abgeschirmten Teil Tirols erkennbar. Stauniederschläge von Norden kommend entladen sich dabei hauptsächlich in den Nordalpen (Bregenzerwald bis Mariazellerland), von Süden her in den Karawanken..... | 24 |
| Abb. 3.13: Mittlere monatliche Lufttemperatur im Jänner im Zeitraum 1971 bis 2000 in °C (Hiebl, Reisenhofer, Auer, Böhm, & Schöner, 2010, S. 19-26). Die Station (roter Kreis) befindet sich in einer relativ kalten, windgeschützten Tallage in den Stubai Alpen..... | 25 |
| Abb. 3.14: Übersicht über die Stationen, welche zur Lückenfüllung des ersten Datensatzes in der Publikation Krajčič et al., 2017 verwendet wurden (Kartengrundlage: OpenTopoMap, eigene Bearbeitung)..... | 27 |
| Abb. 3.15: Informationstafel an der Messstation, eigene Aufnahme | 28 |
| Abb. 3.16: Beschreibung der einzelnen Anlagenteile der Station Kühtai, eigene Anfertigung | 28 |
| Abb. 3.17: Sättigungsmenge von Wasserdampf in der Luft (Christoph, 2007) | 31 |
| Abb. 3.18: Funktionsprinzip eines Haarhygrometers und Luftfeuchtigkeitsabhängigkeit der Längenausdehnung (Kino, 2005) | 31 |
| Abb. 3.19: Wetterhäuschen mit Lufttemperatur- und Luftfeuchtigkeitssensor (Station Kühtai), eigene Aufnahme | 32 |
| Abb. 3.20: Strahlungsbilanz kurzweiliger Strahlung (EAWS, AdTL, 2020), eigene Anfertigung | 33 |
| Abb. 3.21: Aufteilung der extraterrestrischen Strahlung nach Wellenlänge, eigene Anfertigung nach Angaben des DWD (DWD, Die Globalstrahlung, 2018)..... | 33 |
| Abb. 3.22: Messeinheiten zur Erfassung der einfallenden kurzweiligen Strahlung (li. auf vertikaler Stange) und der reflektierten kurzweiligen Strahlung (re. an horizontalem Stabende) an der Station Kühtai, eigene Aufnahme | 34 |
| Abb. 3.23: Pyranometer (Station Kühtai), eigene Aufnahme..... | 35 |
| Abb. 3.24: Doppelpyranometer (Station Kühtai), eigene Aufnahme | 36 |
| Abb. 3.25: Querschnitt und Ansicht eines Doppelpyranometers 8104 (Schenk Doppelpyranometer, 2020). | 36 |
| Abb. 3.26: Ultraschall-Anemometer zur Erfassung der Windgeschwindigkeit (Station Kühtai), eigene Aufnahme | 39 |
| Abb. 3.27: Messeinheit zur Niederschlagsmessung (OTT Pluvio, Station Kühtai), eigene Aufnahme..... | 41 |

| | |
|---|----|
| Abb. 3.28: Bereich des hexagonalen Schneekissens mit einigen sichtbaren Stangen an den Eckpunkten (Station Kühtai), eigene Aufnahme | 43 |
| Abb. 3.29: Ultraschallsensor zur Schneehöhenmessung (Station Kühtai), eigene Aufnahme | 45 |
| Abb. 3.30: Vergleich zwischen den beiden Messmethoden der Schneehöhe..... | 46 |
| Abb. 3.31: Messstab zur Erfassung der Schneehöhe (Station Kühtai) mit etwa 1,40 m Schneehöhe, eigene Aufnahme | 46 |
| Abb. 4.32: Vorgangsweise zur Bestimmung des maßgebenden Quantils zur Ermittlung der Schmelzgrenztemperatur (eigene Erstellung). Zur Verwendung kommen die stündlichen Mittelwerte von Lufttemperatur und Schneewasseräquivalent (<i>SWE_h</i>), wobei Werte unter 10 mm ignoriert werden. Es folgen die Auswertungen von Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen für die Zu- oder Abnahme von <i>SWE_h</i> (blaue und gelbe Glockenkurven). Deren Schnittpunkt markiert jene Lufttemperatur, bei der Schnee eher schmilzt als akkumuliert und gilt daher als Schmelzgrenz- bzw. Akkumulationsgrenztemperatur. Zur Definition der Schmelzgrenztemperatur wird abschließend das dem Schnittpunkt nächstgelegene Quantil der Dichtefunktion der Schneeschmelze verwendet..... | 50 |
| Abb. 4.33: Taupunkttemperatur in Abhängigkeit der Lufttemperatur und rel. Luftfeuchte (eigene Erstellung)..... | 52 |
| Abb. 4.34: Wahrscheinlichkeitsverteilung der Lufttemperaturänderung (blau). Hier zeigt sich, dass die Lufttemperaturänderung hauptsächlich zwischen 0,7 und 2,8 K beträgt. Ebenso grafisch veranschaulicht ist jener Faktor, mit dem das Schneewasseräquivalent (SWE) je nach Temperaturänderung in der Berechnungsmethode des Schneeschmelzfaktors beaufschlagt wird. Da 25 % aller Lufttemperaturänderungen (1.345 Werte) unter 0,7 K betragen, wird das SWE in selbem Ausmaß mit einem Faktor > 1,5 bewertet, was zu möglichen Überschätzungen des Schneeschmelzfaktors führt. | 59 |
| Abb. 5.35: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der Schneeakkumulation und Schneeschmelze mit deren Schnittpunkt (Berechnung wie in Punkt 4.2.3 ab Seite 49 beschrieben und in Abb. 4.34, Seite 59 dargestellt) | 66 |
| Abb. 5.36: Bestimmung des maßgebenden Quantils anhand des Schnittpunktes der Dichtefunktionen (Berechnung wie in Punkt 4.2.3 ab Seite 49 beschrieben und in Abb. 4.34, Seite 59 dargestellt). Als maßgebendes Quantil wird jenes angenommen, welches sich dem Schnittpunkt am nächsten befindet..... | 67 |
| Abb. 5.37: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für Schneeschmelze (Lufttemperatur). Die Funktion wurde aus allen negativen Änderungen der stündlichen Mittelwerte des Schneewasseräquivalentes ermittelt. Die Bestimmung des 25%-Quantils ist in Abb. 5.35 und Abb. 5.36 erläutert..... | 67 |
| Abb. 5.38: Wahrscheinlichkeitsverteilung für Schneeschmelze (Feuchtkugelttemperatur). Die Funktion wurde aus allen negativen Änderungen der stündlichen Mittelwerte des Schneewasseräquivalentes ermittelt. Die Bestimmung des 25%-Quantils ist in Abb. 5.35 und Abb. 5.36 erläutert..... | 68 |
| Abb. 5.39: Wahrscheinlichkeitsdichte für Schneeschmelze (Taupunkttemperatur). Die Funktion wurde aus allen negativen Änderungen der stündlichen Mittelwerte des | |

| | |
|--|----|
| Schneewasseräquivalentes ermittelt. Die Bestimmung des 25%-Quantils ist in Abb. 5.35 und Abb. 5.36 erläutert..... | 69 |
| Abb. 5.40: Beschreibung des Kastendiagramms vom Monat Mai. In einem Kasten befinden sich 50 % aller ermittelten Schneeschmelzfaktoren, wobei der zwischen dem gelben und grünen Abschnitt gelegene Median diese Anzahl wiederum halbiert. Zum Vergleich bzw. zur Unterstützung der Interpretation ist die zugehörige Wahrscheinlichkeitsverteilung angeführt. Hier zeigt sich, dass der Hochpunkt sich nicht im Median, sondern im arithmetischen Mittelwert befindet. Die angegebenen Werte entsprechen den Ergebnissen nach der Berechnungsvariante 1, also unter Berücksichtigung aller 96 täglichen Messwerte vom Schneewasseräquivalent und der Lufttemperatur (Beschreibung siehe Punkt 5.3.1). . | 70 |
| Abb. 5.41: Schneeschmelzfaktor je Monat mit Darstellung der Variabilität (Kastengröße, siehe dazu Abb. 5.40), Anzahl der berechneten Schmelzfaktoren und des arithmetischen Mittelwertes. Die Berechnung erfolgte unter Berücksichtigung aller zur Verfügung stehenden 96 Messwerte vom Schneewasseräquivalent und der Lufttemperatur je Tag. Auffällig ist hierbei die deutlich erhöhten Werte während der charakteristischen Schmelzmonate März, April und Mai..... | 71 |
| Abb. 5.42: Aufteilung der Schmelzfaktorwerte nach deren Ergebnis. Die Berechnung dieser Tageswerte erfolgte nach Variante 1 (Verwendung aller 96 Messwerte je Tag). Mehr als 2/3 aller Schmelzfaktoren besitzen den Wert Null, da in diesen Fällen zwar Messdaten vom Schneewasseräquivalent und der Lufttemperatur vorhanden aber für die Berechnung des Schmelzfaktors nicht verwendbar waren (Bedingungen zur Berechnung siehe Punkt 4.3, ab Seite 53). Die unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen zeigen, dass selbst bei reiner Auswertung der Schmelzmonate nur jeder fünfte Schmelzfaktor einen Wert größer Null ergibt. Die meisten auswertbaren Faktoren liefern die Monate April (27 % aller Faktoren im Monat) und Mai (26 %). | 72 |
| Abb. 5.43: Durchschnittlicher Schneeschmelzfaktor für die Schmelzmonate März, April und Mai nach Berechnungsvarianten sortiert. Zwar weisen die vier Varianten etwas unterschiedliche Werte insbesondere in der Variabilität auf, die grundsätzliche Verteilung ist jedoch über die Berechnungsmethoden hinaus einheitlich. Zur Beschreibung der Variabilität (Kastengröße), siehe Abb. 5.40. | 74 |
| Abb. 5.44: Wie in Abb. 5.41 jedoch hier auf Basis der Daten vom Lysimeterausfluss mit dem Unterschied, dass der Schmelzfaktor für März unauffällig ist. Dies liegt wahrscheinlich am verzögerten Abfluss des Schmelzwassers sowie der gegenüber der Schneewasseräquivalentmessung (siehe 3.2.3g) ungenaueren Messmethode..... | 75 |
| Abb. 5.45: Schmelzfaktoren der Hauptschmelzmonate nach Variante 1 (Berücksichtigung aller 96 Messwerte je Tag) anhand Daten vom Lysimeterausfluss (li.) und des Schneewasseräquivalentes (re.). | 75 |
| Abb. 5.46: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und der Änderung der Lufttemperatur | 76 |
| Abb. 5.47: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und der Änderung des Schneewasseräquivalentes | 77 |
| Abb. 5.48: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor (aus Lysimeterdaten) und Lysimeterausfluss..... | 77 |

| | |
|--|----|
| Abb. 5.49: Durchschnittlicher Schneeschmelzfaktor je Jahr. Hier lässt sich eine große Variabilität in der Streuweite der Faktoren erkennen. Die Anzahl an zur Berechnung verwendeten Schneeschmelzfaktoren variiert nur vereinzelt, je nach Verfügbarkeit der Daten aus der Schneewasseräquivalenzmessung. Zur Beschreibung der Variabilität (Kastengröße), siehe Abb. 5.40. | 78 |
| Abb. 5.50: Wie in Abb. 5.49, jedoch hier mit der Berechnung über die Winterperiode (September bis Juni)..... | 79 |
| Abb. 5.51: Durchschnittlicher Schneeschmelzfaktor je Monat, siehe Abb. 5.41 (Seite 71) .. | 80 |
| Abb. 5.52: Wie in Abb. 5.49, jedoch hier mit der Berechnung über die Schmelzmonate (März bis Mai)..... | 81 |
| Abb. 5.53: Gegenüberstellung der Mediane des Schneeschmelzfaktors für unterschiedliche Betrachtungszeiträume (gesamtes Jahr, Winterperiode September bis Juni, Schmelzperiode März bis Mai). Auffällig sind die teils sehr prägnanten Unterschiede zwischen den Faktormedianen im selben Zeitraum. | 82 |
| Abb. 5.54: Wie in Abb. 5.49, jedoch hier mit der Berechnung über die einzelnen Stunden. Der hier dargestellte „Gradstundenfaktor“, also jener Faktor, der die Schneeschmelze innerhalb einer Stunde quantifiziert, besitzt sein Maximum im arithmetischen Mittel am frühen Nachmittag. Die hohe Verfügbarkeit an positiven Schmelzfaktorwerten zwischen 06:00 und 15:00 Uhr (grüner Verlauf in logarithmischer Skalierung) verdeutlicht den gegenüber der Nacht stark erhöhten Schmelzprozess durch die Sonneneinstrahlung bzw. mildere Lufttemperatur. | 83 |
| Abb. 5.55: Schneeschmelzfaktor je Schmelzperiode (siehe auch Abb. 5.52) mit den in diesem Kapitel untersuchten Vergleichszeiträumen. Es wurden jeweils drei aufeinanderfolgende Jahre ausgewählt, die sich hinsichtlich Medians, Streuweite und arithmetischen Mittelwert deutlich unterscheiden, jedoch in der Anzahl der verwendeten Schmelzfaktoren (grüne Linie) ähnlich sind. | 84 |
| Abb. 5.56: Gegenüberstellung von Parameterentwicklungen im Vergleichszeitraum A (1992, 1993 und 1994). Der große Unterschied in Streuweite (1993 sehr groß, 1994 sehr klein, vgl. Abb. 5.55) spiegelt sich in der Schmelzintensität und den Schneeschmelzfaktoren während der Schmelzphase (beides im mittleren Diagramm eingetragen) wider. Diese Abweichungen resultieren aus den unterschiedlich hohen Schneewasseräquivalenten zu Beginn der Schmelzphase, da die Entwicklungen von Lufttemperatur und der eintreffenden kurzwelligen Strahlung die ähnlichen Verläufe aufweisen. | 86 |
| Abb. 5.57: Wie in Abb. 5.56, hier für den Vergleichszeitraum B. Auch hier lässt sich anhand der vielen Schneeschmelzfaktoren mit teils großen Ausreißern die große Streuung (vgl. Abb. 5.55) der Werte für die Schmelzperiode 2000 erklären. | 87 |
| Abb. 5.58: Wie in Abb. 5.56, hier für den Vergleichszeitraum C. In Abb. 5.55 zeigt sich für die Schmelzphase 2009 im Gegensatz zu 2007 und 2008 ein sehr hoher Median und eine stark reduzierte Streuung. Dies könnte seinen Ursprung in der Schneehöhe (s. oberstes Diagramm) haben, welche anschließend zwar mit anfangs geringer (4 mm/d) jedoch zum Schluss sehr starker (19 mm/d) Intensität abschmolz. Die Schneeschmelzfaktoren weisen zahlreiche konstant hohe Werte mit einigen wenigen Ausreißern auf, was auf die geringe Streuung und dem relativ hohen Median schließen lässt..... | 88 |

- Abb. 5.59:** Vergleich der monatlichen Mittelwerte des Schneeschmelzfaktors (Gradtagfaktor) mit diversen Entwicklungen der maßgebenden Parameter Lufttemperatur und Schneewasseräquivalent (SWE). Auffällig ist in jeder Aufstellung die Position der charakteristischen Schmelzmonate März, April und Mai. Eine Interpretation der jeweiligen Diagramme ist unter Punkt 5.3.8 angeführt. 92
- Abb. 5.60:** Vergleich der monatlichen Mittelwerte des Schneeschmelzfaktors (Blasengröße) mit den Mittelwerten der Lufttemperatur und des Schneewasseräquivalents (SWE). In Abänderung zur Abb. 5.59 links oben sind hier zusätzlich die berechneten, linearen Trendverläufe zwischen 1990 und 2019 dargestellt, um die Entwicklung der drei Parameter zu veranschaulichen. So fällt hier für alle drei charakteristischen Schmelzmonate März, April und Mai eine teils deutliche Verschiebung auf. Auffällig sind in dieser Abbildung die bis auf Jänner und Februar alle Monate betreffende Zunahme der mittleren Lufttemperatur (insbesondere im April), die starke Abnahme des mittleren SWE im April und Mai sowie die Tatsache, dass der höchste Schmelzfaktor 1990 im Mai auftrat, 2019 bereits im April. Hier lassen sich teils gravierende Veränderungen des Faktors (März, April, Mai, Oktober, November) erkennen, obwohl zwischen den Werten nur 29 Jahre liegen. 93
- Abb. 5.61:** Die Messgeräte an der Station Kühtai, eigene Aufnahme 94
- Abb. 5.62:** Jahresmittelverlauf kurzweiliger Strahlung an der Messstation Kühtai (1991 bis 2018). Das Diagramm zeigt über die 28 Jahre hinweg keine gravierenden Änderungen oder deutliche Entwicklungen der eintreffenden kurzweiligen Strahlung. Der Anteil der reflektierten Strahlung (Albedo) weist hingegen eine leicht rückläufige Entwicklung auf. .. 96
- Abb. 5.63:** Jahresmittellinie und angenäherter Sinusverlauf der eintreffenden kurzweiligen Strahlung. Der unruhige Linienverlauf in den Sommermonaten lässt auf Eintrübungen durch aufziehende Bewölkung schließen, während er in den Wintermonaten annähernd exakt der Annäherung mittels Sinusfunktion gleicht..... 98
- Abb. 5.64:** Jahresganglinien der eintreffenden Strahlung und deren Tagesanteil größer als 1 W/m^2 . Zur Einschätzung der Auswirkung auf den Schneeschmelzfaktor sind drei Schmelzstufen, welche unterschiedliche Intensitäten repräsentieren dargestellt. So lässt sich zeigen, dass die höchste Einstrahlungsstärke bereits noch in Schneelage erreicht wird, obwohl der Tagesanteil erst Mitte Juni seinen Höchstwert erreicht (blaue Linie)..... 99
- Abb. 5.65:** Gegenüberstellung berechneten linearen Trendverläufe für die Jahre 1990 und 2019. Deutliche Verlagerungen sind..... 103
- Abb. 5.66:** Zeitpunkt und Wert der niedrigsten Lufttemperatur je Winter (01. Oktober bis 31. Mai). Der lineare Trend des Auftrittsdatums (grau punktiert) weist auf eine sukzessive Verfrühung um etwa einen Monat hin, während der Wert (blau punktiert) in etwa ident geblieben ist..... 104
- Abb. 5.67:** Zeitpunkt und Wert der höchsten Lufttemperatur je Winter (01. Oktober bis 31. Mai). Der lineare Trend des Auftrittsdatums (grau punktiert) weist auf eine sukzessive Verspätung um mehr als einen Monat hin, während sich der Wert (orange punktiert) leicht erhöht hat. 105
- Abb. 5.68:** Zeitpunkt und Wert der maximalen Schneehöhe je Winter (01. Oktober bis 31. Mai). Der lineare Trend des Auftrittsdatums (grau punktiert) weist auf eine sukzessive

| | |
|---|-----|
| Verfrühung um etwa drei Wochen hin, während der Wert (blau punktiert) in etwa ident geblieben ist. | 105 |
| Abb. 5.69: Länge der Liegedauer der Schneedecke je Winter (01. Oktober bis 31. Mai). Als Liegedauer wird jene Zeitspanne je Winter definiert, in der eine Schneedecke mit ≥ 35 cm aufgetreten ist. Der lineare Trend dieser Liegedauer (violett punktiert) zeigt, dass sich diese nur unwesentlich verkürzt hat. Grau dargestellt ist der Verlauf jenes Zeitpunktes, an dem die Mächtigkeit der Schneedecke 35 cm unterschritten hat. Der lineare Trend davon (grau punktiert) weist auf eine leichte Verspätung hin..... | 106 |
| Abb. 5.70: Entwicklung der Liegedauer je Winter (01. Oktober bis 31. Mai) sortiert nach Schneehöhe. Diese Aufstellung zeigt anschaulich, dass bei allen Schneehöhen rückläufige Liegedauern vorliegen, mit Ausnahme der Schneehöhe zwischen 100 und 149 cm. Insgesamt hat die mittlere Schneehöhe jedoch nur geringfügig abgenommen..... | 107 |
| Abb. 5.71: Zeitpunkt und Wert des höchsten Schneewasseräquivalents je Winter (01. Oktober bis 31. Mai). Der lineare Trend des Auftrittsdatums (grau punktiert) weist auf eine sukzessive Verfrühung um etwa zwei Wochen hin, während der Wert (dunkelgelb punktiert) trotz großer Streuung in etwa ident geblieben ist..... | 108 |
| Abb. 5.72: Zeitpunkt und Wert der höchsten eintreffenden Strahlung je Winter (01. Oktober bis 31. Mai). Der lineare Trend des Auftrittsdatums (grau punktiert) weist keine eindeutige Trendtendenz auf. Dies trifft auch auf den Maximalwert der eintreffenden kurzwelligen Globalstrahlung (rot punktiert) zu. | 108 |
| Abb. 5.73: Zeitpunkt und Wert des höchsten Gradtagfaktors je Winter (01. Oktober bis 31. Mai). Der lineare Trend des Auftrittsdatums (grau punktiert) weist auf eine sukzessive Verfrühung des Auftretens um mehr als einen Monat hin (vgl. Abb. 5.65, Seite 103), während der Wert (grün punktiert) in etwa ident geblieben ist. | 109 |
| Abb. 5.74: Entwicklung Abschmelzraten und Temperaturzunahmen der Schmelzmonate März (Orange), April (Gold) und Mai (Grün). Die Gegenüberstellung von Median und Mittelwert lässt sowohl für die Abnahme des Schneewasseräquivalents (SWE) in mm/d als auch für die Zunahme der Lufttemperatur in K/d eine Aussage darüber treffen, ob es in diesem Jahr mehrere Ausreißer gegeben hat oder ob die Werte annähernd gleich verteilt waren (s. April 2016: wenig Unterschied zwischen Median und Mittelwert bei SWE-Abnahme, also gleich verteilte Werte im Gegensatz zu April 2017. Der deutlich größere Mittelwert weist auf mehrere hohe Ausschläge hin.) Deutlich sichtbar ist die starke Abnahme | 111 |
| Abb. 5.75: Korrelationen der gewählten Stationen mit den Messwerten der Station Kühtai (1991-2019). Die hier dargestellten Korrelationen betreffen nur jene Jahresmittelwerte, an denen keine Berechnungen mittels Regressionsanalyse durchgeführt wurden. Diese Werte stellen also die grundsätzliche Korrelation der fünf ausgewählten Messstationen mit den tatsächlich gemessenen Lufttemperaturen der Station Kühtai dar..... | 115 |
| Abb. 5.76: Übersicht über vorhandene und mittels Regressionsanalyse berechnete Temperaturdaten. Die farblich dunkleren und nach unten abgerückten Balken stellen dabei tatsächlich gemessene Lufttemperaturen dar, während die helleren Datensätze mittels multipler Regressionsanalysen berechnet wurden..... | 117 |

| | |
|---|-----|
| Abb. 5.77: Wie in Abb. 5.75 jedoch zusätzlich mit den mittels multipler Regressionsanalyse berechneten Datenwerten (siehe A-Tab. 40, Seite A77). | 117 |
| Abb. 5.78: Verlauf der mittels multipler Regressionsanalyse berechneten jährlichen Mittelwerte der Lufttemperaturen aller Stationen inkl. gleitendem 20-jährigem Mittelwert für die Station Kühtai. Es zeigt sich hier deutlich die Zunahme der mittleren Lufttemperatur seit 1985 um etwa 1,4 K. Der Mann-Kendall-Test für den gesamten Zeitraum 1851 bis 2019 ist in Tab. 5.18 ersichtlich. | 119 |
| Abb. 5.79: Berechneter Verlauf der Lufttemperatur von 1851 bis 2019 für die Wintermonate Dezember bis Februar für alle Stationen inkl. gleitendem 20-jährigem Mittelwert für die Station Kühtai. Die Wintertemperaturen sind großen Schwankungen unterworfen, zeigen dennoch seit 1980 zunehmende Tendenzen, die in den letzten Jahren etwas abgeschwächt wurden. | 121 |
| Abb. 5.80: Auswertung des Verlaufes der Lufttemperatur seit 1851 für die Schmelzmonate März bis Mai für alle Stationen inkl. gleitendem 20-jährigem Mittelwert für die Station Kühtai. Noch deutlicher als in Abb. 5.79 (Wintermonate) ist hier der zunehmende Trend seit 1990 für die Frühlingsmonate ersichtlich (+1,6 K)..... | 122 |
| Abb. 5.81: Abweichung der 20-jährigen gleitenden Mittelwerte der Lufttemperaturen vom Mittelwert 1961-1990 (gelb markierter Zeitraum). Nach 1990 sind insbesondere für Frühling und Sommer deutliche Abweichungen registrierbar (um etwa 1,8 K zu mild). Dieser Trend betrifft seit 2010 alle Jahreszeiten, der Winter wies zwischen 1995 und 2010 einen rückläufigen Trend auf. Auch der gleitende Mittelwert für das gesamte Jahr ist seit 1990 milder als der Mittelwert 1961-1990..... | 123 |
| Abb. 5.82: Abweichung der berechneten Jahresmitteltemperatur vom Mittel 1961-1990 inkl. gleitendem 20-jährigem Mittelwert der Messstation Kühtai. Sehr deutlich ist hier der starke Anstieg des gleitenden Temperaturmittelwertes seit 1985 erkennbar. | 124 |
| Abb. 5.83: Abweichung der berechneten Wintermitteltemperatur vom Mittel 1961-1990. | 125 |
| Abb. 5.84: Wie in Abb. 5.81 jedoch hier auf Basis des Mittelwertes zwischen 1851 und 1900. | 126 |
| Abb. 5.85: Ausschnitt aus HISTALP-Bericht 2019: Auswertung der Jahresmitteltemperatur für die Region West zwischen 1777 und 2019 (ZAMG, 2020b). Die hier dargestellte Entwicklung des gleitenden Mittelwertes deckt sich größtenteils mit der berechneten Entwicklung an der Messstation Kühtai in Abb. 5.82. | 127 |
| Abb. 5.86: Ausschnitt aus HISTALP-Bericht 2019: Auswertung der Jahresmitteltemperatur für die Gipfelstationen zwischen 1851 und 2019 (ZAMG, 2020b). Auch hier wird wieder auf die Korrelation mit dem berechneten Verlauf in Abb. 5.82 verwiesen..... | 127 |
| Abb. 5.87: Ausschnitt aus HISTALP-Bericht 2019: Auswertung der Wintermitteltemperatur für die Region West zwischen 1777 und 2018 (ZAMG, 2019) | 128 |
| Abb. 5.88: Ausschnitt aus HISTALP-Bericht 2019: Auswertung der Wintermitteltemperatur für die Gipfelstationen zwischen 1851 und 2018 (ZAMG, 2019)..... | 128 |
| A-Abb. 89: Luftbild mit Höhenlinien im Bereich der Messstation (tirisMaps, AdTL, 2020). Hellblau eingefärbt ist der nahe Speicher Längental, gelb eingekreist der Standort der | |

Station Kühtai neben dem Kraftwerk. Die umgebende Bebauung bzw. der nahe Bewuchs durch einen Zirbenwald verdeutlichen die windgeschützte Lage der Station..... 3

A-Abb. 90: Darstellung der Exposition im Bereich der Messstation (tirisMaps, AdTL, 2020). 4

A-Abb. 91: Darstellung der Geländeneigung im Bereich der Messstation (tirisMaps, AdTL, 2020)..... 4

A-Abb. 92: Darstellung der Besonnungsdauer zur Wintersonnenwende im Bereich der Messstation (tirisMaps, AdTL, 2020)..... 5

A-Abb. 93: Darstellung der Besonnungsdauer zur Sommersonnenwende im Bereich der Messstation (tirisMaps, AdTL, 2020)..... 5

A-Abb. 94: Darstellung des Solarpotentials (Jahresmittel) im Bereich der Messstation (tirisMaps, AdTL, 2020) 6

A-Abb. 95: Schneeschmelzfaktor je Monat nach Variante 2, alt 7

A-Abb. 96: Schneeschmelzfaktor je Monat nach Variante 2, neu 7

A-Abb. 97: Schneeschmelzfaktor je Monat nach Variante 3 8

A-Abb. 98: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und Mittelwert der Lufttemperatur 8

A-Abb. 99: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und max. Lufttemperatur 9

A-Abb. 100: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und Mittelwert des Schneewasseräquivalents 9

A-Abb. 101: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und höchstem Mittelwert des Schneewasseräquivalents 10

A-Abb. 102: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und dem Mittelwert der Schneehöhe 10

A-Abb. 103: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und max. Mittelwert der Schneehöhe 11

A-Abb. 104: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und Änderung der Schneehöhe ... 11

A-Abb. 105: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor) und Mittelwert der relativen Luftfeuchtigkeit 12

A-Abb. 106: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor) und Mittelwert der niedrigsten relativen Luftfeuchtigkeit 12

A-Abb. 107: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor) und dem Mittelwert der Windgeschwindigkeit 13

A-Abb. 108: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor) und Mittelwert der höchsten Windgeschwindigkeit 13

A-Abb. 109: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor) und dem Mittelwert der eintreffenden kurzwelligen Strahlung 14

A-Abb. 110: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und dem Mittelwert der höchsten eintreffenden kurzwelligen Strahlung 14

A-Abb. 111: Vergleich der Entwicklung der maßgebenden Parameter (Mittelwert Lufttemperatur, deren Änderung, Mittelwert Schneewasseräquivalent und dessen Änderung) je Monat. 17

A-Abb. 112: Vergleich der Entwicklung der maßgebenden Parameter (Mittelwert Lufttemperatur, deren Änderung, Mittelwert Schneewasseräquivalent und dessen

| | |
|--|----|
| Änderung) und der Anzahl jener Tage an denen eine Abnahme des Schneewasseräquivalents bzw. eine Zunahme der Lufttemperatur festgestellt wurde. | 18 |
| A-Abb. 113: Vergleich der Anzahl jener Tage, an denen eine Zunahme der mittleren Lufttemperatur bzw. eine Abnahme des mittleren Schneewasseräquivalents gegenüber dem Vortag festgestellt wurde. | 19 |
| A-Abb. 114: Zusammenstellung der Messdaten vom 01.Oktober 1990 bis 30.Juni 2019 in Wintersaisonen (Oktober bis Juni). Die dargestellten Verläufe sind der Auflistung auf Seite A20 zu entnehmen. | 49 |
| A-Abb. 115: Verlauf und Prognose des Jahresmittelwerts (Lufttemperatur AIRT) | 51 |
| A-Abb. 116: Entwicklungstrend der mittleren Lufttemperatur | 51 |
| A-Abb. 117: Verlauf und Prognose des Jahresmittelwerts (Niederschlag PREC) | 60 |
| A-Abb. 118: Entwicklungstrend der mittleren Niederschlagssummen | 60 |
| A-Abb. 119: Verlauf und Prognose des Jahresmittelwerts (Schneewasseräquivalent SWE) | 62 |
| A-Abb. 120: Entwicklungstrend des mittleren Schneewasseräquivalents | 62 |
| A-Abb. 121: Verlauf und Prognose des Jahresmittelwerts (Schneehöhe SND) | 66 |
| A-Abb. 122: Entwicklungstrend der mittleren Schneehöhe | 66 |
| A-Abb. 123: Entwicklungstrend der mittleren Lufttemperatur in Vergleich mit der Schneehöhe | 67 |
| A-Abb. 124: Entwicklungstrend der mittleren Schneehöhe in Vergleich mit Niederschlagsmenge | 67 |
| A-Abb. 125: Verlauf und Prognose des Jahresmittelwerts (Schneedichte SDE) | 69 |
| A-Abb. 126: Entwicklungstrend der mittleren Schneedichte | 69 |
| A-Abb. 127: Verlauf und Prognose des Jahresmittelwerts (Schneesmelzfaktor) | 71 |
| A-Abb. 128: Entwicklungstrend des mittleren Gradtagfaktors (Schneesmelzfaktor) | 71 |
| A-Abb. 129: Verteilung und Zeitpunkt der Maximalwerte (Schneewasseräquivalent und -höhe) | 75 |
| A-Abb. 130: Entwicklung der mittleren Lufttemperatur in der Schmelzphase | 76 |
| A-Abb. 131: Entwicklung der mittleren Schneehöhe in der Schmelzphase | 76 |
| A-Abb. 132: Entwicklung des mittleren Schneewasseräquivalents in der Schmelzphase | 76 |
| A-Abb. 133: Entwicklung des mittleren Gradtagfaktors in der Schmelzphase | 77 |
| A-Abb. 134: Entwicklung der mittleren Lufttemperatur im Monat März seit 1851 | 81 |
| A-Abb. 135: Entwicklung der mittleren Lufttemperatur im Monat April seit 1851 | 81 |
| A-Abb. 136: Entwicklung der mittleren Lufttemperatur im Monat Mai seit 1851 | 82 |

9 Tabellenverzeichnis

| | |
|--------|--------------------------------------|
| Tab. | Tabelle im Textteil der Diplomarbeit |
| A-Tab. | Tabelle im Anhang |

| | |
|--|-----|
| Tab. 2.1: Temperaturbereiche, bei denen Sublimation, Schmelze und Tauen stattfindet (eigene Erstellung)..... | 10 |
| Tab. 2.2: Zusammenfassung der Schneeschmelzfaktoren (Gradtagfaktoren, DDF) für Schnee oder Eis. Auffällig ist dabei, dass die Schmelzfaktoren für Eis höher liegen als für Schnee... | 14 |
| Tab. 2.3: Zusammenfassung der Schneeschmelzfaktoren (DDF) einiger Studien | 15 |
| Tab. 3.4: Abkürzungen der in Übersicht (Abb. 3.16) dargestellten Anlagenteile | 29 |
| Tab. 3.5: Wasserdampfaufnahmefähigkeit der Luft | 31 |
| Tab. 3.6: Mittlere Albedowerte im alpinen Raum für Schnee | 37 |
| Tab. 5.7: Zusammenstellung der Varianten zur Berechnung des Schneeschmelzfaktors (Varianten sind unter Punkt 4.3 ab Seite 53 angeführt) mit den in mm/°C/d angegebenen Werten der Quantile und des Medians. Diese Aufstellung lässt die Streuweite bzw. den deutlichen Unterschied der charakteristischen Schmelzmonate März, April und Mai gegenüber den restlichen Monaten erkennen. | 73 |
| Tab. 5.8: Wie in Tab. 5.7, jedoch hier mit den jeweiligen Blockmengen (25% der Werte je Block) der Varianten. Diese Blöcke bzw. Kästen sind in Abb. 5.41 auf Seite 71 (Variante 1), A-Abb. 95 auf Seite A7 (Variante 2 (alt)), A-Abb. 96 auf Seite A7 (Variante 2 (neu)) und A-Abb. 97 auf Seite A8 (Variante 3) ersichtlich..... | 73 |
| Tab. 5.9: Korrelation verschiedener Parameter mit dem Schneeschmelzfaktor..... | 78 |
| Tab. 5.10: Gegenüberstellung der einzelnen Parameter mit deren Einfluss auf die statistischen Parameter (Mittelwert, Median, Streuung, etc.) des Schneeschmelzfaktors. Innerhalb der Parameter des Faktors (gelb hinterlegt) ist auffällig, dass die Streuweite hauptsächlich von der Höhe des 75%-Quantils abhängig ist und großen Einfluss auf den arithmetischen Mittelwert hat. Hingegen wird der Median vom 25%-Quantil beeinflusst, dessen Wert zu einem großen Teil von der Schmelzintensität abhängig ist. Die Schmelzintensität wird wiederum stark vom Schneewasseräquivalent während der Schmelzmonate (SWE _S) beeinflusst. | 89 |
| Tab. 5.11: Durchschnittliche, je Stunde eintreffende kurzwellige Strahlung in W/m ² . Die Farbgebung gibt die über den Zyklus der Jahreszeiten veränderte Einstrahlungsdauer und-intensität wieder. Das Maximum der eintreffenden Strahlung liegt im April im Mittel um die Mittagszeit..... | 97 |
| Tab. 5.12: Vergleich der Trendentwicklungen der monatlichen Niederschlagssummen.... | 101 |
| Tab. 5.13: Vergleich der Trendentwicklungen der jahreszeitlichen Niederschlagssummen | 101 |
| Tab. 5.14: Zusammenfassung der Entwicklung der wesentlichen Parameter in der Schmelzphase (Monate März, April und Mai). Rote Pfeile kennzeichnen Parameterentwicklungen, die mit jenen der Abschmelzrate und des Schneeschmelzfaktors | |

| | |
|---|-----|
| kongruent verlaufen. Gelb hinterlegt sind jene Parameter, welche an der Entwicklung des Schneeschmelzfaktors wesentlich beteiligt sind. | 111 |
| Tab. 5.15: Gegenüberstellung mitteleuropäischer Singularitäten (Frey, 2014) zu Messdaten der Station Kühtai. Es soll hier untersucht werden, in welchem Ausmaß diese Singularitäten sich auch in den Daten wiederfinden. | 112 |
| Tab. 5.16: Verwendete Messstationen für die multiple Regressionsanalyse zur Rückrechnung der jährlichen Lufttemperaturmittelwerte an der Station Kühtai. Es wurden möglichst nahe und klimatisch ähnlich gelegene Stationen ausgewählt. | 114 |
| Tab. 5.17: Vergleich mittels Mann-Kendall-Test der durchschnittlichen jährlichen Lufttemperatur zwischen 1851 und 1980 sowie 1980 und 2019. Während im ersten Zeitraum wie auch in Abb. 5.78 keine deutliche, statistisch signifikante Zunahme nachgewiesen werden kann, ist der Trend seit 1985 auch rechnerisch nach Mann-Kendall nachweislich zunehmend. Die Analyse für den gesamten Zeitraum 1851 bis 2019 ist in Tab. 5.18 ersichtlich. | 119 |
| Tab. 5.18: Vergleich zwischen Mann-Kendall-Test für gesamtes Jahr und Frühlingsmonate | 122 |
| Tab. 5.19: Überblick über die jeweils 10 kältesten und wärmsten Jahre an der Station Kühtai. Diese Reihung wurde unter Miteinbeziehung von mittels multipler Regressionsanalyse berechneter Jahresmittelwerte (1851-1990) erstellt und gibt somit nicht einheitlich tatsächlich gemessene Mittelwerte wieder. | 124 |
| A-Tab. 20: Vergleich verschiedener Parameter über die drei Vergleichszeiträume mit je drei Schmelzperioden. | 15 |
| A-Tab. 21: Vergleich verschiedener Parameter über die alle 29 Schmelzperioden der Messreihe. | 15 |
| A-Tab. 22: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Lufttemperatur) | 50 |
| A-Tab. 23: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Lufttemperatur) für Winter .. | 52 |
| A-Tab. 24: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Lufttemperatur) für Frühling | 53 |
| A-Tab. 25: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Lufttemperatur) für Sommer | 54 |
| A-Tab. 26: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Lufttemperatur) für Herbst... | 55 |
| A-Tab. 27: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Lufttemperatur) für den Monat April. | 56 |
| A-Tab.28: Tagesanteil und Wert (in W/m^2) der im Mittel je Stunde eintreffenden Globalstrahlung $> 1 W/m^2$ | 57 |
| A-Tab. 29: Verlauf der durchschnittlich reflektierten kurzwelligen Strahlung und der Albedo je Stunde | 58 |
| A-Tab. 30: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Niederschlag) | 59 |
| A-Tab. 31: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Schneewasseräquivalent) | 61 |
| A-Tab. 32: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Schneewasseräquivalent) für Winter | 63 |
| A-Tab. 33: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Schneewasseräquivalent) für Frühling | 64 |
| A-Tab. 34: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Schneehöhe) | 65 |
| A-Tab. 35: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Schneedichte) | 68 |

A-Tab. 36: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Gradtagfaktor)..... 70
A-Tab. 37: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Gradtagfaktor, März)..... 72
A-Tab. 38: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Gradtagfaktor, April) 73
A-Tab. 39: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Gradtagfaktor, Mai)..... 74
A-Tab. 40: Berechnete mittlere Lufttemperaturwerte aller Stationen (Abkürzungen siehe Tab. 5.16, Seite 114) für die Monate März, April und Mai (rot: mittels multipler Regression ermittelte Werte) 77

Anhang

Die approbierte gedruckte Originalversion dieser Diplomarbeit ist an der TU Wien Bibliothek verfügbar.
The approved original version of this thesis is available in print at TU Wien Bibliothek.



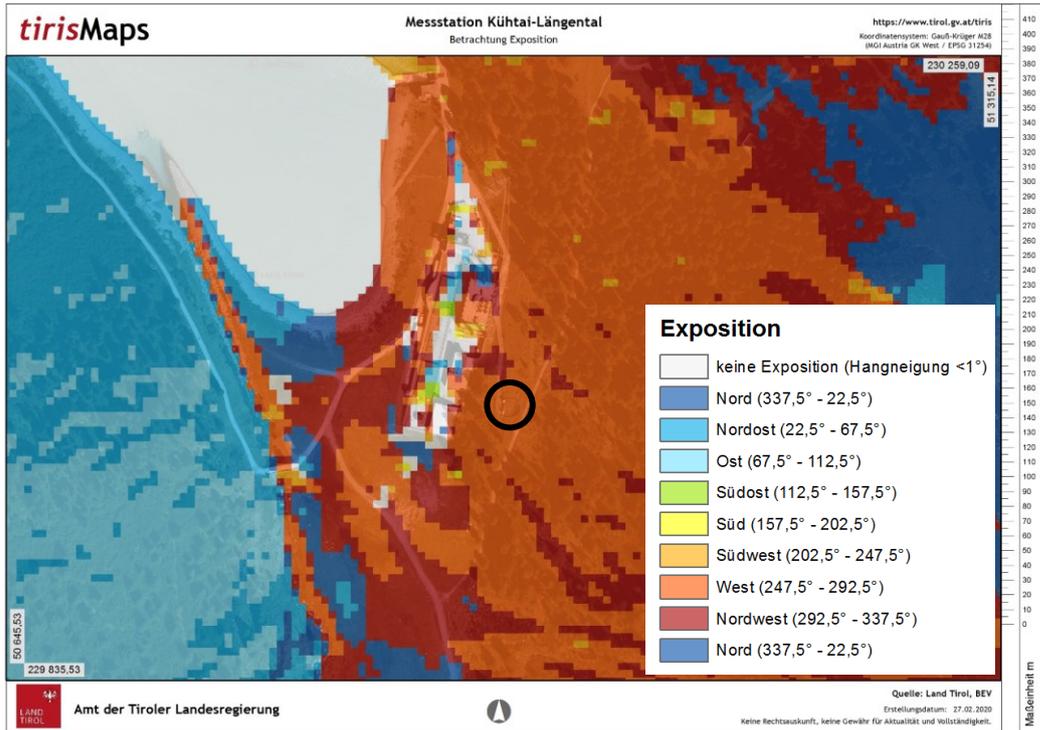
Ad 3.1 Messtation Kühtai: Lage und Umgebung

Zur näheren Veranschaulichung der Umgebung der Messstation sowie den unterschiedlichen Besonnungsstadien im Verlauf des Jahres, sind die folgenden Abbildungen der Anwendung *tirisMaps* entnommen. Die Verwendung dieser Auszüge wurde auf Rückfrage am 04.03.2020 gemäß dem Tiroler Informationsweiterverwendungsgesetz TIWG 2015 §5(1) antragsfrei bewilligt.

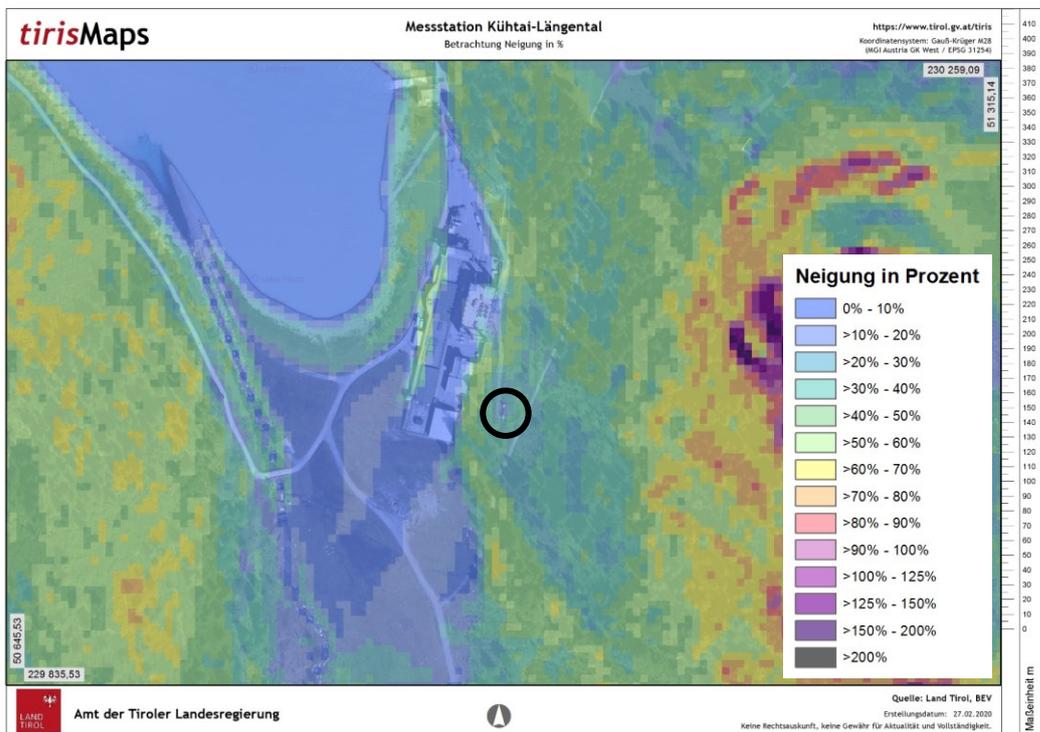
Datenquelle: Land Tirol.



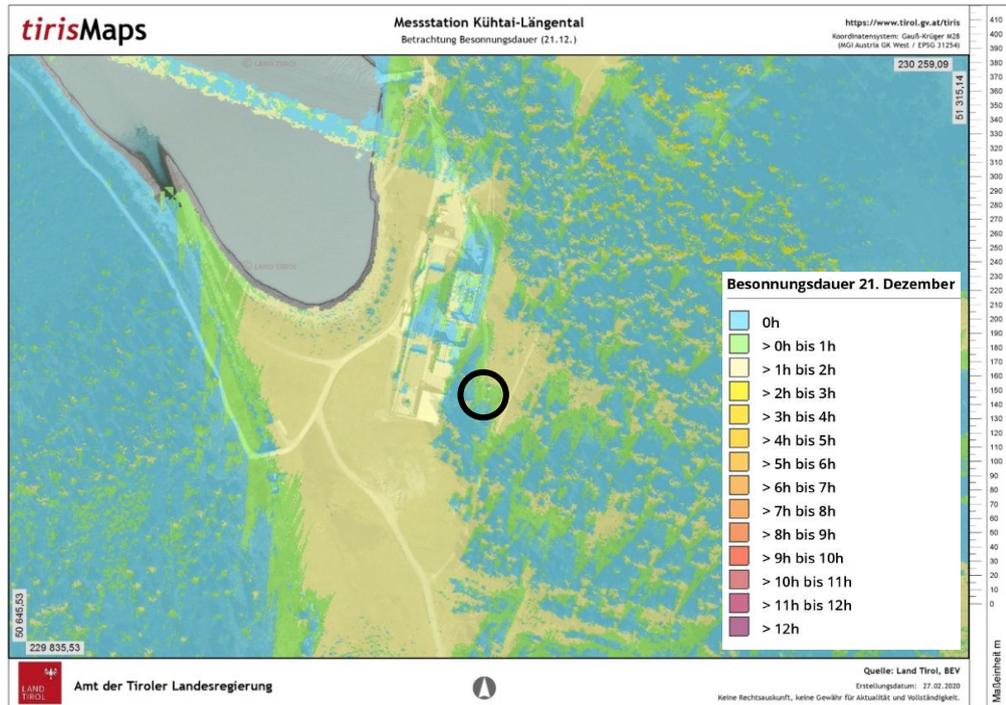
A-Abb. 89: Luftbild mit Höhenlinien im Bereich der Messstation (tirisMaps, AdTL, 2020). Hellblau eingefärbt ist der nahe Speicher Längental, gelb eingekreist der Standort der Station Kühtai neben dem Kraftwerk. Die umgebende Bebauung bzw. der nahe Bewuchs durch einen Zirbenwald verdeutlichen die windgeschützte Lage der Station.



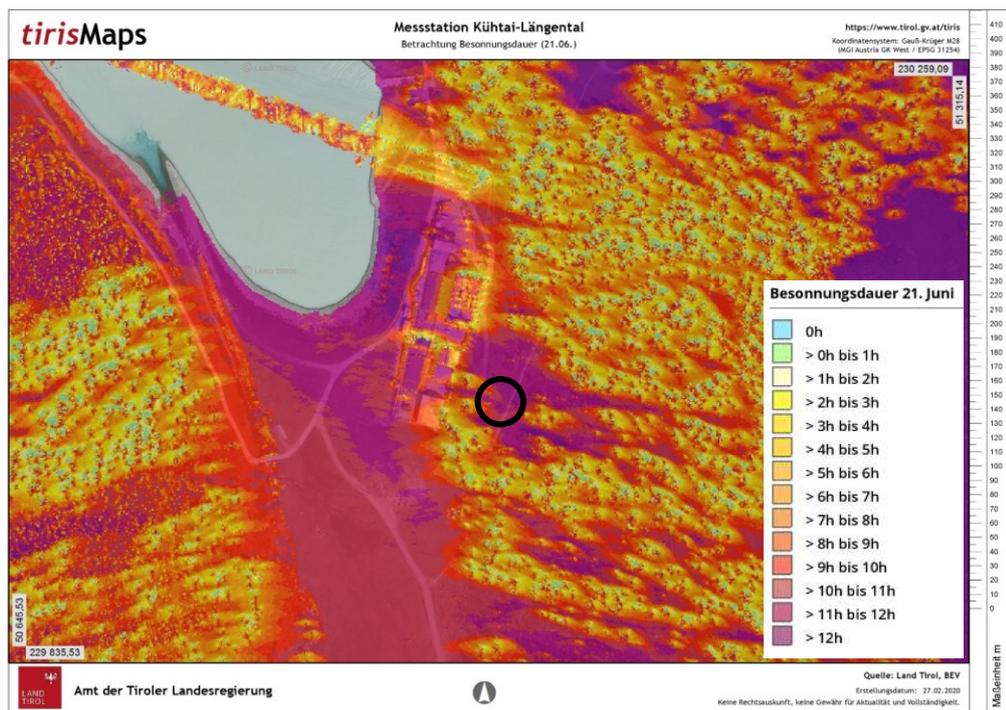
A-Abb. 90: Darstellung der Exposition im Bereich der Messstation (tirisMaps, AdTL, 2020).



A-Abb. 91: Darstellung der Geländeneigung im Bereich der Messstation (tirisMaps, AdTL, 2020).

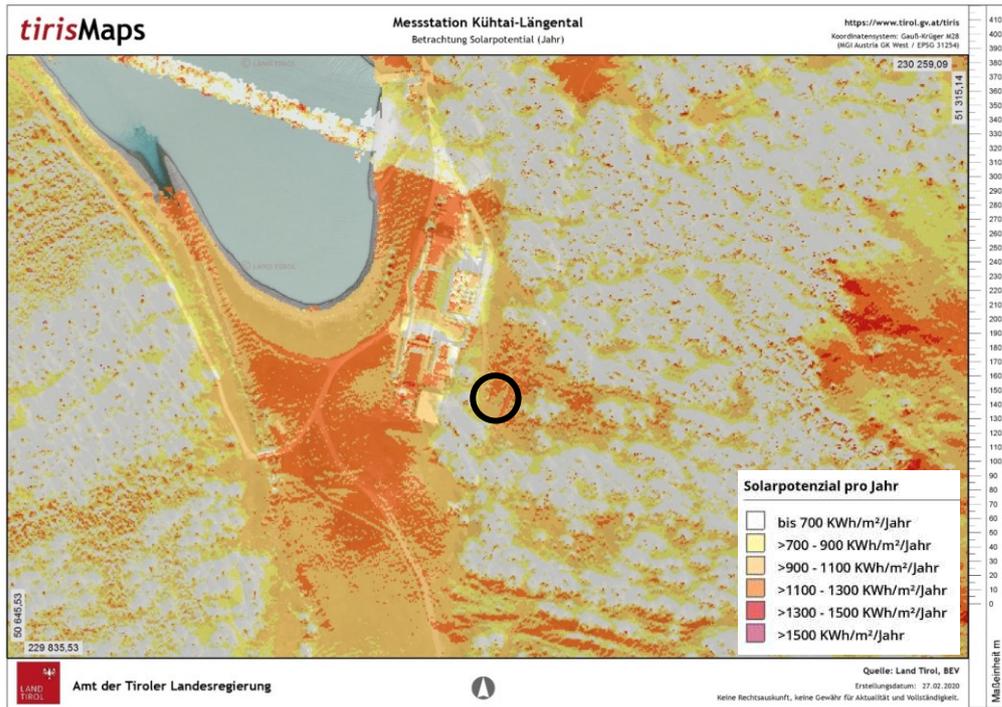


A-Abb. 92: Darstellung der Besonnungsdauer zur Wintersonnenwende im Bereich der Messstation (tirisMaps, AdTL, 2020)



A-Abb. 93: Darstellung der Besonnungsdauer zur Sommersonnenwende im Bereich der Messstation (tirisMaps, AdTL, 2020)

Die approbierte gedruckte Originalversion dieser Diplomarbeit ist an der TU Wien Bibliothek verfügbar.
The approved original version of this thesis is available in print at TU Wien Bibliothek.

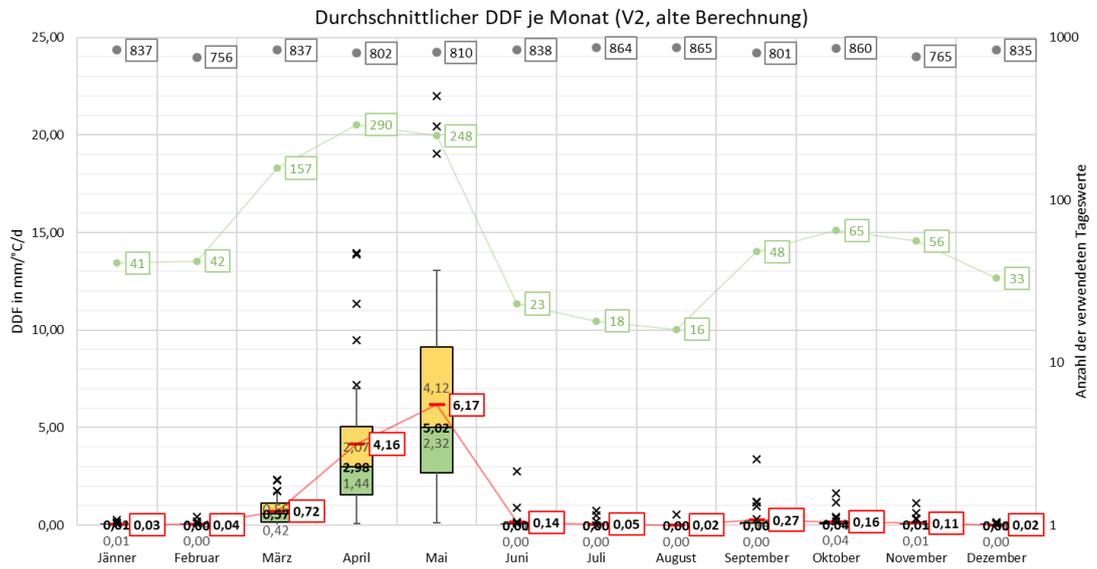


A-Abb. 94: Darstellung des Solarpotentials (Jahresmittel) im Bereich der Messstation (tirisMaps, AdTL, 2020)

Ad 5 Ergebnisse

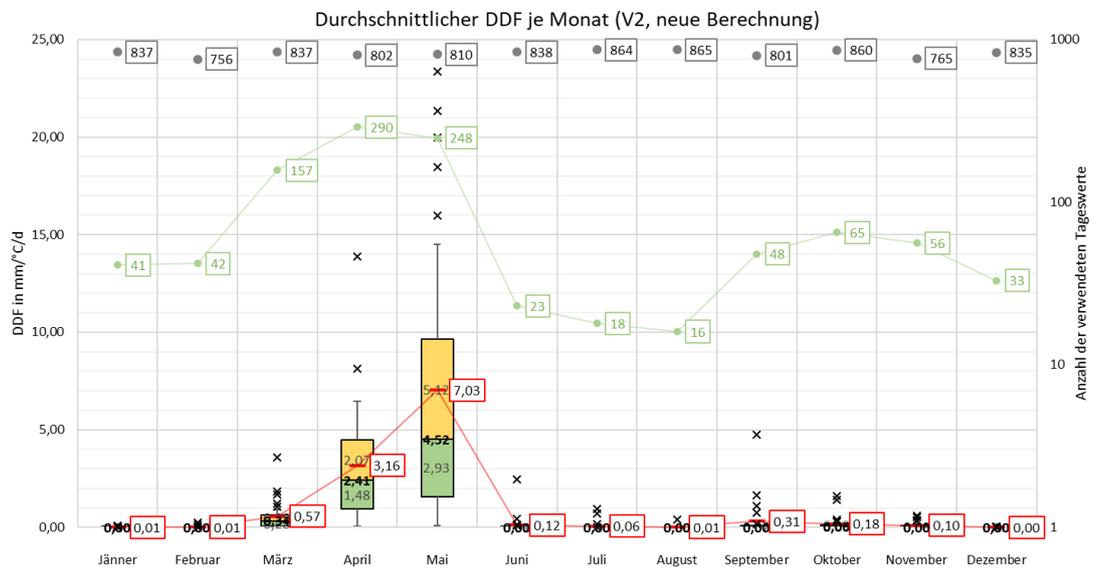
5.3.1 Schmelzfaktor aus Schneewasseräquivalent

Aus alter Lufttemperatur-Mittelung (Variante 2, alt)



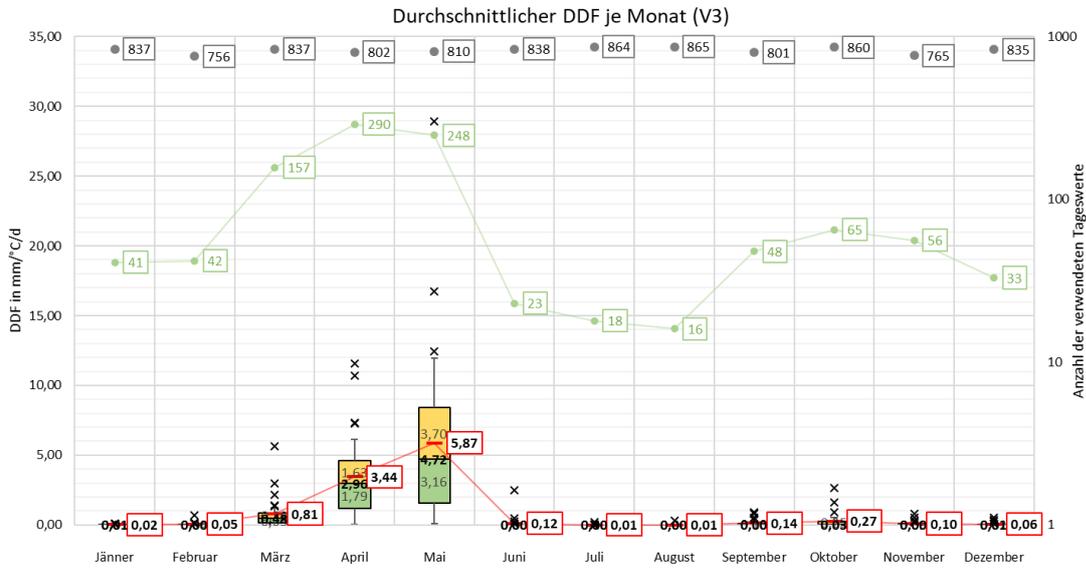
A-Abb. 95: Schneeschmelzfaktor je Monat nach Variante 2, alt

Aus neuer Lufttemperatur-Mittelung (Variante 2, neu)



A-Abb. 96: Schneeschmelzfaktor je Monat nach Variante 2, neu

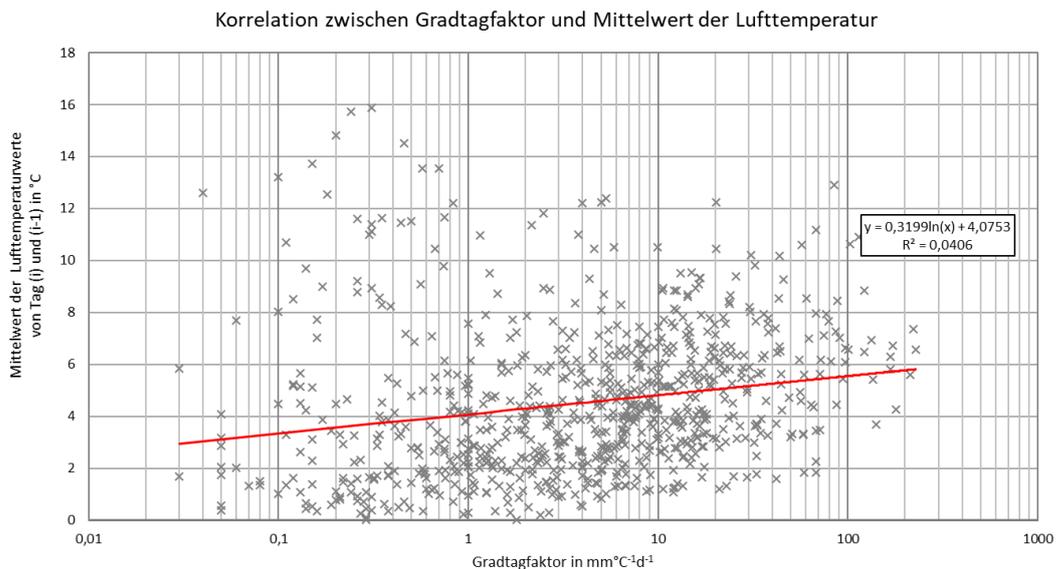
Aus Min-Max-Lufttemperatur-Mittlung (Variante 3)



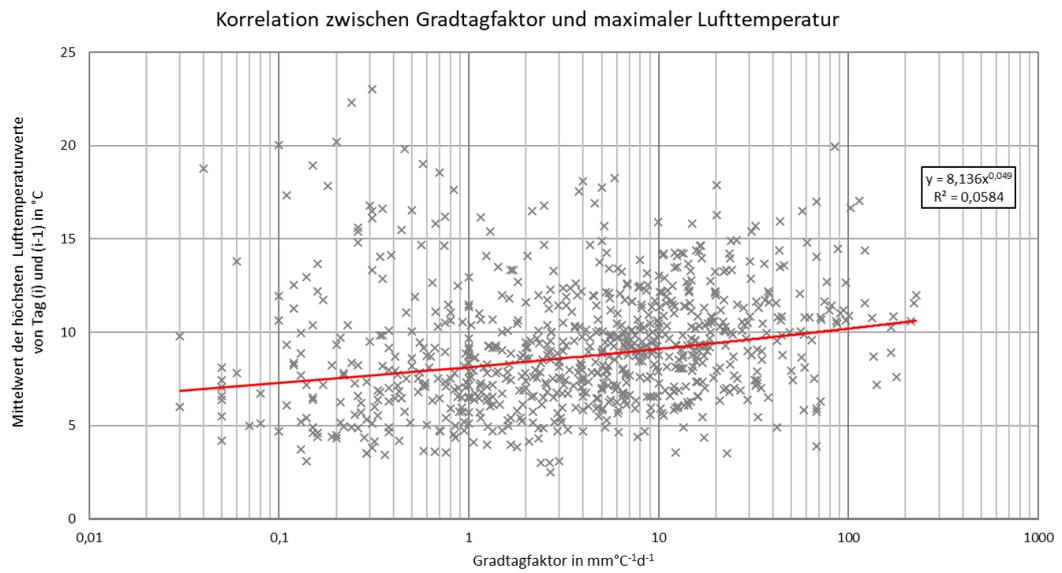
A-Abb. 97: Schneeschmelzfaktor je Monat nach Variante 3

Ad 5.3.3 Korrelation des Schmelzfaktors mit ausgewählten Parametern

Lufttemperatur

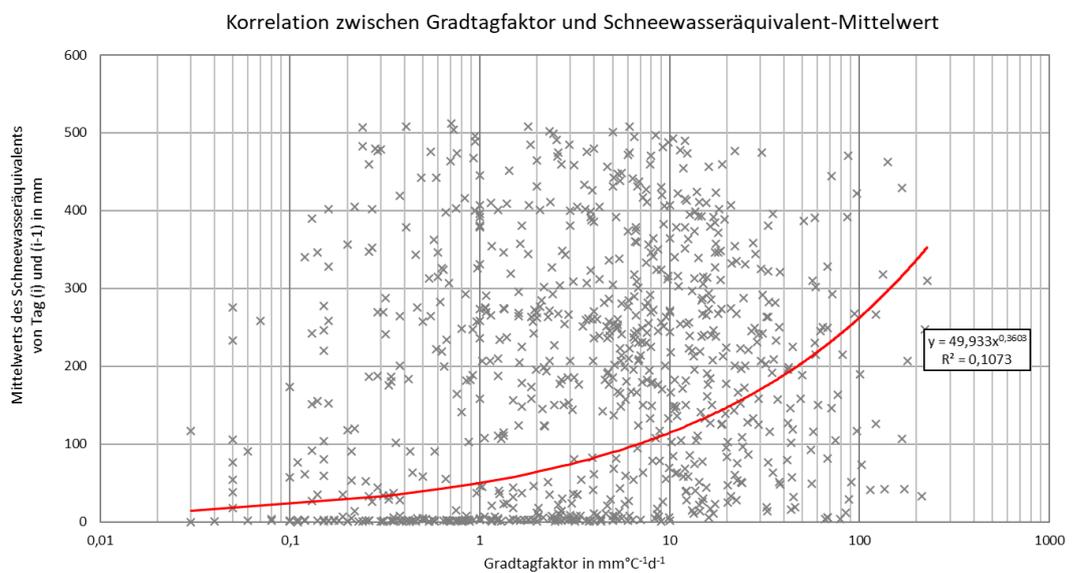


A-Abb. 98: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und Mittelwert der Lufttemperatur



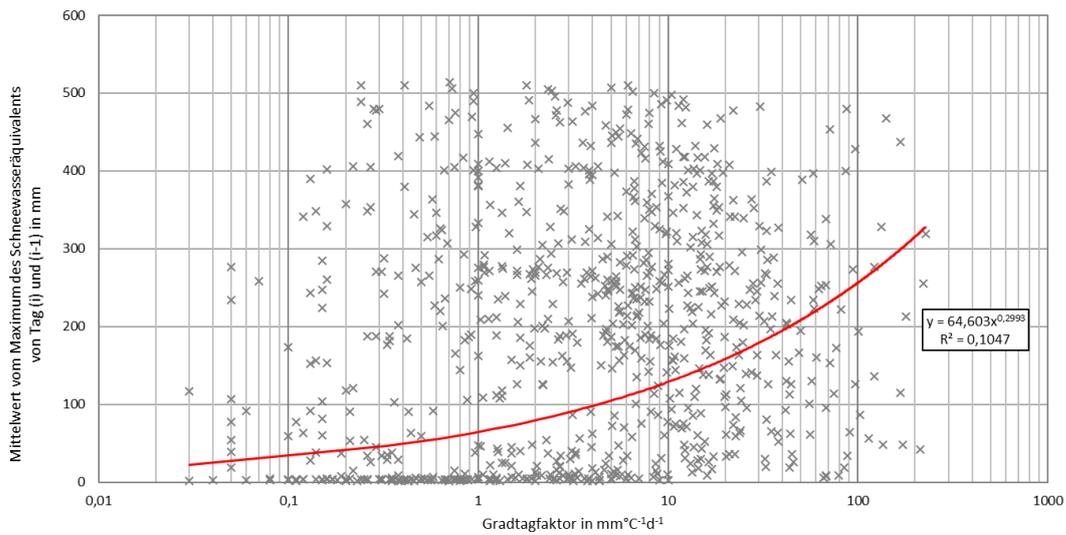
A-Abb. 99: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und max. Lufttemperatur

Schneewasseräquivalent



A-Abb. 100: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und Mittelwert des Schneewasseräquivalents

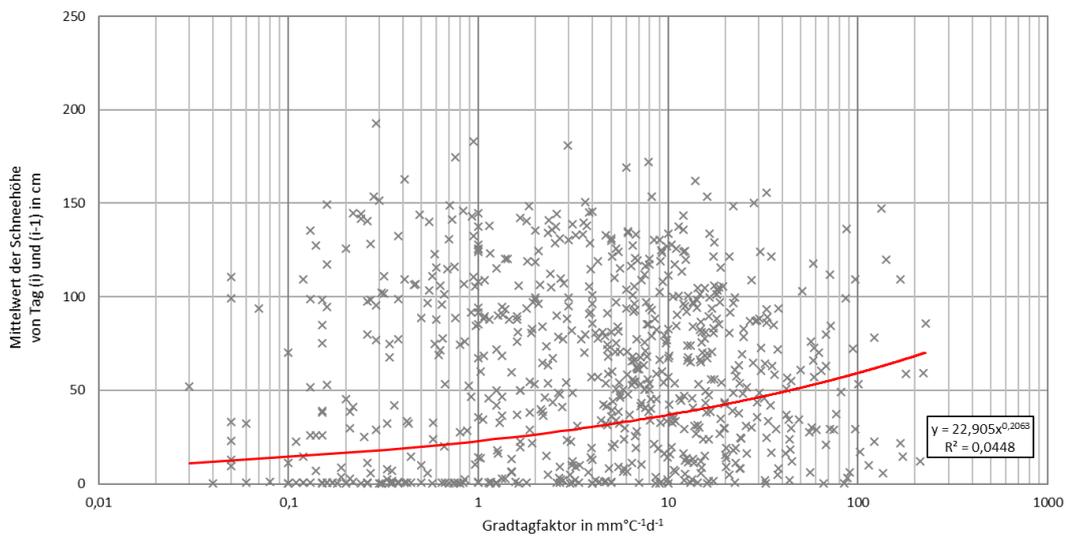
Korrelation zwischen Gradtagfaktor und max. Schneewasseräquivalent-Mittelwert



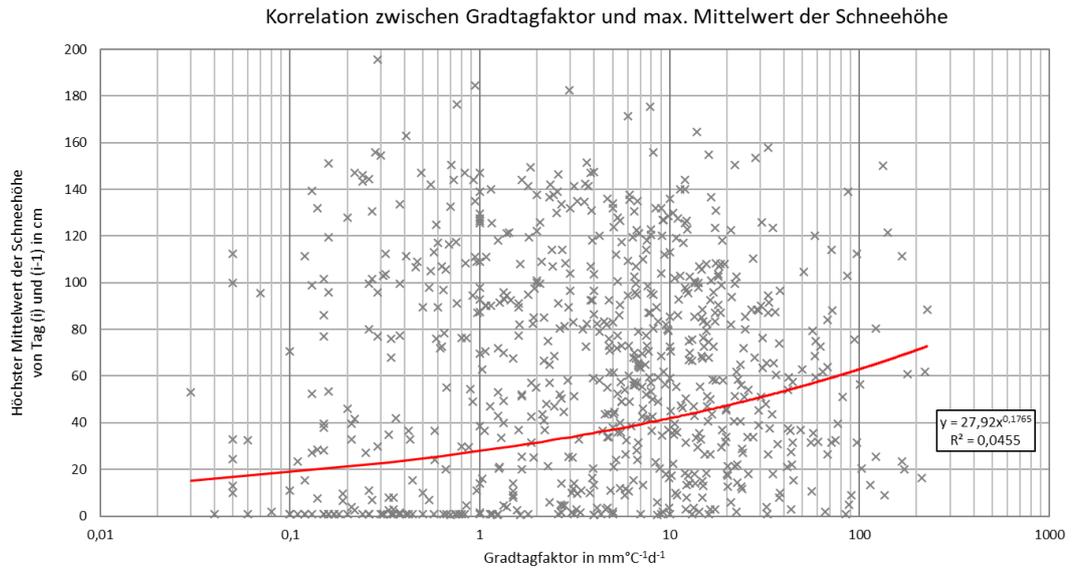
A-Abb. 101: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und höchstem Mittelwert des Schneewasseräquivalents

Schneehöhe

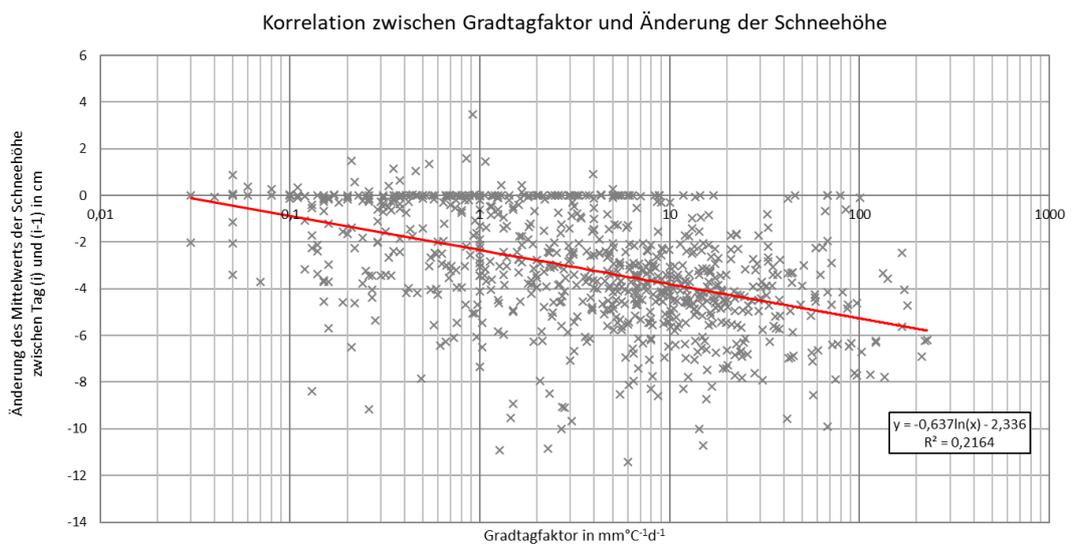
Korrelation zwischen Gradtagfaktor und Mittelwert der Schneehöhe



A-Abb. 102: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und dem Mittelwert der Schneehöhe

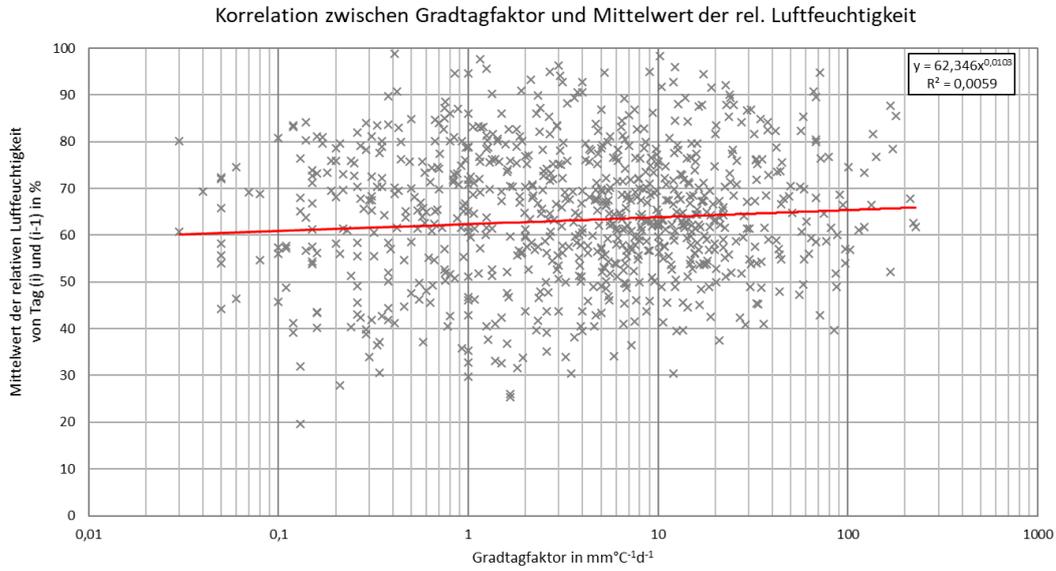


A-Abb. 103: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und max. Mittelwert der Schneehöhe

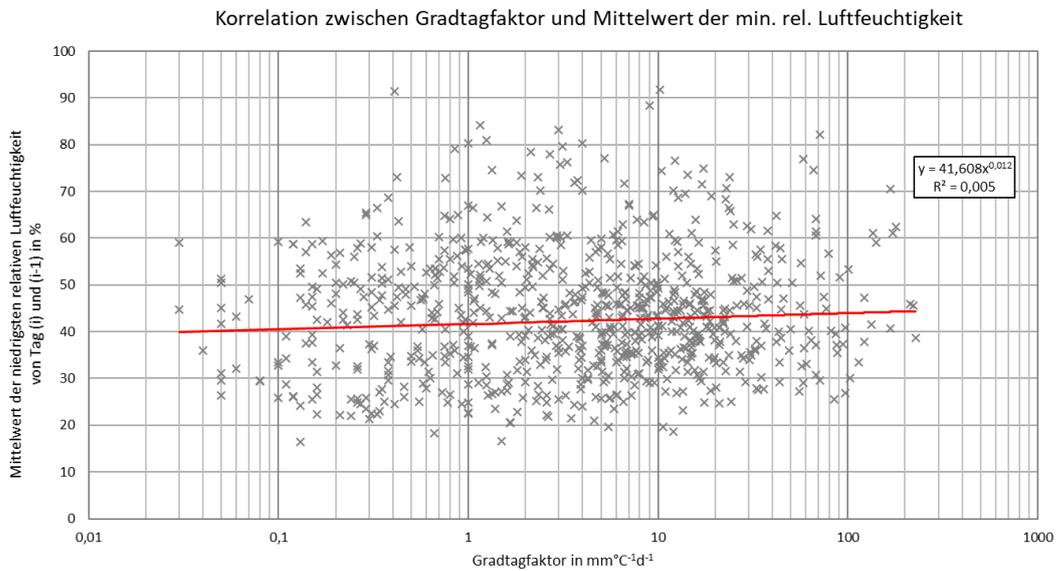


A-Abb. 104: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und Änderung der Schneehöhe

Relative Luftfeuchtigkeit

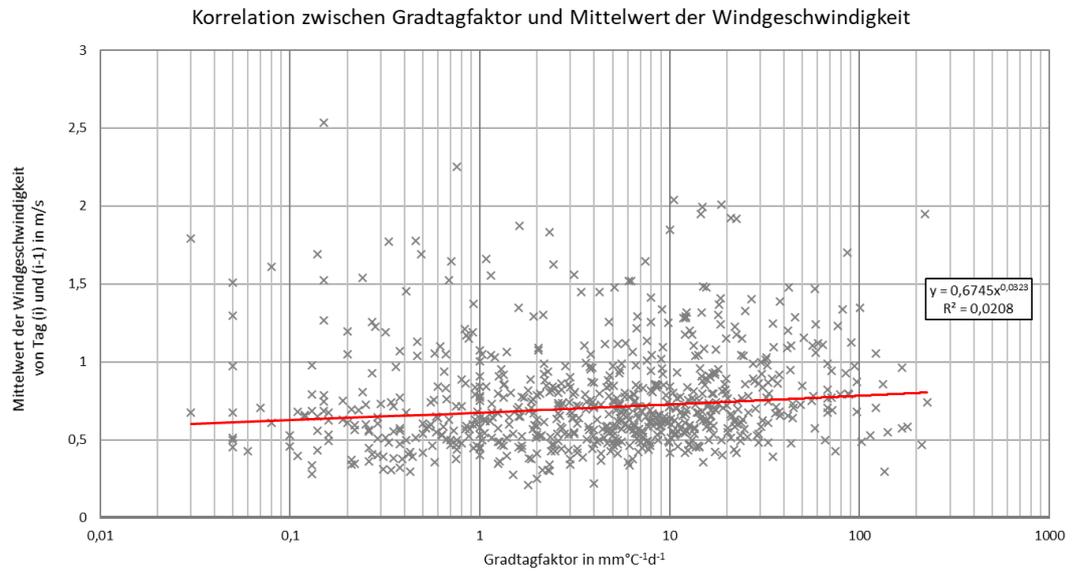


A-Abb. 105: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor) und Mittelwert der relativen Luftfeuchtigkeit

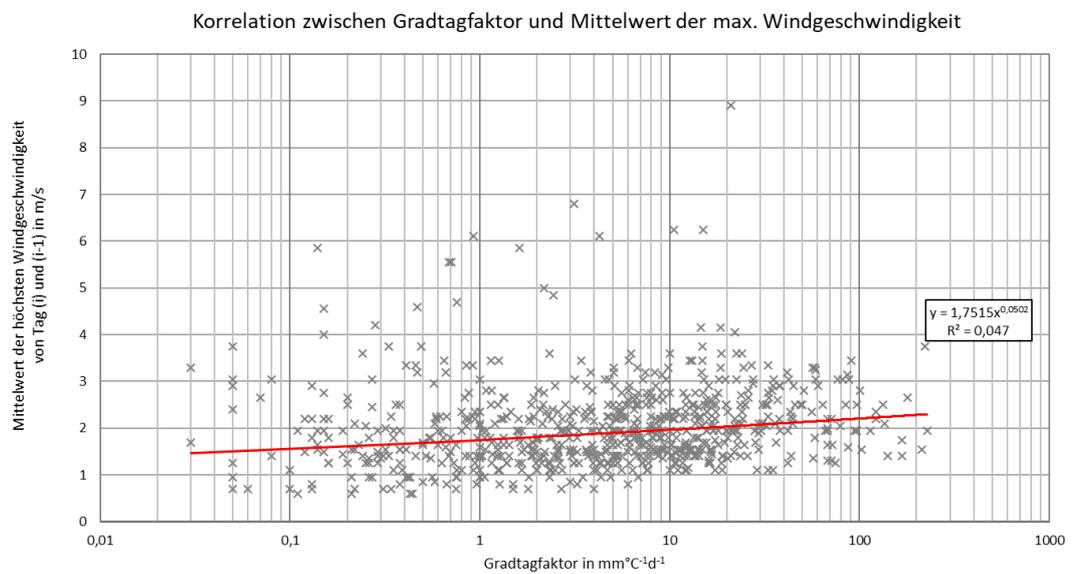


A-Abb. 106: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor) und Mittelwert der niedrigsten relativen Luftfeuchtigkeit

Wind

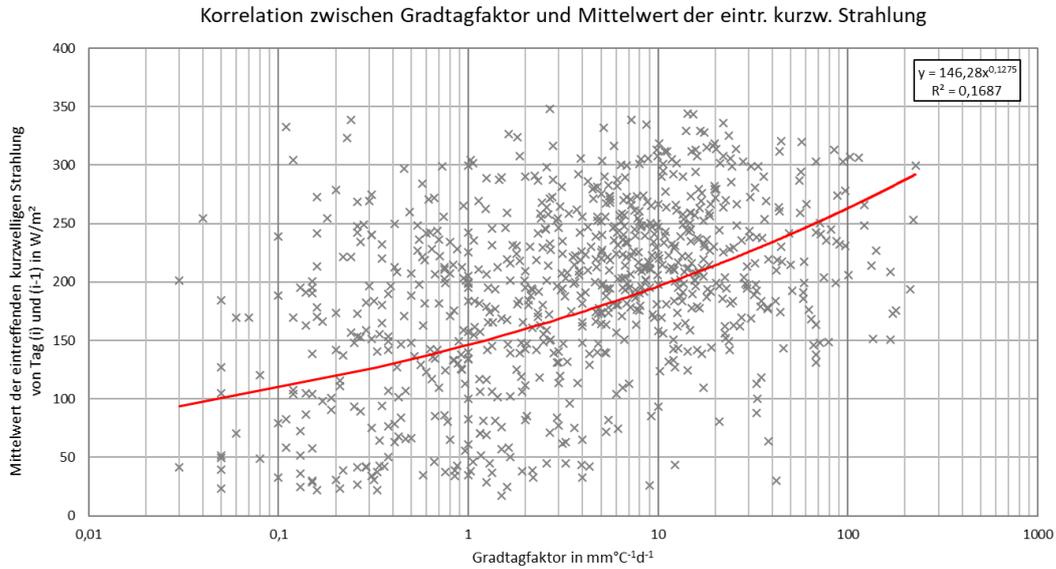


A-Abb. 107: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor) und dem Mittelwert der Windgeschwindigkeit

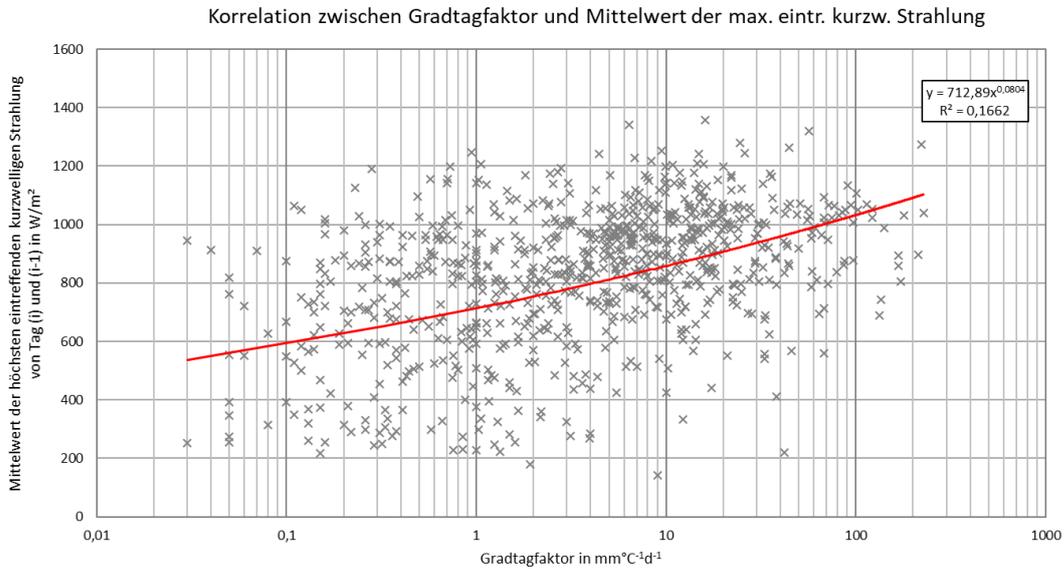


A-Abb. 108: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor) und Mittelwert der höchsten Windgeschwindigkeit

Eintreffende kurzwellige Strahlung



A-Abb. 109: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor) und dem Mittelwert der eintreffenden kurzwelligen Strahlung



A-Abb. 110: Korrelation zwischen Schneeschmelzfaktor und dem Mittelwert der höchsten eintreffenden kurzwelligen Strahlung

Ad 5.3.7 Vergleich auffälliger Werte des Schmelzfaktors während der Schmelzperioden

Berechnungstabelle für Korrelationen zwischen den Einflussparametern:

A-Tab. 20: Vergleich verschiedener Parameter über die drei Vergleichszeiträume mit je drei Schmelzperioden

Vergleich über die drei Vergleichszeiträume mit je drei Schmelzperioden:

| | 1991/1992 | 1992/1993 | 1993/1994 | 1998/1999 | 1999/2000 | 2000/2001 | 2006/2007 | 2007/2008 | 2008/2009 | |
|--|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------------|
| Temp. Durchschnitt Akkumulationsphase (Nov.-Jän.) | -3,18 | -1,33 | -3,35 | -4,39 | -4,67 | -2,93 | -0,76 | -3,35 | -4,38 | °C |
| | 1992 | 1993 | 1994 | 1999 | 2000 | 2001 | 2007 | 2008 | 2009 | |
| Mittelwert | 3,78 | 10,66 | 1,78 | 3,54 | 9,58 | 3,71 | 4,63 | 7,44 | 4,10 | mm/°C/d |
| 25%-Quantil | 2,77 | 1,59 | 0,15 | 2,28 | 2,72 | 0,40 | 0,03 | 0,39 | 0,94 | mm/°C/d |
| Median | 5,68 | 4,00 | 1,69 | 4,69 | 5,66 | 1,03 | 0,12 | 1,00 | 6,15 | mm/°C/d |
| 75%-Quantil | 2,77 | 11,60 | 0,29 | 0,56 | 8,61 | 4,49 | 6,79 | 10,06 | 0,94 | mm/°C/d |
| Temp. Durchschnitt Schmelzphase (Mär.-Mai) | 1,28 | 1,46 | 2,14 | 1,68 | 2,12 | 2,05 | 3,26 | 0,79 | 2,29 | d |
| Dauer Schmelzphase (durchg. Abnahme bis SWE=0) | 25 | 28 | 31 | 36 | 30 | 32 | 25 | 33 | 48 | mm/d |
| Intensität der Schmelzphase | 18 | 14 | 9 | 16 | 17 | 16 | 12 | 14 | 8 | mm/d |
| Mittelwert SWE | 362 | 237 | 176 | 369 | 331 | 310 | 147 | 314 | 249 | mm |
| Mittelwert eintr. glob. Strahlung | 177 | 178 | 157 | 191 | 191 | 202 | 197 | 181 | 188 | W/m ² |

A-Tab. 21: Vergleich verschiedener Parameter über die alle 29 Schmelzperioden der Messreihe

Vergleich über alle 29 Schmelzperioden der Messreihe:

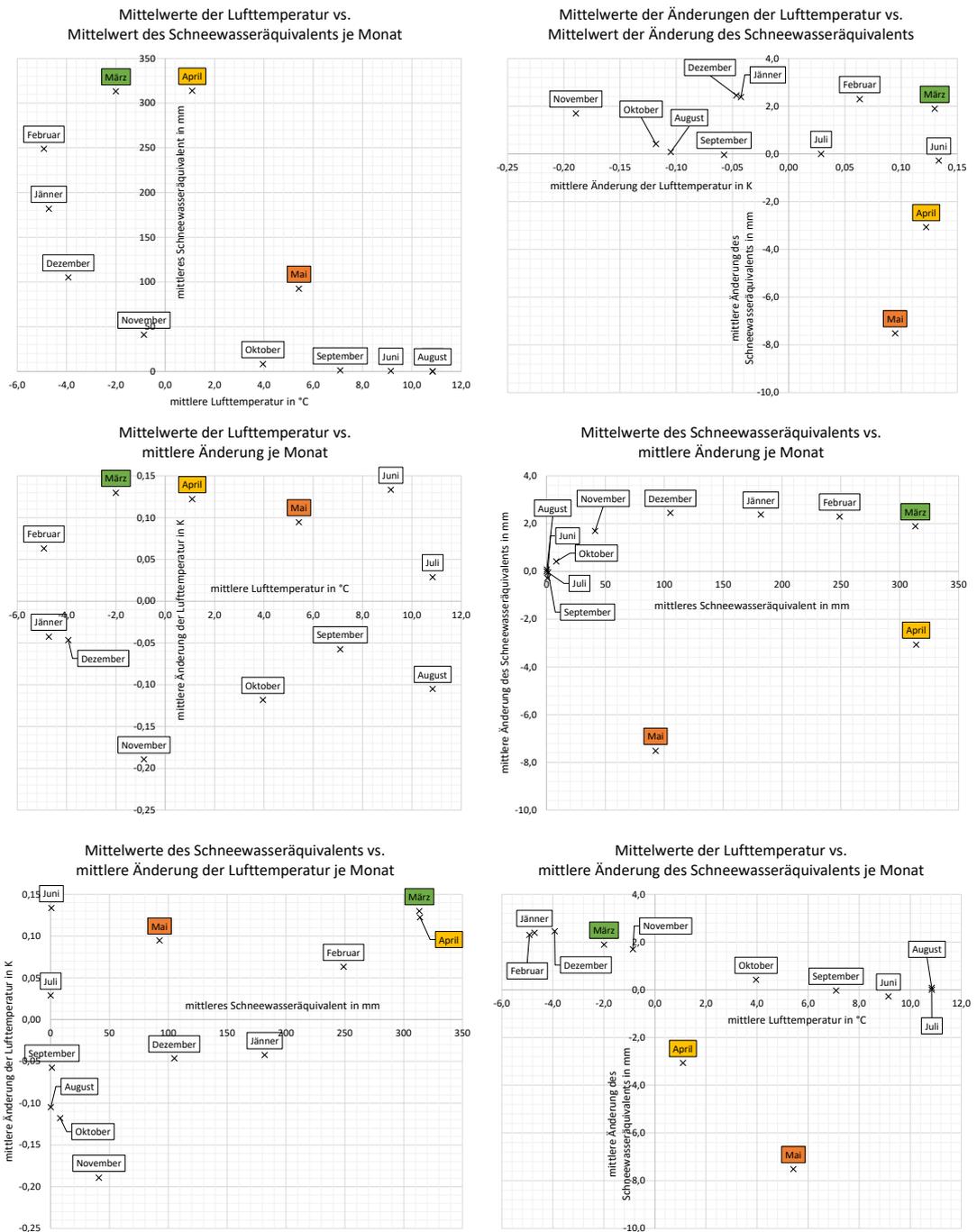
| | arithm.MW in °C | 25%-Qu. in °C | Median in °C | 75%-Qu. in °C | Streuweite in K | AIRTs in °C | SWEs in mm | GLOBs in W/m ² |
|------|--------------------|------------------|-----------------|------------------|--------------------|----------------|---------------|------------------------------|
| 1991 | 1,73 | 0,04 | 0,87 | 1,34 | 1,38 | -0,15 | 160 | 179 |
| 1992 | 3,78 | 2,77 | 5,68 | 2,77 | 5,54 | 1,28 | 362 | 177 |
| 1993 | 10,66 | 1,59 | 4,00 | 11,60 | 13,19 | 1,46 | 237 | 178 |
| 1994 | 1,78 | 0,15 | 1,69 | 0,29 | 0,44 | 2,14 | 176 | 157 |
| 1995 | 3,27 | 0,91 | 1,95 | 2,89 | 3,80 | 0,36 | 341 | 193 |
| 1996 | keine Daten | | | | | | | |
| 1997 | 1,38 | 0,14 | 0,39 | 1,64 | 1,78 | 1,07 | 255 | 207 |
| 1998 | 4,64 | 0,62 | 1,94 | 4,66 | 5,28 | 0,98 | 199 | 189 |
| 1999 | 3,54 | 2,28 | 4,69 | 0,56 | 2,84 | 1,68 | 369 | 191 |
| 2000 | 9,58 | 2,72 | 5,66 | 8,61 | 11,33 | 2,12 | 331 | 191 |
| 2001 | 3,71 | 0,46 | 1,03 | 4,49 | 4,95 | 2,05 | 310 | 202 |
| 2002 | 6,29 | 0,48 | 2,88 | 5,59 | 6,07 | 1,84 | 225 | 200 |
| 2003 | 3,29 | 0,97 | 3,33 | 0,92 | 1,89 | 2,02 | 179 | 204 |
| 2004 | 3,47 | 0,42 | 2,88 | 1,31 | 1,73 | 0,26 | 304 | 200 |
| 2005 | 2,55 | 0,24 | 2,53 | 0,28 | 0,52 | 1,50 | 163 | 194 |
| 2006 | 2,05 | 0,57 | 1,54 | 1,34 | 1,91 | 0,51 | 251 | 183 |

A-Tab. 21 (Fortsetzung)

| | | | | | | | | |
|-------------|-------------|------|------|-------|-------|------|-----|-----|
| 2007 | 4,63 | 0,03 | 0,12 | 6,79 | 6,83 | 3,26 | 147 | 197 |
| 2008 | 7,44 | 0,39 | 1,00 | 10,06 | 10,45 | 0,79 | 314 | 181 |
| 2009 | 4,10 | 0,94 | 6,15 | 0,94 | 1,89 | 2,29 | 249 | 188 |
| 2010 | 2,85 | 0,13 | 1,61 | 1,99 | 2,12 | 0,40 | 189 | 171 |
| 2011 | 2,45 | 0,83 | 1,90 | 1,66 | 2,48 | 3,09 | 105 | 190 |
| 2012 | 1,19 | 0,38 | 1,78 | 0,38 | 0,76 | 2,23 | 270 | 194 |
| 2013 | keine Daten | | | | | | | |
| 2014 | 4,07 | 0,94 | 2,92 | 2,65 | 3,59 | 2,33 | 153 | 176 |
| 2015 | 3,50 | 2,23 | 4,89 | 0,15 | 2,38 | 1,66 | 265 | 177 |
| 2016 | 4,62 | 1,52 | 3,26 | 3,55 | 5,07 | 1,00 | 168 | 172 |
| 2017 | 1,65 | 1,23 | 2,47 | 1,23 | 2,46 | 2,63 | 58 | 187 |
| 2018 | 3,58 | 0,67 | 5,37 | 0,67 | 1,34 | 2,93 | 285 | 176 |
| 2019 | 6,60 | 2,92 | 5,94 | 3,91 | 6,82 | 0,87 | 414 | 177 |

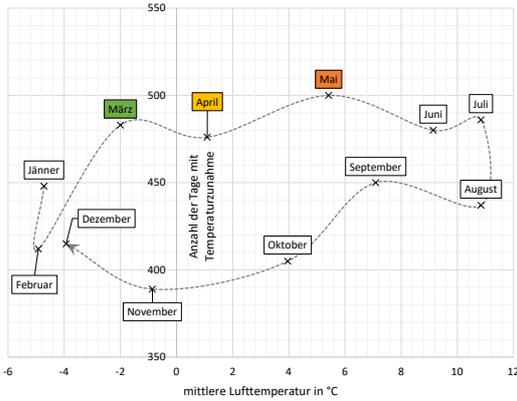
Ad 5.3.8 Vergleich der für den Schneeschmelzfaktor maßgebenden Parameter je Monat

Detaillierte Darstellung des Zusammenhangs zwischen den Mittelwerten und der Entwicklung der für den Schmelzfaktor wesentlichsten Parameter (Lufttemperatur, deren Änderung, Schneewasseräquivalent und dessen Änderung).

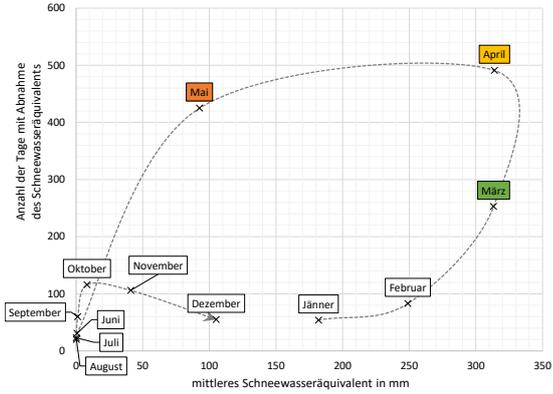


A-Abb. 111: Vergleich der Entwicklung der maßgebenden Parameter (Mittelwert Lufttemperatur, deren Änderung, Mittelwert Schneewasseräquivalent und dessen Änderung) je Monat.

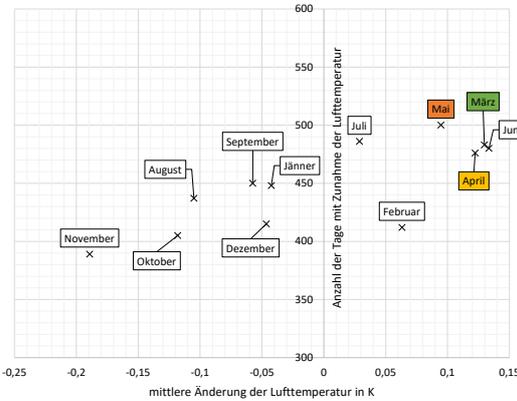
Anzahl der Tage mit Temperaturzunahme vs. Mittelwert der Lufttemperatur



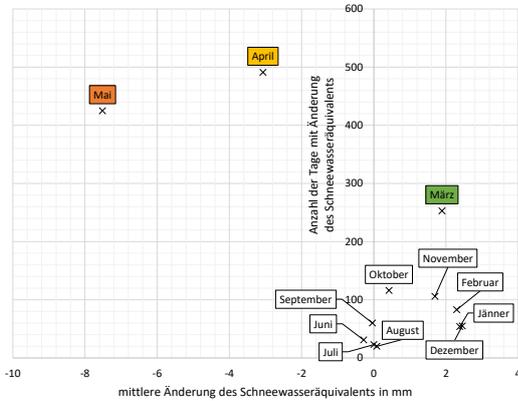
Anzahl der Tage mit SWE-Abnahme vs. Mittelwert des Schneewasseräquivalents (SWE)



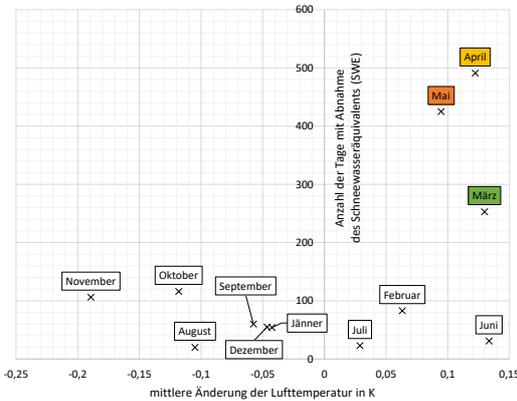
Anzahl der Tage mit Zunahme der Lufttemperatur vs. Mittelwert der Lufttemperaturänderung je Monat



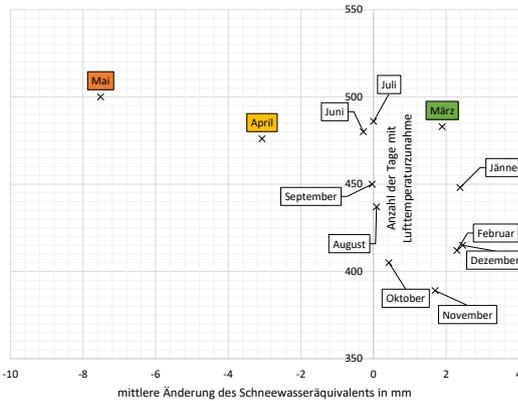
Anzahl der Tage mit SWE-Abnahme vs. Mittelwert der Änderung des Schneewasseräquivalents (SWE) je Monat



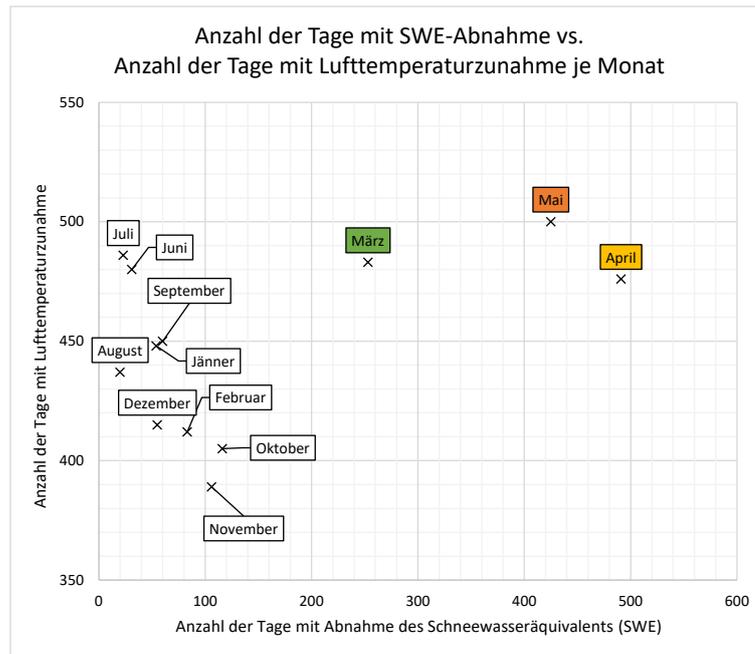
Anzahl der Tage mit SWE-Abnahme vs. mittlere Änderung der Lufttemperatur je Monat



Anzahl der Tage mit Lufttemperaturzunahme vs. mittlere Änderung des Schneewasseräquivalents je Monat



A-Abb. 112: Vergleich der Entwicklung der maßgebenden Parameter (Mittelwert Lufttemperatur, deren Änderung, Mittelwert Schneewasseräquivalent und dessen Änderung) und der Anzahl jener Tage an denen eine Abnahme des Schneewasseräquivalents bzw. eine Zunahme der Lufttemperatur festgestellt wurde.



A-Abb. 113: Vergleich der Anzahl jener Tage, an denen eine Zunahme der mittleren Lufttemperatur bzw. eine Abnahme des mittleren Schneewasseräquivalents gegenüber dem Vortag festgestellt wurde.

Ad 5.4 Zuordnung der Schneeschmelzdynamik zu Klimaeigenschaften

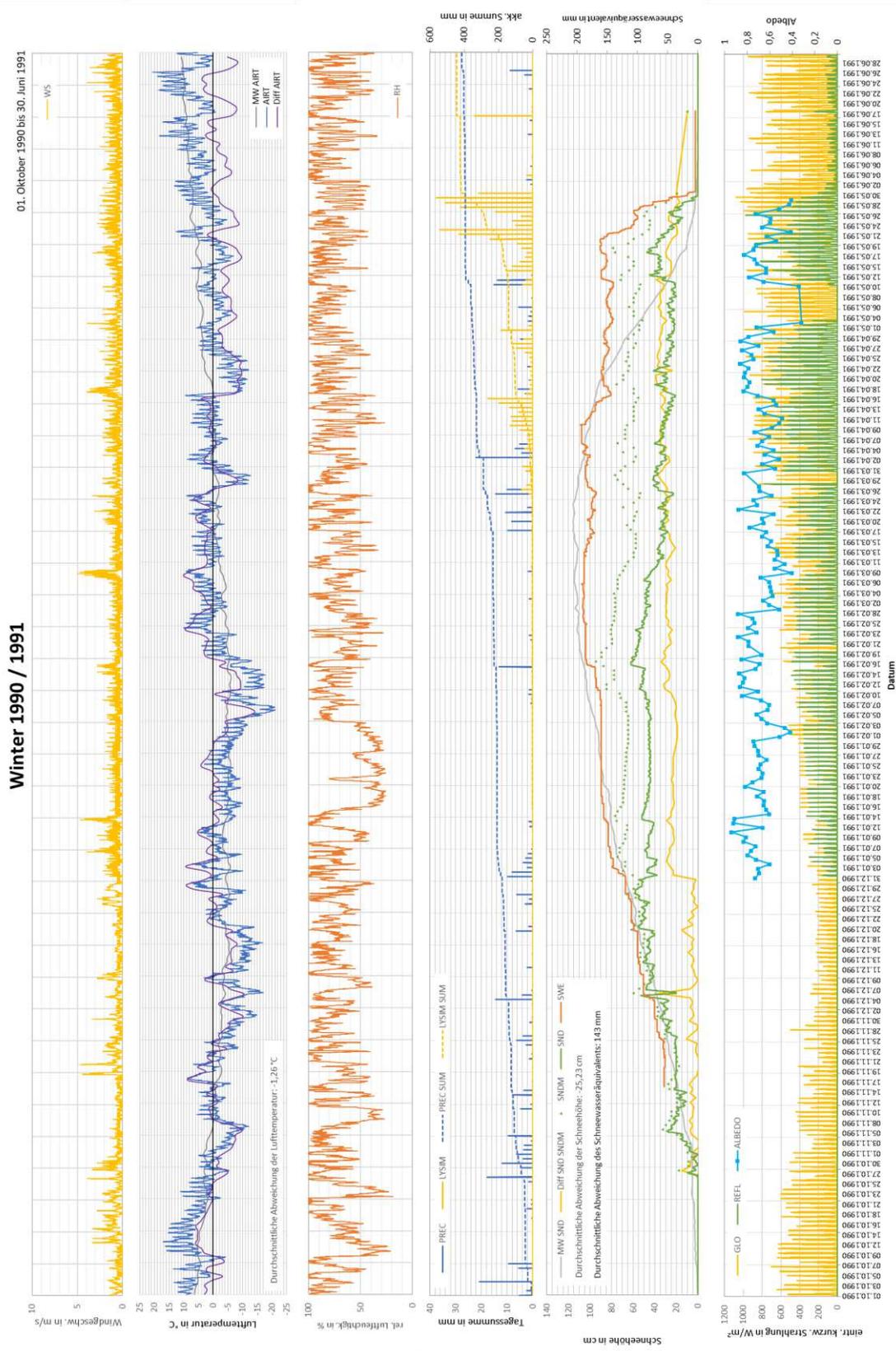
Jahresübersichten der erhobenen Messdaten

Die folgenden Übersichten stellen jeweils den Zeitraum vom 01.10. bis 30.06. dar und beinhalten die Verläufe der folgenden Parameter:

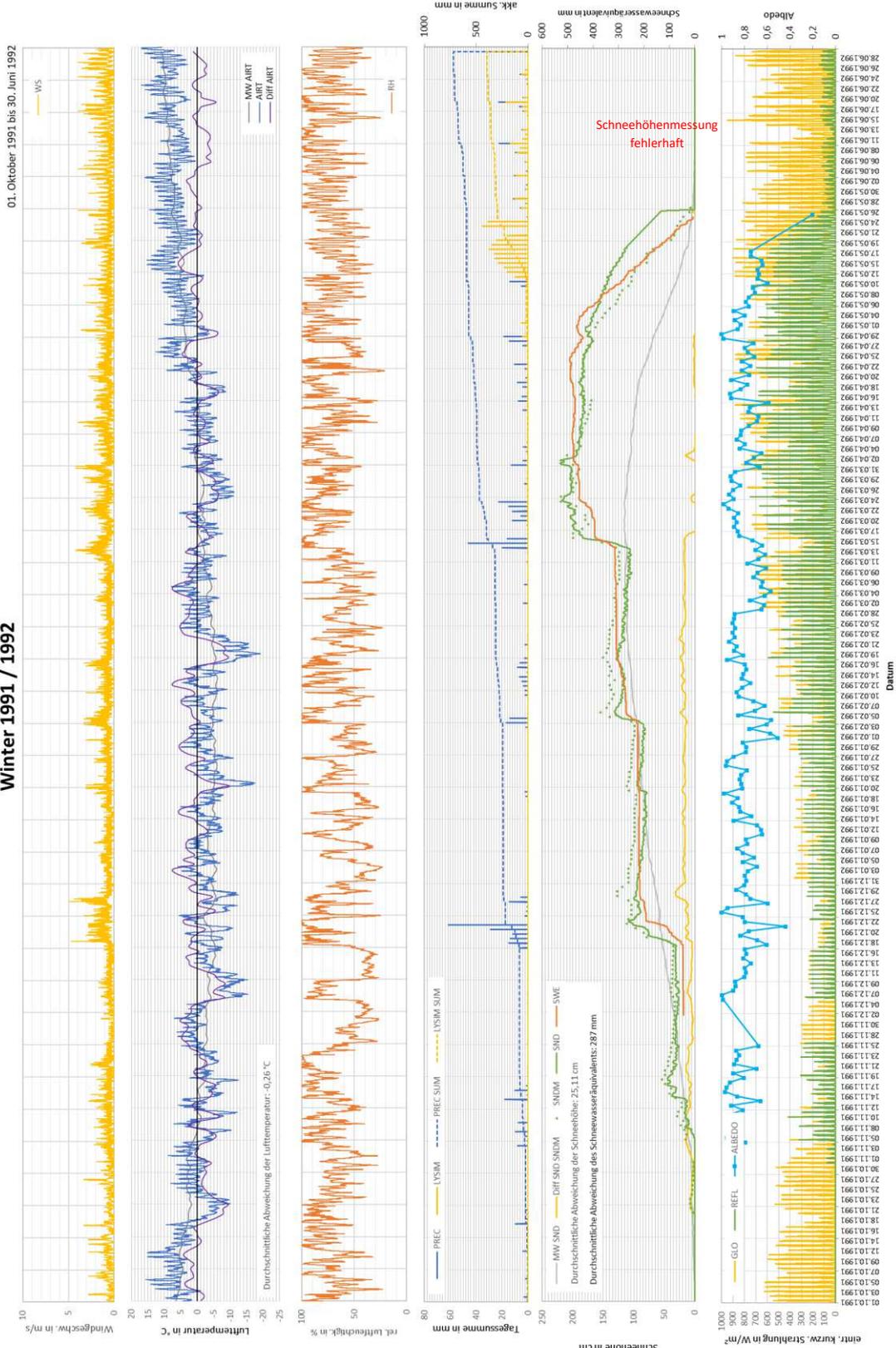
- 1. Feld: Windgeschwindigkeit WS in m/s
- 2. Feld: Lufttemperatur AIRT in °C, mittlere Tages-Lufttemperatur MW AIRT im Zeitraum 1990 bis 2019 in °C, Abweichung der Lufttemperatur vom langjährigen Mittelwert (Diff AIRT) in K
- 3. Feld: relative Luftfeuchtigkeit RH in %
- 4. Feld: Tagessumme Niederschlag PREC in mm/d, Tagessumme Lysimeter LYSIM in mm/d, aufsummierte Niederschlagsmenge PREC SUM in mm, aufsummierte Lysimetermenge LYSIM SUM in mm
- 5. Feld: Automatisch gemessene Schneehöhe SND in cm, mittlere Tages-Schneehöhe MW SND in cm, händisch gemessene Schneehöhe SNDM in cm, Abweichung SNDM von SND in cm, Schneewasseräquivalent SWE in mm
- 6. Feld: Eintreffende kurzwellige Strahlung GLO in W/m², reflektierte kurzwellige Strahlung REFL in W/m², Albedo (Reflexionsvermögen der Oberfläche) in Dezimal ($0 \leq \text{Albedo} \leq 1$)

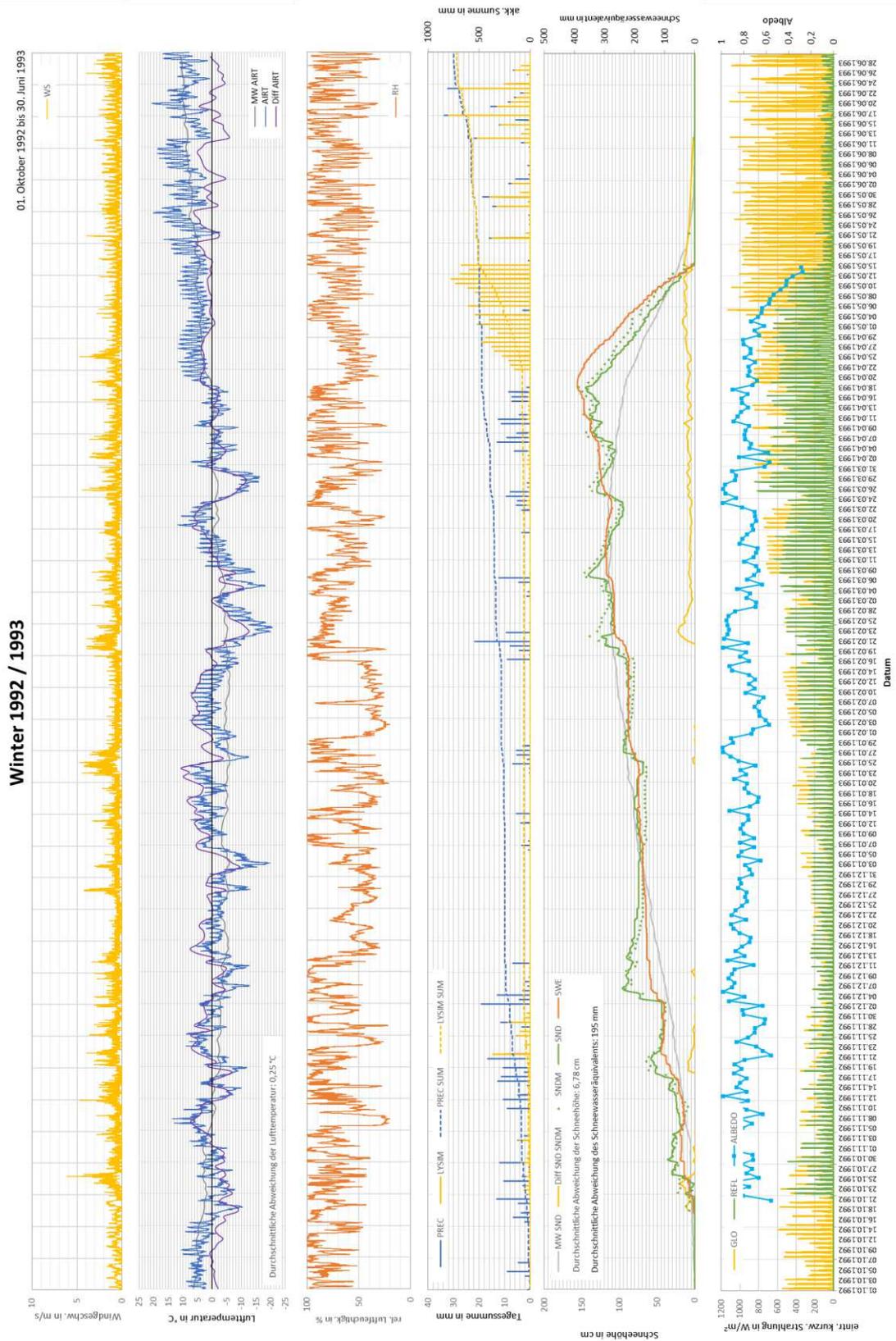
Die Darstellungen beinhalten Daten aus den beiden Datensätzen der Messstation Kühtai, welche zwischen 01.10.1990 und 30.06.2019 aufgenommen wurden. Als Zeitzone gilt die Mitteleuropäische Zeit MEZ (ohne Sommerzeit).

Datenquelle: TIWAG - Tiroler Wasserkraft AG



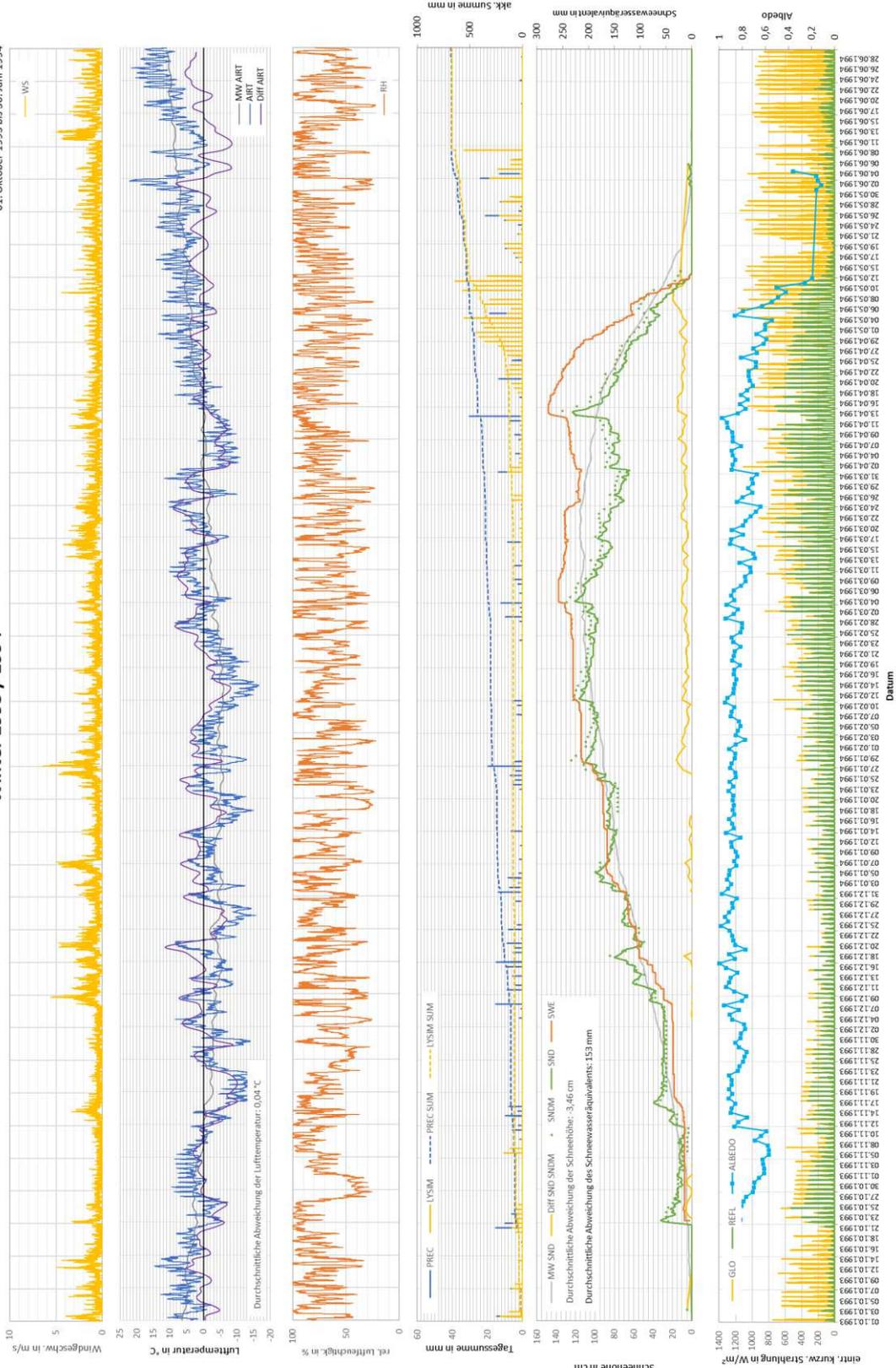
Winter 1991 / 1992

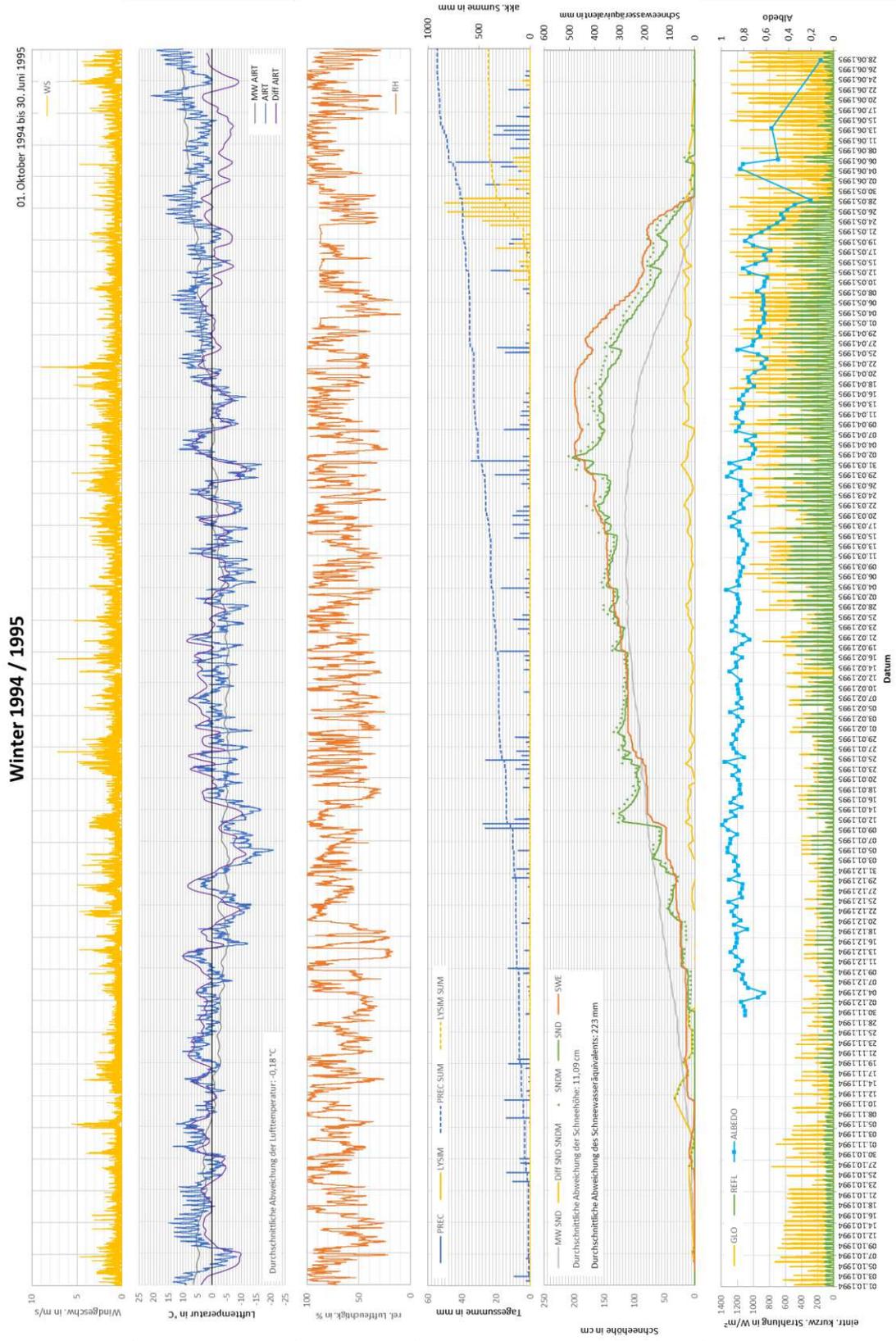




Winter 1993 / 1994

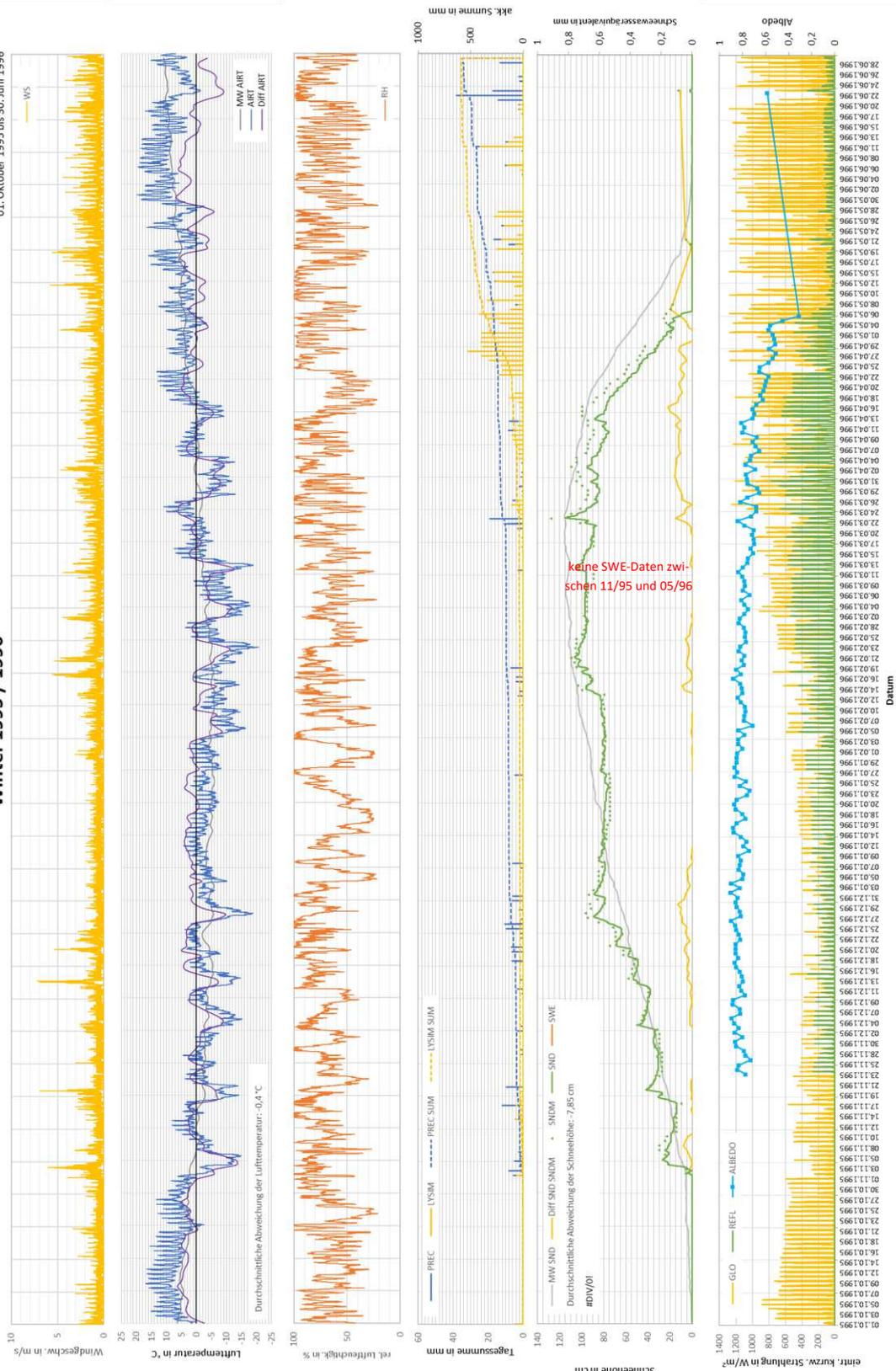
01. Oktober 1993 bis 30. Juni 1994

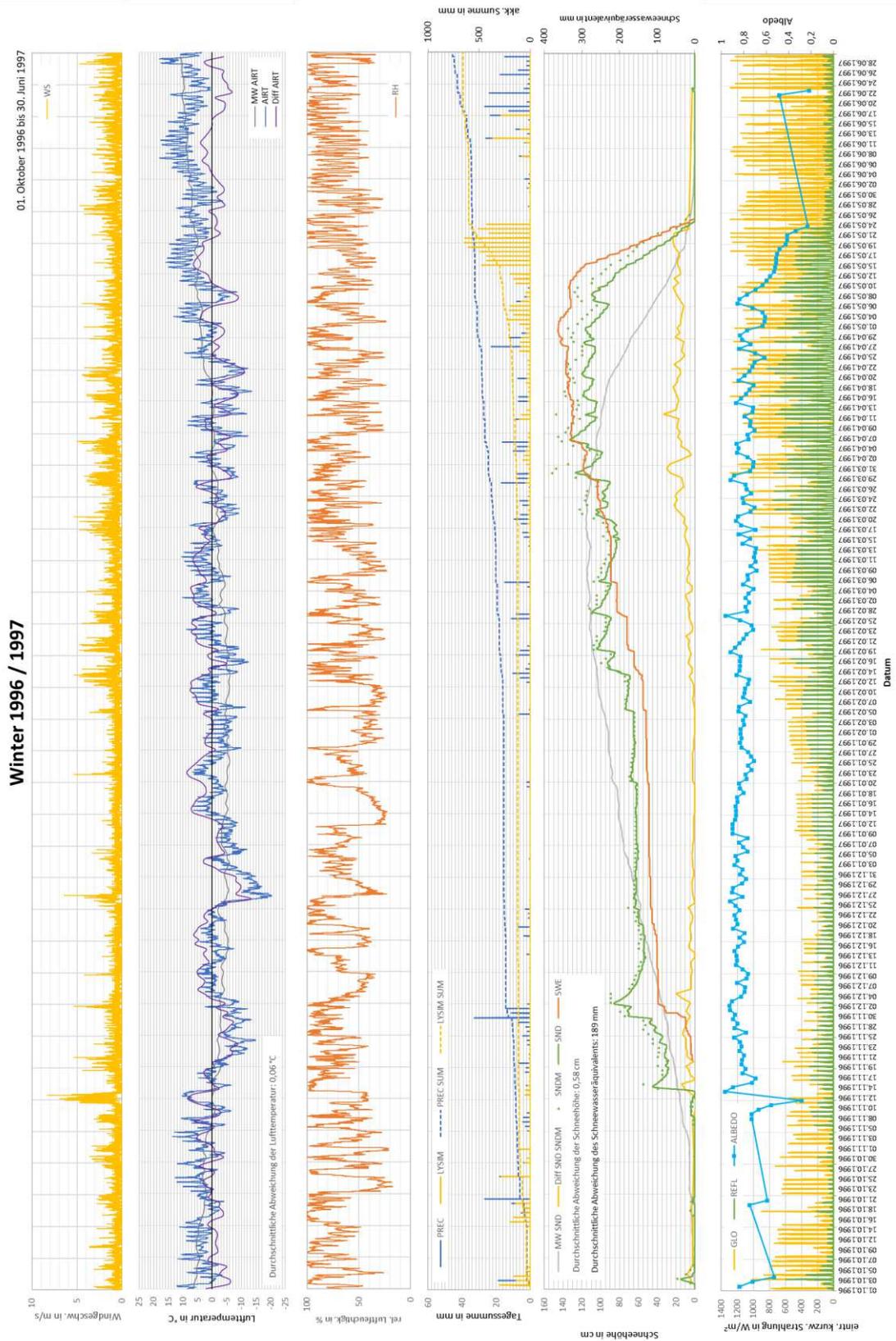




Winter 1995 / 1996

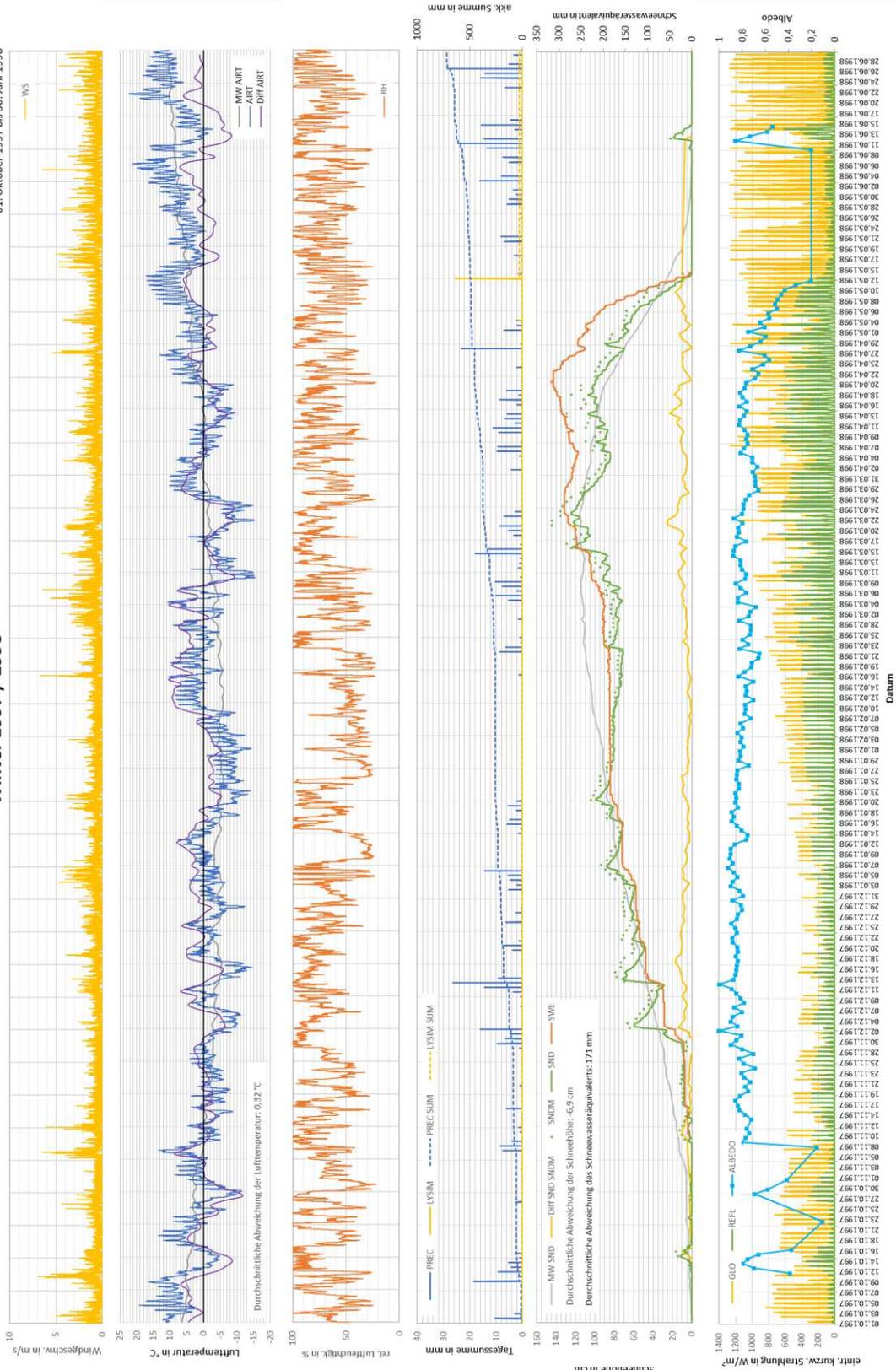
01. Oktober 1995 bis 30. Juni 1996

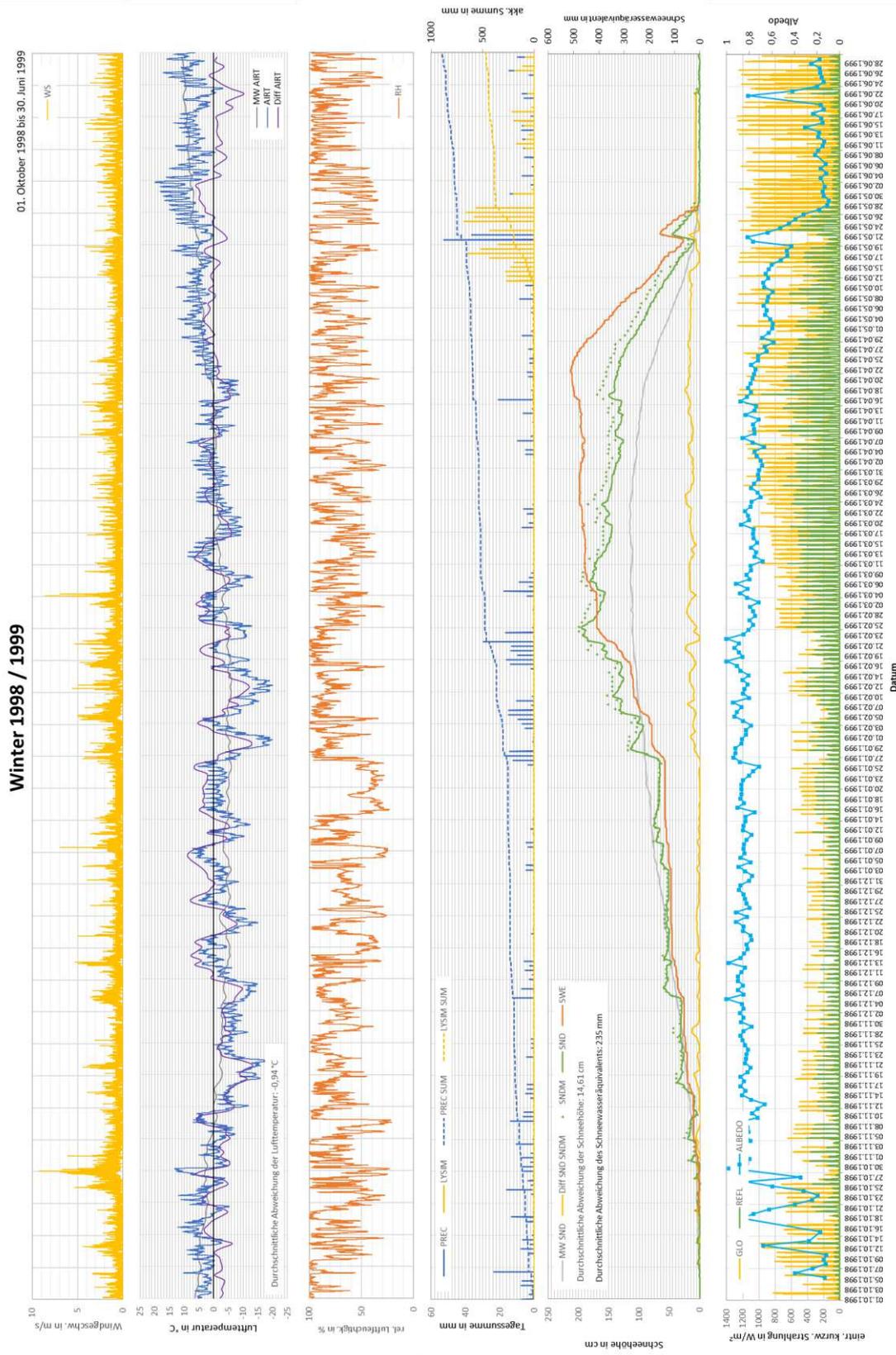




Winter 1997 / 1998

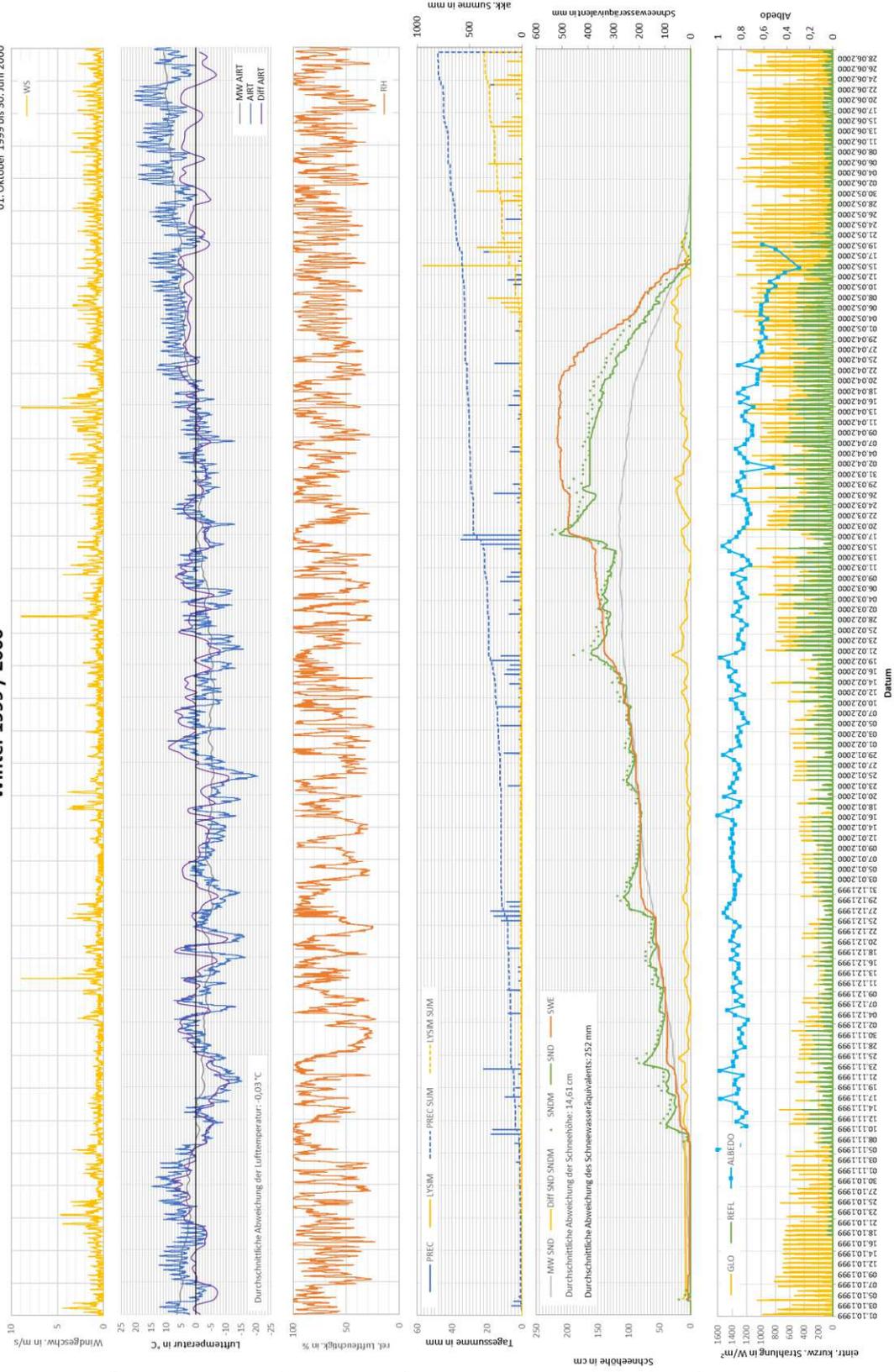
01. Oktober 1997 bis 30. Juni 1998

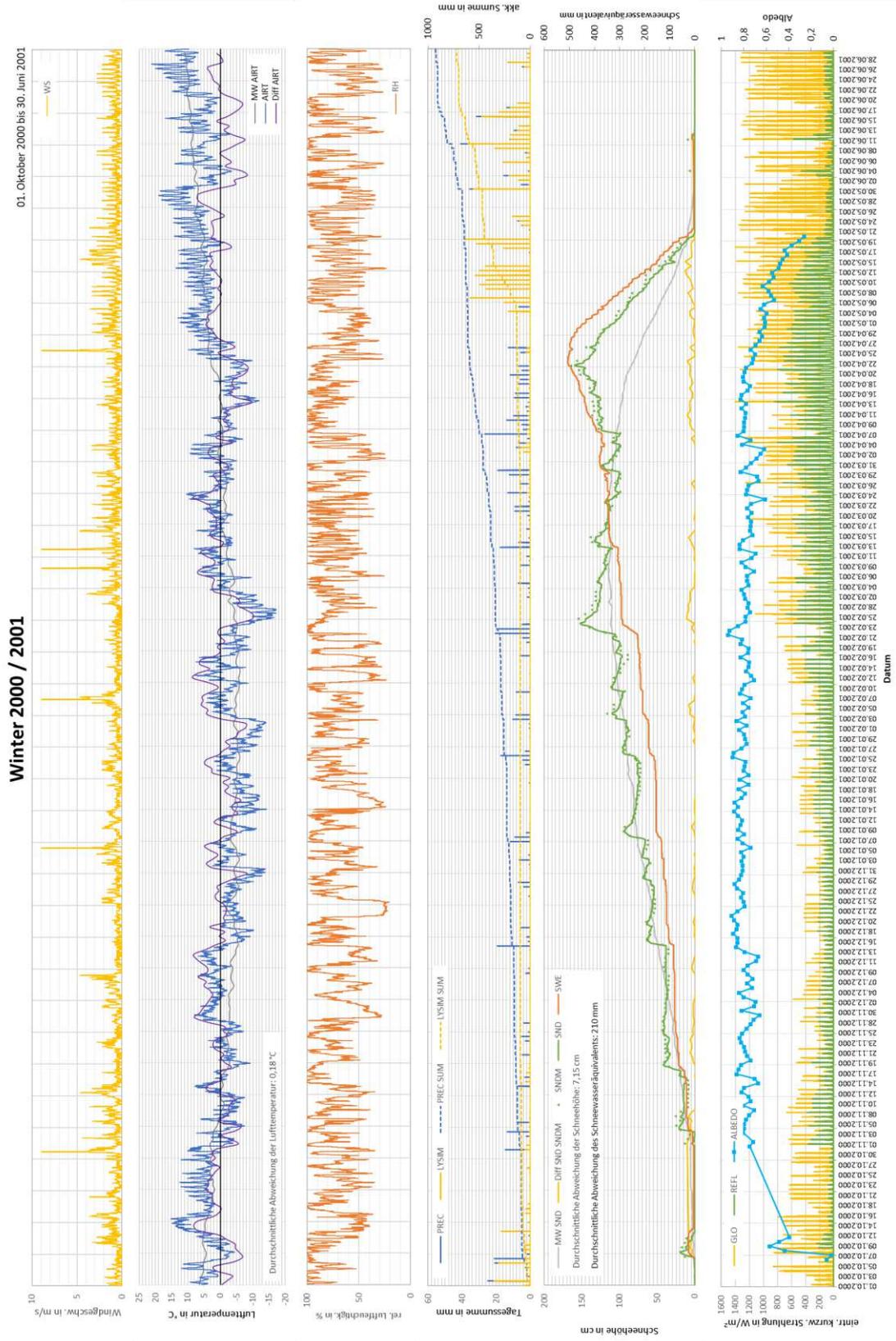




Winter 1999 / 2000

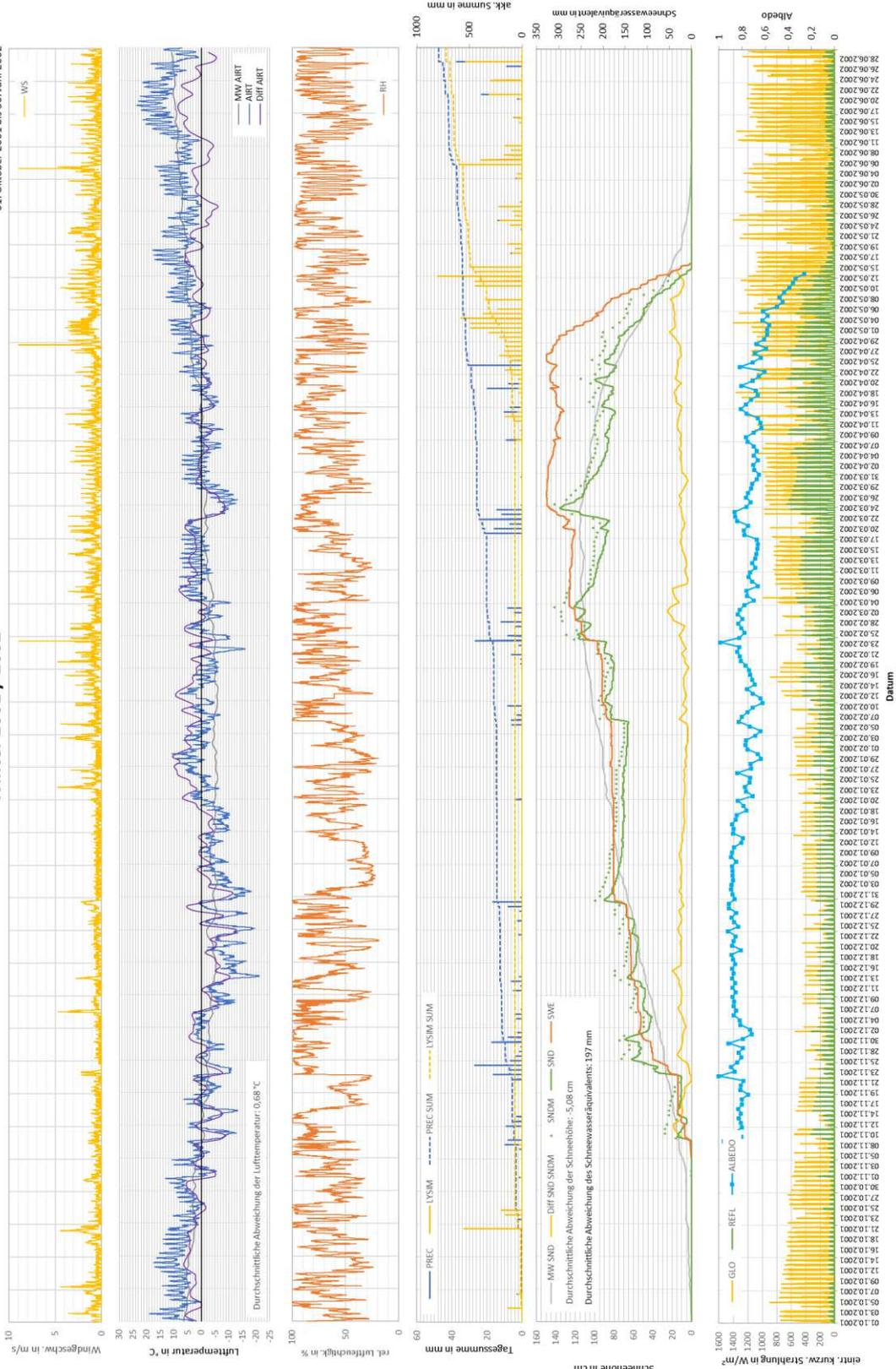
01. Oktober 1999 bis 30. Juni 2000

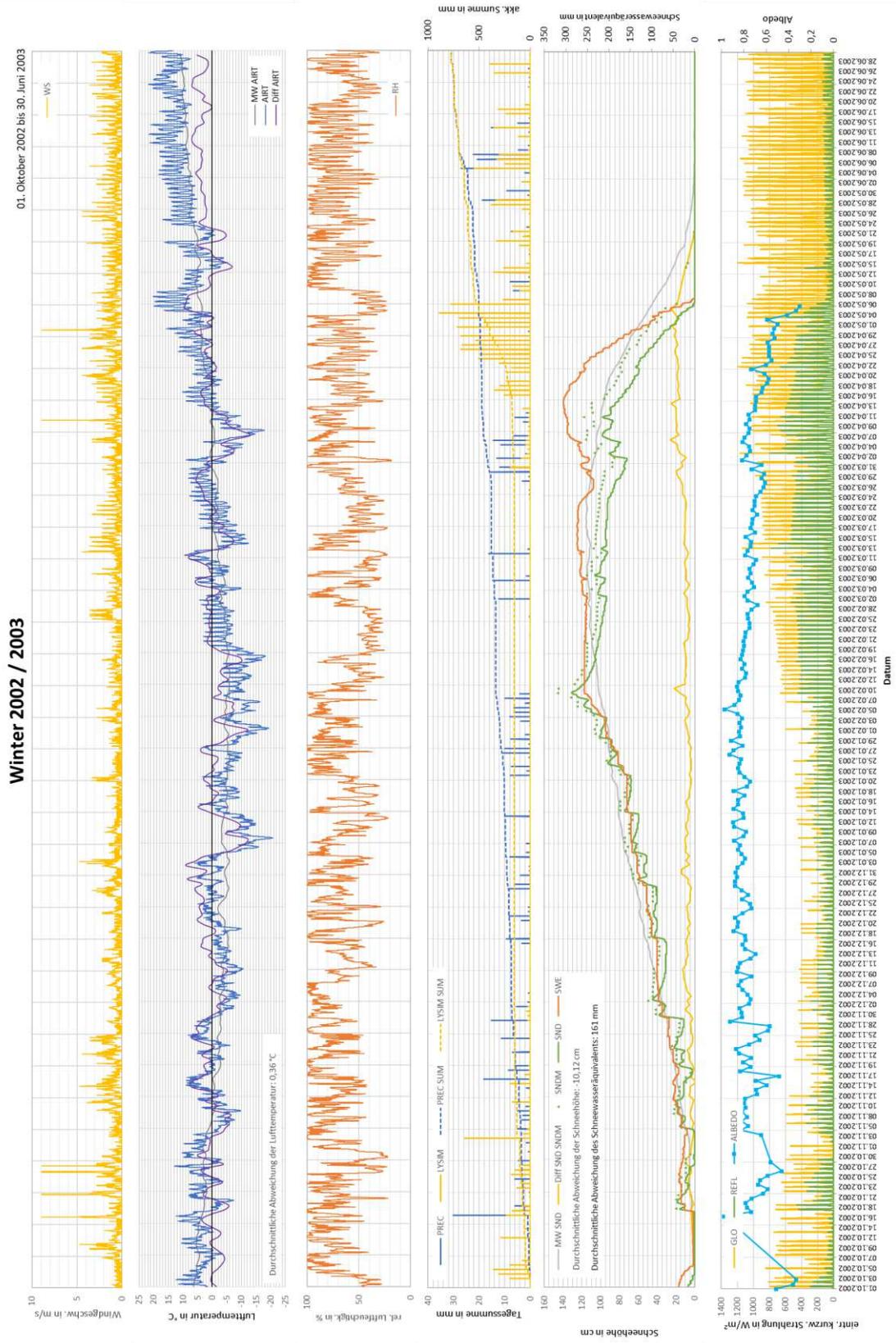




Winter 2001 / 2002

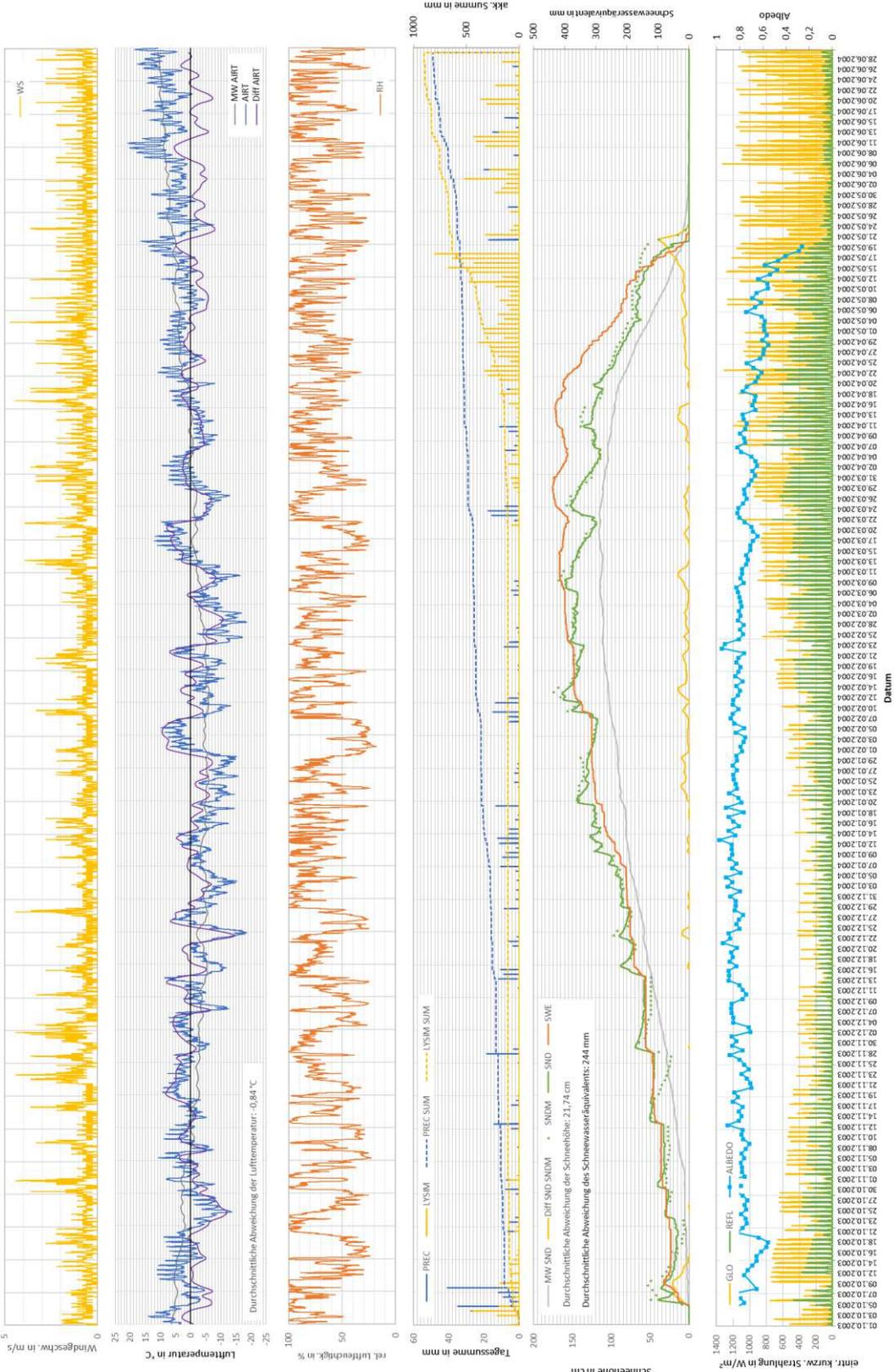
01. Oktober 2001 bis 30. Juni 2002

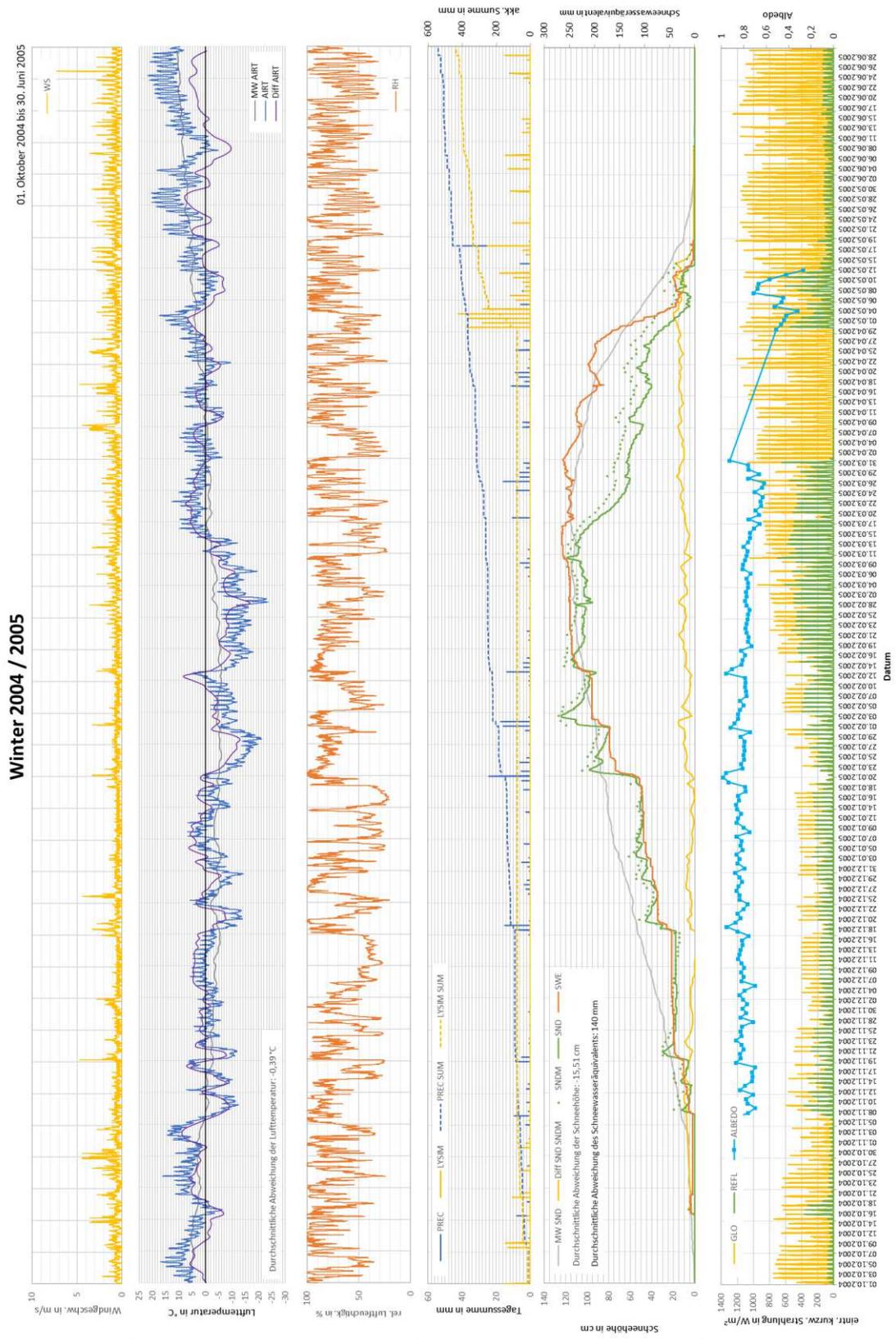




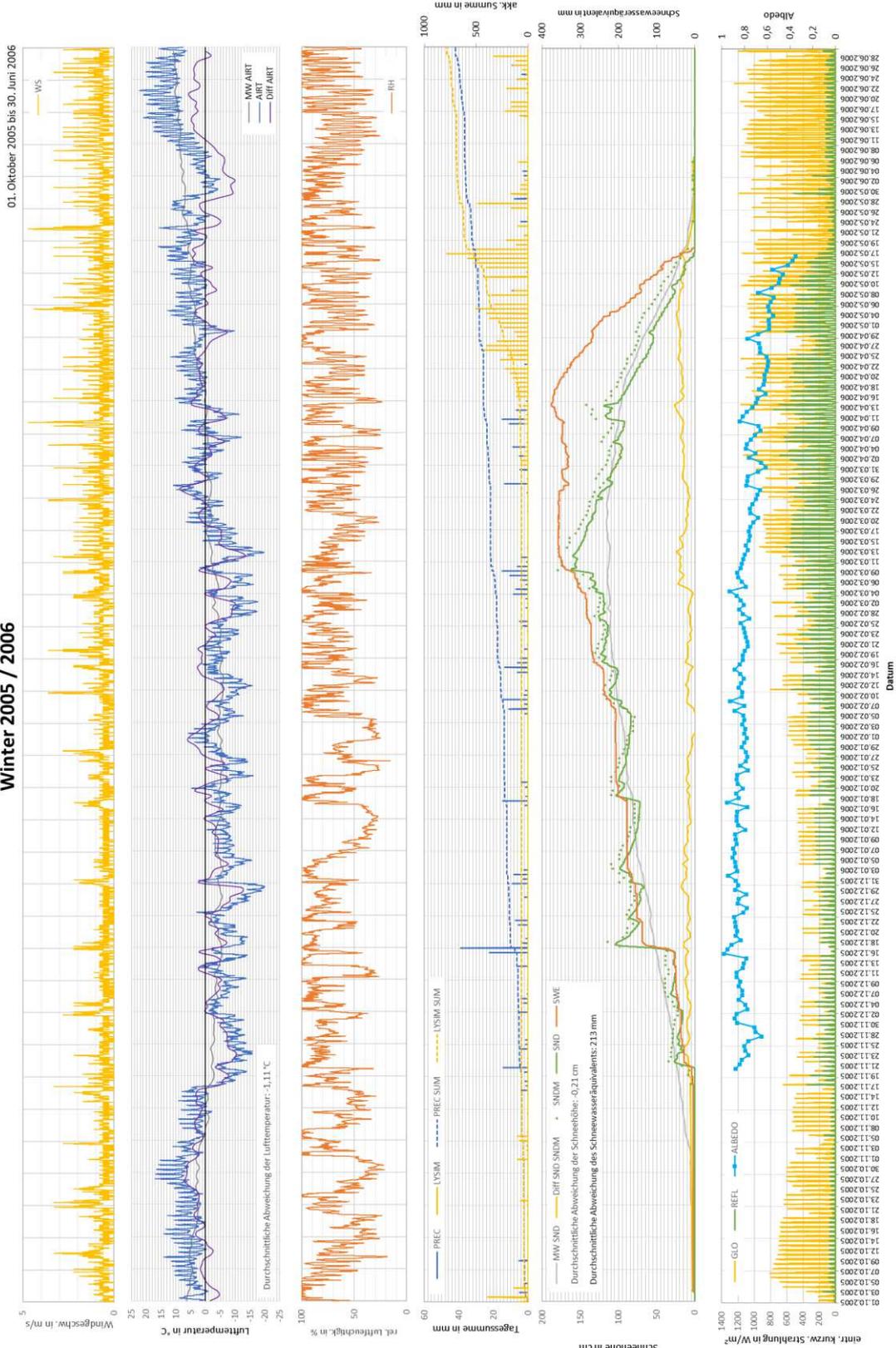
Winter 2003 / 2004

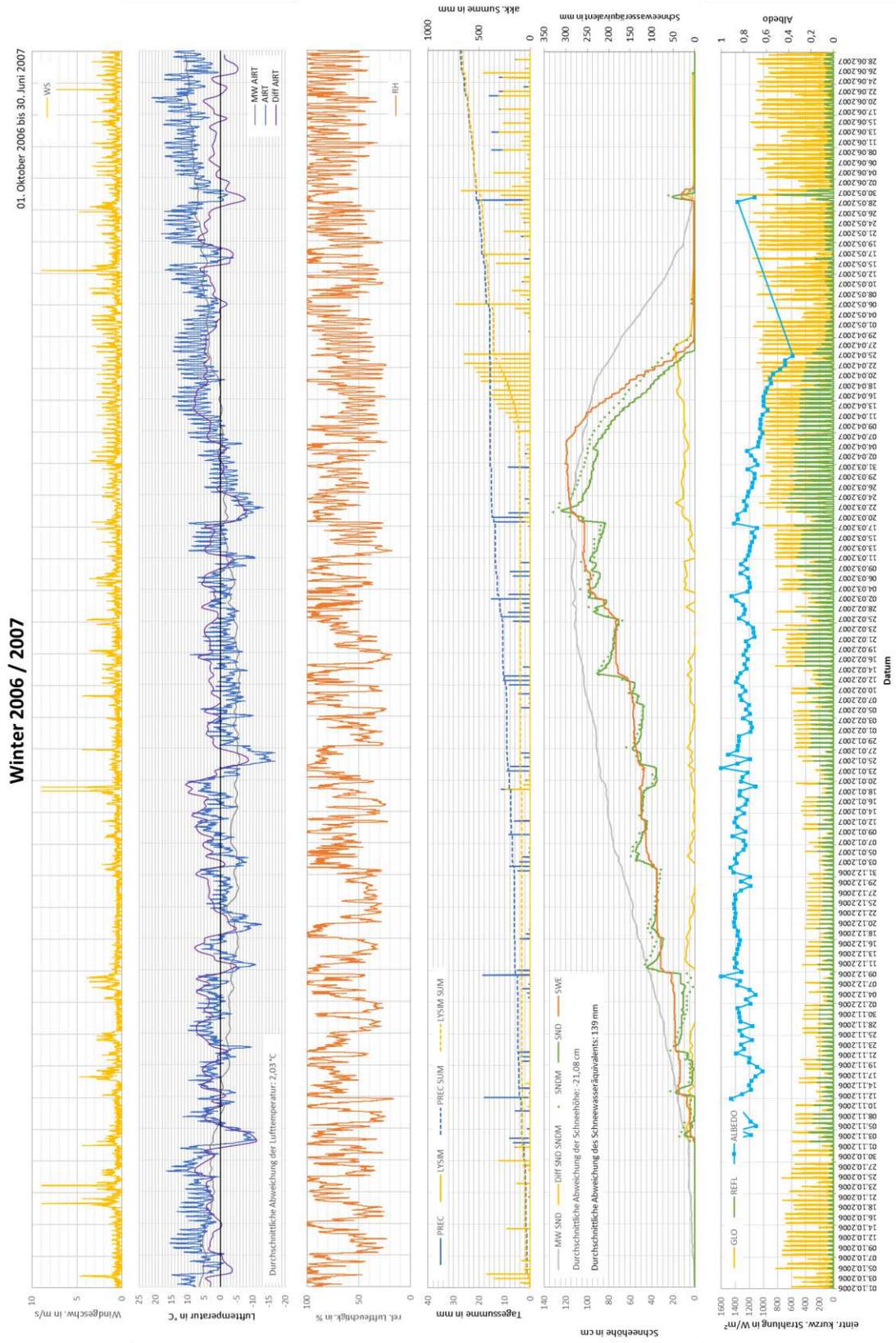
01. Oktober 2003 bis 30. Juni 2004





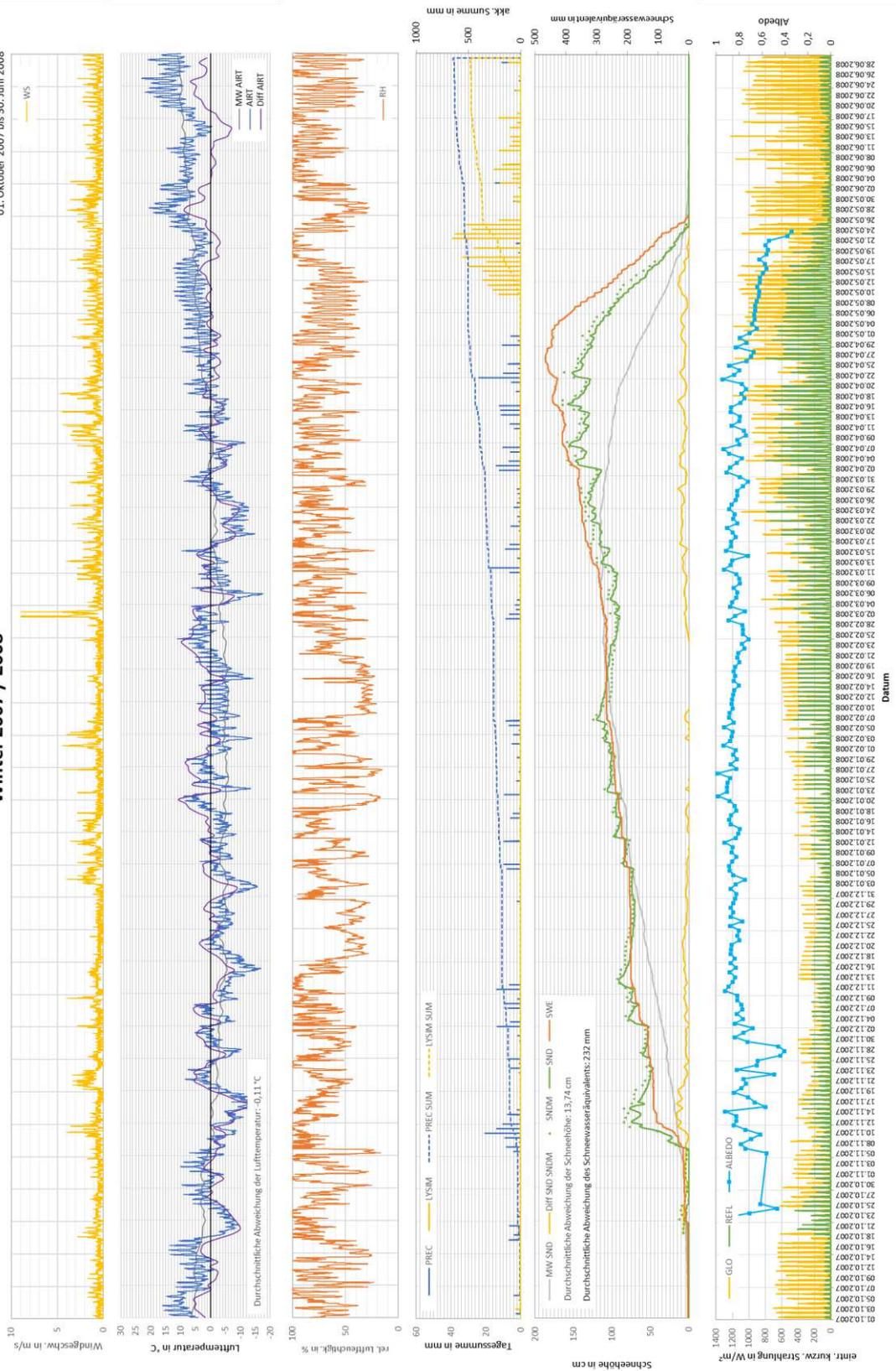
Winter 2005 / 2006

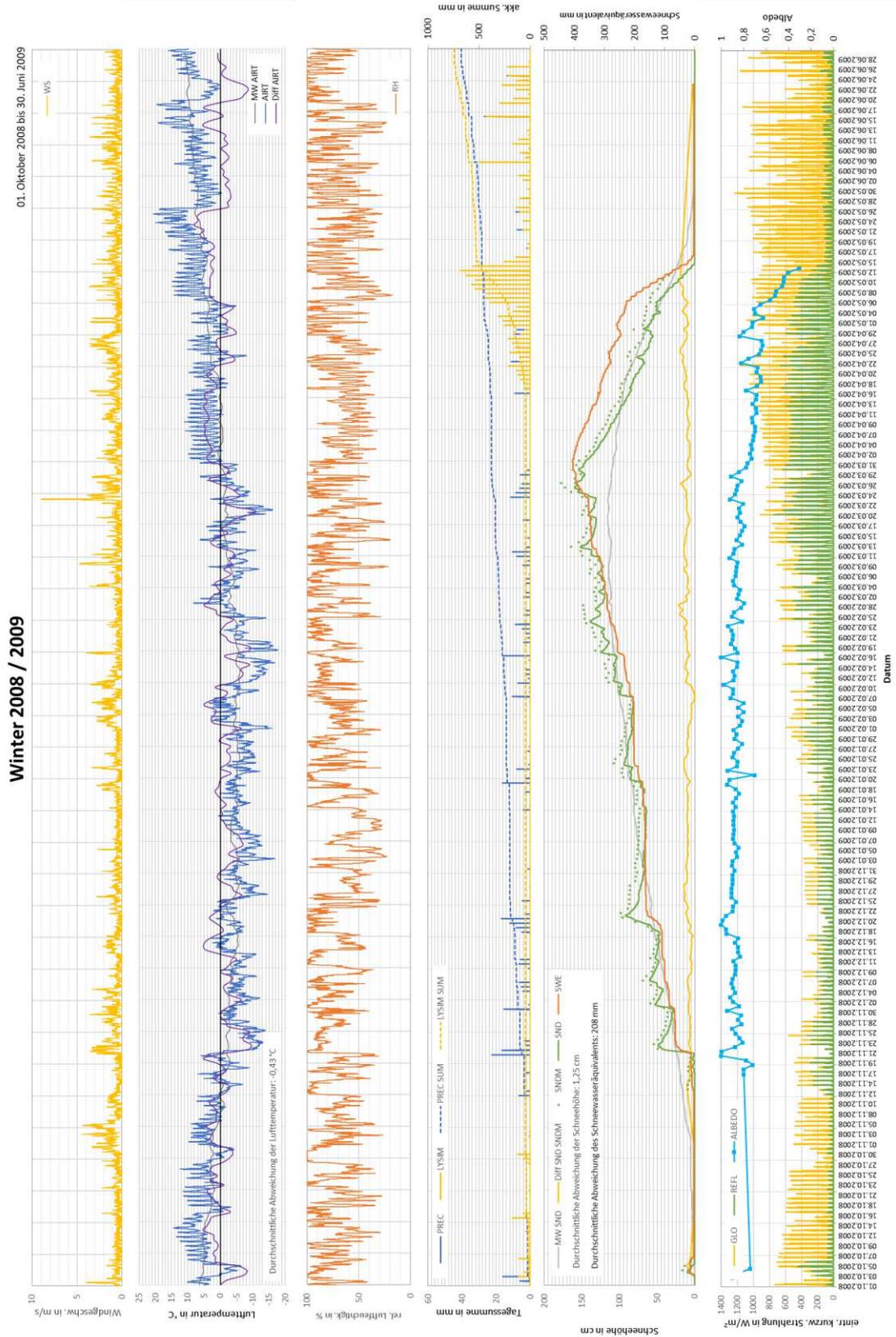




Winter 2007 / 2008

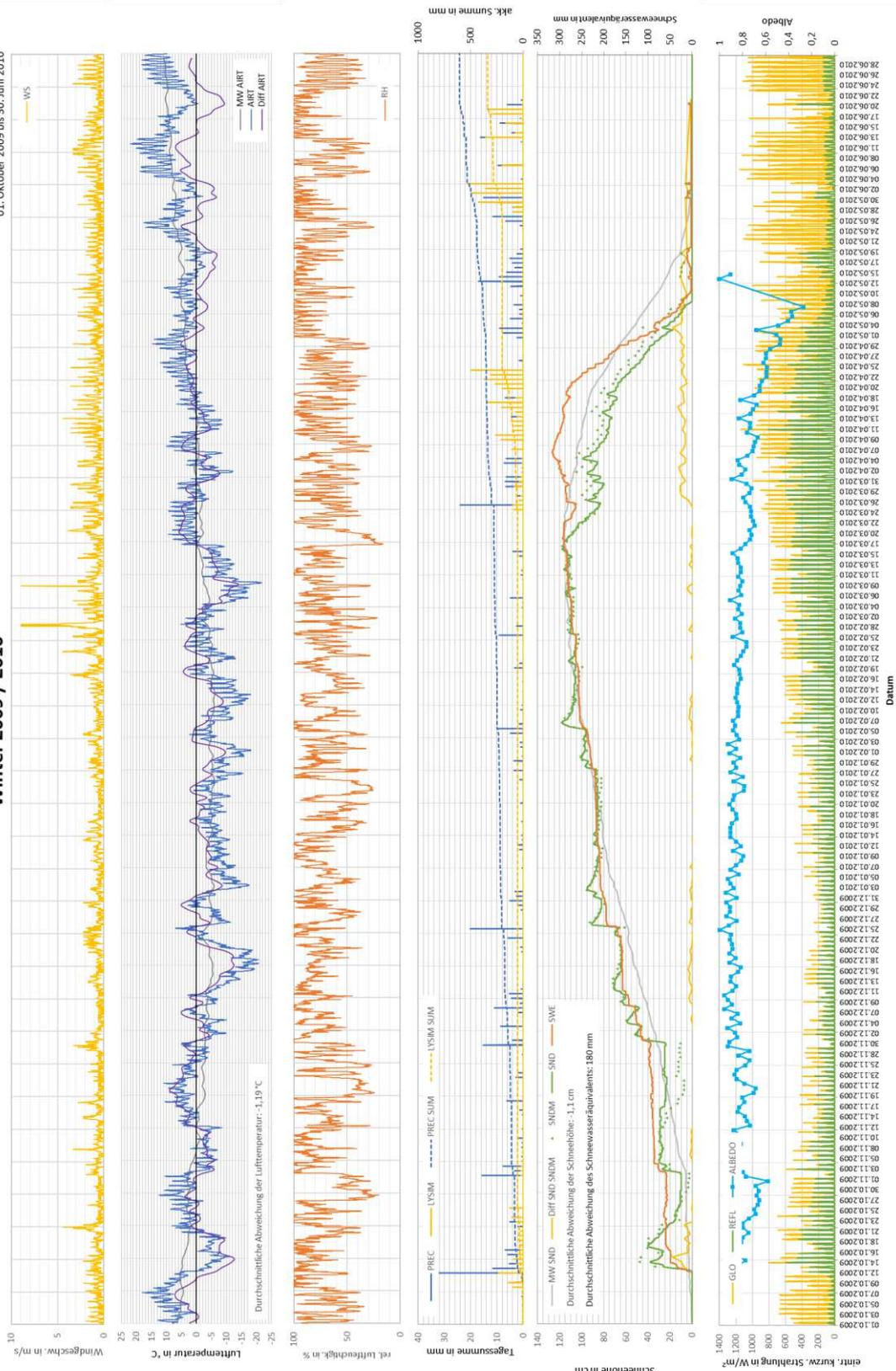
01. Oktober 2007 bis 30. Juni 2008

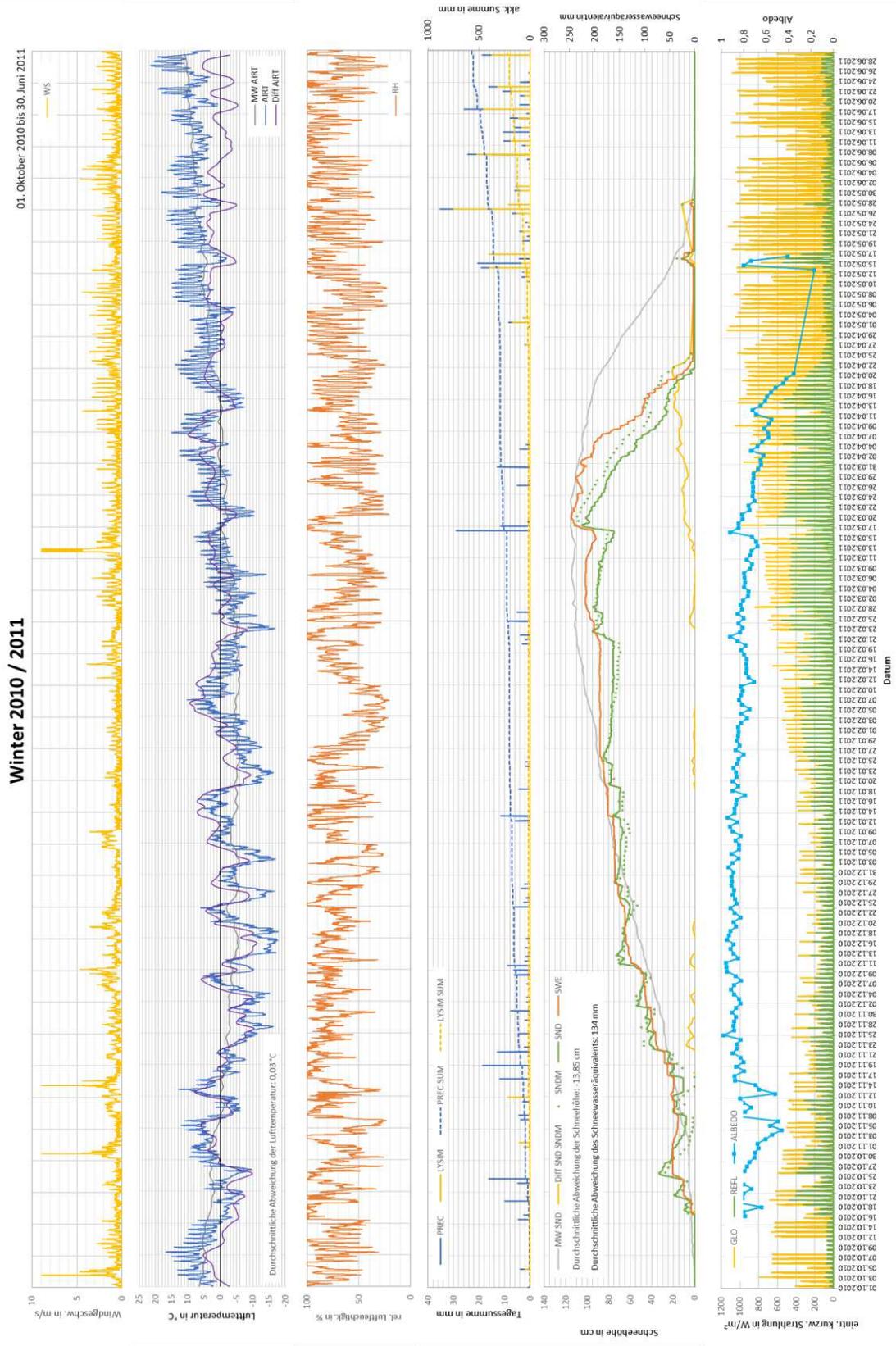




Winter 2009 / 2010

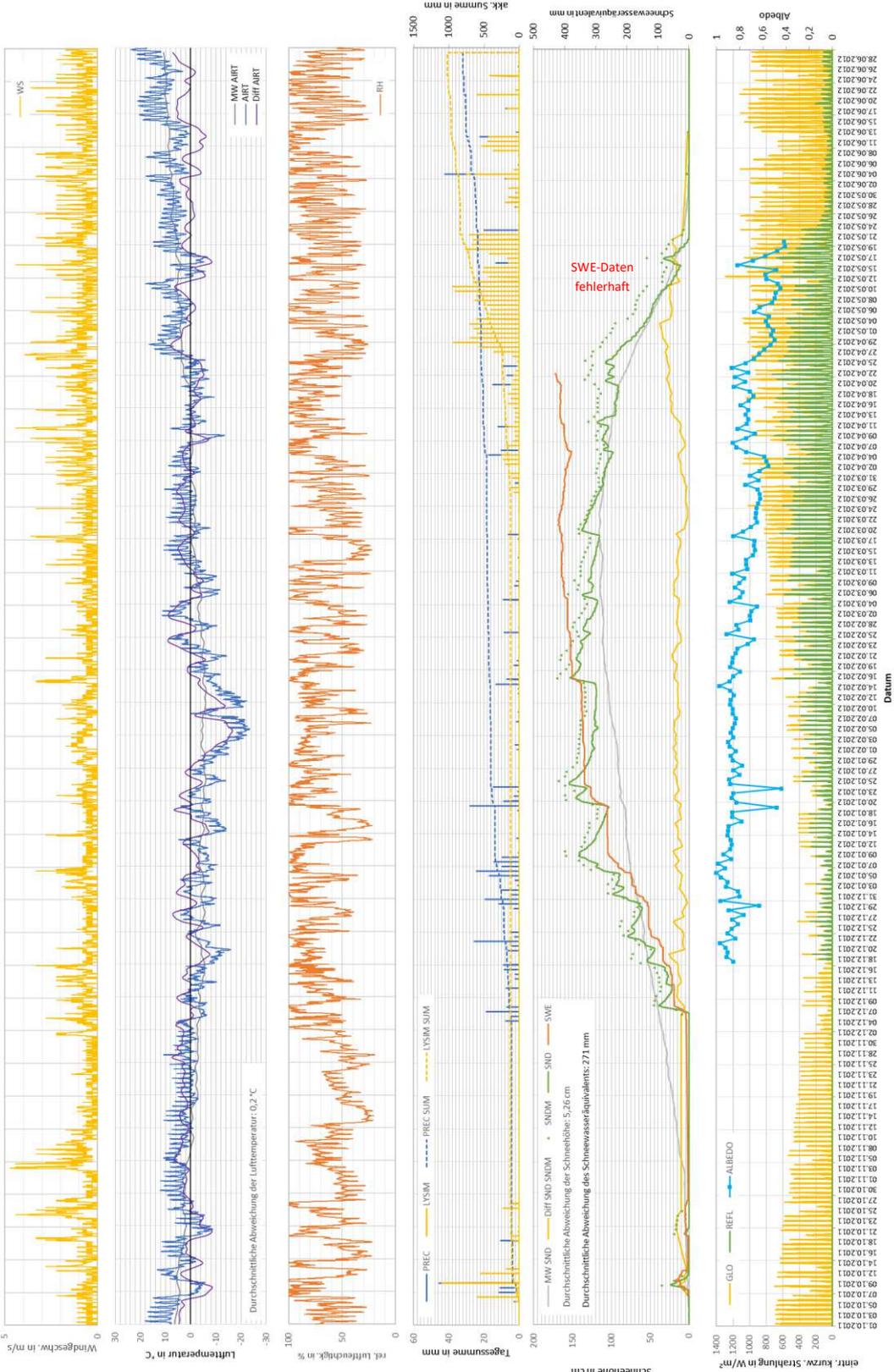
01. Oktober 2009 bis 30. Juni 2010

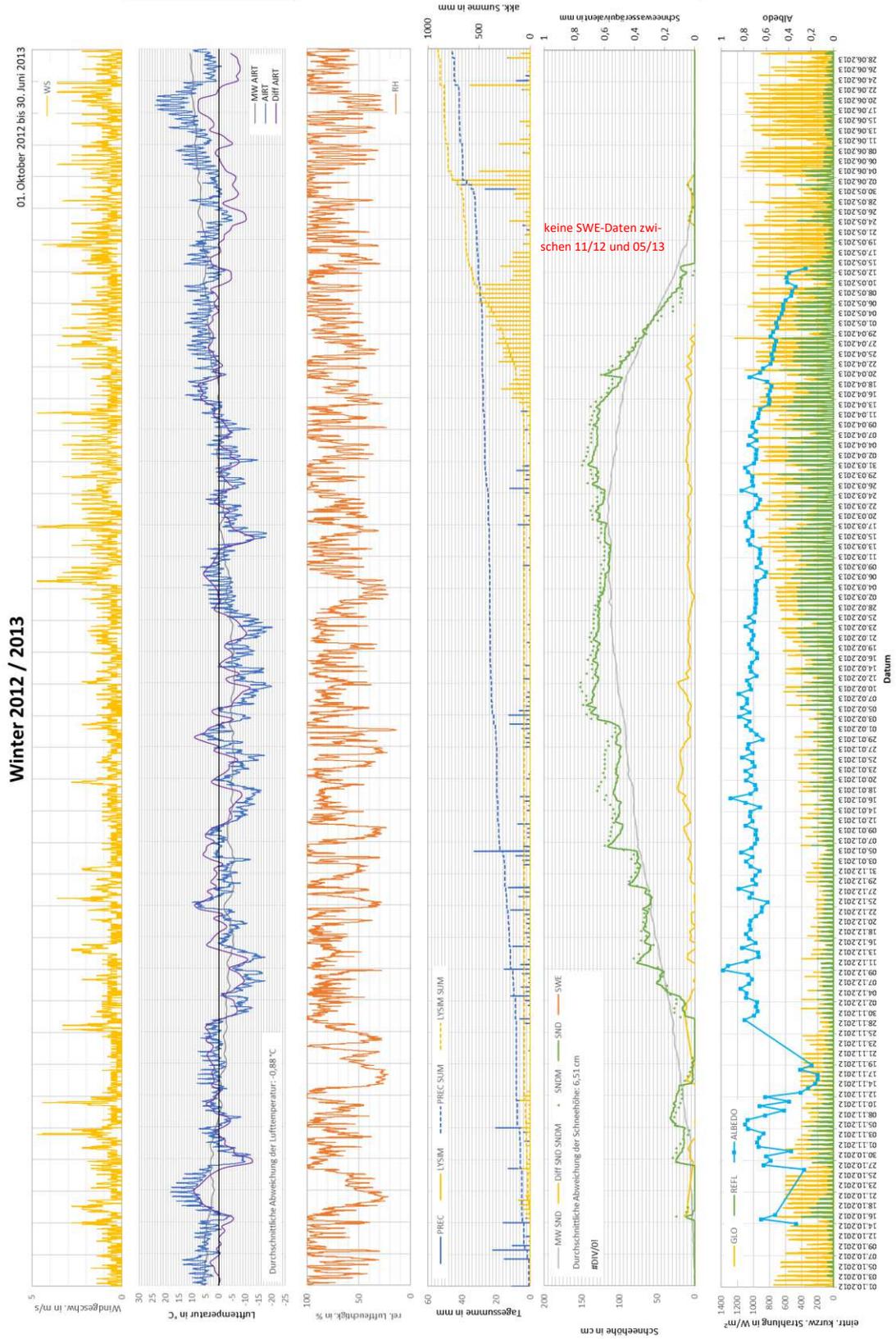




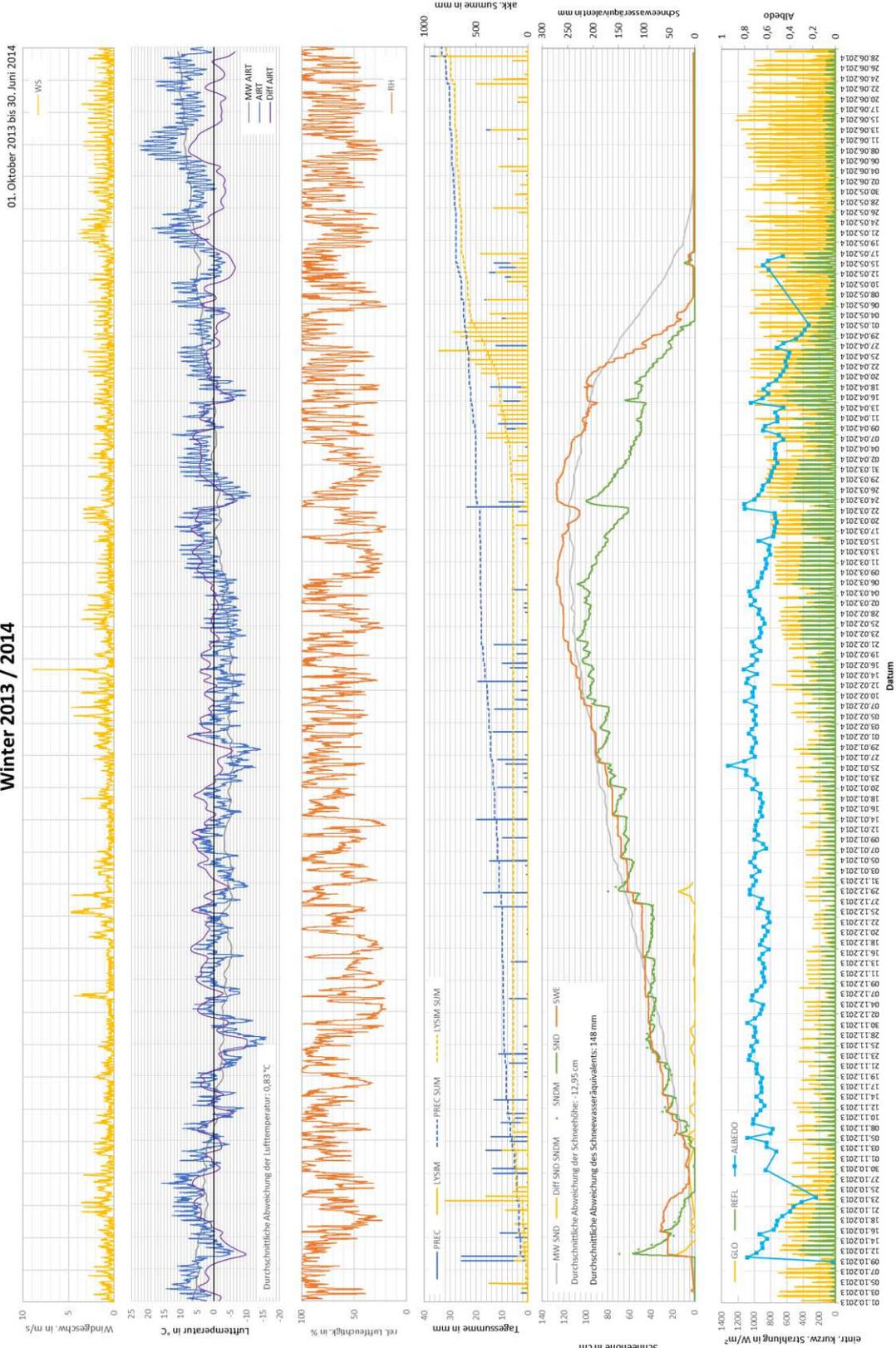
Winter 2011 / 2012

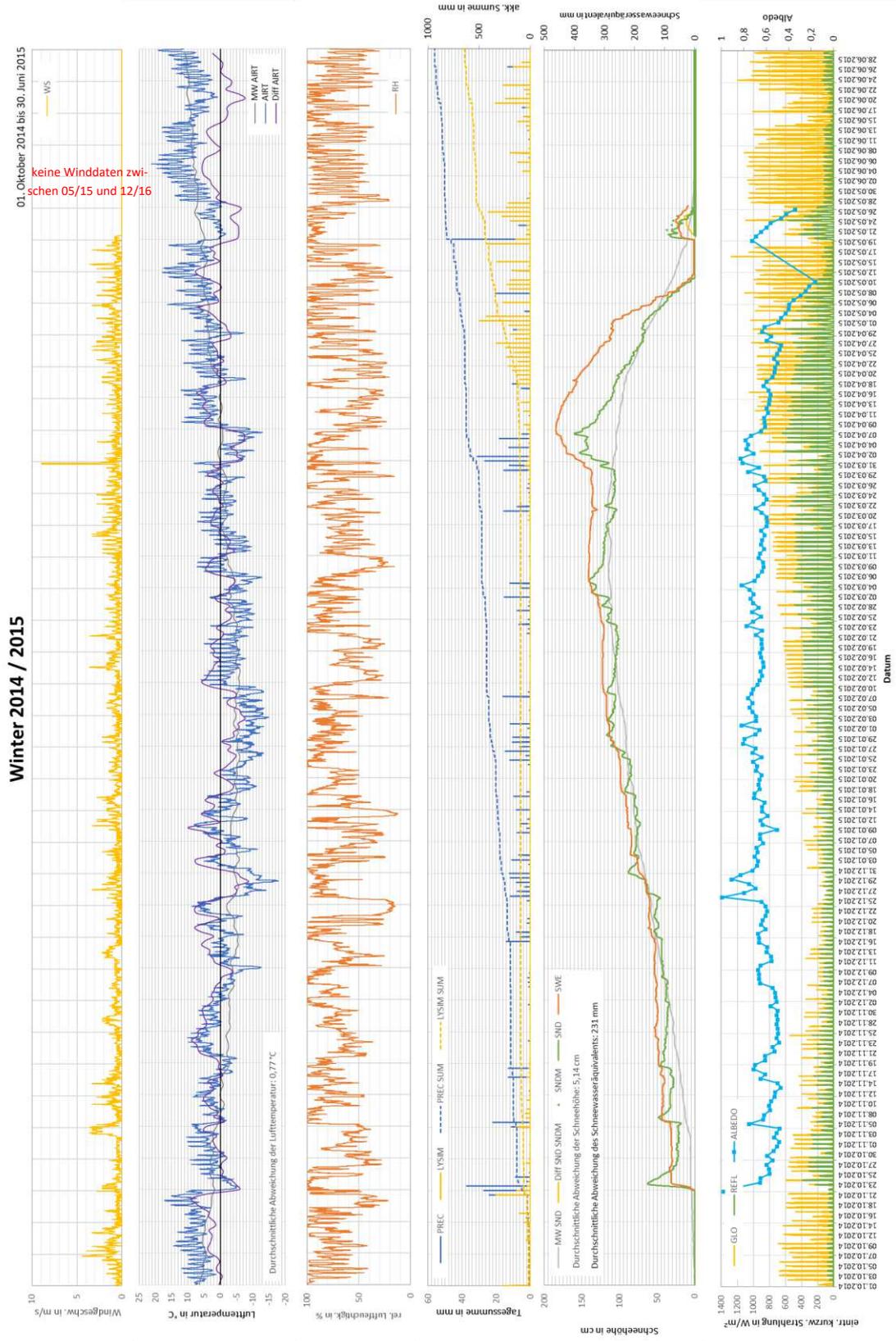
01. Oktober 2011 bis 30. Juni 2012





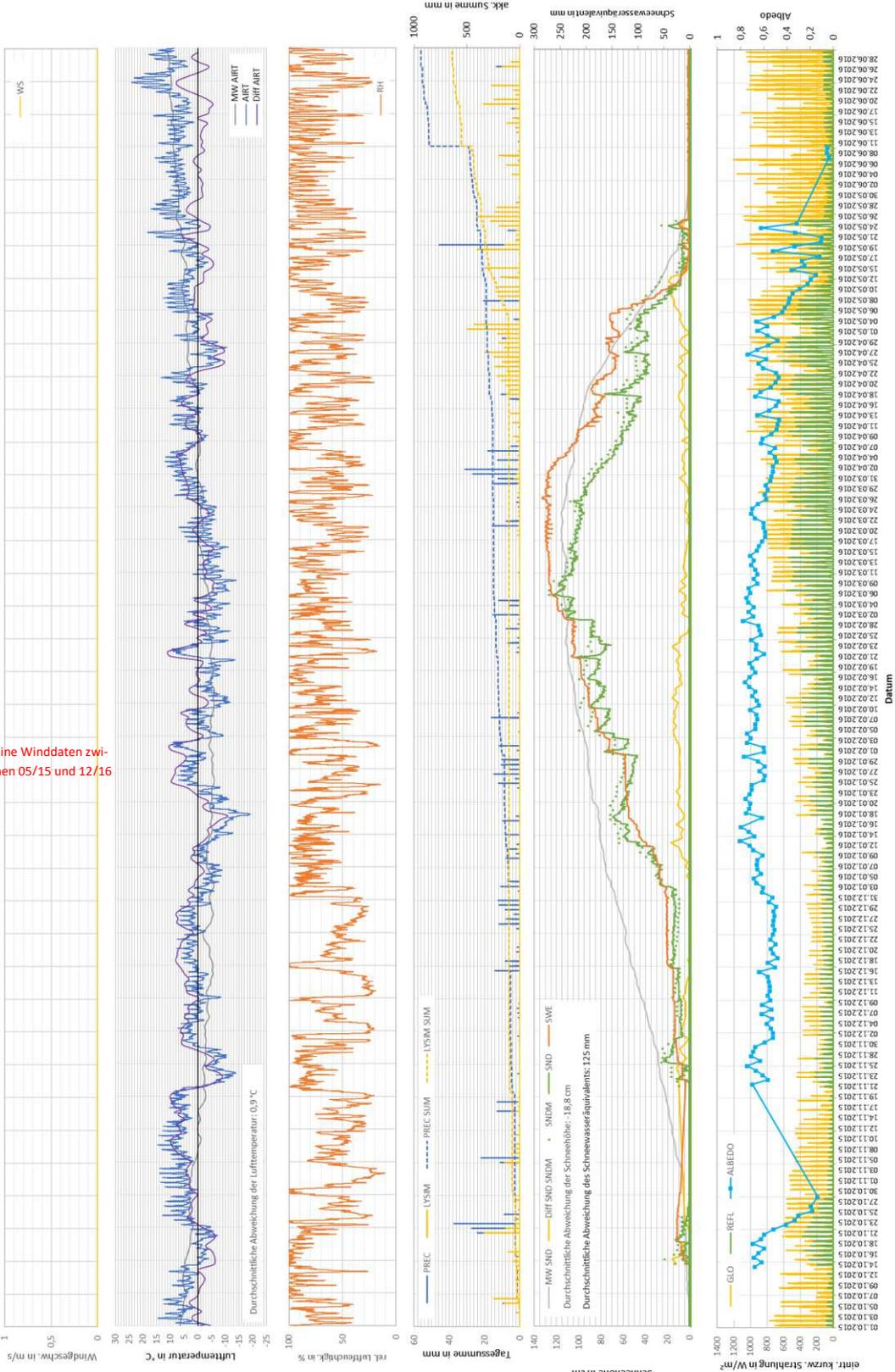
Winter 2013 / 2014



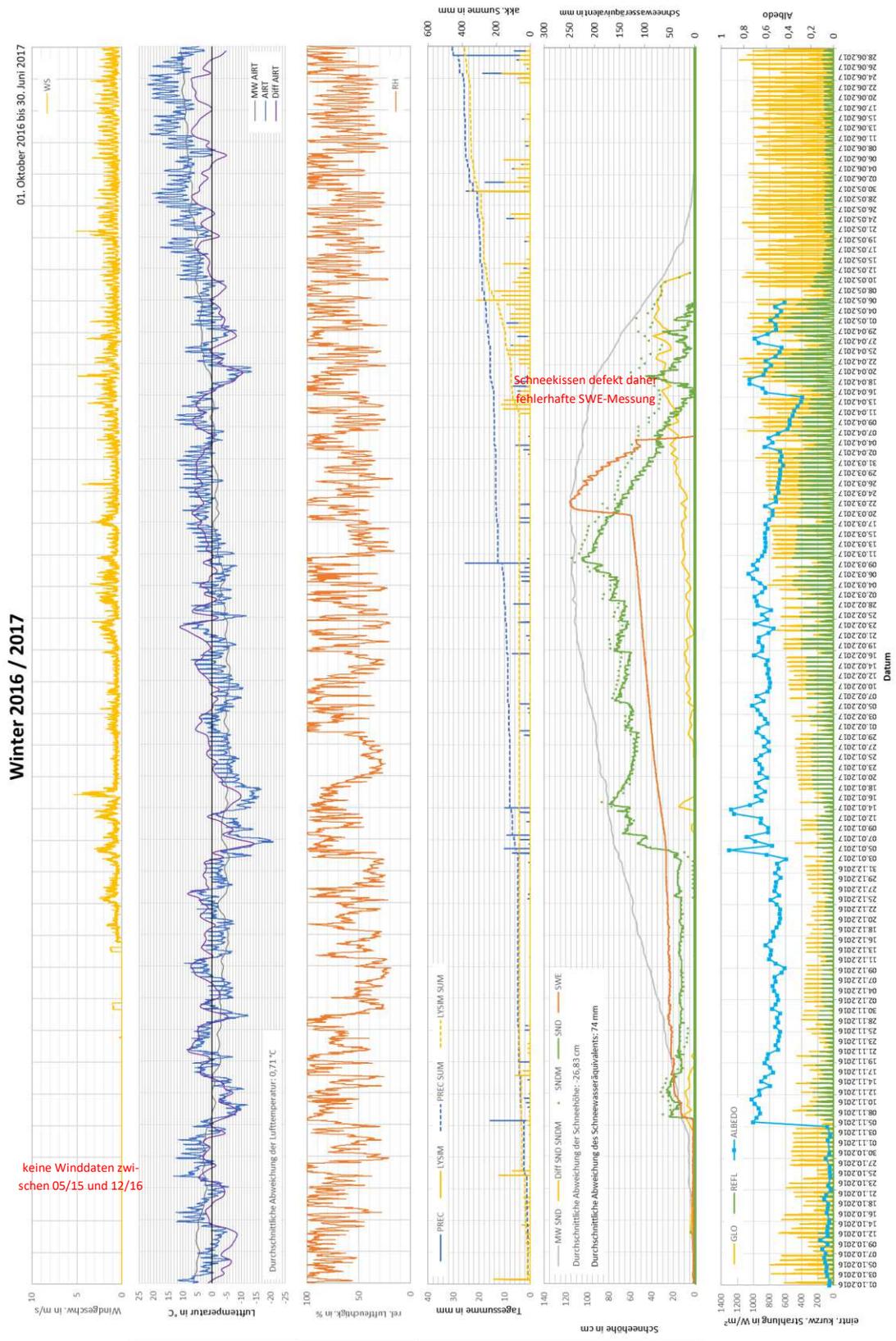


Winter 2015 / 2016

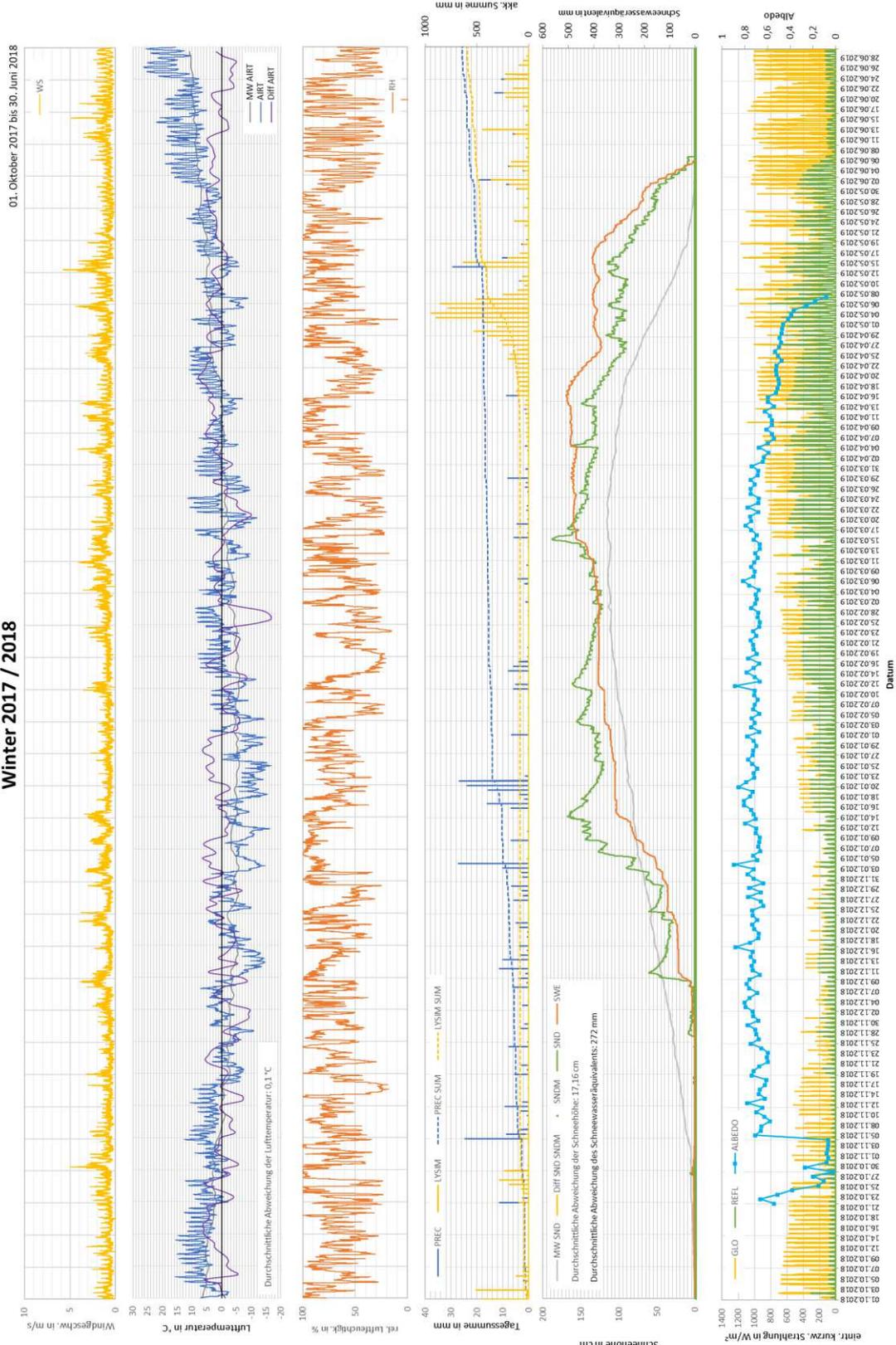
01. Oktober 2015 bis 30. Juni 2016

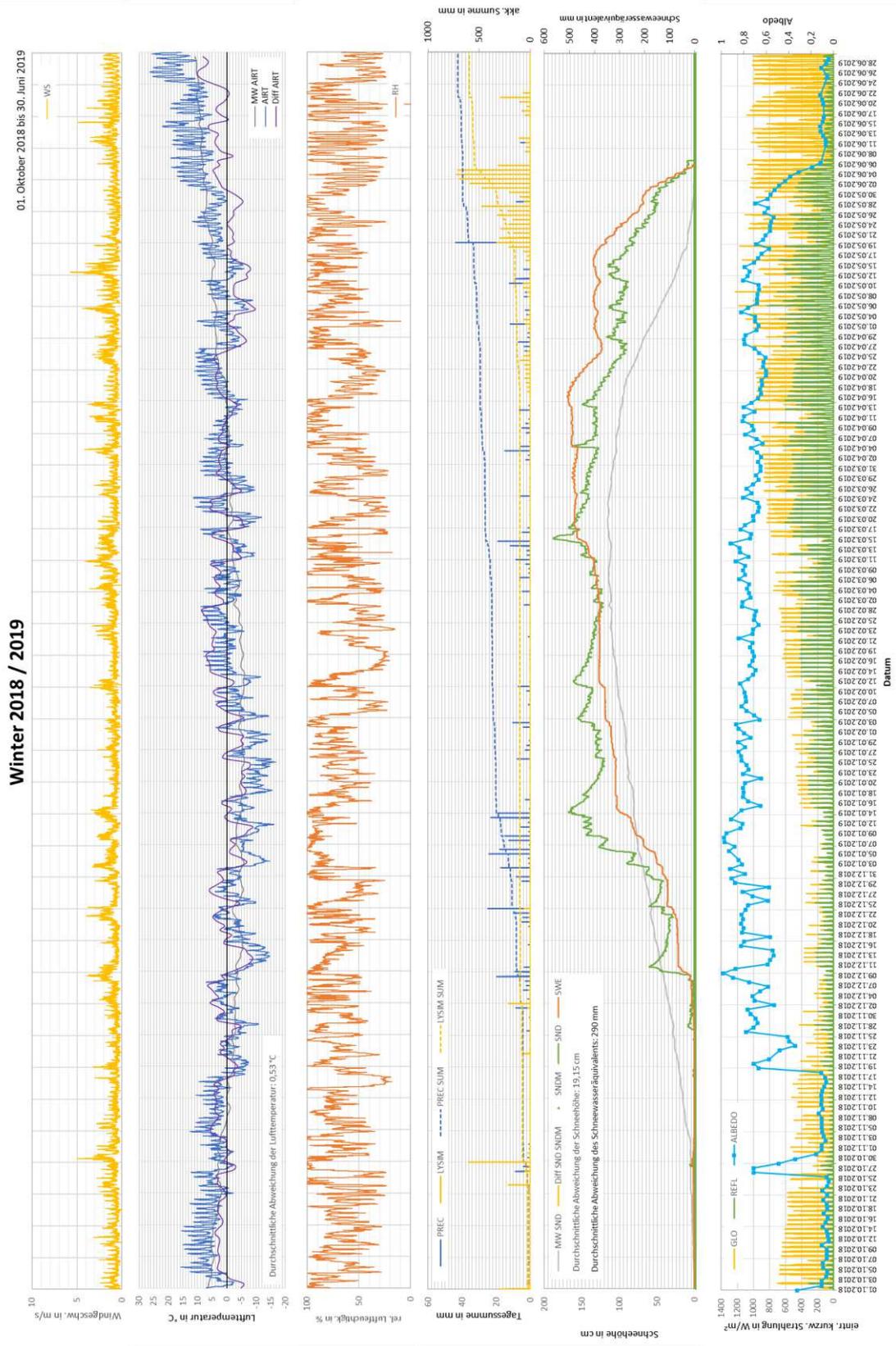


keine Winddaten zwischen 05/15 und 12/16



Winter 2017 / 2018





A-Abb. 114: Zusammenstellung der Messdaten vom 01. Oktober 1990 bis 30. Juni 2019 in Wintersaisons (Oktober bis Juni). Die dargestellten Verläufe sind der Auflistung auf Seite A20 zu entnehmen.

Ad 5.4.1 Entwicklung seit 1990 und Trendprognose

a) Lufttemperatur

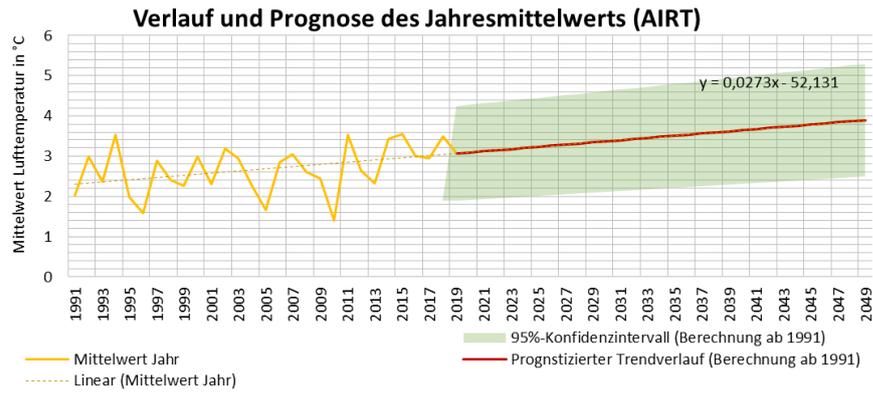
A-Tab. 22: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Lufttemperatur)

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | | Prognose lin. Trend | | | | |
|--------------------------------|--------------------------------------|------------|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|--|------|----------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|
| Jahr | Gemessener Mittelwert von AIRT in °C | Jahreswert | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formel f. VAR(S) | Jahr | progn. Mittelwert von AIRT in °C | untere Grenze Konfidenzniveau in °C | obere Grenze Konfidenzniveau in °C |
| 1991 | 2,0 | | | | 1,4 | 1,4 | 1 | 0 | 2019 | 3,1 | 1,9 | 4,2 |
| 1992 | 3,0 | 1 | 0 | 1 | 1,6 | 1,6 | 1 | 0 | 2020 | 3,1 | 1,9 | 4,3 |
| 1993 | 2,4 | 2 | -1 | 1 | 1,7 | 1,7 | 1 | 0 | 2021 | 3,1 | 1,9 | 4,3 |
| 1994 | 3,5 | 3 | 0 | 3 | 2,0 | 2,0 | 2 | 18 | 2022 | 3,1 | 2,0 | 4,3 |
| 1995 | 2,0 | 4 | -4 | 0 | 2,0 | | 0 | 0 | 2023 | 3,2 | 2,0 | 4,4 |
| 1996 | 1,6 | 5 | -5 | 0 | 2,3 | 2,3 | 4 | 156 | 2024 | 3,2 | 2,0 | 4,4 |
| 1997 | 2,9 | 6 | -2 | 4 | 2,3 | | 0 | 0 | 2025 | 3,2 | 2,0 | 4,4 |
| 1998 | 2,4 | 7 | -3 | 4 | 2,3 | | 0 | 0 | 2026 | 3,3 | 2,0 | 4,5 |
| 1999 | 2,3 | 8 | -5 | 3 | 2,3 | | 0 | 0 | 2027 | 3,3 | 2,1 | 4,5 |
| 2000 | 3,0 | 9 | -2 | 7 | 2,4 | 2,4 | 3 | 66 | 2028 | 3,3 | 2,1 | 4,6 |
| 2001 | 2,3 | 10 | -6 | 4 | 2,4 | | 0 | 0 | 2029 | 3,3 | 2,1 | 4,6 |
| 2002 | 3,2 | 11 | -1 | 10 | 2,4 | | 0 | 0 | 2030 | 3,4 | 2,1 | 4,6 |
| 2003 | 3,0 | 12 | -4 | 8 | 2,6 | 2,6 | 1 | 0 | 2031 | 3,4 | 2,1 | 4,7 |
| 2004 | 2,3 | 13 | -9 | 4 | 2,7 | 2,7 | 1 | 0 | 2032 | 3,4 | 2,2 | 4,7 |
| 2005 | 1,7 | 14 | -13 | 1 | 2,8 | 2,8 | 1 | 0 | 2033 | 3,5 | 2,2 | 4,7 |
| 2006 | 2,8 | 15 | -6 | 9 | 2,9 | 2,9 | 2 | 18 | 2034 | 3,5 | 2,2 | 4,8 |
| 2007 | 3,0 | 16 | -2 | 14 | 2,9 | | 0 | 0 | 2035 | 3,5 | 2,2 | 4,8 |
| 2008 | 2,6 | 17 | -8 | 9 | 3,0 | 3,0 | 5 | 300 | 2036 | 3,5 | 2,2 | 4,8 |
| 2009 | 2,4 | 18 | -9 | 9 | 3,0 | | 0 | 0 | 2037 | 3,6 | 2,3 | 4,9 |
| 2010 | 1,4 | 19 | -19 | 0 | 3,0 | | 0 | 0 | 2038 | 3,6 | 2,3 | 4,9 |
| 2011 | 3,5 | 20 | 0 | 19 | 3,0 | | 0 | 0 | 2039 | 3,6 | 2,3 | 4,9 |
| 2012 | 2,7 | 21 | -9 | 12 | 3,0 | | 0 | 0 | 2040 | 3,6 | 2,3 | 5,0 |
| 2013 | 2,3 | 22 | -14 | 8 | 3,2 | 3,2 | 1 | 0 | 2041 | 3,7 | 2,3 | 5,0 |
| 2014 | 3,4 | 23 | -2 | 21 | 3,4 | 3,4 | 1 | 0 | 2042 | 3,7 | 2,4 | 5,0 |
| 2015 | 3,6 | 24 | 0 | 24 | 3,5 | 3,5 | 3 | 66 | 2043 | 3,7 | 2,4 | 5,1 |
| 2016 | 3,0 | 25 | -6 | 19 | 3,5 | | 0 | 0 | 2044 | 3,8 | 2,4 | 5,1 |
| 2017 | 2,9 | 26 | -10 | 16 | 3,5 | | 0 | 0 | 2045 | 3,8 | 2,4 | 5,2 |
| 2018 | 3,5 | 27 | -3 | 24 | 3,6 | 3,6 | | | 2046 | 3,8 | 2,4 | 5,2 |
| | | | | | | | | | 2047 | 3,8 | 2,5 | 5,2 |
| | | | | | | | | | 2048 | 3,9 | 2,5 | 5,3 |
| | | | | | | | | | 2049 | 3,9 | 2,5 | 5,3 |
| | | | | | | | | | 2050 | 3,9 | 2,5 | 5,3 |

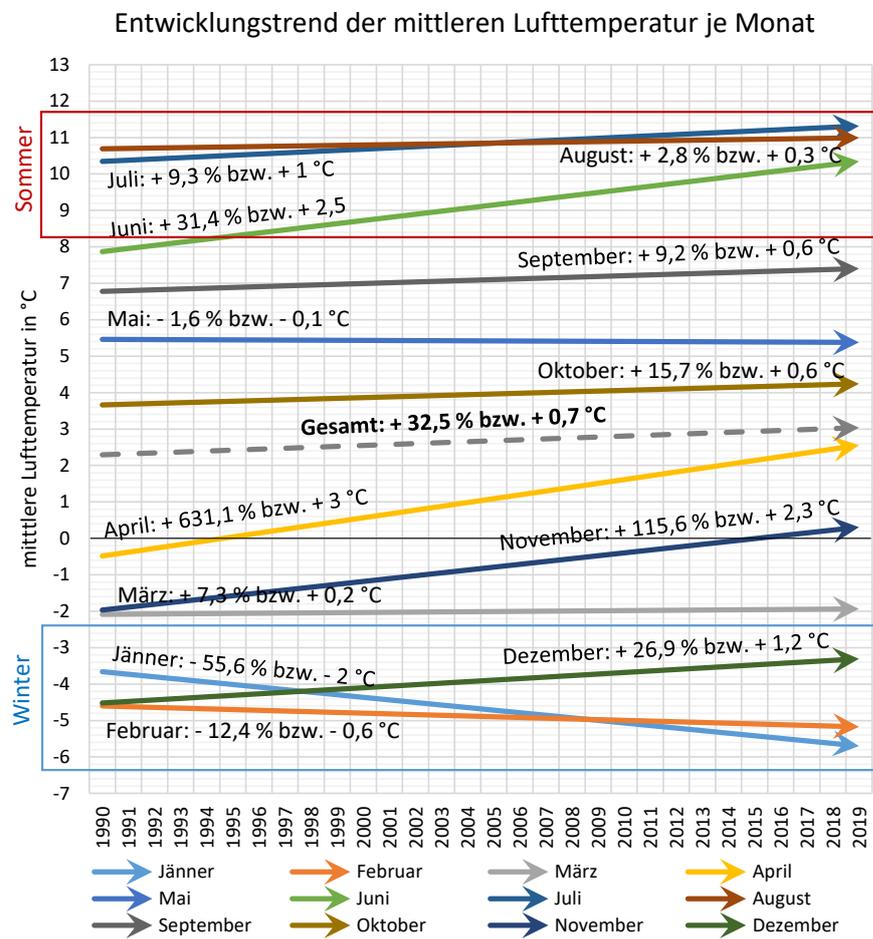
Ergebnisse der Trendanalyse:

$S = 91$
 $n = 28$
 $VAR(S) = 2527,333333$
 $Z = 1,79023996$
 $f(z) = 0,963292328$
 $LoS = 0,95$

Trendverlauf: **zunehmend**



A-Abb. 115: Verlauf und Prognose des Jahresmittelwerts (Lufttemperatur AIRT)



A-Abb. 116: Entwicklungstrend der mittleren Lufttemperatur

A-Tab. 23: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Lufttemperatur) für Winter

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | | Prognose lin. Trend | | | | |
|--------------------------------|---------------------------------------|------------|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|---|------|----------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|
| Jahr | berechneter Mittelwert von AIRT in °C | Jahreswert | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formelf. VAR(S) | Jahr | progn. Mittelwert von AIRT in °C | untere Grenze Konfidenzniveau in °C | obere Grenze Konfidenzniveau in °C |
| 1991 | -5,9 | | | | -7,0 | -7,0 | 1 | 0 | 2019 | -4,5 | -7,7 | -1,3 |
| 1992 | -4,0 | 1 | 0 | 1 | -6,8 | -6,8 | 1 | 0 | 2020 | -4,5 | -7,8 | -1,2 |
| 1993 | -3,2 | 2 | 0 | 2 | -6,5 | -6,5 | 1 | 0 | 2021 | -4,5 | -7,8 | -1,2 |
| 1994 | -3,9 | 3 | -1 | 2 | -6,4 | -6,4 | 1 | 0 | 2022 | -4,5 | -7,9 | -1,1 |
| 1995 | -3,7 | 4 | -1 | 3 | -6,1 | -6,1 | 1 | 0 | 2023 | -4,5 | -8,0 | -1,1 |
| 1996 | -5,1 | 5 | -4 | 1 | -5,9 | -5,9 | 3 | 66 | 2024 | -4,5 | -8,1 | -1,0 |
| 1997 | -3,0 | 6 | 0 | 6 | -5,9 | | 0 | 0 | 2025 | -4,5 | -8,2 | -0,9 |
| 1998 | -2,8 | 7 | 0 | 7 | -5,9 | | 0 | 0 | 2026 | -4,5 | -8,3 | -0,8 |
| 1999 | -5,1 | 8 | -7 | 1 | -5,6 | -5,6 | 1 | 0 | 2027 | -4,6 | -8,4 | -0,7 |
| 2000 | -4,7 | 9 | -6 | 3 | -5,1 | -5,1 | 3 | 66 | 2028 | -4,6 | -8,5 | -0,7 |
| 2001 | -4,0 | 10 | -6 | 4 | -5,1 | | 0 | 0 | 2029 | -4,6 | -8,6 | -0,6 |
| 2002 | -4,0 | 11 | -6 | 4 | -5,1 | | 0 | 0 | 2030 | -4,6 | -8,6 | -0,5 |
| 2003 | -5,6 | 12 | -11 | 1 | -4,8 | -4,8 | 1 | 0 | 2031 | -4,6 | -8,7 | -0,5 |
| 2004 | -4,8 | 13 | -9 | 4 | -4,7 | -4,7 | 1 | 0 | 2032 | -4,6 | -8,8 | -0,4 |
| 2005 | -6,4 | 14 | -14 | 0 | -4,2 | -4,2 | 1 | 0 | 2033 | -4,6 | -8,9 | -0,3 |
| 2006 | -6,8 | 15 | -15 | 0 | -4,0 | -4,0 | 3 | 66 | 2034 | -4,6 | -9,0 | -0,2 |
| 2007 | -1,6 | 16 | 0 | 16 | -4,0 | | 0 | 0 | 2035 | -4,6 | -9,1 | -0,2 |
| 2008 | -3,1 | 17 | -3 | 14 | -4,0 | | 0 | 0 | 2036 | -4,6 | -9,2 | -0,1 |
| 2009 | -6,1 | 18 | -16 | 2 | -3,9 | -3,9 | 1 | 0 | 2037 | -4,7 | -9,3 | 0,0 |
| 2010 | -7,0 | 19 | -19 | 0 | -3,7 | -3,7 | 2 | 18 | 2038 | -4,7 | -9,4 | 0,0 |
| 2011 | -5,1 | 20 | -13 | 6 | -3,7 | | 0 | 0 | 2039 | -4,7 | -9,5 | 0,1 |
| 2012 | -5,9 | 21 | -17 | 4 | -3,2 | -3,2 | 1 | 0 | 2040 | -4,7 | -9,5 | 0,2 |
| 2013 | -6,5 | 22 | -20 | 2 | -3,1 | -3,1 | 1 | 0 | 2041 | -4,7 | -9,6 | 0,2 |
| 2014 | -2,7 | 23 | -1 | 22 | -3,0 | -3,0 | 1 | 0 | 2042 | -4,7 | -9,7 | 0,3 |
| 2015 | -4,2 | 24 | -11 | 13 | -2,8 | -2,8 | 1 | 0 | 2043 | -4,7 | -9,8 | 0,4 |
| 2016 | -1,9 | 25 | -1 | 24 | -2,7 | -2,7 | 1 | 0 | 2044 | -4,7 | -9,9 | 0,4 |
| 2017 | -3,7 | 26 | -7 | 18 | -1,9 | -1,9 | 1 | 0 | 2045 | -4,7 | -10,0 | 0,5 |
| 2018 | -5,9 | 27 | -20 | 6 | -1,6 | -1,6 | 1 | 0 | 2046 | -4,8 | -10,0 | 0,5 |
| | | | | | | | | | 2047 | -4,8 | -10,1 | 0,6 |
| | | | | | | | | | 2048 | -4,8 | -10,2 | 0,7 |
| | | | | | | | | | 2049 | -4,8 | -10,3 | 0,7 |
| | | | | | | | | | 2050 | -4,8 | -10,4 | 0,8 |

| | |
|------------------------------|-------------------|
| Ergebnisse der Trendanalyse: | |
| S = -42 | |
| n = 28 | |
| VAR(S) = 2550 | |
| Z = -0,811920985 | |
| f(z) = 0,208418486 | |
| LoS = 0,95 | |
| Trendverlauf: | kein Trend |

A-Tab. 24: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Lufttemperatur) für Frühling

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | | Prognose lin. Trend | | | | |
|--------------------------------|---------------------------------------|------------|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|---|------|----------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|
| Jahr | berechneter Mittelwert von AIRT in °C | Jahreswert | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formelf. VAR(S) | Jahr | progn. Mittelwert von AIRT in °C | untere Grenze Konfidenzniveau in °C | obere Grenze Konfidenzniveau in °C |
| 1991 | -0,1 | | | | -0,1 | -0,1 | 1 | 0 | 2019 | 2,3 | 0,4 | 4,2 |
| 1992 | 1,3 | 1 | 0 | 1 | 0,3 | 0,3 | 2 | 18 | 2020 | 2,3 | 0,4 | 4,3 |
| 1993 | 1,5 | 2 | 0 | 2 | 0,3 | | 0 | 0 | 2021 | 2,4 | 0,5 | 4,3 |
| 1994 | 2,1 | 3 | 0 | 3 | 0,4 | 0,4 | 2 | 18 | 2022 | 2,4 | 0,5 | 4,4 |
| 1995 | 0,3 | 4 | -3 | 1 | 0,4 | | 0 | 0 | 2023 | 2,5 | 0,4 | 4,5 |
| 1996 | 0,4 | 5 | -3 | 2 | 0,5 | 0,5 | 1 | 0 | 2024 | 2,5 | 0,4 | 4,6 |
| 1997 | 1,1 | 6 | -3 | 3 | 0,7 | 0,7 | 1 | 0 | 2025 | 2,6 | 0,4 | 4,7 |
| 1998 | 1,0 | 7 | -4 | 3 | 0,8 | 0,8 | 1 | 0 | 2026 | 2,6 | 0,4 | 4,8 |
| 1999 | 1,7 | 8 | -1 | 7 | 1,0 | 1,0 | 2 | 18 | 2027 | 2,7 | 0,4 | 4,9 |
| 2000 | 2,1 | 9 | -1 | 8 | 1,0 | | 0 | 0 | 2028 | 2,7 | 0,4 | 5,0 |
| 2001 | 2,0 | 10 | -2 | 8 | 1,1 | 1,1 | 1 | 0 | 2029 | 2,8 | 0,4 | 5,1 |
| 2002 | 1,8 | 11 | -3 | 8 | 1,3 | 1,3 | 1 | 0 | 2030 | 2,8 | 0,4 | 5,2 |
| 2003 | 2,0 | 12 | -2 | 9 | 1,5 | 1,5 | 2 | 18 | 2031 | 2,9 | 0,4 | 5,3 |
| 2004 | 0,3 | 13 | -12 | 1 | 1,5 | | 0 | 0 | 2032 | 2,9 | 0,4 | 5,4 |
| 2005 | 1,5 | 14 | -6 | 8 | 1,6 | 1,6 | 1 | 0 | 2033 | 3,0 | 0,4 | 5,5 |
| 2006 | 0,5 | 15 | -11 | 4 | 1,7 | 1,7 | 1 | 0 | 2034 | 3,0 | 0,4 | 5,6 |
| 2007 | 3,3 | 16 | 0 | 16 | 1,8 | 1,8 | 1 | 0 | 2035 | 3,1 | 0,4 | 5,7 |
| 2008 | 0,8 | 17 | -12 | 5 | 2,0 | 2,0 | 2 | 18 | 2036 | 3,1 | 0,4 | 5,8 |
| 2009 | 2,3 | 18 | -1 | 17 | 2,0 | | 0 | 0 | 2037 | 3,2 | 0,4 | 5,9 |
| 2010 | 0,4 | 19 | -15 | 3 | 2,1 | 2,1 | 2 | 18 | 2038 | 3,2 | 0,4 | 6,0 |
| 2011 | 3,1 | 20 | -1 | 19 | 2,1 | | 0 | 0 | 2039 | 3,3 | 0,5 | 6,1 |
| 2012 | 2,2 | 21 | -3 | 18 | 2,2 | 2,2 | 1 | 0 | 2040 | 3,3 | 0,5 | 6,2 |
| 2013 | 0,7 | 22 | -16 | 6 | 2,3 | 2,3 | 2 | 18 | 2041 | 3,4 | 0,5 | 6,3 |
| 2014 | 2,3 | 23 | -2 | 21 | 2,3 | | 0 | 0 | 2042 | 3,4 | 0,5 | 6,4 |
| 2015 | 1,6 | 24 | -11 | 13 | 2,6 | 2,6 | 1 | 0 | 2043 | 3,5 | 0,5 | 6,5 |
| 2016 | 1,0 | 25 | -16 | 8 | 2,9 | 2,9 | 1 | 0 | 2044 | 3,5 | 0,5 | 6,6 |
| 2017 | 2,6 | 26 | -2 | 24 | 3,1 | 3,1 | 1 | 0 | 2045 | 3,6 | 0,5 | 6,7 |
| 2018 | 2,9 | 27 | -2 | 25 | 3,3 | 3,3 | 1 | 0 | 2046 | 3,6 | 0,5 | 6,8 |
| | | | | | | | | | 2047 | 3,7 | 0,5 | 6,9 |
| | | | | | | | | | 2048 | 3,7 | 0,5 | 6,9 |
| | | | | | | | | | 2049 | 3,8 | 0,5 | 7,0 |
| | | | | | | | | | 2050 | 3,8 | 0,5 | 7,1 |

Ergebnisse der Trendanalyse:

S = 111
n = 28
VAR(S) = 2555
Z = 2,176192118
f(z) = 0,985229551
LoS = 0,95

Trendverlauf: **zunehmend**

A-Tab. 25: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Lufttemperatur) für Sommer

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | | Prognose lin. Trend | | | | |
|--------------------------------|---------------------------------------|------------|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|---|------|----------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|
| Jahr | berechneter Mittelwert von AIRT in °C | Jahreswert | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formelf. VAR(S) | Jahr | progn. Mittelwert von AIRT in °C | untere Grenze Konfidenzniveau in °C | obere Grenze Konfidenzniveau in °C |
| 1991 | 9,9 | | | | 9,1 | 9,1 | 1 | 0 | 2019 | 10,9 | 9,2 | 12,6 |
| 1992 | 10,9 | 1 | 0 | 1 | 9,2 | 9,2 | 2 | 18 | 2020 | 10,9 | 9,2 | 12,6 |
| 1993 | 9,3 | 2 | -2 | 0 | 9,2 | | 0 | 0 | 2021 | 11,0 | 9,3 | 12,6 |
| 1994 | 11,1 | 3 | 0 | 3 | 9,3 | 9,3 | 2 | 18 | 2022 | 11,0 | 9,3 | 12,6 |
| 1995 | 9,2 | 4 | -4 | 0 | 9,3 | | 0 | 0 | 2023 | 11,0 | 9,4 | 12,7 |
| 1996 | 9,1 | 5 | -5 | 0 | 9,4 | 9,4 | 2 | 18 | 2024 | 11,0 | 9,4 | 12,7 |
| 1997 | 9,3 | 6 | -3 | 2 | 9,4 | | 0 | 0 | 2025 | 11,1 | 9,4 | 12,7 |
| 1998 | 10,3 | 7 | -2 | 5 | 9,6 | 9,6 | 1 | 0 | 2026 | 11,1 | 9,5 | 12,8 |
| 1999 | 9,4 | 8 | -4 | 4 | 9,8 | 9,8 | 1 | 0 | 2027 | 11,1 | 9,5 | 12,8 |
| 2000 | 9,9 | 9 | -4 | 5 | 9,9 | 9,9 | 5 | 300 | 2028 | 11,2 | 9,5 | 12,8 |
| 2001 | 9,9 | 10 | -4 | 5 | 9,9 | | 0 | 0 | 2029 | 11,2 | 9,5 | 12,9 |
| 2002 | 10,5 | 11 | -2 | 9 | 9,9 | | 0 | 0 | 2030 | 11,2 | 9,6 | 12,9 |
| 2003 | 12,8 | 12 | 0 | 12 | 9,9 | | 0 | 0 | 2031 | 11,3 | 9,6 | 12,9 |
| 2004 | 9,6 | 13 | -8 | 5 | 9,9 | | 0 | 0 | 2032 | 11,3 | 9,6 | 13,0 |
| 2005 | 9,4 | 14 | -9 | 4 | 10,1 | 10,1 | 2 | 18 | 2033 | 11,3 | 9,7 | 13,0 |
| 2006 | 9,9 | 15 | -6 | 7 | 10,1 | | 0 | 0 | 2034 | 11,4 | 9,7 | 13,0 |
| 2007 | 9,9 | 16 | -5 | 10 | 10,3 | 10,3 | 3 | 66 | 2035 | 11,4 | 9,7 | 13,1 |
| 2008 | 10,1 | 17 | -5 | 12 | 10,3 | | 0 | 0 | 2036 | 11,4 | 9,8 | 13,1 |
| 2009 | 10,3 | 18 | -5 | 13 | 10,3 | | 0 | 0 | 2037 | 11,5 | 9,8 | 13,1 |
| 2010 | 10,1 | 19 | -6 | 13 | 10,4 | 10,4 | 1 | 0 | 2038 | 11,5 | 9,8 | 13,2 |
| 2011 | 9,8 | 20 | -13 | 7 | 10,5 | 10,5 | 1 | 0 | 2039 | 11,5 | 9,9 | 13,2 |
| 2012 | 11,0 | 21 | -2 | 19 | 10,9 | 10,9 | 1 | 0 | 2040 | 11,6 | 9,9 | 13,2 |
| 2013 | 10,4 | 22 | -5 | 17 | 11,0 | 11,0 | 1 | 0 | 2041 | 11,6 | 9,9 | 13,3 |
| 2014 | 9,2 | 23 | -21 | 2 | 11,1 | 11,1 | 1 | 0 | 2042 | 11,6 | 10,0 | 13,3 |
| 2015 | 12,0 | 24 | -1 | 23 | 11,2 | 11,2 | 1 | 0 | 2043 | 11,7 | 10,0 | 13,3 |
| 2016 | 10,3 | 25 | -9 | 16 | 11,6 | 11,6 | 1 | 0 | 2044 | 11,7 | 10,0 | 13,4 |
| 2017 | 11,6 | 26 | -2 | 24 | 12,0 | 12,0 | 1 | 0 | 2045 | 11,7 | 10,1 | 13,4 |
| 2018 | 11,2 | 27 | -3 | 24 | 12,8 | 12,8 | 1 | 0 | 2046 | 11,8 | 10,1 | 13,4 |
| | | | | | | | | | 2047 | 11,8 | 10,1 | 13,5 |
| | | | | | | | | | 2048 | 11,8 | 10,2 | 13,5 |
| | | | | | | | | | 2049 | 11,9 | 10,2 | 13,5 |
| | | | | | | | | | 2050 | 11,9 | 10,2 | 13,6 |

| | |
|------------------------------|------------------|
| Ergebnisse der Trendanalyse: | |
| S = | 112 |
| n = | 28 |
| VAR(S) = | 2537,666667 |
| Z = | 2,203462639 |
| f(z) = | 0,986218921 |
| LoS = | 0,95 |
| Trendverlauf: | zunehmend |

A-Tab. 26: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Lufttemperatur) für Herbst

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | | Prognose lin. Trend | | | | |
|--------------------------------|---------------------------------------|------------|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|---|------|----------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|
| Jahr | berechneter Mittelwert von AIRT in °C | Jahreswert | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formelf. VAR(S) | Jahr | progn. Mittelwert von AIRT in °C | untere Grenze Konfidenzniveau in °C | obere Grenze Konfidenzniveau in °C |
| 1991 | 3,5 | | | | 1,3 | 1,3 | 1 | 0 | 2019 | 4,0 | 1,8 | 6,2 |
| 1992 | 3,2 | 1 | -1 | 0 | 1,7 | 1,7 | 2 | 18 | 2020 | 4,0 | 1,9 | 6,2 |
| 1993 | 1,9 | 2 | -2 | 0 | 1,7 | | 0 | 0 | 2021 | 4,1 | 1,9 | 6,2 |
| 1994 | 4,4 | 3 | 0 | 3 | 1,9 | 1,9 | 1 | 0 | 2022 | 4,1 | 2,0 | 6,3 |
| 1995 | 3,0 | 4 | -3 | 1 | 2,2 | 2,2 | 1 | 0 | 2023 | 4,2 | 2,0 | 6,3 |
| 1996 | 1,7 | 5 | -5 | 0 | 2,6 | 2,6 | 1 | 0 | 2024 | 4,2 | 2,0 | 6,4 |
| 1997 | 4,0 | 6 | -1 | 5 | 2,7 | 2,7 | 1 | 0 | 2025 | 4,2 | 2,0 | 6,4 |
| 1998 | 1,3 | 7 | -7 | 0 | 2,9 | 2,9 | 2 | 18 | 2026 | 4,3 | 2,1 | 6,5 |
| 1999 | 3,2 | 8 | -3 | 5 | 2,9 | | 0 | 0 | 2027 | 4,3 | 2,1 | 6,5 |
| 2000 | 3,8 | 9 | -2 | 7 | 3,0 | 3,0 | 2 | 18 | 2028 | 4,3 | 2,1 | 6,6 |
| 2001 | 2,9 | 10 | -7 | 3 | 3,0 | | 0 | 0 | 2029 | 4,4 | 2,1 | 6,6 |
| 2002 | 3,0 | 11 | -6 | 4 | 3,2 | 3,2 | 2 | 18 | 2030 | 4,4 | 2,2 | 6,7 |
| 2003 | 2,7 | 12 | -9 | 3 | 3,2 | | 0 | 0 | 2031 | 4,5 | 2,2 | 6,7 |
| 2004 | 4,1 | 13 | -1 | 12 | 3,5 | 3,5 | 3 | 66 | 2032 | 4,5 | 2,2 | 6,8 |
| 2005 | 3,6 | 14 | -4 | 10 | 3,5 | | 0 | 0 | 2033 | 4,5 | 2,2 | 6,8 |
| 2006 | 5,8 | 15 | 0 | 15 | 3,5 | | 0 | 0 | 2034 | 4,6 | 2,3 | 6,9 |
| 2007 | 1,7 | 16 | -14 | 1 | 3,6 | 3,6 | 2 | 18 | 2035 | 4,6 | 2,3 | 6,9 |
| 2008 | 2,9 | 17 | -12 | 5 | 3,6 | | 0 | 0 | 2036 | 4,6 | 2,3 | 7,0 |
| 2009 | 3,9 | 18 | -4 | 14 | 3,8 | 3,8 | 1 | 0 | 2037 | 4,7 | 2,3 | 7,0 |
| 2010 | 2,2 | 19 | -15 | 4 | 3,9 | 3,9 | 1 | 0 | 2038 | 4,7 | 2,4 | 7,1 |
| 2011 | 5,1 | 20 | -1 | 19 | 4,0 | 4,0 | 2 | 18 | 2039 | 4,8 | 2,4 | 7,1 |
| 2012 | 4,0 | 21 | -4 | 16 | 4,0 | | 0 | 0 | 2040 | 4,8 | 2,4 | 7,2 |
| 2013 | 3,5 | 22 | -9 | 12 | 4,1 | 4,1 | 1 | 0 | 2041 | 4,8 | 2,4 | 7,2 |
| 2014 | 5,1 | 23 | -1 | 21 | 4,4 | 4,4 | 1 | 0 | 2042 | 4,9 | 2,5 | 7,3 |
| 2015 | 3,6 | 24 | -9 | 15 | 4,9 | 4,9 | 1 | 0 | 2043 | 4,9 | 2,5 | 7,3 |
| 2016 | 3,5 | 25 | -11 | 12 | 5,1 | 5,1 | 2 | 18 | 2044 | 4,9 | 2,5 | 7,4 |
| 2017 | 2,6 | 26 | -21 | 5 | 5,1 | | 0 | 0 | 2045 | 5,0 | 2,5 | 7,4 |
| 2018 | 4,9 | 27 | -3 | 24 | 5,8 | 5,8 | 1 | 0 | 2046 | 5,0 | 2,5 | 7,5 |
| | | | | | | | | | 2047 | 5,1 | 2,6 | 7,5 |
| | | | | | | | | | 2048 | 5,1 | 2,6 | 7,6 |
| | | | | | | | | | 2049 | 5,1 | 2,6 | 7,7 |
| | | | | | | | | | 2050 | 5,2 | 2,6 | 7,7 |

Ergebnisse der Trendanalyse:

S = 61
n = 28
VAR(S) = 2551,333333
Z = 1,187866539
f(z) = 0,882557003
LoS = 0,95

Trendverlauf: **kein Trend**

A-Tab. 27: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Lufttemperatur) für den Monat April

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | | Prognose lin. Trend | | | | |
|--------------------------------|--------------------------------------|------------|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|---|------|---------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|
| Jahr | berechneter Mittelwert von SWE in mm | Jahreswert | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formelf. VAR(S) | Jahr | progn. Mittelwert von SWE in mm | untere Grenze Konfidenzniveau in mm | obere Grenze Konfidenzniveau in mm |
| 1991 | -1,5 | | | | -1,9 | -1,9 | 1 | 0 | 2020 | 2,7 | -0,3 | 5,7 |
| 1992 | 0,0 | 1 | 0 | 1 | -1,5 | -1,5 | 1 | 0 | 2021 | 2,9 | -0,1 | 5,9 |
| 1993 | 1,5 | 2 | 0 | 2 | -1,2 | -1,2 | 1 | 0 | 2022 | 2,7 | -0,3 | 5,7 |
| 1994 | -0,8 | 3 | -2 | 1 | -0,8 | -0,8 | 1 | 0 | 2023 | 3,1 | 0,1 | 6,1 |
| 1995 | 1,1 | 4 | -1 | 3 | -0,3 | -0,3 | 1 | 0 | 2024 | 2,9 | -0,1 | 6,0 |
| 1996 | | 5 | -2 | 3 | | | 1 | 0 | 2025 | 3,3 | 0,3 | 6,4 |
| 1997 | -1,9 | 6 | -6 | 0 | | | 1 | 0 | 2026 | 3,2 | 0,1 | 6,3 |
| 1998 | 0,4 | 7 | -3 | 4 | 0,3 | 0,3 | 1 | 0 | 2027 | 3,6 | 0,4 | 6,7 |
| 1999 | 0,5 | 8 | -3 | 5 | 0,4 | 0,4 | 1 | 0 | 2028 | 3,4 | 0,2 | 6,6 |
| 2000 | 1,8 | 9 | 0 | 9 | 0,5 | 0,5 | 1 | 0 | 2029 | 3,8 | 0,6 | 7,0 |
| 2001 | -1,2 | 10 | -8 | 2 | | | 1 | 0 | 2030 | 3,6 | 0,4 | 6,8 |
| 2002 | 0,3 | 11 | -6 | 5 | 0,7 | 0,7 | 1 | 0 | 2031 | 4,0 | 0,8 | 7,2 |
| 2003 | 0,0 | 12 | -7 | 4 | | | 1 | 0 | 2032 | 3,9 | 0,6 | 7,1 |
| 2004 | 0,7 | 13 | -3 | 9 | 0,8 | 0,8 | 1 | 0 | 2033 | 4,2 | 1,0 | 7,5 |
| 2005 | 1,2 | 14 | -2 | 12 | 0,9 | 0,9 | 1 | 0 | 2034 | 4,1 | 0,8 | 7,4 |
| 2006 | 0,9 | 15 | -4 | 11 | 1,0 | 1,0 | 1 | 0 | 2035 | 4,5 | 1,1 | 7,8 |
| 2007 | 5,2 | 16 | 0 | 16 | 1,1 | 1,1 | 1 | 0 | 2036 | 4,3 | 0,9 | 7,7 |
| 2008 | -0,3 | 17 | -13 | 4 | 1,2 | 1,2 | 1 | 0 | 2037 | 4,7 | 1,3 | 8,1 |
| 2009 | 3,3 | 18 | -1 | 17 | | | 1 | 0 | 2038 | 4,5 | 1,1 | 7,9 |
| 2010 | 1,2 | 19 | -4 | 14 | 1,5 | 1,5 | 1 | 0 | 2039 | 4,9 | 1,5 | 8,4 |
| 2011 | 3,6 | 20 | -1 | 19 | 1,7 | 1,7 | 1 | 0 | 2040 | 4,8 | 1,3 | 8,2 |
| 2012 | 0,8 | 21 | -9 | 12 | 1,8 | 1,8 | 1 | 0 | 2041 | 5,1 | 1,7 | 8,6 |
| 2013 | | 22 | -3 | 19 | 1,9 | 1,9 | 1 | 0 | 2042 | 5,0 | 1,5 | 8,5 |
| 2014 | 2,5 | 23 | -3 | 20 | 2,0 | 2,0 | 1 | 0 | 2043 | 5,4 | 1,8 | 8,9 |
| 2015 | 1,0 | 24 | -10 | 14 | 2,5 | 2,5 | 1 | 0 | 2044 | 5,2 | 1,6 | 8,8 |
| 2016 | 1,9 | 25 | -5 | 20 | 3,3 | 3,3 | 1 | 0 | 2045 | 5,6 | 2,0 | 9,2 |
| 2017 | 0,5 | 26 | -16 | 9 | 3,6 | 3,6 | 1 | 0 | 2046 | 5,4 | 1,8 | 9,1 |
| 2018 | 4,5 | 27 | -1 | 26 | 4,5 | 4,5 | 1 | 0 | 2047 | 5,8 | 2,2 | 9,5 |
| 2019 | 1,7 | 28 | -8 | 20 | 5,2 | 5,2 | 0 | 0 | 2048 | 5,7 | 2,0 | 9,3 |
| | | | | | | | | | 2049 | 6,1 | 2,3 | 9,8 |
| | | | | | | | | | 2050 | 5,9 | 2,1 | 9,6 |

Ergebnisse der Trendanalyse:

| |
|--------------------------------|
| S = 160 |
| n = 27 |
| VAR(S) = 2301 |
| Z = 3,314658684 |
| f(z) = 0,999541225 |
| LoS = 0,95 |
| Trendverlauf: zunehmend |

b) Eintreffende kurzwellige Strahlung

A-Tab.28: Tagesanteil und Wert (in W/m²) der im Mittel je Stunde eintreffenden Globalstrahlung > 1 W/m²

| Durchschnittlicher Tagesanteil, an dem eine kurzwellige Globalstrahlung von mehr als 1 W/m ² eintrifft | | | | | | | | | | | | |
|---|--------|---------|------|-------|------|------|------|--------|-----------|---------|----------|----------|
| Tag | Jänner | Februar | März | April | Mai | Juni | Juli | August | September | Oktober | November | Dezember |
| 1 | 0,34 | 0,39 | 0,45 | 0,52 | 0,59 | 0,64 | 0,66 | 0,62 | 0,53 | 0,47 | 0,40 | 0,35 |
| 2 | 0,34 | 0,39 | 0,45 | 0,53 | 0,59 | 0,64 | 0,66 | 0,63 | 0,54 | 0,47 | 0,40 | 0,35 |
| 3 | 0,34 | 0,39 | 0,46 | 0,53 | 0,59 | 0,63 | 0,65 | 0,63 | 0,54 | 0,47 | 0,39 | 0,34 |
| 4 | 0,34 | 0,39 | 0,45 | 0,53 | 0,60 | 0,64 | 0,65 | 0,63 | 0,53 | 0,46 | 0,39 | 0,34 |
| 5 | 0,33 | 0,39 | 0,45 | 0,53 | 0,60 | 0,64 | 0,66 | 0,62 | 0,53 | 0,47 | 0,39 | 0,34 |
| 6 | 0,34 | 0,39 | 0,46 | 0,53 | 0,60 | 0,64 | 0,66 | 0,61 | 0,53 | 0,46 | 0,39 | 0,34 |
| 7 | 0,34 | 0,40 | 0,46 | 0,53 | 0,60 | 0,65 | 0,66 | 0,60 | 0,52 | 0,45 | 0,39 | 0,34 |
| 8 | 0,34 | 0,40 | 0,47 | 0,54 | 0,60 | 0,65 | 0,65 | 0,60 | 0,53 | 0,45 | 0,39 | 0,34 |
| 9 | 0,35 | 0,40 | 0,47 | 0,54 | 0,60 | 0,64 | 0,64 | 0,60 | 0,53 | 0,45 | 0,38 | 0,34 |
| 10 | 0,34 | 0,41 | 0,47 | 0,54 | 0,61 | 0,64 | 0,64 | 0,59 | 0,52 | 0,45 | 0,39 | 0,34 |
| 11 | 0,35 | 0,41 | 0,47 | 0,54 | 0,61 | 0,64 | 0,63 | 0,59 | 0,52 | 0,45 | 0,38 | 0,34 |
| 12 | 0,35 | 0,41 | 0,48 | 0,55 | 0,61 | 0,65 | 0,64 | 0,59 | 0,51 | 0,45 | 0,37 | 0,33 |
| 13 | 0,35 | 0,41 | 0,47 | 0,55 | 0,61 | 0,65 | 0,63 | 0,59 | 0,51 | 0,45 | 0,37 | 0,34 |
| 14 | 0,34 | 0,41 | 0,48 | 0,55 | 0,61 | 0,66 | 0,64 | 0,59 | 0,51 | 0,45 | 0,37 | 0,33 |
| 15 | 0,36 | 0,41 | 0,48 | 0,55 | 0,61 | 0,65 | 0,63 | 0,59 | 0,51 | 0,44 | 0,37 | 0,33 |
| 16 | 0,35 | 0,41 | 0,48 | 0,55 | 0,62 | 0,64 | 0,64 | 0,58 | 0,51 | 0,44 | 0,37 | 0,33 |
| 17 | 0,35 | 0,42 | 0,49 | 0,56 | 0,62 | 0,65 | 0,63 | 0,58 | 0,50 | 0,44 | 0,37 | 0,34 |
| 18 | 0,36 | 0,41 | 0,49 | 0,56 | 0,62 | 0,65 | 0,63 | 0,58 | 0,51 | 0,43 | 0,37 | 0,34 |
| 19 | 0,36 | 0,42 | 0,49 | 0,56 | 0,62 | 0,66 | 0,65 | 0,57 | 0,50 | 0,43 | 0,37 | 0,34 |
| 20 | 0,36 | 0,43 | 0,49 | 0,56 | 0,62 | 0,66 | 0,64 | 0,57 | 0,50 | 0,43 | 0,36 | 0,34 |
| 21 | 0,36 | 0,43 | 0,49 | 0,57 | 0,62 | 0,66 | 0,63 | 0,57 | 0,50 | 0,42 | 0,37 | 0,33 |
| 22 | 0,36 | 0,43 | 0,50 | 0,57 | 0,62 | 0,66 | 0,63 | 0,57 | 0,49 | 0,43 | 0,36 | 0,33 |
| 23 | 0,37 | 0,43 | 0,51 | 0,58 | 0,62 | 0,66 | 0,63 | 0,57 | 0,49 | 0,42 | 0,36 | 0,33 |
| 24 | 0,37 | 0,43 | 0,51 | 0,58 | 0,63 | 0,67 | 0,62 | 0,56 | 0,49 | 0,41 | 0,36 | 0,33 |
| 25 | 0,37 | 0,44 | 0,51 | 0,58 | 0,63 | 0,65 | 0,62 | 0,57 | 0,49 | 0,41 | 0,36 | 0,34 |
| 26 | 0,36 | 0,44 | 0,51 | 0,58 | 0,63 | 0,66 | 0,62 | 0,56 | 0,48 | 0,41 | 0,36 | 0,33 |
| 27 | 0,37 | 0,44 | 0,51 | 0,58 | 0,64 | 0,66 | 0,62 | 0,56 | 0,48 | 0,41 | 0,36 | 0,34 |
| 28 | 0,37 | 0,44 | 0,51 | 0,58 | 0,64 | 0,66 | 0,61 | 0,55 | 0,49 | 0,41 | 0,35 | 0,34 |
| 29 | 0,37 | 0,44 | 0,51 | 0,58 | 0,64 | 0,66 | 0,62 | 0,57 | 0,48 | 0,40 | 0,35 | 0,34 |
| 30 | 0,38 | | 0,52 | 0,58 | 0,63 | 0,67 | 0,62 | 0,56 | 0,48 | 0,41 | 0,35 | 0,33 |
| 31 | 0,38 | | 0,52 | | 0,64 | | 0,62 | 0,54 | | 0,40 | | 0,34 |
| MW | 0,35 | 0,41 | 0,48 | 0,55 | 0,62 | 0,65 | 0,64 | 0,59 | 0,51 | 0,44 | 0,37 | 0,34 |

| Durchschnittlich eintreffende kurzwellige Globalstrahlung in W/m ² | | | | | | | | | | | | |
|---|--------|---------|------|-------|-----|------|------|--------|-----------|---------|----------|----------|
| Tag | Jänner | Februar | März | April | Mai | Juni | Juli | August | September | Oktober | November | Dezember |
| 1 | 30 | 57 | 108 | 193 | 206 | 213 | 213 | 209 | 126 | 90 | 56 | 31 |
| 2 | 29 | 58 | 111 | 195 | 218 | 194 | 199 | 199 | 155 | 104 | 58 | 30 |
| 3 | 31 | 59 | 116 | 185 | 207 | 191 | 225 | 172 | 157 | 108 | 55 | 30 |
| 4 | 30 | 62 | 118 | 173 | 189 | 183 | 212 | 179 | 137 | 101 | 55 | 31 |
| 5 | 27 | 61 | 125 | 167 | 208 | 228 | 197 | 191 | 141 | 104 | 50 | 30 |
| 6 | 31 | 64 | 119 | 171 | 202 | 184 | 191 | 179 | 156 | 109 | 51 | 29 |
| 7 | 31 | 65 | 123 | 191 | 238 | 223 | 194 | 182 | 144 | 98 | 51 | 29 |
| 8 | 31 | 66 | 130 | 190 | 218 | 203 | 180 | 170 | 166 | 101 | 52 | 27 |
| 9 | 33 | 69 | 136 | 197 | 211 | 192 | 192 | 174 | 164 | 105 | 48 | 28 |
| 10 | 30 | 71 | 146 | 202 | 234 | 208 | 193 | 173 | 142 | 97 | 49 | 27 |
| 11 | 32 | 71 | 131 | 187 | 215 | 181 | 195 | 176 | 138 | 110 | 48 | 28 |
| 12 | 33 | 79 | 144 | 174 | 193 | 192 | 205 | 182 | 136 | 107 | 46 | 27 |
| 13 | 32 | 78 | 152 | 194 | 197 | 207 | 190 | 173 | 119 | 107 | 44 | 28 |
| 14 | 34 | 86 | 152 | 216 | 203 | 213 | 191 | 183 | 119 | 102 | 44 | 25 |
| 15 | 36 | 86 | 141 | 194 | 211 | 238 | 190 | 182 | 139 | 104 | 44 | 26 |
| 16 | 35 | 84 | 151 | 193 | 222 | 190 | 232 | 170 | 140 | 100 | 42 | 25 |
| 17 | 34 | 79 | 141 | 209 | 210 | 222 | 209 | 183 | 127 | 95 | 42 | 27 |
| 18 | 36 | 93 | 153 | 190 | 216 | 210 | 204 | 183 | 128 | 92 | 40 | 27 |
| 19 | 39 | 94 | 149 | 206 | 214 | 213 | 229 | 179 | 127 | 90 | 40 | 26 |
| 20 | 40 | 91 | 155 | 223 | 197 | 215 | 211 | 153 | 139 | 87 | 41 | 27 |
| 21 | 38 | 93 | 156 | 231 | 201 | 209 | 202 | 170 | 138 | 77 | 37 | 26 |
| 22 | 42 | 92 | 167 | 227 | 214 | 204 | 206 | 177 | 131 | 89 | 36 | 26 |
| 23 | 43 | 97 | 150 | 223 | 220 | 205 | 198 | 179 | 126 | 78 | 35 | 27 |
| 24 | 44 | 103 | 164 | 200 | 222 | 211 | 173 | 156 | 137 | 81 | 37 | 27 |
| 25 | 47 | 113 | 160 | 214 | 232 | 204 | 197 | 172 | 121 | 78 | 37 | 27 |
| 26 | 46 | 113 | 164 | 203 | 222 | 220 | 202 | 162 | 103 | 77 | 34 | 26 |
| 27 | 45 | 117 | 171 | 203 | 196 | 206 | 193 | 147 | 109 | 72 | 36 | 27 |
| 28 | 48 | 120 | 181 | 205 | 219 | 221 | 174 | 152 | 127 | 73 | 36 | 27 |
| 29 | 52 | 98 | 169 | 213 | 218 | 222 | 198 | 153 | 122 | 63 | 34 | 28 |
| 30 | 53 | | 172 | 214 | 209 | 242 | 205 | 152 | 118 | 68 | 34 | 25 |
| 31 | 55 | | 189 | | 199 | | 206 | 142 | | 66 | | 28 |
| MW | 38 | 83 | 147 | 199 | 212 | 208 | 200 | 173 | 134 | 91 | 44 | 27 |

c) Reflektierte kurzwellige Strahlung (Albedo)

A-Tab. 29: Verlauf der durchschnittlich reflektierten kurzwelligen Strahlung und der Albedo je Stunde

| Durchschnittliche reflektierte kurzwellige Strahlung in W/m ² je Stunde | | | | | | | | | | | | |
|--|--------|---------|------|-------|-----|------|------|--------|-----------|---------|----------|----------|
| Stunde | Jänner | Februar | März | April | Mai | Juni | Juli | August | September | Oktober | November | Dezember |
| 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 5 | 0 | 0 | 0 | 2 | 7 | 5 | 4 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 6 | 0 | 0 | 3 | 22 | 23 | 9 | 7 | 7 | 5 | 1 | 0 | 0 |
| 7 | 0 | 3 | 27 | 61 | 42 | 15 | 12 | 10 | 10 | 9 | 3 | 0 |
| 8 | 9 | 28 | 69 | 116 | 104 | 46 | 37 | 19 | 15 | 20 | 19 | 8 |
| 9 | 36 | 65 | 146 | 279 | 167 | 63 | 60 | 48 | 37 | 32 | 42 | 33 |
| 10 | 61 | 110 | 307 | 372 | 198 | 73 | 72 | 62 | 58 | 61 | 61 | 55 |
| 11 | 79 | 203 | 375 | 416 | 211 | 77 | 77 | 68 | 64 | 92 | 76 | 70 |
| 12 | 100 | 279 | 404 | 427 | 211 | 76 | 78 | 70 | 67 | 101 | 130 | 80 |
| 13 | 184 | 296 | 385 | 402 | 193 | 72 | 75 | 68 | 63 | 91 | 118 | 123 |
| 14 | 108 | 234 | 327 | 340 | 163 | 63 | 66 | 59 | 52 | 69 | 79 | 66 |
| 15 | 57 | 144 | 234 | 259 | 128 | 51 | 53 | 45 | 36 | 30 | 30 | 29 |
| 16 | 16 | 45 | 88 | 144 | 84 | 38 | 38 | 28 | 16 | 13 | 8 | 5 |
| 17 | 1 | 12 | 40 | 77 | 57 | 27 | 28 | 19 | 9 | 3 | 0 | 0 |
| 18 | 0 | 0 | 6 | 25 | 26 | 17 | 17 | 12 | 3 | 0 | 0 | 0 |
| 19 | 0 | 0 | 0 | 1 | 5 | 7 | 5 | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 20 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 21 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 22 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 23 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

| Durchschnittliche Albedo in Prozent je Stunde | | | | | | | | | | | | |
|---|--------|---------|------|-------|-----|------|------|--------|-----------|---------|----------|----------|
| Stunde | Jänner | Februar | März | April | Mai | Juni | Juli | August | September | Oktober | November | Dezember |
| 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 68 | 59 | 58 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 5 | 0 | 0 | 0 | 70 | 47 | 27 | 30 | 42 | 49 | 0 | 0 | 0 |
| 6 | 0 | 0 | 75 | 72 | 39 | 16 | 15 | 21 | 37 | 49 | 0 | 0 |
| 7 | 32 | 80 | 81 | 71 | 37 | 14 | 12 | 13 | 19 | 34 | 61 | 28 |
| 8 | 83 | 84 | 81 | 65 | 31 | 13 | 11 | 10 | 15 | 28 | 63 | 76 |
| 9 | 86 | 84 | 73 | 58 | 32 | 13 | 11 | 10 | 11 | 25 | 61 | 79 |
| 10 | 85 | 78 | 68 | 61 | 32 | 13 | 12 | 10 | 11 | 21 | 59 | 78 |
| 11 | 83 | 75 | 69 | 61 | 32 | 13 | 12 | 10 | 11 | 21 | 57 | 77 |
| 12 | 79 | 72 | 69 | 61 | 32 | 13 | 12 | 11 | 11 | 21 | 51 | 74 |
| 13 | 69 | 73 | 71 | 62 | 32 | 13 | 12 | 11 | 11 | 21 | 48 | 65 |
| 14 | 71 | 71 | 71 | 62 | 33 | 14 | 13 | 12 | 12 | 21 | 51 | 67 |
| 15 | 80 | 76 | 73 | 63 | 32 | 14 | 13 | 12 | 12 | 22 | 58 | 79 |
| 16 | 87 | 83 | 75 | 65 | 34 | 14 | 14 | 14 | 13 | 25 | 61 | 77 |
| 17 | 71 | 86 | 81 | 68 | 36 | 18 | 17 | 17 | 18 | 29 | 4 | 0 |
| 18 | 0 | 4 | 75 | 68 | 35 | 18 | 18 | 21 | 28 | 0 | 0 | 0 |
| 19 | 0 | 0 | 0 | 55 | 36 | 25 | 23 | 27 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 20 | 0 | 0 | 0 | 0 | 18 | 35 | 25 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 21 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 22 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 23 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

d) Niederschlag

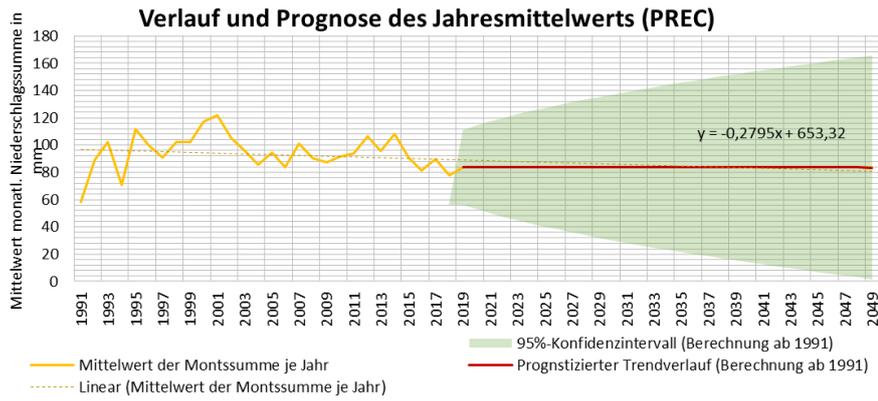
A-Tab. 30: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Niederschlag)

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | Prognose lin. Trend | | | | | |
|--------------------------------|--------------------------------------|------------|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|--|------|----------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|
| Jahr | gemessener Mittelwert von PREC in mm | Jahreswert | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formel f. VAR(S) | Jahr | progn. Mittelwert von PREC in mm | untere Grenze Konfidenzniveau in mm | obere Grenze Konfidenzniveau in mm |
| 1991 | 58 | | | | 58 | 58 | 1 | 0 | 2019 | 84 | 56 | 111 |
| 1992 | 89 | 1 | 0 | 1 | 71 | 71 | 1 | 0 | 2020 | 84 | 53 | 114 |
| 1993 | 102 | 2 | 0 | 2 | 78 | 78 | 1 | 0 | 2021 | 84 | 50 | 117 |
| 1994 | 71 | 3 | -2 | 1 | 81 | 81 | 1 | 0 | 2022 | 84 | 47 | 120 |
| 1995 | 112 | 4 | 0 | 4 | 84 | 84 | 1 | 0 | 2023 | 84 | 45 | 123 |
| 1996 | 100 | 5 | -2 | 3 | 86 | 86 | 1 | 0 | 2024 | 84 | 42 | 125 |
| 1997 | 91 | 6 | -3 | 3 | 87 | 87 | 1 | 0 | 2025 | 84 | 40 | 127 |
| 1998 | 102 | 7 | -1 | 6 | 89 | 89 | 1 | 0 | 2026 | 84 | 38 | 129 |
| 1999 | 103 | 8 | -1 | 7 | 90 | 90 | 1 | 0 | 2027 | 84 | 36 | 131 |
| 2000 | 117 | 9 | 0 | 9 | 90 | 90 | 1 | 0 | 2028 | 84 | 34 | 133 |
| 2001 | 122 | 10 | 0 | 10 | 91 | 91 | 1 | 0 | 2029 | 84 | 32 | 135 |
| 2002 | 105 | 11 | -3 | 8 | 91 | 91 | 1 | 0 | 2030 | 84 | 30 | 137 |
| 2003 | 96 | 12 | -8 | 4 | 91 | 91 | 1 | 0 | 2031 | 84 | 28 | 139 |
| 2004 | 86 | 13 | -11 | 2 | 94 | 94 | 1 | 0 | 2032 | 84 | 27 | 141 |
| 2005 | 95 | 14 | -9 | 5 | 95 | 95 | 1 | 0 | 2033 | 84 | 25 | 142 |
| 2006 | 84 | 15 | -13 | 2 | 96 | 96 | 1 | 0 | 2034 | 84 | 23 | 144 |
| 2007 | 101 | 16 | -7 | 9 | 96 | 96 | 1 | 0 | 2035 | 84 | 22 | 146 |
| 2008 | 90 | 17 | -12 | 5 | 100 | 100 | 1 | 0 | 2036 | 84 | 20 | 147 |
| 2009 | 87 | 18 | -14 | 4 | 101 | 101 | 1 | 0 | 2037 | 84 | 18 | 149 |
| 2010 | 91 | 19 | -11 | 8 | 102 | 102 | 1 | 0 | 2038 | 84 | 17 | 150 |
| 2011 | 94 | 20 | -11 | 9 | 102 | 102 | 1 | 0 | 2039 | 84 | 15 | 152 |
| 2012 | 106 | 21 | -3 | 18 | 103 | 103 | 1 | 0 | 2040 | 84 | 14 | 153 |
| 2013 | 96 | 22 | -11 | 11 | 105 | 105 | 1 | 0 | 2041 | 84 | 12 | 155 |
| 2014 | 108 | 23 | -3 | 20 | 106 | 106 | 1 | 0 | 2042 | 84 | 11 | 156 |
| 2015 | 91 | 24 | -17 | 7 | 108 | 108 | 1 | 0 | 2043 | 84 | 10 | 158 |
| 2016 | 81 | 25 | -23 | 2 | 112 | 112 | 1 | 0 | 2044 | 84 | 8 | 159 |
| 2017 | 90 | 26 | -19 | 7 | 117 | 117 | 1 | 0 | 2045 | 84 | 7 | 160 |
| 2018 | 78 | 27 | -25 | 2 | 122 | 122 | | | 2046 | 84 | 6 | 162 |
| | | | | | | | | | 2047 | 84 | 4 | 163 |
| | | | | | | | | | 2048 | 84 | 3 | 164 |
| | | | | | | | | | 2049 | 84 | 2 | 166 |
| | | | | | | | | | 2050 | 84 | 0 | 167 |

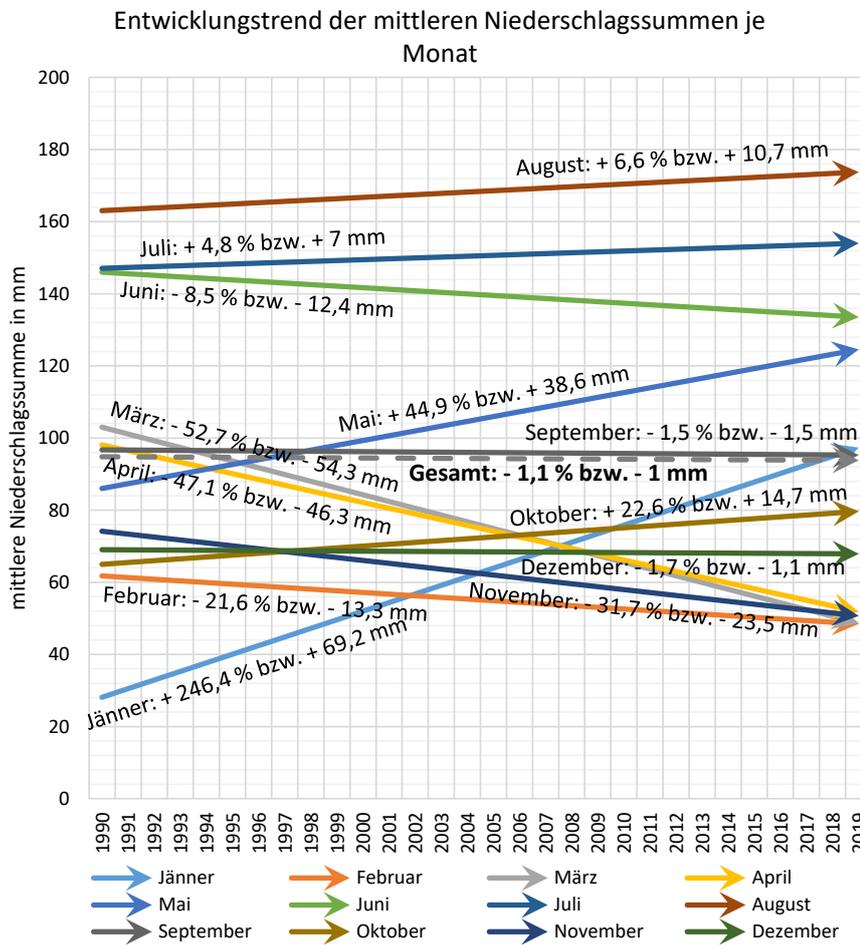
Ergebnisse der Trendanalyse:

S = -40
n = 28
VAR(S) = 2562
Z = -0,77050426
f(z) = 0,220500414
LoS = 0,95

Trendverlauf: **kein Trend**



A-Abb. 117: Verlauf und Prognose des Jahresmittelwerts (Niederschlag PREC)



A-Abb. 118: Entwicklungstrend der mittleren Niederschlagssummen

e) Schneewasseräquivalent

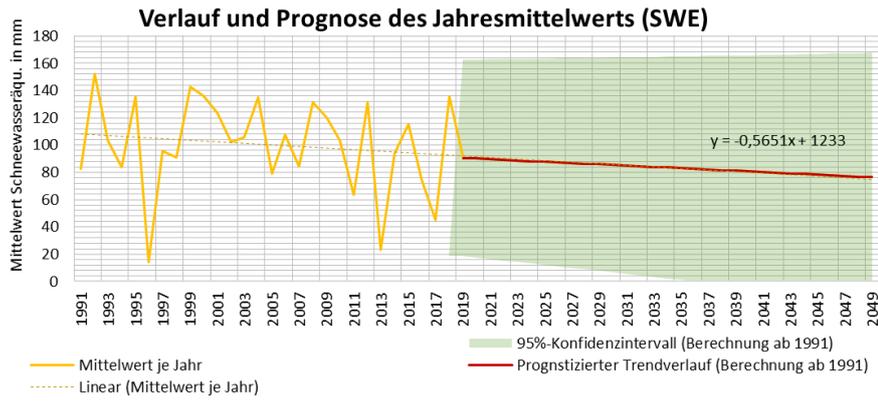
A-Tab. 31: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Schneewasseräquivalent)

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | | Prognose lin. Trend | | | | |
|--------------------------------|-------------------------------------|------------|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|--|------|---------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|
| Jahr | gemessener Mittelwert von SWE in mm | Jahreswert | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formel f. VAR(S) | Jahr | progn. Mittelwert von SWE in mm | untere Grenze Konfidenzniveau in mm | obere Grenze Konfidenzniveau in mm |
| 1991 | 83 | | | | 14 | 14 | 1 | 0 | 2019 | 91 | 18 | 163 |
| 1992 | 152 | 1 | 0 | 1 | 23 | 23 | 1 | 0 | 2020 | 90 | 17 | 163 |
| 1993 | 104 | 2 | -1 | 1 | 45 | 45 | 1 | 0 | 2021 | 90 | 16 | 163 |
| 1994 | 84 | 3 | -2 | 1 | 64 | 64 | 1 | 0 | 2022 | 89 | 15 | 163 |
| 1995 | 135 | 4 | -1 | 3 | 75 | 75 | 1 | 0 | 2023 | 89 | 14 | 163 |
| 1996 | 14 | 5 | -5 | 0 | 79 | 79 | 1 | 0 | 2024 | 88 | 13 | 163 |
| 1997 | 96 | 6 | -3 | 3 | 83 | 83 | 1 | 0 | 2025 | 88 | 12 | 163 |
| 1998 | 91 | 7 | -4 | 3 | 84 | 84 | 2 | 18 | 2026 | 87 | 11 | 164 |
| 1999 | 143 | 8 | -1 | 7 | 84 | 91 | 1 | 0 | 2027 | 87 | 10 | 164 |
| 2000 | 136 | 9 | -2 | 7 | 91 | 94 | 1 | 0 | 2028 | 86 | 9 | 164 |
| 2001 | 124 | 10 | -4 | 6 | 94 | 96 | 1 | 0 | 2029 | 86 | 8 | 164 |
| 2002 | 102 | 11 | -6 | 5 | 96 | 102 | 1 | 0 | 2030 | 85 | 7 | 164 |
| 2003 | 106 | 12 | -5 | 7 | 102 | 103 | 1 | 0 | 2031 | 85 | 6 | 164 |
| 2004 | 135 | 13 | -4 | 9 | 103 | 104 | 1 | 0 | 2032 | 84 | 4 | 164 |
| 2005 | 79 | 14 | -13 | 1 | 104 | 106 | 1 | 0 | 2033 | 84 | 3 | 165 |
| 2006 | 108 | 15 | -6 | 9 | 106 | 108 | 1 | 0 | 2034 | 84 | 2 | 165 |
| 2007 | 84 | 16 | -12 | 4 | 108 | 115 | 1 | 0 | 2035 | 83 | 1 | 165 |
| 2008 | 131 | 17 | -5 | 12 | 115 | 120 | 1 | 0 | 2036 | 83 | 0 | 165 |
| 2009 | 120 | 18 | -7 | 11 | 120 | 124 | 1 | 0 | 2037 | 82 | -1 | 165 |
| 2010 | 103 | 19 | -11 | 8 | 124 | 131 | 2 | 18 | 2038 | 82 | -2 | 165 |
| 2011 | 64 | 20 | -19 | 1 | 131 | 135 | 2 | 18 | 2039 | 81 | -3 | 166 |
| 2012 | 131 | 21 | -5 | 16 | 131 | 136 | 2 | 18 | 2040 | 81 | -4 | 166 |
| 2013 | 23 | 22 | -21 | 1 | 135 | 143 | 1 | 0 | 2041 | 80 | -6 | 166 |
| 2014 | 94 | 23 | -15 | 8 | 135 | 152 | 1 | 0 | 2042 | 80 | -7 | 166 |
| 2015 | 115 | 24 | -9 | 15 | 136 | | 0 | 0 | 2043 | 79 | -8 | 166 |
| 2016 | 75 | 25 | -22 | 3 | 136 | | 0 | 0 | 2044 | 79 | -9 | 167 |
| 2017 | 45 | 26 | -24 | 2 | 143 | | 0 | 0 | 2045 | 78 | -10 | 167 |
| 2018 | 136 | 27 | -3 | 24 | 152 | | | | 2046 | 78 | -11 | 167 |
| | | | | | | | | | 2047 | 77 | -13 | 167 |
| | | | | | | | | | 2048 | 77 | -14 | 168 |
| | | | | | | | | | 2049 | 76 | -15 | 168 |
| | | | | | | | | | 2050 | 76 | -16 | 168 |

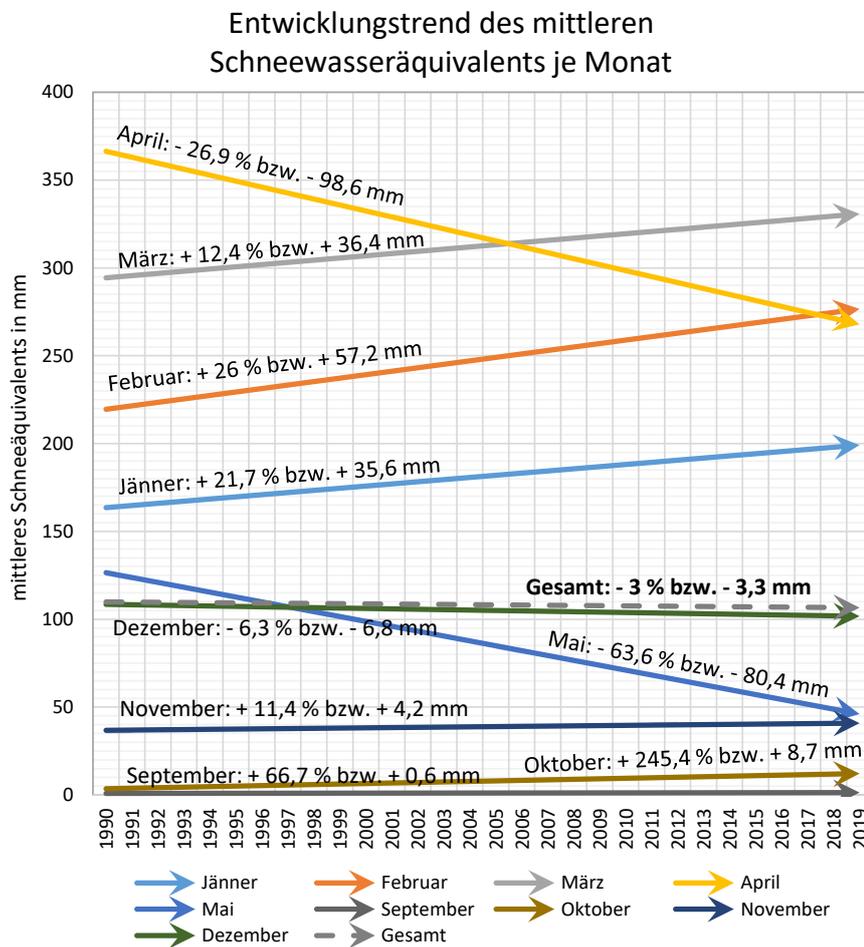
Ergebnisse der Trendanalyse:

S = -42
n = 28
VAR(S) = 2558
Z = -0,810650373
f(z) = 0,20878324
LoS = 0,95

Trendverlauf: **kein Trend**



A-Abb. 119: Verlauf und Prognose des Jahresmittelwerts (Schneewasseräquivalent SWE)



A-Abb. 120: Entwicklungstrend des mittleren Schneewasseräquivalents

A-Tab. 32: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Schneewasseräquivalent) für Winter

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------------------------------|------------|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|---|
| Jahr | berechneter Mittelwert von SWE in mm | Jahreswert | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formelf. VAR(S) |
| 1991 | 142 | | | | 74 | 74 | 1 | 0 |
| 1992 | 202 | 1 | 0 | 1 | 111 | 111 | 1 | 0 |
| 1993 | 191 | 2 | -1 | 1 | 121 | 121 | 1 | 0 |
| 1994 | 160 | 3 | -2 | 1 | 129 | 129 | 1 | 0 |
| 1995 | 172 | 4 | -2 | 2 | 136 | 136 | 1 | 0 |
| 1996 | | 5 | 0 | 0 | 142 | 142 | 1 | 0 |
| 1997 | 129 | 6 | -5 | 0 | 148 | 148 | 1 | 0 |
| 1998 | 148 | 7 | -4 | 2 | 160 | 160 | 1 | 0 |
| 1999 | 175 | 8 | -2 | 5 | 161 | 161 | 1 | 0 |
| 2000 | 204 | 9 | 0 | 8 | 165 | 165 | 1 | 0 |
| 2001 | 161 | 10 | -5 | 4 | 166 | 166 | 1 | 0 |
| 2002 | 172 | 11 | -4 | 6 | 168 | 168 | 1 | 0 |
| 2003 | 168 | 12 | -6 | 5 | 172 | 172 | 2 | 18 |
| 2004 | 262 | 13 | 0 | 12 | 172 | | 0 | 0 |
| 2005 | 136 | 14 | -12 | 1 | 175 | 175 | 1 | 0 |
| 2006 | 177 | 15 | -4 | 10 | 177 | 177 | 1 | 0 |
| 2007 | 121 | 16 | -15 | 0 | 180 | 180 | 1 | 0 |
| 2008 | 222 | 17 | -1 | 15 | 191 | 191 | 1 | 0 |
| 2009 | 180 | 18 | -5 | 12 | 202 | 202 | 1 | 0 |
| 2010 | 209 | 19 | -2 | 16 | 204 | 204 | 1 | 0 |
| 2011 | 165 | 20 | -12 | 7 | 209 | 209 | 1 | 0 |
| 2012 | 235 | 21 | -1 | 19 | 222 | 222 | 1 | 0 |
| 2013 | | 22 | 0 | 0 | 227 | 227 | 1 | 0 |
| 2014 | 166 | 23 | -13 | 8 | 235 | 235 | 1 | 0 |
| 2015 | 227 | 24 | -2 | 20 | 262 | 262 | 1 | 0 |
| 2016 | 111 | 25 | -23 | 0 | 283 | 283 | 1 | 0 |
| 2017 | 74 | 26 | -24 | 0 | | | | |
| 2018 | 283 | 27 | 0 | 25 | | | | |

| Prognose lin. Trend | | | |
|---------------------|---------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|
| Jahr | progn. Mittelwert von SWE in mm | untere Grenze Konfidenzniveau in mm | obere Grenze Konfidenzniveau in mm |
| 2019 | 234 | 142 | 327 |
| 2020 | 189 | 96 | 282 |
| 2021 | 198 | 105 | 290 |
| 2022 | 199 | 106 | 292 |
| 2023 | 201 | 107 | 294 |
| 2024 | 202 | 108 | 296 |
| 2025 | 203 | 109 | 298 |
| 2026 | 204 | 109 | 299 |
| 2027 | 206 | 110 | 301 |
| 2028 | 207 | 111 | 303 |
| 2029 | 208 | 112 | 305 |
| 2030 | 210 | 113 | 307 |
| 2031 | 211 | 113 | 309 |
| 2032 | 212 | 114 | 310 |
| 2033 | 214 | 115 | 312 |
| 2034 | 215 | 116 | 314 |
| 2035 | 216 | 116 | 316 |
| 2036 | 218 | 117 | 318 |
| 2037 | 219 | 118 | 320 |
| 2038 | 220 | 119 | 322 |
| 2039 | 221 | 119 | 324 |
| 2040 | 223 | 120 | 325 |
| 2041 | 224 | 121 | 327 |
| 2042 | 225 | 121 | 329 |
| 2043 | 227 | 122 | 331 |
| 2044 | 228 | 123 | 333 |
| 2045 | 229 | 124 | 335 |
| 2046 | 231 | 124 | 337 |
| 2047 | 232 | 125 | 339 |
| 2048 | 233 | 126 | 341 |
| 2049 | 235 | 126 | 343 |
| 2050 | 236 | 127 | 345 |

| Ergebnisse der Trendanalyse: | |
|---------------------------------|--|
| S = 35 | |
| n = 28 | |
| VAR(S) = 2561 | |
| Z = 0,671852794 | |
| f(z) = 0,749161293 | |
| LoS = 0,95 | |
| Trendverlauf: kein Trend | |

A-Tab. 33: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Schneewasseräquivalent) für Frühling

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | | Prognose lin. Trend | | | | |
|--------------------------------|--------------------------------------|------------|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|---|------|---------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|
| Jahr | berechneter Mittelwert von SWE in mm | Jahreswert | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formelf. VAR(S) | Jahr | progn. Mittelwert von SWE in mm | untere Grenze Konfidenzniveau in mm | obere Grenze Konfidenzniveau in mm |
| 1991 | 160 | | | | 58 | 58 | 1 | 0 | 2019 | 234 | 66 | 402 |
| 1992 | 362 | 1 | 0 | 1 | 105 | 105 | 1 | 0 | 2020 | 181 | 8 | 354 |
| 1993 | 237 | 2 | -1 | 1 | 147 | 147 | 1 | 0 | 2021 | 192 | 21 | 363 |
| 1994 | 176 | 3 | -2 | 1 | 153 | 153 | 1 | 0 | 2022 | 190 | 14 | 365 |
| 1995 | 341 | 4 | -1 | 3 | 160 | 160 | 1 | 0 | 2023 | 187 | 6 | 368 |
| 1996 | | 5 | 0 | 0 | 163 | 163 | 1 | 0 | 2024 | 184 | -2 | 370 |
| 1997 | 255 | 6 | -2 | 3 | 168 | 168 | 1 | 0 | 2025 | 181 | -9 | 372 |
| 1998 | 199 | 7 | -4 | 2 | 176 | 176 | 1 | 0 | 2026 | 179 | -17 | 374 |
| 1999 | 370 | 8 | 0 | 7 | 178 | 178 | 1 | 0 | 2027 | 176 | -24 | 376 |
| 2000 | 331 | 9 | -3 | 5 | 189 | 189 | 1 | 0 | 2028 | 173 | -31 | 377 |
| 2001 | 310 | 10 | -4 | 5 | 199 | 199 | 1 | 0 | 2029 | 170 | -38 | 379 |
| 2002 | 224 | 11 | -7 | 3 | 224 | 224 | 1 | 0 | 2030 | 168 | -45 | 381 |
| 2003 | 178 | 12 | -9 | 2 | 237 | 237 | 1 | 0 | 2031 | 165 | -53 | 382 |
| 2004 | 304 | 13 | -5 | 7 | 249 | 249 | 1 | 0 | 2032 | 162 | -60 | 384 |
| 2005 | 163 | 14 | -12 | 1 | 251 | 251 | 1 | 0 | 2033 | 159 | -67 | 385 |
| 2006 | 251 | 15 | -7 | 7 | 255 | 255 | 1 | 0 | 2034 | 157 | -74 | 387 |
| 2007 | 147 | 16 | -15 | 0 | 265 | 265 | 1 | 0 | 2035 | 154 | -80 | 388 |
| 2008 | 314 | 17 | -4 | 12 | 270 | 270 | 1 | 0 | 2036 | 151 | -87 | 390 |
| 2009 | 249 | 18 | -9 | 8 | 285 | 285 | 1 | 0 | 2037 | 148 | -94 | 391 |
| 2010 | 189 | 19 | -13 | 5 | 304 | 304 | 1 | 0 | 2038 | 146 | -101 | 392 |
| 2011 | 105 | 20 | -19 | 0 | 310 | 310 | 1 | 0 | 2039 | 143 | -108 | 393 |
| 2012 | 270 | 21 | -7 | 13 | 314 | 314 | 1 | 0 | 2040 | 140 | -114 | 395 |
| 2013 | | 22 | 0 | 0 | 331 | 331 | 1 | 0 | 2041 | 137 | -121 | 396 |
| 2014 | 153 | 23 | -19 | 2 | 341 | 341 | 1 | 0 | 2042 | 135 | -128 | 397 |
| 2015 | 265 | 24 | -8 | 14 | 362 | 362 | 1 | 0 | 2043 | 132 | -134 | 398 |
| 2016 | 168 | 25 | -18 | 5 | 370 | 370 | 1 | 0 | 2044 | 129 | -141 | 399 |
| 2017 | 58 | 26 | -24 | 0 | | | | | 2045 | 126 | -147 | 400 |
| 2018 | 285 | 27 | -7 | 18 | | | | | 2046 | 124 | -154 | 401 |
| | | | | | | | | | 2047 | 121 | -161 | 402 |
| | | | | | | | | | 2048 | 118 | -167 | 403 |
| | | | | | | | | | 2049 | 115 | -173 | 404 |
| | | | | | | | | | 2050 | 113 | -180 | 405 |

| | |
|---------------------------------|--|
| Ergebnisse der Trendanalyse: | |
| S = -75 | |
| n = 28 | |
| VAR(S) = 2562 | |
| Z = -1,461982442 | |
| f(z) = 0,071873011 | |
| LoS = 0,95 | |
| Trendverlauf: kein Trend | |

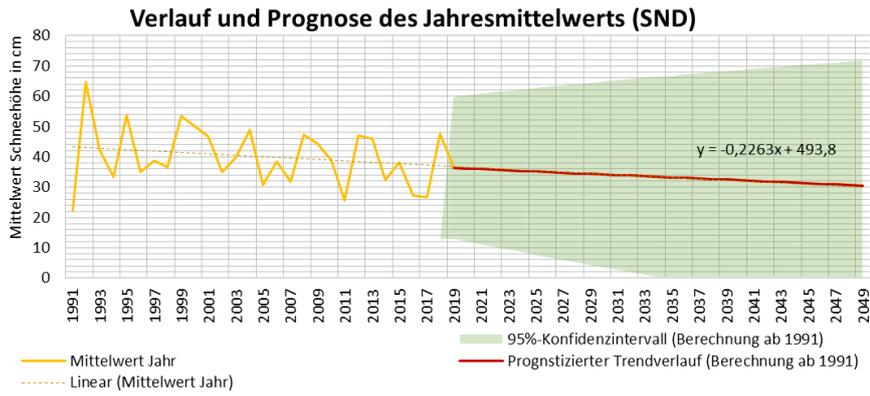
f) **Schneehöhe (automatisch gemessen)****A-Tab. 34:** Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Schneehöhe)

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | | Prognose lin. Trend | | | | |
|--------------------------------|-------------------------------------|------------|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|--|------|---------------------------------|-------------------------------------|------------------------------------|
| Jahr | gemessener Mittelwert von SND in cm | Jahreswert | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formel f. VAR(S) | Jahr | progn. Mittelwert von SND in cm | untere Grenze Konfidenzniveau in cm | obere Grenze Konfidenzniveau in cm |
| 1991 | 22 | | | | 22 | 22 | 1 | 0 | 2019 | 36 | 13 | 60 |
| 1992 | 65 | 1 | 0 | 1 | 26 | 26 | 1 | 0 | 2020 | 36 | 12 | 60 |
| 1993 | 42 | 2 | -1 | 1 | 27 | 27 | 2 | 18 | 2021 | 36 | 11 | 61 |
| 1994 | 33 | 3 | -2 | 1 | 27 | | 0 | 0 | 2022 | 36 | 10 | 61 |
| 1995 | 54 | 4 | -1 | 3 | 31 | 31 | 1 | 0 | 2023 | 36 | 9 | 62 |
| 1996 | 35 | 5 | -3 | 2 | 32 | 32 | 2 | 18 | 2024 | 35 | 9 | 62 |
| 1997 | 39 | 6 | -3 | 3 | 32 | | 0 | 0 | 2025 | 35 | 8 | 63 |
| 1998 | 37 | 7 | -4 | 3 | 33 | 33 | 1 | 0 | 2026 | 35 | 7 | 63 |
| 1999 | 53 | 8 | -2 | 6 | 35 | 35 | 2 | 18 | 2027 | 35 | 6 | 64 |
| 2000 | 50 | 9 | -3 | 6 | 35 | | 0 | 0 | 2028 | 35 | 5 | 64 |
| 2001 | 47 | 10 | -4 | 6 | 37 | 37 | 1 | 0 | 2029 | 34 | 4 | 64 |
| 2002 | 35 | 11 | -8 | 2 | 38 | 38 | 2 | 18 | 2030 | 34 | 4 | 65 |
| 2003 | 40 | 12 | -6 | 6 | 38 | | 0 | 0 | 2031 | 34 | 3 | 65 |
| 2004 | 49 | 13 | -4 | 9 | 39 | 39 | 2 | 18 | 2032 | 34 | 2 | 66 |
| 2005 | 31 | 14 | -13 | 1 | 39 | | 0 | 0 | 2033 | 34 | 1 | 66 |
| 2006 | 38 | 15 | -9 | 6 | 40 | 40 | 1 | 0 | 2034 | 33 | 0 | 66 |
| 2007 | 32 | 16 | -14 | 2 | 42 | 42 | 1 | 0 | 2035 | 33 | 0 | 67 |
| 2008 | 47 | 17 | -5 | 12 | 44 | 44 | 1 | 0 | 2036 | 33 | -1 | 67 |
| 2009 | 44 | 18 | -7 | 11 | 46 | 46 | 1 | 0 | 2037 | 33 | -2 | 68 |
| 2010 | 39 | 19 | -11 | 8 | 47 | 47 | 3 | 66 | 2038 | 33 | -3 | 68 |
| 2011 | 26 | 20 | -19 | 1 | 47 | | 0 | 0 | 2039 | 32 | -3 | 68 |
| 2012 | 47 | 21 | -6 | 15 | 47 | | 0 | 0 | 2040 | 32 | -4 | 69 |
| 2013 | 46 | 22 | -8 | 14 | 48 | 48 | 1 | 0 | 2041 | 32 | -5 | 69 |
| 2014 | 32 | 23 | -19 | 4 | 49 | 49 | 1 | 0 | 2042 | 32 | -6 | 69 |
| 2015 | 38 | 24 | -15 | 9 | 50 | 50 | 1 | 0 | 2043 | 32 | -6 | 70 |
| 2016 | 27 | 25 | -23 | 2 | 53 | 53 | 1 | 0 | 2044 | 31 | -7 | 70 |
| 2017 | 27 | 26 | -24 | 2 | 54 | 54 | 1 | 0 | 2045 | 31 | -8 | 70 |
| 2018 | 48 | 27 | -5 | 22 | 65 | 65 | | | 2046 | 31 | -9 | 71 |
| | | | | | | | | | 2047 | 31 | -9 | 71 |
| | | | | | | | | | 2048 | 31 | -10 | 71 |
| | | | | | | | | | 2049 | 31 | -11 | 72 |
| | | | | | | | | | 2050 | 30 | -11 | 72 |

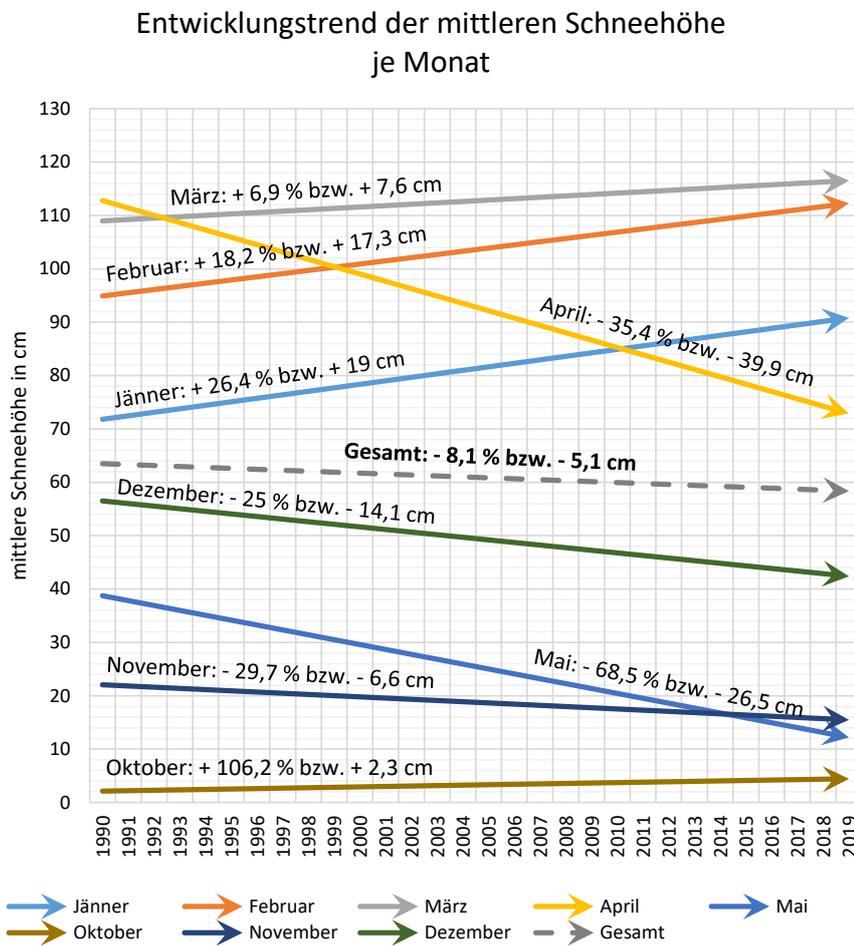
Ergebnisse der Trendanalyse:

S = -61
n = 28
VAR(S) = 2553,333333
Z = -1,187401226
f(z) = 0,117534698
LoS = 0,95

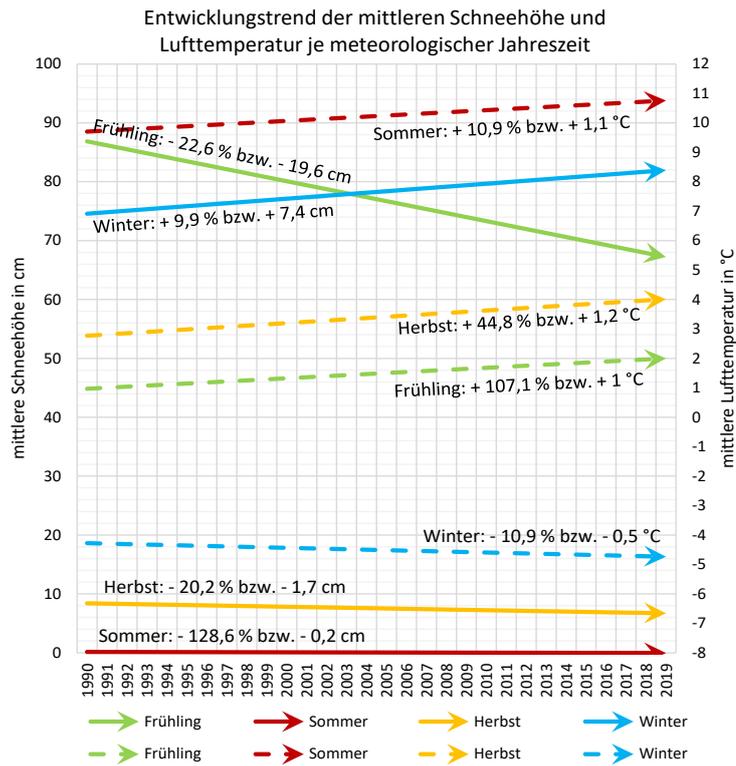
Trendverlauf: **kein Trend**



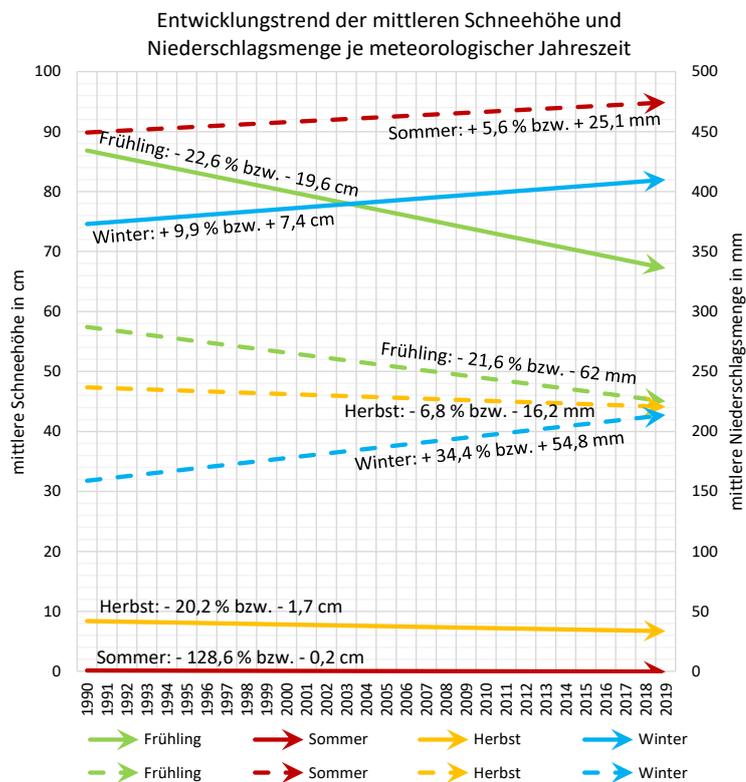
A-Abb. 121: Verlauf und Prognose des Jahresmittelwerts (Schneehöhe SND)



A-Abb. 122: Entwicklungstrend der mittleren Schneehöhe



A-Abb. 123: Entwicklungstrend der mittleren Lufttemperatur in Vergleich mit der Schneehöhe



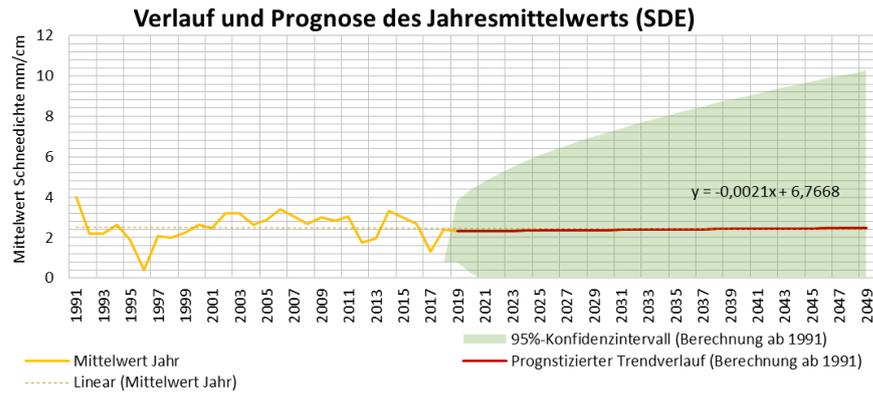
A-Abb. 124: Entwicklungstrend der mittleren Schneehöhe in Vergleich mit Niederschlagsmenge

g) Schneedichte

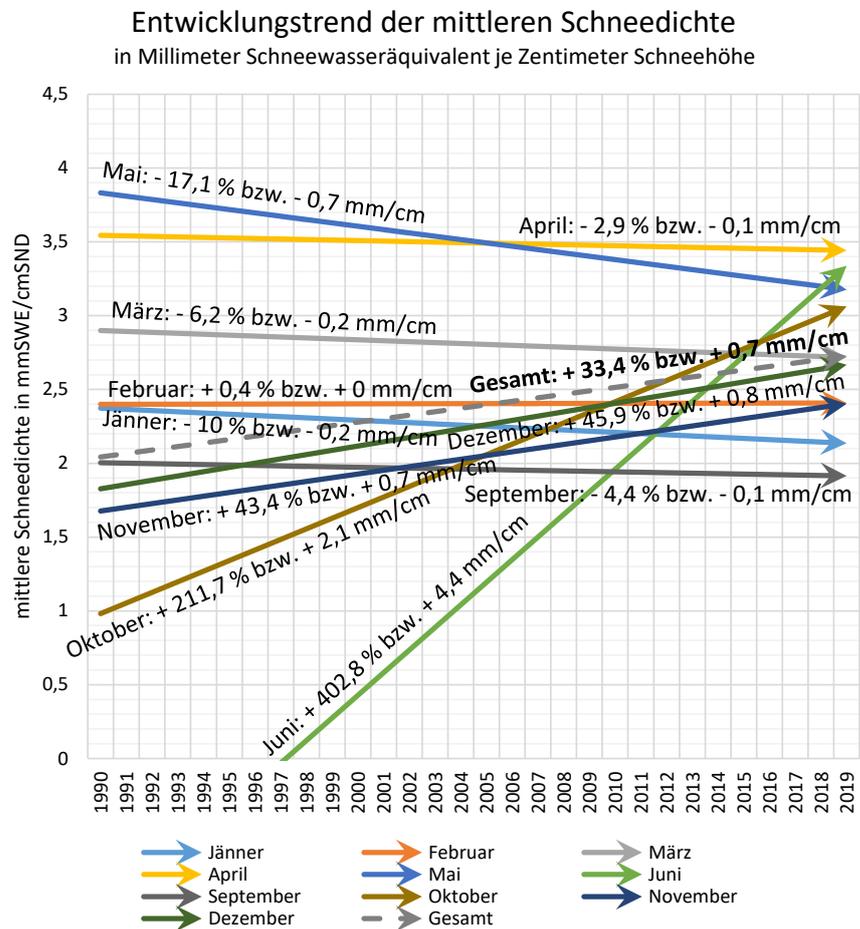
A-Tab. 35: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Schneedichte)

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | | Prognose lin. Trend | | | | |
|--------------------------------|---|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|--|---------------------|-------------------------------------|---------------|---------------------------------------|--------------------------|
| Jahr | gemessener Mittelwert von SDEN in mm/cm | Jahreswert | | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formel f. VAR(S) | Jahr | progn. Mittelwert von SDEN in mm/cm | untere Grenze | Konfidenzniveau in mm/cm obere Grenze | Konfidenzniveau in mm/cm |
| | | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | | | | | | | | | |
| 1991 | 4,0 | | | 0,4 | 0,4 | 1 | 0 | 2019 | 2,3 | 0,8 | 3,8 | |
| 1992 | 2,2 | 1 | -1 | 1,3 | 1,3 | 1 | 0 | 2020 | 2,3 | 0,3 | 4,4 | |
| 1993 | 2,2 | 2 | -1 | 1,8 | 1,8 | 1 | 0 | 2021 | 2,3 | -0,1 | 4,8 | |
| 1994 | 2,6 | 3 | -1 | 1,9 | 1,9 | 1 | 0 | 2022 | 2,3 | -0,5 | 5,2 | |
| 1995 | 1,9 | 4 | -4 | 2,0 | 2,0 | 2 | 18 | 2023 | 2,3 | -0,8 | 5,5 | |
| 1996 | 0,4 | 5 | -5 | 2,0 | | 0 | 0 | 2024 | 2,3 | -1,1 | 5,8 | |
| 1997 | 2,1 | 6 | -4 | 2,1 | 2,1 | 1 | 0 | 2025 | 2,3 | -1,4 | 6,1 | |
| 1998 | 2,0 | 7 | -5 | 2,2 | 2,2 | 3 | 66 | 2026 | 2,4 | -1,6 | 6,3 | |
| 1999 | 2,2 | 8 | -2 | 2,2 | | 0 | 0 | 2027 | 2,4 | -1,8 | 6,5 | |
| 2000 | 2,7 | 9 | -1 | 2,2 | | 0 | 0 | 2028 | 2,4 | -2,0 | 6,8 | |
| 2001 | 2,5 | 10 | -3 | 2,4 | 2,4 | 1 | 0 | 2029 | 2,4 | -2,3 | 7,0 | |
| 2002 | 3,2 | 11 | -1 | 2,5 | 2,5 | 1 | 0 | 2030 | 2,4 | -2,5 | 7,2 | |
| 2003 | 3,2 | 12 | -2 | 2,6 | 2,6 | 1 | 0 | 2031 | 2,4 | -2,6 | 7,4 | |
| 2004 | 2,7 | 13 | -3 | 2,7 | 2,7 | 4 | 156 | 2032 | 2,4 | -2,8 | 7,6 | |
| 2005 | 2,9 | 14 | -3 | 2,7 | | 0 | 0 | 2033 | 2,4 | -3,0 | 7,8 | |
| 2006 | 3,4 | 15 | -1 | 2,7 | | 0 | 0 | 2034 | 2,4 | -3,2 | 8,0 | |
| 2007 | 3,0 | 16 | -4 | 2,7 | | 0 | 0 | 2035 | 2,4 | -3,3 | 8,2 | |
| 2008 | 2,7 | 17 | -6 | 2,8 | 2,8 | 1 | 0 | 2036 | 2,4 | -3,5 | 8,3 | |
| 2009 | 3,0 | 18 | -5 | 2,9 | 2,9 | 1 | 0 | 2037 | 2,4 | -3,7 | 8,5 | |
| 2010 | 2,8 | 19 | -7 | 3,0 | 3,0 | 4 | 156 | 2038 | 2,4 | -3,8 | 8,7 | |
| 2011 | 3,0 | 20 | -4 | 3,0 | | 0 | 0 | 2039 | 2,4 | -4,0 | 8,8 | |
| 2012 | 1,8 | 21 | -20 | 3,0 | | 0 | 0 | 2040 | 2,4 | -4,1 | 9,0 | |
| 2013 | 2,0 | 22 | -19 | 3,0 | | 0 | 0 | 2041 | 2,4 | -4,3 | 9,1 | |
| 2014 | 3,3 | 23 | -2 | 3,2 | 3,2 | 2 | 18 | 2042 | 2,4 | -4,4 | 9,3 | |
| 2015 | 3,0 | 24 | -7 | 3,2 | | 0 | 0 | 2043 | 2,4 | -4,5 | 9,4 | |
| 2016 | 2,7 | 25 | -11 | 3,3 | 3,3 | 1 | 0 | 2044 | 2,5 | -4,7 | 9,6 | |
| 2017 | 1,3 | 26 | -25 | 3,4 | 3,4 | 1 | 0 | 2045 | 2,5 | -4,8 | 9,7 | |
| 2018 | 2,4 | 27 | -17 | 4,0 | 4,0 | | | 2046 | 2,5 | -4,9 | 9,9 | |
| | | | | | | | | 2047 | 2,5 | -5,1 | 10,0 | |
| | | | | | | | | 2048 | 2,5 | -5,2 | 10,1 | |
| | | | | | | | | 2049 | 2,5 | -5,3 | 10,3 | |
| | | | | | | | | 2050 | 2,5 | -5,4 | 10,4 | |

| | |
|------------------------------|-------------------|
| Ergebnisse der Trendanalyse: | |
| S = 50 | |
| n = 28 | |
| VAR(S) = 2539 | |
| Z = 0,972444288 | |
| f(z) = 0,834585216 | |
| LoS = 0,95 | |
| Trendverlauf: | kein Trend |



A-Abb. 125: Verlauf und Prognose des Jahresmittelwerts (Schneedichte SDE)



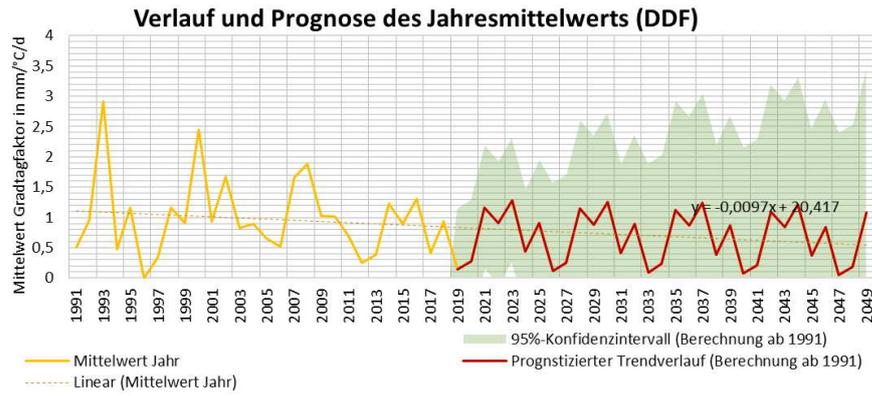
A-Abb. 126: Entwicklungstrend der mittleren Schneedichte

h) Schneeschmelzfaktor (Gradtagfaktor)

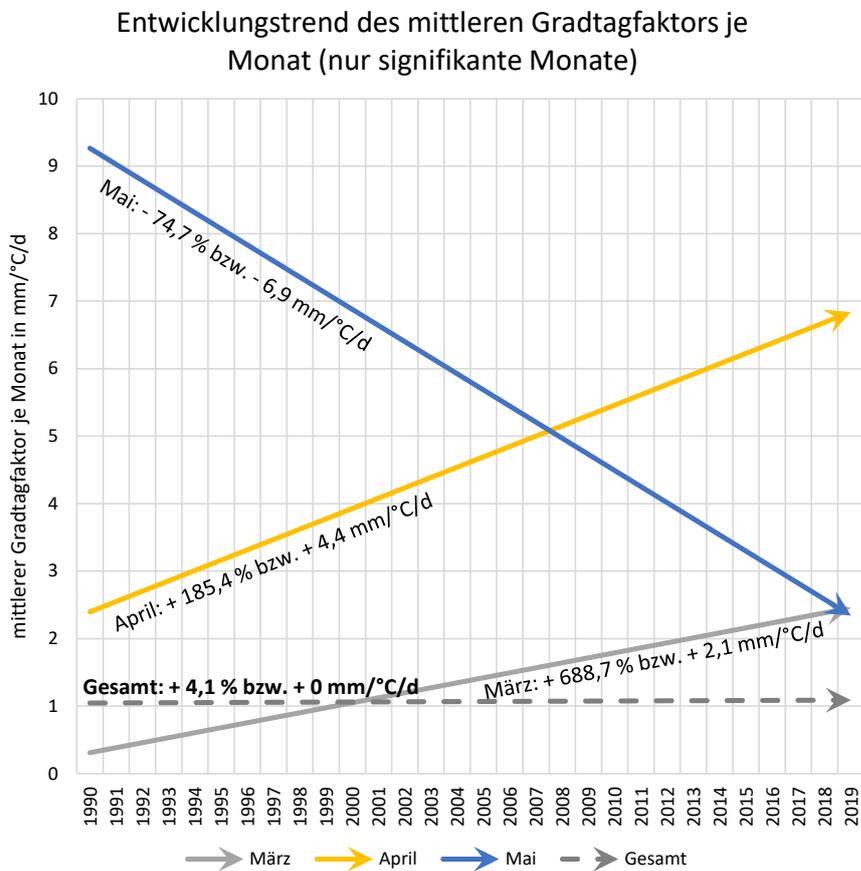
A-Tab. 36: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Gradtagfaktor)

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | | Prognose lin. Trend | | | | | |
|--------------------------------|--|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|--|---------------------|--------------------------------------|---------------|----------------------------|--------------|----------------------------|
| Jahr | gemessener Mittelwert von DDF in mm/°C/d | Jahreswert | | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formel f. VAR(S) | Jahr | progn. Mittelwert von DDF in mm/°C/d | untere Grenze | Konfidenzniveau in mm/°C/d | obere Grenze | Konfidenzniveau in mm/°C/d |
| | | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | | | | | | | | | | |
| 1991 | 0,5 | | | | | 1 | 0 | 2019 | 0,1 | -0,9 | 1,1 | | |
| 1992 | 1,0 | 1 | 0 | 0,3 | 0,3 | 2 | 18 | 2020 | 0,3 | -0,7 | 1,3 | | |
| 1993 | 2,9 | 2 | 0 | 0,3 | | 1 | 0 | 2021 | 1,2 | 0,1 | 2,2 | | |
| 1994 | 0,5 | 3 | -3 | 0,4 | 0,4 | 2 | 18 | 2022 | 0,9 | -0,1 | 1,9 | | |
| 1995 | 1,2 | 4 | -1 | 0,4 | | 1 | 0 | 2023 | 1,3 | 0,3 | 2,3 | | |
| 1996 | 0,0 | 5 | -5 | 0,5 | 0,5 | 3 | 66 | 2024 | 0,4 | -0,6 | 1,5 | | |
| 1997 | 0,3 | 6 | -5 | 0,5 | | 1 | 0 | 2025 | 0,9 | -0,1 | 1,9 | | |
| 1998 | 1,2 | 7 | -1 | 0,5 | | 1 | 0 | 2026 | 0,1 | -1,3 | 1,6 | | |
| 1999 | 0,9 | 8 | -4 | 0,7 | 0,7 | 2 | 18 | 2027 | 0,3 | -1,2 | 1,7 | | |
| 2000 | 2,4 | 9 | -1 | 0,7 | | 1 | 0 | 2028 | 1,1 | -0,3 | 2,6 | | |
| 2001 | 0,9 | 10 | -5 | 0,8 | 0,8 | 1 | 0 | 2029 | 0,9 | -0,6 | 2,3 | | |
| 2002 | 1,7 | 11 | -2 | 0,9 | 0,9 | 5 | 300 | 2030 | 1,3 | -0,2 | 2,7 | | |
| 2003 | 0,8 | 12 | -8 | 0,9 | | 1 | 0 | 2031 | 0,4 | -1,1 | 1,9 | | |
| 2004 | 0,9 | 13 | -8 | 0,9 | | 1 | 0 | 2032 | 0,9 | -0,6 | 2,4 | | |
| 2005 | 0,7 | 14 | -10 | 0,9 | | 1 | 0 | 2033 | 0,1 | -1,7 | 1,9 | | |
| 2006 | 0,5 | 15 | -11 | 0,9 | | 1 | 0 | 2034 | 0,2 | -1,6 | 2,0 | | |
| 2007 | 1,7 | 16 | -3 | 1,0 | 1,0 | 3 | 66 | 2035 | 1,1 | -0,7 | 2,9 | | |
| 2008 | 1,9 | 17 | -2 | 1,0 | | 1 | 0 | 2036 | 0,9 | -0,9 | 2,7 | | |
| 2009 | 1,0 | 18 | -7 | 1,0 | | 1 | 0 | 2037 | 1,2 | -0,6 | 3,0 | | |
| 2010 | 1,0 | 19 | -8 | 1,2 | 1,2 | 3 | 66 | 2038 | 0,4 | -1,4 | 2,2 | | |
| 2011 | 0,7 | 20 | -14 | 1,2 | | 1 | 0 | 2039 | 0,9 | -0,9 | 2,7 | | |
| 2012 | 0,3 | 21 | -20 | 1,2 | | 1 | 0 | 2040 | 0,1 | -2,0 | 2,2 | | |
| 2013 | 0,4 | 22 | -19 | 1,3 | 1,3 | 1 | 0 | 2041 | 0,2 | -1,9 | 2,3 | | |
| 2014 | 1,2 | 23 | -5 | 1,7 | 1,7 | 2 | 18 | 2042 | 1,1 | -1,0 | 3,2 | | |
| 2015 | 0,9 | 24 | -14 | 1,7 | | 1 | 0 | 2043 | 0,8 | -1,3 | 2,9 | | |
| 2016 | 1,3 | 25 | -5 | 1,9 | 1,9 | 1 | 0 | 2044 | 1,2 | -0,9 | 3,3 | | |
| 2017 | 0,4 | 26 | -22 | 2,4 | 2,4 | 1 | 0 | 2045 | 0,4 | -1,7 | 2,5 | | |
| 2018 | 0,9 | 27 | -12 | 2,9 | 2,9 | | | 2046 | 0,8 | -1,3 | 2,9 | | |
| | | | | | | | | 2047 | 0,0 | -2,3 | 2,4 | | |
| | | | | | | | | 2048 | 0,2 | -2,2 | 2,5 | | |
| | | | | | | | | 2049 | 1,1 | -1,3 | 3,4 | | |
| | | | | | | | | 2050 | 0,8 | -1,5 | 3,2 | | |

| | |
|------------------------------|-------------------|
| Ergebnisse der Trendanalyse: | |
| S = -13 | |
| n = 27 | |
| VAR(S) = 2269,333333 | |
| Z = -0,251902281 | |
| f(z) = 0,400558298 | |
| LoS = 0,95 | |
| Trendverlauf: | kein Trend |



A-Abb. 127: Verlauf und Prognose des Jahresmittelwerts (Schneeschnmelzfaktor)



A-Abb. 128: Entwicklungstrend des mittleren Gradtagfaktors (Schneeschnmelzfaktor)

A-Tab. 37: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Gradtagfaktor, März)

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | Prognose lin. Trend | | | | | | | |
|--------------------------------|---|------------|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|---|------|--------------------------------------|---------------|-----------------------------|--------------|-----------------------------|
| Jahr | berechneter Mittelwert von DDF in mm/°C/d | Jahreswert | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formelf. VAR(S) | Jahr | progn. Mittelwert von DDF in mm/°C/d | untere Grenze | Konfidenz-niveau in mm/°C/d | obere Grenze | Konfidenz-niveau in mm/°C/d |
| 1991 | 0,9 | | | | | | 1 | 0 | 2020 | 2,2 | -0,5 | 5,0 | | |
| 1992 | 0,0 | 1 | -1 | 0 | 0,1 | 0,1 | 3 | 66 | 2021 | 2,3 | -0,6 | 5,2 | | |
| 1993 | 0,8 | 2 | -1 | 1 | 0,1 | | 1 | 0 | 2022 | 4,8 | 1,9 | 7,8 | | |
| 1994 | 1,4 | 3 | 0 | 3 | 0,1 | | 1 | 0 | 2023 | 3,7 | 0,7 | 6,8 | | |
| 1995 | 0,1 | 4 | -3 | 1 | 0,2 | 0,2 | 5 | 300 | 2024 | 5,0 | 1,9 | 8,1 | | |
| 1996 | | 5 | 0 | 0 | 0,2 | | 1 | 0 | 2025 | 4,3 | 1,1 | 7,5 | | |
| 1997 | 0,2 | 6 | -3 | 2 | 0,2 | | 1 | 0 | 2026 | 2,8 | -0,5 | 6,0 | | |
| 1998 | 0,7 | 7 | -3 | 3 | 0,2 | | 1 | 0 | 2027 | 2,6 | -0,7 | 6,0 | | |
| 1999 | 0,2 | 8 | -4 | 3 | 0,2 | | 1 | 0 | 2028 | 2,9 | -0,5 | 6,3 | | |
| 2000 | 0,2 | 9 | -4 | 4 | 0,3 | 0,3 | 1 | 0 | 2029 | 2,6 | -0,9 | 6,1 | | |
| 2001 | 0,3 | 10 | -4 | 5 | 0,4 | 0,4 | 2 | 18 | 2030 | 3,2 | -0,4 | 6,8 | | |
| 2002 | 3,0 | 11 | 0 | 10 | 0,4 | | 1 | 0 | 2031 | 3,2 | -0,4 | 6,9 | | |
| 2003 | 1,8 | 12 | -1 | 10 | 0,7 | 0,7 | 1 | 0 | 2032 | 5,8 | 2,1 | 9,5 | | |
| 2004 | 3,0 | 13 | -1 | 11 | 0,8 | 0,8 | 1 | 0 | 2033 | 4,7 | 0,9 | 8,5 | | |
| 2005 | 3,4 | 14 | 0 | 13 | 0,9 | 0,9 | 1 | 0 | 2034 | 5,9 | 2,1 | 9,8 | | |
| 2006 | 0,4 | 15 | -8 | 6 | 1,1 | 1,1 | 1 | 0 | 2035 | 5,2 | 1,3 | 9,2 | | |
| 2007 | 0,1 | 16 | -14 | 1 | 1,4 | 1,4 | 2 | 18 | 2036 | 3,7 | -0,3 | 7,7 | | |
| 2008 | 0,2 | 17 | -11 | 5 | 1,4 | | 1 | 0 | 2037 | 3,6 | -0,5 | 7,6 | | |
| 2009 | 0,1 | 18 | -15 | 2 | 1,8 | 1,8 | 1 | 0 | 2038 | 3,9 | -0,3 | 8,0 | | |
| 2010 | 1,4 | 19 | -5 | 13 | 2,4 | 2,4 | 1 | 0 | 2039 | 3,5 | -0,7 | 7,7 | | |
| 2011 | 2,4 | 20 | -3 | 16 | 2,8 | 2,8 | 1 | 0 | 2040 | 4,1 | -0,1 | 8,4 | | |
| 2012 | 2,8 | 21 | -3 | 17 | 2,9 | 2,9 | 1 | 0 | 2041 | 4,2 | -0,1 | 8,5 | | |
| 2013 | | 22 | 0 | 0 | 3,0 | 3,0 | 2 | 18 | 2042 | 6,7 | 2,3 | 11,1 | | |
| 2014 | 5,5 | 23 | 0 | 21 | 3,0 | | 1 | 0 | 2043 | 5,6 | 1,2 | 10,1 | | |
| 2015 | 0,4 | 24 | -12 | 10 | 3,4 | 3,4 | 1 | 0 | 2044 | 6,9 | 2,4 | 11,4 | | |
| 2016 | 2,9 | 25 | -4 | 19 | 4,9 | 4,9 | 1 | 0 | 2045 | 6,2 | 1,6 | 10,8 | | |
| 2017 | 4,9 | 26 | -1 | 23 | 5,5 | 5,5 | 1 | 0 | 2046 | 4,7 | 0,0 | 9,3 | | |
| 2018 | 0,2 | 27 | -19 | 6 | | | | | 2047 | 4,5 | -0,2 | 9,3 | | |
| 2019 | 1,1 | 28 | -11 | 15 | | | | | 2048 | 4,8 | 0,0 | 9,6 | | |
| | | | | | | | | | 2049 | 4,5 | -0,4 | 9,3 | | |
| | | | | | | | | | 2050 | 5,1 | 0,2 | 10,0 | | |

Ergebnisse der Trendanalyse:

| |
|--------------------------------|
| S = 85 |
| n = 27 |
| VAR(S) = 2277,666667 |
| Z = 1,760087275 |
| f(z) = 0,960803495 |
| LoS = 0,95 |
| Trendverlauf: zunehmend |

A-Tab. 38: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Gradtagfaktor, April)

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | | Prognose lin. Trend | | | | | | |
|--------------------------------|---|------------|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|---|------|--------------------------------------|---------------|----------------------------|--------------|----------------------------|
| Jahr | berechneter Mittelwert von DDF in mm/°C/d | Jahreswert | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formelf. VAR(S) | Jahr | progn. Mittelwert von DDF in mm/°C/d | untere Grenze | Konfidenzniveau in mm/°C/d | obere Grenze | Konfidenzniveau in mm/°C/d |
| 1991 | 0,8 | | | | | | 2 | 18 | 2020 | 6,8 | -0,8 | | 14,5 | |
| 1992 | 0,1 | 1 | -1 | 0 | | | | 0 | 2021 | 7,0 | -0,7 | | 14,7 | |
| 1993 | 4,0 | 2 | 0 | 2 | 0,1 | | | 0 | 2022 | 7,2 | -0,6 | | 14,9 | |
| 1994 | 1,7 | 3 | -1 | 2 | 0,3 | 0,1 | 1 | 0 | 2023 | 7,3 | -0,5 | | 15,1 | |
| 1995 | 3,9 | 4 | -1 | 3 | 0,8 | 0,2 | 0 | 0 | 2024 | 7,5 | -0,4 | | 15,3 | |
| 1996 | | 5 | 0 | 0 | 1,2 | | | 0 | 2025 | 7,7 | -0,2 | | 15,5 | |
| 1997 | 0,3 | 6 | -4 | 1 | 1,2 | 0,9 | 0 | 0 | 2026 | 7,8 | -0,1 | | 15,7 | |
| 1998 | 2,5 | 7 | -2 | 4 | 1,7 | 1,1 | 0 | 0 | 2027 | 8,0 | 0,0 | | 15,9 | |
| 1999 | 6,6 | 8 | 0 | 7 | 1,9 | 2,3 | 0 | 0 | 2028 | 8,1 | 0,1 | | 16,1 | |
| 2000 | 12,1 | 9 | 0 | 8 | 2,5 | 2,9 | 0 | 0 | 2029 | 8,3 | 0,2 | | 16,4 | |
| 2001 | 1,2 | 10 | -6 | 3 | 2,6 | 3,1 | 0 | 0 | 2030 | 8,5 | 0,4 | | 16,6 | |
| 2002 | 9,8 | 11 | -1 | 9 | 3,5 | 3,2 | 0 | 0 | 2031 | 8,6 | 0,5 | | 16,8 | |
| 2003 | 5,0 | 12 | -3 | 8 | 3,6 | 3,5 | 1 | 0 | 2032 | 8,8 | 0,6 | | 17,0 | |
| 2004 | 3,6 | 13 | -6 | 6 | 3,9 | 3,6 | 1 | 0 | 2033 | 8,9 | 0,7 | | 17,2 | |
| 2005 | 3,5 | 14 | -7 | 6 | 4,0 | 3,8 | 0 | 0 | 2034 | 9,1 | 0,8 | | 17,4 | |
| 2006 | 2,6 | 15 | -8 | 6 | 4,4 | 3,9 | 1 | 0 | 2035 | 9,3 | 0,9 | | 17,6 | |
| 2007 | 13,7 | 16 | 0 | 15 | 4,6 | 5,9 | 0 | 0 | 2036 | 9,4 | 1,1 | | 17,8 | |
| 2008 | 1,2 | 17 | -12 | 4 | 5,0 | 6,3 | 0 | 0 | 2037 | 9,6 | 1,2 | | 18,0 | |
| 2009 | 4,4 | 18 | -5 | 12 | 6,2 | 7,8 | 0 | 0 | 2038 | 9,8 | 1,3 | | 18,2 | |
| 2010 | 6,2 | 19 | -4 | 14 | 6,5 | 9,0 | 0 | 0 | 2039 | 9,9 | 1,4 | | 18,4 | |
| 2011 | 4,6 | 20 | -6 | 13 | 6,6 | 9,6 | 0 | 0 | 2040 | 10,1 | 1,5 | | 18,7 | |
| 2012 | 0,0 | 21 | -20 | 0 | 7,2 | 10,7 | 1 | 0 | 2041 | 10,2 | 1,6 | | 18,9 | |
| 2013 | | 22 | 0 | 0 | 9,8 | 11,2 | 0 | 0 | 2042 | 10,4 | 1,7 | | 19,1 | |
| 2014 | 6,5 | 23 | -4 | 17 | 10,7 | 11,5 | 0 | 0 | 2043 | 10,6 | 1,8 | | 19,3 | |
| 2015 | 7,2 | 24 | -3 | 19 | 12,1 | 15,9 | 0 | 0 | 2044 | 10,7 | 2,0 | | 19,5 | |
| 2016 | 1,9 | 25 | -16 | 7 | 12,8 | 20,9 | 0 | 0 | 2045 | 10,9 | 2,1 | | 19,7 | |
| 2017 | 0,0 | 26 | -23 | 0 | 13,7 | 27,2 | 0 | 0 | 2046 | 11,1 | 2,2 | | 19,9 | |
| 2018 | 10,7 | 27 | -2 | 23 | | | | | 2047 | 11,2 | 2,3 | | 20,1 | |
| 2019 | 12,8 | 28 | -1 | 25 | | | | | 2048 | 11,4 | 2,4 | | 20,4 | |
| | | | | | | | | | 2049 | 11,5 | 2,5 | | 20,6 | |
| | | | | | | | | | 2050 | 11,7 | 2,6 | | 20,8 | |

Ergebnisse der Trendanalyse:

S = 54
n = 26
VAR(S) = 2057,333333
Z = 1,168486067
f(z) = 0,878694622
LoS = 0,95

Trendverlauf: kein Trend

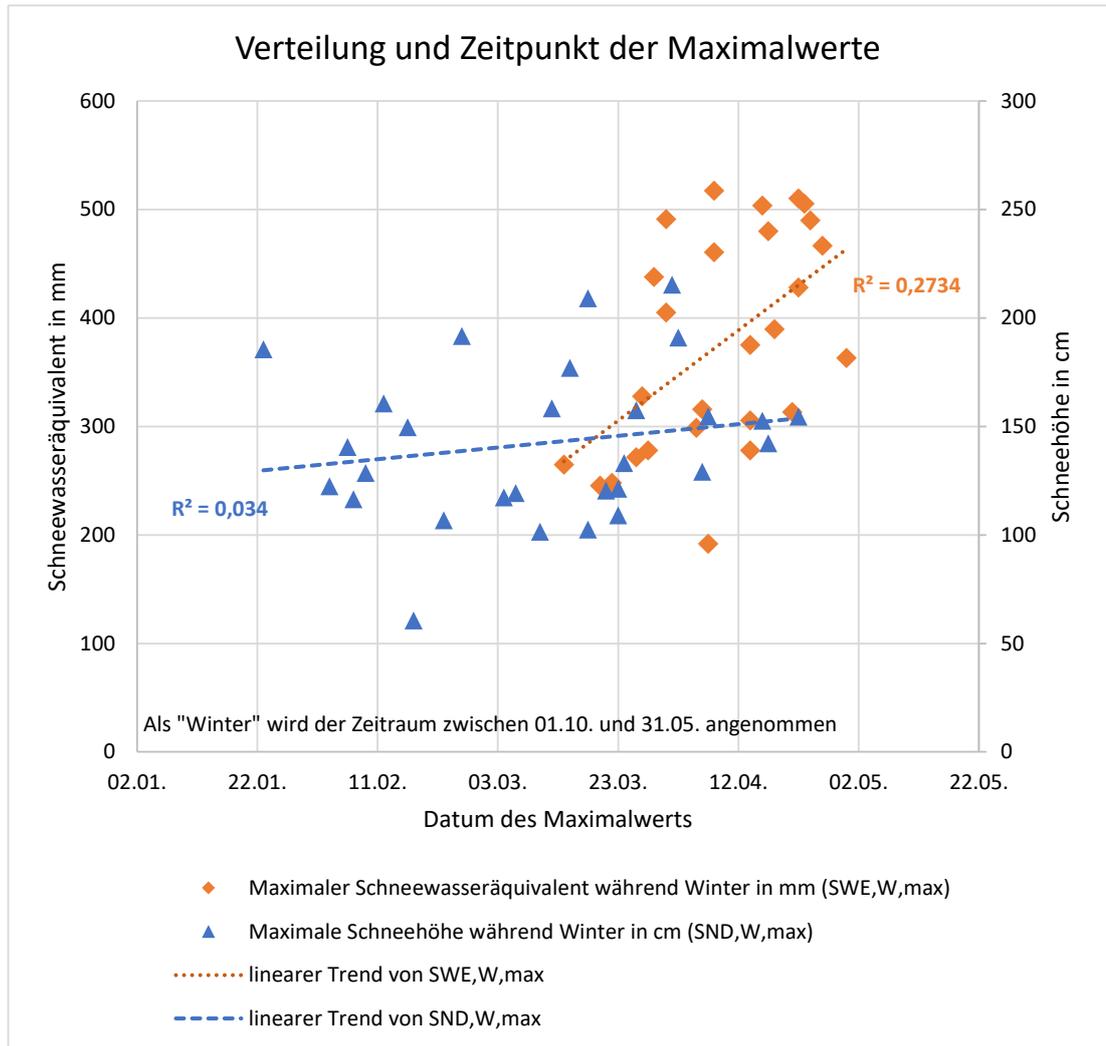
A-Tab. 39: Trendanalyse nach Mann-Kendall und Prognose (Gradtagfaktor, Mai)

| Trendanalyse nach Mann-Kendall | | | | | | | Prognose lin. Trend | | | | | | | |
|--------------------------------|---|------------|------------------|------------------|------------------------|----------|--------------------------|---|------|--------------------------------------|---------------|----------------------------|--------------|----------------------------|
| Jahr | berechneter Mittelwert von DDF in mm/°C/d | Jahreswert | Summe > Jahr (i) | Summe < Jahr (i) | Sortierung Jahreswerte | Gruppe p | Anzahl Werte je Gruppe p | Berechnung Summenprodukt in Formelf. VAR(S) | Jahr | progn. Mittelwert von DDF in mm/°C/d | untere Grenze | Konfidenzniveau in mm/°C/d | obere Grenze | Konfidenzniveau in mm/°C/d |
| 1991 | 3,5 | | | | | | 3 | 66 | 2020 | 0,0 | -9,6 | 9,5 | | |
| 1992 | 11,2 | 1 | 0 | 1 | | | | 0 | 2021 | -1,4 | -11,0 | 8,2 | | |
| 1993 | 27,2 | 2 | 0 | 2 | | | | 0 | 2022 | 3,3 | -6,4 | 13,0 | | |
| 1994 | 2,3 | 3 | -3 | 0 | 0,1 | 0,1 | 1 | 0 | 2023 | -1,2 | -11,0 | 8,6 | | |
| 1995 | 5,9 | 4 | -2 | 2 | 0,2 | 0,2 | 2 | 18 | 2024 | 11,0 | 1,1 | 20,9 | | |
| 1996 | | 5 | 0 | 0 | 0,2 | | | 0 | 2025 | 4,7 | -5,3 | 14,6 | | |
| 1997 | 3,6 | 6 | -3 | 2 | 0,9 | 0,9 | 1 | 0 | 2026 | -1,5 | -11,5 | 8,6 | | |
| 1998 | 10,7 | 7 | -2 | 4 | 1,1 | 1,1 | 1 | 0 | 2027 | -1,3 | -11,5 | 8,8 | | |
| 1999 | 3,8 | 8 | -4 | 3 | 2,3 | 2,3 | 1 | 0 | 2028 | -1,8 | -12,0 | 8,4 | | |
| 2000 | 15,9 | 9 | -1 | 7 | 2,9 | 2,9 | 1 | 0 | 2029 | -3,2 | -13,5 | 7,1 | | |
| 2001 | 9,6 | 10 | -4 | 5 | 3,1 | 3,1 | 1 | 0 | 2030 | 1,5 | -8,9 | 11,9 | | |
| 2002 | 6,3 | 11 | -5 | 5 | 3,2 | 3,2 | 1 | 0 | 2031 | -3,0 | -13,4 | 7,4 | | |
| 2003 | 3,1 | 12 | -10 | 1 | 3,5 | 3,5 | 1 | 0 | 2032 | 9,2 | -1,3 | 19,7 | | |
| 2004 | 3,9 | 13 | -7 | 5 | 3,6 | 3,6 | 1 | 0 | 2033 | 2,9 | -7,7 | 13,5 | | |
| 2005 | 0,9 | 14 | -13 | 0 | 3,8 | 3,8 | 1 | 0 | 2034 | -3,2 | -13,9 | 7,4 | | |
| 2006 | 3,2 | 15 | -11 | 3 | 3,9 | 3,9 | 1 | 0 | 2035 | -3,1 | -13,9 | 7,6 | | |
| 2007 | 0,2 | 16 | -15 | 0 | 5,9 | 5,9 | 1 | 0 | 2036 | -3,6 | -14,5 | 7,3 | | |
| 2008 | 20,9 | 17 | -1 | 15 | 6,3 | 6,3 | 1 | 0 | 2037 | -5,0 | -15,9 | 6,0 | | |
| 2009 | 7,8 | 18 | -6 | 11 | 7,8 | 7,8 | 1 | 0 | 2038 | -0,3 | -11,3 | 10,7 | | |
| 2010 | 1,1 | 19 | -16 | 2 | 9,0 | 9,0 | 1 | 0 | 2039 | -4,8 | -15,9 | 6,3 | | |
| 2011 | 0,2 | 20 | -19 | 0 | 9,6 | 9,6 | 1 | 0 | 2040 | 7,4 | -3,8 | 18,6 | | |
| 2012 | 0,0 | 21 | -20 | 0 | 10,7 | 10,7 | 1 | 0 | 2041 | 1,1 | -10,2 | 12,4 | | |
| 2013 | | 22 | 0 | 0 | 11,2 | 11,2 | 1 | 0 | 2042 | -5,0 | -16,4 | 6,4 | | |
| 2014 | 0,1 | 23 | -20 | 1 | 11,5 | 11,5 | 1 | 0 | 2043 | -4,9 | -16,4 | 6,6 | | |
| 2015 | 2,9 | 24 | -15 | 7 | 15,9 | 15,9 | 1 | 0 | 2044 | -5,4 | -17,0 | 6,2 | | |
| 2016 | 9,0 | 25 | -6 | 17 | 20,9 | 20,9 | 1 | 0 | 2045 | -6,8 | -18,4 | 4,9 | | |
| 2017 | 0,0 | 26 | -23 | 0 | 27,2 | 27,2 | 1 | 0 | 2046 | -2,1 | -13,8 | 9,7 | | |
| 2018 | 0,0 | 27 | -23 | 0 | | | | | 2047 | -6,6 | -18,4 | 5,3 | | |
| 2019 | 11,5 | 28 | -3 | 23 | | | | | 2048 | 5,6 | -6,3 | 17,5 | | |
| | | | | | | | | | 2049 | -0,7 | -12,7 | 11,3 | | |
| | | | | | | | | | 2050 | -6,8 | -18,9 | 5,3 | | |

Ergebnisse der Trendanalyse:

| |
|---------------------------------|
| S = -136 |
| n = 25 |
| VAR(S) = 1828,666667 |
| Z = -3,156941209 |
| f(z) = 0,000797167 |
| LoS = 0,95 |
| Trendverlauf: kein Trend |

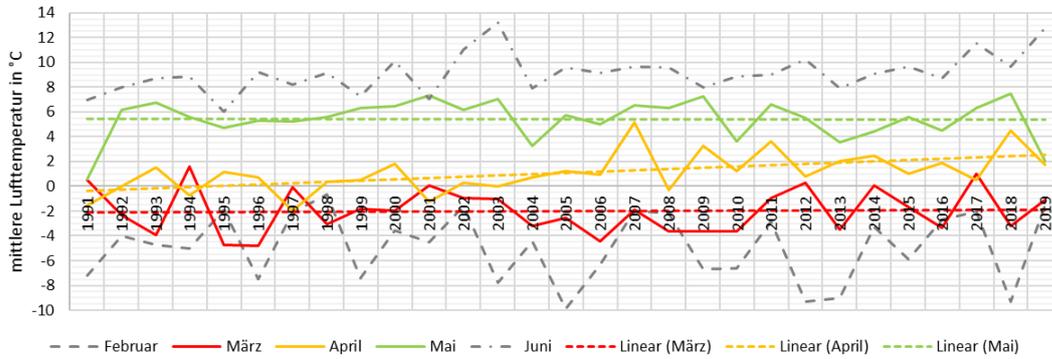
Ad 5.4.2 Entwicklung der relevanten Extremwerte



A-Abb. 129: Verteilung und Zeitpunkt der Maximalwerte (Schneewasseräquivalent und -höhe)

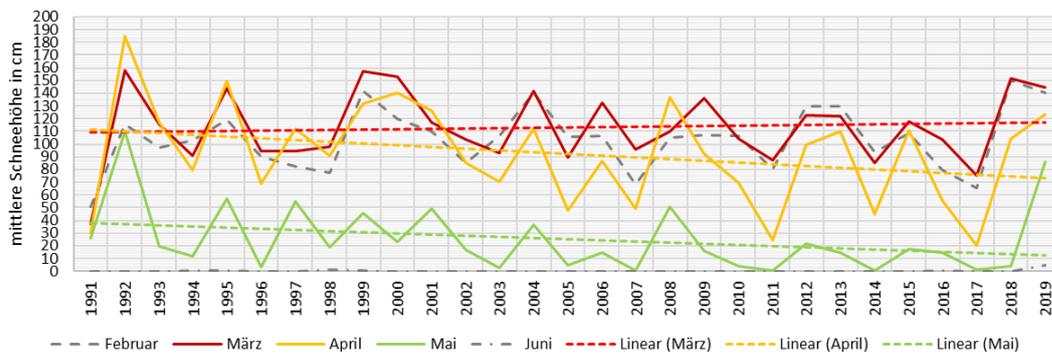
Ad 5.4.3 Entwicklung ausgewählter Parameter während der Schmelzphase

Entwicklung der mittleren Lufttemperaturen in den Monaten der Schneeschmelze



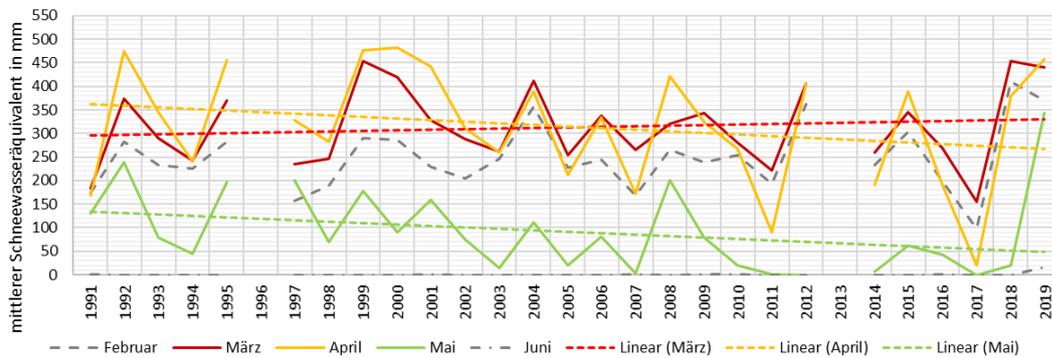
A-Abb. 130: Entwicklung der mittleren Lufttemperatur in der Schmelzphase

Entwicklung der mittleren Schneehöhe in den Monaten der Schneeschmelze



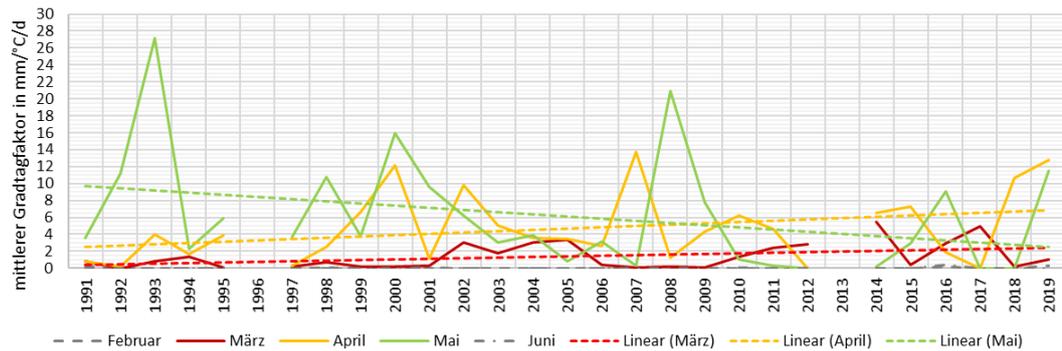
A-Abb. 131: Entwicklung der mittleren Schneehöhe in der Schmelzphase

Entwicklung des mittleren Schneewasseräquivalents in den Monaten der Schneeschmelze



A-Abb. 132: Entwicklung des mittleren Schneewasseräquivalents in der Schmelzphase

Entwicklung des Gradtagfaktors in den Monaten der Schneeschmelze



A-Abb. 133: Entwicklung des mittleren Gradtagfaktors in der Schmelzphase

Ad 5.4.5 Entwicklung der Lufttemperatur seit 1851

Ergebnisse der multiplen Regressionsanalysen für die Monate März, April und Mai (Berechnet nach Formel (5.58), Seite 116:

A-Tab. 40: Berechnete mittlere Lufttemperaturwerte aller Stationen (Abkürzungen siehe Tab. 5.16, Seite 114) für die Monate März, April und Mai (rot: mittels multipler Regression ermittelte Werte)

| | OGV | | | IBK | | | PAT | | | GAL | | | SCH | | | KÜH | | |
|------|------|------|-----|------|------|------|-------|------|------|------|------|-----|------|------|------|------|------|-----|
| | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai |
| 1851 | -4,8 | 0,3 | 1,2 | 2,2 | 9,5 | 8,6 | -7,2 | -2,2 | -2,6 | -4,4 | 1,8 | 3,0 | -5,4 | 0,1 | -0,7 | -4,5 | 0,4 | 0,3 |
| 1852 | -7,3 | -2,3 | 4,5 | 0,0 | 6,9 | 13,3 | -9,6 | -4,9 | 1,7 | -6,5 | -0,5 | 6,5 | -7,9 | -2,8 | 4,0 | -7,1 | -2,2 | 4,1 |
| 1853 | -9,0 | -3,3 | 4,2 | -0,7 | 5,1 | 12,9 | -10,9 | -6,5 | 1,3 | -7,5 | -1,9 | 6,2 | -9,1 | -4,6 | 3,6 | -8,7 | -3,5 | 3,7 |
| 1854 | -6,7 | -0,6 | 2,9 | 1,7 | 8,8 | 13,3 | -8,6 | -3,0 | 1,0 | -5,3 | 1,1 | 5,9 | -6,7 | -0,7 | 3,6 | -6,3 | -0,4 | 3,2 |
| 1855 | -4,7 | -1,9 | 4,1 | 3,3 | 7,1 | 11,6 | -6,7 | -4,6 | 0,5 | -3,7 | -0,3 | 5,5 | -4,8 | -2,5 | 2,5 | -4,3 | -1,9 | 3,2 |
| 1856 | -6,2 | 1,6 | 3,1 | 3,3 | 10,8 | 11,8 | -7,6 | -0,8 | 0,2 | -4,2 | 3,0 | 5,3 | -5,5 | 1,5 | 2,4 | -5,7 | 1,7 | 2,7 |
| 1857 | -5,9 | -1,1 | 4,4 | 2,2 | 8,2 | 13,3 | -7,9 | -3,6 | 1,6 | -4,8 | 0,6 | 6,5 | -6,0 | -1,4 | 4,0 | -5,5 | -1,0 | 4,0 |
| 1858 | -7,6 | -0,6 | 1,9 | 2,5 | 9,6 | 10,7 | -8,8 | -2,5 | -1,0 | -5,2 | 1,5 | 4,3 | -6,7 | -0,1 | 1,2 | -7,0 | -0,1 | 1,5 |
| 1859 | -2,9 | -0,9 | 3,5 | 6,1 | 9,1 | 13,7 | -4,5 | -3,0 | 1,5 | -1,5 | 1,2 | 6,3 | -2,3 | -0,6 | 4,1 | -2,3 | -0,5 | 3,7 |
| 1860 | -8,2 | -2,7 | 3,5 | 1,0 | 8,0 | 13,6 | -9,8 | -4,4 | 1,4 | -6,3 | -0,1 | 6,3 | -7,8 | -2,0 | 4,0 | -7,7 | -2,0 | 3,6 |
| 1861 | -4,2 | -2,8 | 2,3 | 4,5 | 8,0 | 12,0 | -5,9 | -4,5 | 0,0 | -2,8 | -0,2 | 5,1 | -3,9 | -2,0 | 2,4 | -3,7 | -2,0 | 2,3 |
| 1862 | -1,1 | 0,9 | 5,3 | 7,4 | 11,0 | 15,5 | -2,9 | -1,0 | 3,4 | -0,1 | 2,9 | 7,9 | -0,7 | 1,5 | 6,0 | -0,6 | 1,4 | 5,4 |
| 1863 | -3,8 | -1,2 | 4,3 | 4,6 | 9,2 | 15,0 | -5,6 | -3,0 | 2,6 | -2,6 | 1,1 | 7,3 | -3,6 | -0,6 | 5,4 | -3,3 | -0,6 | 4,6 |
| 1864 | -3,5 | -2,9 | 2,3 | 5,5 | 7,6 | 13,0 | -5,1 | -4,8 | 0,6 | -2,0 | -0,4 | 5,6 | -3,0 | -2,4 | 3,2 | -2,9 | -2,3 | 2,7 |
| 1865 | -9,5 | 1,5 | 6,2 | -0,6 | 10,9 | 15,5 | -11,2 | -0,8 | 3,7 | -7,7 | 3,1 | 8,2 | -9,3 | 1,6 | 6,3 | -9,1 | 1,7 | 5,9 |
| 1866 | -4,0 | 0,5 | 1,7 | 4,3 | 9,7 | 10,3 | -5,9 | -2,0 | -1,3 | -2,9 | 2,0 | 4,0 | -3,9 | 0,3 | 0,8 | -3,6 | 0,6 | 1,3 |
| 1867 | -4,3 | -0,4 | 4,2 | 4,2 | 9,0 | 13,1 | -6,1 | -2,8 | 1,4 | -3,0 | 1,3 | 6,3 | -4,1 | -0,5 | 3,8 | -3,8 | -0,2 | 3,8 |
| 1868 | -5,7 | -1,5 | 8,0 | 2,5 | 7,6 | 17,2 | -7,6 | -4,1 | 5,5 | -4,5 | 0,1 | 9,7 | -5,7 | -2,0 | 8,1 | -5,3 | -1,4 | 7,6 |
| 1869 | -6,8 | 0,6 | 5,6 | 1,4 | 9,9 | 14,5 | -8,8 | -1,8 | 2,9 | -5,5 | 2,2 | 7,5 | -6,9 | 0,5 | 5,3 | -6,4 | 0,7 | 5,2 |
| 1870 | -6,9 | -2,2 | 5,1 | 1,1 | 7,0 | 14,3 | -8,9 | -4,8 | 2,5 | -5,7 | -0,4 | 7,2 | -7,1 | -2,7 | 5,0 | -6,6 | -2,1 | 4,8 |
| 1871 | -2,8 | -0,3 | 2,8 | 5,3 | 9,0 | 11,9 | -4,7 | -2,8 | 0,1 | -1,9 | 1,3 | 5,2 | -2,7 | -0,5 | 2,4 | -2,3 | -0,2 | 2,5 |
| 1872 | -2,6 | 0,1 | 4,4 | 5,8 | 9,8 | 13,6 | -4,4 | -2,1 | 1,8 | -1,5 | 1,9 | 6,6 | -2,4 | 0,3 | 4,2 | -2,1 | 0,4 | 4,1 |
| 1873 | -0,5 | -0,5 | 1,5 | 7,9 | 8,9 | 10,6 | -2,3 | -2,9 | -1,2 | 0,4 | 1,2 | 4,1 | -0,2 | -0,6 | 1,0 | 0,0 | -0,3 | 1,3 |
| 1874 | -5,0 | 1,5 | 0,4 | 3,4 | 10,8 | 9,5 | -6,8 | -0,9 | -2,4 | -3,8 | 3,0 | 3,2 | -4,9 | 1,5 | -0,2 | -4,6 | 1,7 | 0,2 |
| 1875 | -8,9 | -2,1 | 5,1 | 0,0 | 7,4 | 14,4 | -10,6 | -4,5 | 2,6 | -7,1 | -0,2 | 7,2 | -8,7 | -2,3 | 5,1 | -8,5 | -1,9 | 4,9 |

A-Tab. 40 (Fortsetzung)

| | OGV | | | IBK | | | PAT | | | GAL | | | SCH | | | KÜH | | |
|------|------|------|-----|------|------|------|-------|------|------|------|------|-----|------|------|------|------|------|-----|
| | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai |
| 1876 | -4,3 | 0,3 | 0,0 | 4,3 | 9,2 | 9,8 | -6,1 | -2,4 | -2,3 | -3,0 | 1,7 | 3,2 | -4,0 | -0,2 | 0,0 | -3,8 | 0,3 | 0,1 |
| 1877 | -6,2 | -1,5 | 1,5 | 2,5 | 8,4 | 10,7 | -7,9 | -3,7 | -1,2 | -4,7 | 0,6 | 4,2 | -6,0 | -1,3 | 1,1 | -5,8 | -1,1 | 1,3 |
| 1878 | -6,7 | -0,1 | 4,6 | 1,7 | 8,9 | 14,7 | -8,6 | -2,7 | 2,6 | -5,3 | 1,4 | 7,2 | -6,7 | -0,5 | 5,2 | -6,3 | -0,1 | 4,7 |
| 1879 | -4,7 | -2,8 | 0,2 | 3,7 | 8,1 | 10,3 | -6,5 | -4,4 | -1,9 | -3,5 | -0,1 | 3,5 | -4,6 | -1,9 | 0,5 | -4,3 | -2,0 | 0,4 |
| 1880 | -2,7 | 0,5 | 1,9 | 5,7 | 10,2 | 11,6 | -3,5 | -1,3 | 0,6 | -1,2 | 2,3 | 5,4 | -1,4 | 1,2 | 3,8 | -1,8 | 0,9 | 2,0 |
| 1881 | -4,0 | -1,9 | 2,3 | 4,2 | 7,5 | 11,5 | -5,7 | -3,9 | -0,3 | -2,8 | 0,0 | 4,9 | -3,7 | -1,7 | 2,1 | -3,5 | -1,6 | 2,1 |
| 1882 | -1,8 | -0,8 | 4,2 | 5,8 | 8,4 | 13,3 | -3,4 | -3,0 | 1,5 | -1,0 | 0,8 | 6,4 | -1,5 | -1,1 | 3,9 | -1,2 | -0,6 | 3,9 |
| 1883 | -7,9 | -2,2 | 3,2 | -0,1 | 6,8 | 12,3 | -11,4 | -4,5 | 0,2 | -7,4 | -0,5 | 5,3 | -9,7 | -2,6 | 2,3 | -8,1 | -2,1 | 2,9 |
| 1884 | -4,2 | -2,1 | 5,1 | 4,7 | 7,8 | 13,8 | -5,2 | -3,9 | 2,5 | -2,5 | 0,1 | 7,1 | -3,1 | -1,4 | 5,0 | -3,5 | -1,6 | 4,6 |
| 1885 | -5,4 | 1,3 | 1,9 | 3,3 | 10,2 | 10,2 | -6,7 | -1,2 | -1,2 | -3,7 | 2,6 | 4,1 | -4,6 | 0,6 | 1,0 | -4,8 | 1,3 | 1,3 |
| 1886 | -6,6 | -0,3 | 3,0 | 2,1 | 9,6 | 13,5 | -7,7 | -2,0 | 1,2 | -4,7 | 1,7 | 6,1 | -5,6 | 0,7 | 3,8 | -5,9 | 0,2 | 3,3 |
| 1887 | -6,2 | -1,7 | 0,7 | 2,4 | 8,9 | 10,5 | -6,2 | -3,4 | -1,6 | -3,9 | 0,7 | 3,8 | -4,0 | -1,6 | 0,7 | -5,1 | -1,0 | 0,8 |
| 1888 | -6,1 | -3,0 | 5,0 | 2,5 | 6,9 | 13,8 | -8,2 | -4,8 | 2,0 | -4,8 | -0,8 | 6,8 | -6,2 | -2,4 | 4,2 | -5,8 | -2,5 | 4,5 |
| 1889 | -8,0 | -2,7 | 5,8 | -0,1 | 6,2 | 14,4 | -9,4 | -4,7 | 3,4 | -6,5 | -0,9 | 7,8 | -7,4 | -1,9 | 6,1 | -7,5 | -2,6 | 5,3 |
| 1890 | -4,6 | -1,9 | 5,3 | 4,4 | 7,9 | 14,1 | -5,5 | -3,7 | 2,2 | -2,7 | 0,2 | 7,0 | -3,4 | -1,2 | 4,4 | -3,8 | -1,5 | 4,8 |
| 1891 | -4,7 | -3,5 | 4,9 | 3,6 | 5,6 | 13,7 | -6,8 | -6,0 | 1,4 | -3,6 | -1,7 | 6,4 | -4,9 | -4,7 | 3,3 | -4,4 | -3,4 | 4,4 |
| 1892 | -6,3 | -1,0 | 4,0 | 2,0 | 8,1 | 12,8 | -9,4 | -3,5 | 1,1 | -5,6 | 0,5 | 6,1 | -7,6 | -2,1 | 3,4 | -6,3 | -0,9 | 3,6 |
| 1893 | -4,2 | 0,6 | 3,0 | 4,1 | 9,7 | 11,8 | -5,4 | -1,4 | 0,4 | -2,8 | 2,2 | 5,4 | -3,4 | 1,3 | 2,8 | -3,5 | 0,7 | 2,6 |
| 1894 | -4,1 | 1,0 | 3,7 | 4,2 | 10,1 | 12,5 | -5,8 | -1,0 | 0,8 | -2,9 | 2,5 | 5,8 | -3,8 | 1,7 | 3,0 | -3,6 | 1,1 | 3,3 |
| 1895 | -5,7 | -0,2 | 2,9 | 3,0 | 9,2 | 11,9 | -7,0 | -2,1 | 0,2 | -4,0 | 1,6 | 5,3 | -4,9 | 0,4 | 2,5 | -5,1 | 0,1 | 2,6 |
| 1896 | -3,3 | -3,7 | 1,7 | 5,4 | 5,7 | 10,7 | -4,7 | -6,3 | -0,9 | -2,4 | -2,5 | 3,8 | -2,5 | -3,4 | 1,6 | -2,7 | -3,7 | 1,5 |
| 1897 | -2,8 | -0,9 | 1,0 | 5,9 | 8,5 | 10,0 | -4,6 | -2,8 | -1,3 | -1,3 | 1,9 | 5,7 | -2,5 | -0,4 | 0,8 | -2,3 | -0,5 | 0,6 |
| 1898 | -4,8 | 0,3 | 3,9 | 3,9 | 9,7 | 12,9 | -5,4 | -2,3 | 1,2 | -2,3 | 1,8 | 5,7 | -3,2 | -0,1 | 3,6 | -4,0 | 0,4 | 3,6 |
| 1899 | -4,0 | -1,3 | 2,7 | 4,8 | 8,0 | 11,7 | -5,9 | -3,6 | -0,1 | -3,2 | 0,7 | 4,8 | -3,8 | -0,9 | 2,2 | -3,5 | -1,1 | 2,4 |
| 1900 | -7,5 | -2,4 | 2,8 | 1,2 | 7,1 | 11,8 | -8,3 | -4,8 | 0,3 | -6,0 | -0,4 | 4,9 | -6,1 | -2,3 | 2,8 | -6,7 | -2,2 | 2,5 |
| 1901 | -6,3 | 0,2 | 3,5 | 3,5 | 8,7 | 12,6 | -8,0 | -2,6 | 0,8 | -4,5 | 1,5 | 6,0 | -5,9 | -0,1 | 3,0 | -5,8 | 0,0 | 3,2 |
| 1902 | -3,6 | 2,2 | 0,5 | 3,9 | 10,4 | 8,6 | -6,3 | -0,8 | -3,2 | -3,6 | 2,9 | 2,2 | -4,5 | 1,5 | -1,4 | -3,4 | 1,9 | 0,1 |
| 1903 | -3,6 | -3,6 | 3,6 | 6,1 | 5,2 | 13,2 | -4,9 | -6,6 | 1,2 | -2,2 | -2,2 | 5,9 | -2,6 | -4,5 | 3,6 | -2,9 | -3,7 | 3,5 |
| 1904 | -4,3 | 0,5 | 4,9 | 5,2 | 9,8 | 12,9 | -5,2 | -2,1 | 2,1 | -2,8 | 2,4 | 7,0 | -2,9 | -0,3 | 4,6 | -3,5 | 0,7 | 4,1 |
| 1905 | -3,9 | -1,6 | 2,8 | 4,9 | 8,0 | 12,1 | -5,8 | -4,1 | 0,7 | -2,8 | 0,4 | 5,5 | -3,7 | -2,2 | 3,4 | -3,4 | -1,3 | 2,6 |
| 1906 | -5,9 | -1,2 | 3,9 | 2,8 | 8,0 | 12,6 | -7,6 | -4,0 | 0,9 | -4,4 | -0,1 | 6,2 | -5,6 | -1,6 | 3,1 | -5,4 | -1,2 | 3,4 |
| 1907 | -7,4 | -3,2 | 5,1 | 1,3 | 6,1 | 14,0 | -9,4 | -5,8 | 1,8 | -5,5 | -1,3 | 6,0 | -7,5 | -3,5 | 4,0 | -7,1 | -3,1 | 4,7 |
| 1908 | -5,0 | -3,6 | 5,7 | 3,6 | 5,9 | 14,5 | -7,9 | -6,1 | 3,4 | -5,1 | -1,4 | 7,4 | -6,0 | -3,9 | 6,2 | -4,9 | -3,4 | 5,3 |
| 1909 | -6,0 | 0,2 | 2,8 | 2,7 | 9,6 | 11,7 | -7,9 | -2,2 | 0,0 | -5,1 | 2,2 | 4,9 | -5,9 | -0,2 | 2,4 | -5,6 | 0,5 | 2,5 |
| 1910 | -4,2 | -1,3 | 1,9 | 5,0 | 8,0 | 11,1 | -6,5 | -4,0 | -0,6 | -3,3 | 0,4 | 4,1 | -4,5 | -2,0 | 2,0 | -3,9 | -1,2 | 1,8 |
| 1911 | -3,3 | -1,4 | 3,8 | 5,3 | 8,0 | 12,5 | -5,9 | -4,2 | 1,1 | -3,3 | -0,3 | 6,1 | -4,0 | -1,8 | 3,4 | -3,1 | -1,4 | 3,3 |
| 1912 | -2,6 | -2,2 | 4,1 | 6,0 | 7,1 | 12,9 | -4,8 | -5,1 | 0,8 | -1,3 | -0,7 | 5,8 | -2,8 | -3,2 | 2,9 | -2,2 | -2,1 | 3,7 |
| 1913 | -2,2 | -0,5 | 3,7 | 6,4 | 8,8 | 12,5 | -3,2 | -3,5 | 0,9 | -0,8 | 0,0 | 5,4 | -1,0 | -1,0 | 3,4 | -1,4 | -0,6 | 3,3 |
| 1914 | -3,2 | 0,8 | 2,7 | 5,6 | 10,1 | 11,5 | -5,6 | -1,8 | -0,4 | -2,2 | 2,1 | 4,7 | -3,7 | 0,5 | 1,7 | -2,9 | 0,9 | 2,3 |
| 1915 | -5,3 | -1,7 | 5,9 | 3,1 | 8,4 | 15,2 | -7,2 | -3,9 | 3,6 | -4,3 | 0,0 | 8,8 | -5,2 | -1,1 | 6,0 | -4,9 | -1,3 | 5,6 |
| 1916 | -2,6 | -0,7 | 4,7 | 6,4 | 9,0 | 13,8 | -3,8 | -3,3 | 2,0 | -1,6 | 0,6 | 8,3 | -1,6 | -1,1 | 3,9 | -1,9 | -0,5 | 4,2 |
| 1917 | -5,7 | -4,7 | 6,7 | 2,9 | 4,6 | 15,5 | -7,9 | -7,0 | 4,0 | -4,7 | -2,5 | 8,5 | -6,0 | -4,2 | 6,4 | -5,4 | -4,5 | 6,2 |
| 1918 | -3,9 | 0,3 | 4,4 | 5,7 | 9,9 | 13,8 | -5,7 | -1,9 | 2,3 | -2,7 | 1,9 | 7,4 | -3,6 | 0,8 | 4,9 | -3,4 | 0,5 | 4,2 |
| 1919 | -4,7 | -2,8 | 2,0 | 4,6 | 5,6 | 10,7 | -6,5 | -5,9 | -1,5 | -3,1 | -1,5 | 4,6 | -4,4 | -3,6 | 0,1 | -4,2 | -3,1 | 1,5 |
| 1920 | -1,9 | 0,8 | 7,1 | 6,3 | 9,9 | 15,5 | -2,7 | -1,7 | 4,4 | -0,3 | 2,2 | 9,8 | -0,5 | 0,9 | 6,7 | -1,1 | 0,9 | 6,3 |
| 1921 | -1,2 | -2,3 | 5,6 | 6,4 | 7,0 | 14,7 | -3,8 | -4,3 | 3,2 | -1,7 | 0,9 | 8,0 | -1,9 | -2,0 | 5,7 | -0,9 | -1,9 | 5,2 |
| 1922 | -3,1 | -1,9 | 5,1 | 5,5 | 7,4 | 13,9 | -4,6 | -4,5 | 2,4 | -1,8 | -0,3 | 7,9 | -2,5 | -2,0 | 4,5 | -2,5 | -1,8 | 4,6 |
| 1923 | -3,1 | -0,6 | 4,8 | 5,5 | 8,7 | 13,6 | -5,3 | -3,1 | 2,1 | -3,0 | 1,0 | 6,7 | -3,3 | -0,7 | 4,5 | -2,7 | -0,5 | 4,4 |
| 1924 | -4,8 | -0,8 | 5,3 | 3,8 | 8,5 | 14,1 | -6,6 | -3,3 | 2,4 | -3,7 | 1,0 | 7,7 | -4,6 | -1,2 | 4,6 | -4,3 | -0,6 | 4,8 |
| 1925 | -6,5 | -0,7 | 4,4 | 2,1 | 8,6 | 13,2 | -9,5 | -3,4 | 1,5 | -5,7 | 1,0 | 7,4 | -7,8 | -1,4 | 3,5 | -6,5 | -0,6 | 3,9 |
| 1926 | -4,0 | 0,8 | 2,5 | 4,6 | 10,1 | 11,3 | -6,2 | -1,8 | -0,8 | -2,1 | 2,2 | 4,4 | -4,3 | 0,3 | 1,2 | -3,7 | 0,9 | 2,1 |

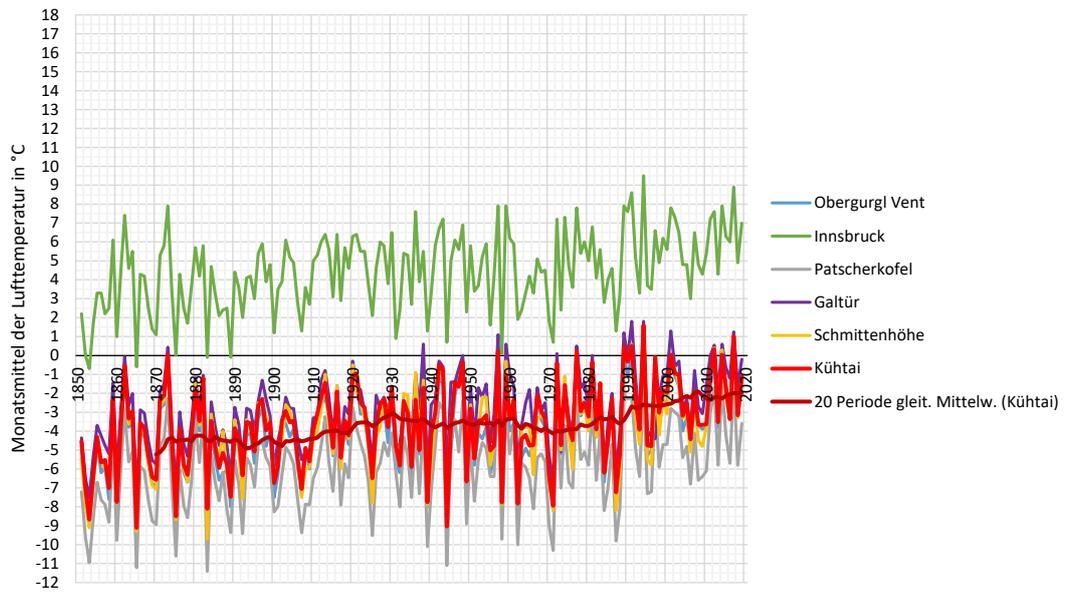
A-Tab. 40 (Fortsetzung)

| | OGV | | | IBK | | | PAT | | | GAL | | | SCH | | | KÜH | | |
|------|------|------|-----|------|------|------|-------|------|------|------|------|-----|------|------|-----|------|------|-----|
| | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai |
| 1927 | -2,6 | -0,8 | 4,8 | 6,0 | 8,6 | 13,6 | -5,7 | -3,4 | 1,5 | -2,8 | 0,9 | 6,7 | -3,8 | -1,2 | 3,5 | -2,5 | -0,6 | 4,3 |
| 1928 | -2,8 | 0,1 | 1,6 | 5,8 | 9,4 | 10,5 | -4,6 | -2,2 | -1,3 | -2,2 | 1,5 | 3,9 | -2,5 | 0,7 | 1,0 | -2,3 | 0,2 | 1,3 |
| 1929 | -4,6 | -3,1 | 4,6 | 3,8 | 6,2 | 13,4 | -5,3 | -5,7 | 1,9 | -3,0 | -0,9 | 6,6 | -3,1 | -3,8 | 4,4 | -3,8 | -2,9 | 4,2 |
| 1930 | -2,1 | 0,4 | 2,9 | 6,5 | 9,6 | 11,7 | -4,1 | -2,0 | 0,6 | -2,0 | 2,2 | 5,8 | -2,0 | 0,2 | 3,2 | -1,7 | 0,6 | 2,5 |
| 1931 | -5,7 | -2,4 | 6,8 | 0,9 | 7,0 | 15,6 | -6,2 | -4,4 | 1,8 | -4,8 | -0,4 | 8,5 | -4,5 | -2,1 | 5,4 | -4,8 | -2,1 | 5,9 |
| 1932 | -6,2 | -1,6 | 4,0 | 2,4 | 7,7 | 12,8 | -8,0 | -4,7 | 1,8 | -4,7 | -0,2 | 5,8 | -5,8 | -2,0 | 3,8 | -5,8 | -1,6 | 3,7 |
| 1933 | -3,1 | -1,4 | 1,8 | 5,4 | 7,9 | 10,6 | -4,3 | -3,0 | -2,1 | -2,9 | 1,8 | 4,3 | -2,0 | -2,0 | 1,1 | -2,4 | -0,8 | 1,2 |
| 1934 | -3,3 | 2,4 | 4,2 | 5,3 | 11,7 | 14,1 | -5,3 | 0,2 | 3,5 | -2,7 | 3,9 | 8,2 | -2,1 | 2,8 | 5,7 | -3,0 | 2,6 | 4,3 |
| 1935 | -6,7 | -2,2 | 2,0 | 2,7 | 7,2 | 11,0 | -7,5 | -4,2 | -0,8 | -4,3 | 0,6 | 3,9 | -5,8 | -2,2 | 1,8 | -5,9 | -1,8 | 1,8 |
| 1936 | -3,0 | -0,8 | 4,3 | 7,6 | 8,5 | 12,9 | -4,0 | -2,6 | 1,9 | -1,0 | 1,0 | 6,8 | -0,9 | 0,0 | 4,3 | -2,3 | -0,5 | 3,8 |
| 1937 | -5,2 | -1,7 | 5,3 | 3,9 | 8,2 | 14,9 | -7,3 | -3,5 | 3,0 | -2,8 | 0,9 | 7,8 | -4,4 | -2,1 | 5,4 | -5,0 | -1,1 | 5,2 |
| 1938 | -2,4 | -4,6 | 2,6 | 5,5 | 5,0 | 11,5 | -3,5 | -7,8 | 0,2 | 0,6 | -0,7 | 5,9 | -1,3 | -6,0 | 2,1 | -1,7 | -4,2 | 2,2 |
| 1939 | -8,0 | 1,1 | 1,7 | 1,3 | 10,7 | 10,8 | -10,1 | -0,5 | -0,6 | -6,5 | 2,9 | 6,4 | -7,9 | 2,3 | 1,4 | -7,7 | 1,5 | 1,3 |
| 1940 | -4,3 | -1,1 | 3,2 | 3,3 | 9,0 | 12,0 | -7,1 | -3,1 | 0,4 | -2,6 | 1,1 | 5,4 | -5,8 | -1,0 | 2,2 | -4,1 | -0,6 | 2,8 |
| 1941 | -3,9 | -2,2 | 1,6 | 5,8 | 7,4 | 10,4 | -4,8 | -4,2 | -1,7 | -2,3 | -0,4 | 3,3 | -3,2 | -2,2 | 0,8 | -3,0 | -1,9 | 1,3 |
| 1942 | -1,2 | -0,7 | 4,3 | 6,7 | 8,8 | 13,2 | -2,5 | -2,9 | 1,7 | -0,3 | 1,6 | 6,4 | -0,6 | -1,1 | 3,9 | -0,5 | -0,3 | 3,9 |
| 1943 | -1,5 | 0,1 | 5,2 | 7,2 | 9,3 | 13,0 | -2,9 | -1,6 | 2,8 | -0,6 | 2,1 | 7,4 | -1,2 | 0,4 | 4,2 | -0,8 | 0,4 | 4,4 |
| 1944 | -9,4 | 0,0 | 3,2 | 0,7 | 9,5 | 12,1 | -11,1 | -1,6 | 1,5 | -6,4 | 2,1 | 6,2 | -9,0 | 0,0 | 2,7 | -9,0 | 0,4 | 3,0 |
| 1945 | -5,0 | 0,5 | 4,5 | 5,0 | 9,4 | 14,5 | -4,7 | -1,9 | 3,5 | -1,4 | 2,0 | 7,4 | -3,5 | 0,3 | 4,8 | -3,7 | 0,5 | 4,7 |
| 1946 | -2,1 | 2,5 | 6,1 | 6,1 | 11,9 | 15,6 | -3,4 | 0,9 | 3,7 | -1,4 | 4,3 | 8,0 | -1,4 | 3,1 | 6,9 | -1,4 | 2,9 | 5,9 |
| 1947 | -1,2 | 2,4 | 7,4 | 5,6 | 11,4 | 15,3 | -5,1 | -0,2 | 3,3 | -0,7 | 3,9 | 8,7 | -1,6 | 2,5 | 6,5 | -1,6 | 2,4 | 6,3 |
| 1948 | -1,1 | 0,1 | 5,9 | 6,9 | 9,8 | 15,2 | -2,4 | -2,7 | 2,4 | 0,0 | 2,2 | 8,1 | -0,7 | 0,0 | 5,8 | -0,3 | 0,3 | 5,4 |
| 1949 | -6,9 | 2,8 | 3,7 | 2,3 | 11,5 | 12,8 | -8,9 | 0,5 | 0,7 | -5,0 | 4,0 | 6,3 | -6,3 | 2,7 | 3,6 | -6,7 | 2,8 | 3,3 |
| 1950 | -3,5 | -1,0 | 5,6 | 5,8 | 7,3 | 15,2 | -4,7 | -4,7 | 2,9 | -1,7 | 0,0 | 8,1 | -2,6 | -2,1 | 6,1 | -2,8 | -1,4 | 5,3 |
| 1951 | -5,8 | -0,9 | 3,7 | 3,4 | 8,0 | 12,8 | -7,7 | -4,0 | 0,5 | -4,4 | 0,1 | 5,7 | -5,3 | -1,5 | 2,9 | -5,5 | -1,1 | 3,4 |
| 1952 | -4,1 | 2,4 | 4,2 | 3,7 | 11,4 | 13,1 | -5,5 | -0,5 | 0,4 | -1,7 | 3,0 | 6,9 | -4,0 | 2,5 | 2,7 | -3,5 | 2,2 | 3,6 |
| 1953 | -4,4 | 1,4 | 5,0 | 5,2 | 10,1 | 13,1 | -4,6 | -1,7 | 1,6 | -2,2 | 3,0 | 7,1 | -2,2 | 0,9 | 4,1 | -3,4 | 1,3 | 4,2 |
| 1954 | -3,8 | -1,5 | 2,6 | 5,9 | 6,4 | 10,8 | -4,9 | -5,3 | -0,9 | -1,5 | 0,0 | 4,7 | -2,2 | -3,0 | 1,9 | -3,2 | -2,0 | 1,9 |
| 1955 | -6,2 | -1,1 | 3,1 | 1,6 | 7,3 | 11,4 | -6,4 | -3,3 | 1,0 | -4,6 | 0,2 | 4,9 | -5,8 | -2,6 | 2,5 | -5,0 | -1,1 | 2,7 |
| 1956 | -5,6 | -1,6 | 4,2 | 4,2 | 7,1 | 12,6 | -6,4 | -5,0 | 2,1 | -3,1 | 0,1 | 6,1 | -4,6 | -2,7 | 3,5 | -4,8 | -1,8 | 3,8 |
| 1957 | -1,5 | 0,0 | 1,5 | 7,9 | 8,3 | 9,6 | -0,6 | -2,0 | -0,9 | 1,1 | 2,2 | 3,3 | -0,2 | -1,0 | 0,6 | 0,2 | 0,1 | 1,1 |
| 1958 | -8,3 | -2,5 | 7,0 | 0,1 | 6,4 | 16,0 | -9,7 | -6,0 | 4,7 | -6,2 | -1,0 | 9,0 | -7,9 | -3,9 | 7,4 | -7,8 | -2,7 | 6,6 |
| 1959 | -1,6 | 0,7 | 4,3 | 7,9 | 9,8 | 12,9 | -3,0 | -2,2 | 1,3 | 0,6 | 3,0 | 6,7 | -0,3 | 0,5 | 3,8 | -1,0 | 0,8 | 3,7 |
| 1960 | -4,0 | -1,1 | 4,7 | 6,2 | 8,2 | 13,5 | -5,2 | -3,8 | 1,8 | -1,0 | 1,2 | 7,7 | -2,9 | -1,7 | 4,3 | -3,4 | -0,9 | 4,1 |
| 1961 | -3,6 | 3,2 | 2,5 | 5,9 | 12,1 | 10,8 | -3,6 | 0,3 | -0,8 | -1,6 | 4,8 | 4,8 | -2,4 | 3,0 | 1,3 | -2,4 | 3,2 | 1,9 |
| 1962 | -8,1 | -1,1 | 2,2 | 1,9 | 8,5 | 10,4 | -10,0 | -3,9 | -1,2 | -5,8 | 0,3 | 4,3 | -7,5 | -0,6 | 1,3 | -7,8 | -1,0 | 1,5 |
| 1963 | -5,4 | 0,6 | 3,2 | 2,4 | 10,0 | 12,2 | -5,7 | -2,2 | 0,5 | -3,7 | 2,2 | 5,6 | -3,9 | 0,2 | 2,7 | -4,4 | 0,7 | 2,9 |
| 1964 | -4,9 | 0,8 | 5,3 | 3,3 | 9,8 | 14,1 | -5,9 | -2,0 | 2,7 | -2,5 | 2,9 | 8,4 | -3,8 | 0,7 | 5,1 | -4,2 | 0,9 | 4,7 |
| 1965 | -5,3 | -1,6 | 2,6 | 4,2 | 6,9 | 11,2 | -6,5 | -5,2 | -0,8 | -1,8 | -0,7 | 5,0 | -3,8 | -2,8 | 1,2 | -4,8 | -2,0 | 2,1 |
| 1966 | -4,6 | 1,4 | 4,1 | 3,3 | 10,3 | 12,7 | -8,1 | -1,3 | 1,1 | -4,2 | 2,4 | 6,3 | -6,3 | 1,2 | 3,6 | -4,7 | 1,3 | 3,6 |
| 1967 | -2,0 | -1,1 | 4,4 | 5,1 | 6,8 | 12,7 | -5,4 | -4,2 | 1,3 | -1,7 | 0,0 | 5,8 | -3,3 | -2,3 | 3,5 | -2,1 | -1,5 | 3,8 |
| 1968 | -3,4 | 1,8 | 4,6 | 4,4 | 10,3 | 12,7 | -5,2 | -0,8 | 1,0 | -2,9 | 2,4 | 6,1 | -3,2 | 2,0 | 4,2 | -2,9 | 1,6 | 3,8 |
| 1969 | -3,8 | -0,7 | 6,5 | 4,5 | 8,8 | 15,0 | -5,6 | -3,1 | 3,6 | -2,5 | 1,1 | 8,3 | -3,4 | -0,8 | 6,9 | -3,4 | -0,5 | 5,8 |
| 1970 | -6,5 | -2,9 | 2,6 | 1,8 | 6,1 | 10,8 | -9,0 | -5,4 | -1,1 | -5,3 | -1,7 | 4,1 | -6,8 | -3,6 | 0,9 | -6,4 | -2,9 | 2,0 |
| 1971 | -8,2 | 2,1 | 5,4 | 0,7 | 10,6 | 14,4 | -10,3 | -0,7 | 3,4 | -6,8 | 3,3 | 7,9 | -8,2 | 1,8 | 6,1 | -7,9 | 1,9 | 5,1 |
| 1972 | -0,8 | -0,3 | 3,9 | 7,2 | 8,1 | 12,4 | -2,9 | -3,4 | 0,4 | 0,1 | 1,4 | 5,7 | -0,5 | -1,7 | 2,7 | -0,4 | -0,4 | 3,3 |
| 1973 | -5,2 | -3,1 | 5,7 | 2,4 | 5,8 | 14,1 | -7,0 | -6,3 | 2,5 | -5,1 | -2,4 | 7,1 | -5,0 | -4,3 | 5,0 | -4,7 | -3,3 | 5,1 |
| 1974 | -2,1 | -0,7 | 3,7 | 7,3 | 8,3 | 12,3 | -3,7 | -3,5 | 0,3 | -1,6 | 0,3 | 4,9 | -1,1 | -1,1 | 2,5 | -1,6 | -0,8 | 3,2 |
| 1975 | -3,8 | -0,3 | 4,7 | 4,7 | 7,9 | 13,7 | -6,7 | -3,2 | 2,1 | -3,3 | 0,4 | 6,5 | -4,2 | -2,0 | 4,1 | -3,8 | -0,6 | 4,4 |
| 1976 | -5,0 | -0,4 | 4,9 | 3,6 | 8,5 | 13,9 | -7,0 | -2,9 | 2,5 | -4,1 | 0,8 | 6,7 | -6,0 | -0,9 | 4,6 | -4,5 | -0,4 | 4,6 |
| 1977 | -0,2 | -1,2 | 4,1 | 7,8 | 7,0 | 13,0 | -2,2 | -4,0 | 1,4 | 0,5 | -0,2 | 6,2 | 0,2 | -2,4 | 4,0 | 0,2 | -1,5 | 3,7 |

A-Tab. 40 (Fortsetzung)

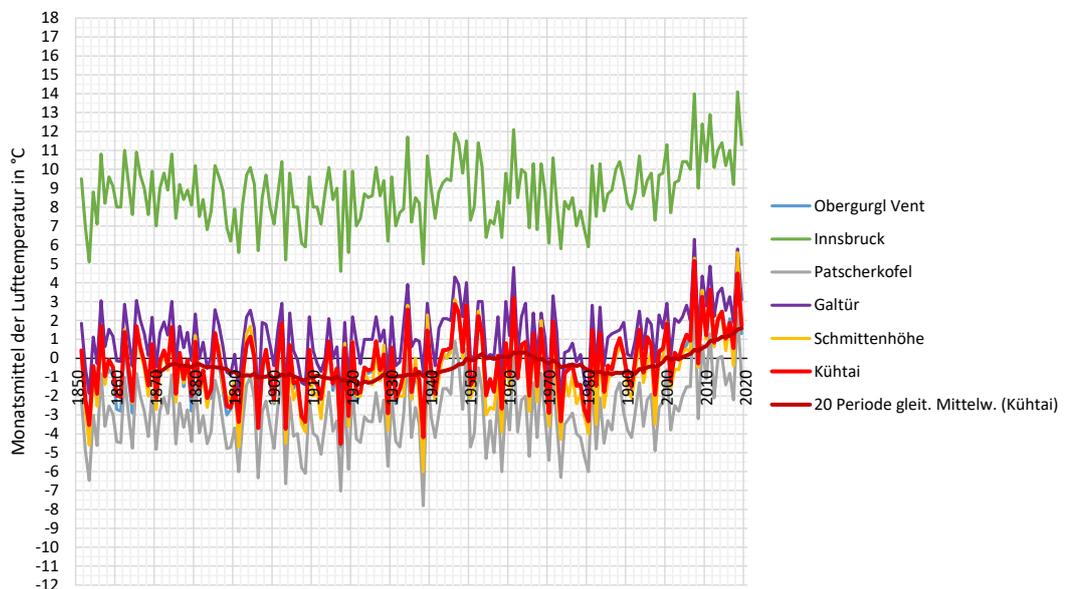
| | OGV | | | IBK | | | PAT | | | GAL | | | SCH | | | KÜH | | |
|------|------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|------|------|------|------|------|-----|
| | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai | Mär. | Apr. | Mai |
| 1978 | -3,2 | -1,5 | 2,9 | 5,4 | 7,8 | 11,4 | -5,5 | -4,2 | -0,7 | -1,7 | 0,2 | 4,6 | -3,1 | -1,9 | 1,6 | -3,0 | -1,4 | 2,3 |
| 1979 | -2,7 | -3,1 | 3,6 | 6,0 | 6,8 | 12,9 | -5,1 | -5,2 | 1,4 | -1,4 | -1,1 | 5,6 | -2,6 | -3,0 | 3,9 | -2,5 | -2,7 | 3,5 |
| 1980 | -3,6 | -3,4 | 2,5 | 5,0 | 5,9 | 11,5 | -5,8 | -6,0 | -0,4 | -2,7 | -2,0 | 4,6 | -4,0 | -4,0 | 1,8 | -3,2 | -3,3 | 2,2 |
| 1981 | -0,8 | 1,5 | 4,3 | 6,8 | 10,2 | 13,3 | -2,8 | -0,9 | 1,7 | 0,0 | 2,8 | 6,2 | -0,6 | 1,1 | 4,4 | -0,4 | 1,5 | 4,0 |
| 1982 | -4,1 | -1,1 | 5,5 | 4,1 | 7,5 | 13,8 | -6,6 | -4,8 | 2,1 | -4,3 | -0,6 | 6,2 | -4,3 | -3,5 | 4,6 | -3,9 | -1,5 | 4,9 |
| 1983 | -2,0 | 1,7 | 3,8 | 5,6 | 10,3 | 12,9 | -4,0 | -2,1 | 0,9 | -1,7 | 2,7 | 5,3 | -2,6 | 0,4 | 4,4 | -1,5 | 1,4 | 3,5 |
| 1984 | -6,7 | -2,1 | 2,4 | 2,8 | 7,8 | 12,0 | -8,2 | -4,5 | -0,9 | -6,0 | -0,4 | 4,3 | -5,9 | -2,6 | 2,0 | -6,2 | -1,8 | 2,3 |
| 1985 | -4,7 | -0,4 | 5,0 | 4,0 | 8,7 | 14,6 | -7,0 | -3,3 | 2,3 | -3,6 | 1,1 | 7,0 | -4,5 | -1,2 | 4,8 | -4,5 | -0,4 | 4,9 |
| 1986 | -2,7 | -0,7 | 6,5 | 4,6 | 8,9 | 15,6 | -4,7 | -3,8 | 4,8 | -2,0 | 1,3 | 8,7 | -2,8 | -0,6 | 7,0 | -2,3 | -0,6 | 6,2 |
| 1987 | -7,5 | 0,2 | 1,2 | 1,3 | 10,0 | 10,9 | -9,8 | -1,8 | -1,2 | -6,3 | 1,4 | 3,6 | -8,2 | 0,1 | 0,7 | -7,2 | 0,5 | 1,3 |
| 1988 | -5,3 | 1,0 | 6,3 | 3,2 | 10,4 | 14,9 | -8,1 | -1,3 | 3,6 | -4,1 | 1,5 | 7,3 | -6,3 | 0,6 | 5,8 | -5,2 | 1,1 | 5,9 |
| 1989 | 0,0 | 0,2 | 5,2 | 7,9 | 9,4 | 13,5 | -2,0 | -2,9 | 2,2 | 1,2 | 1,9 | 6,3 | -0,1 | 0,2 | 4,3 | 0,5 | 0,2 | 4,6 |
| 1990 | -1,1 | -1,1 | 5,7 | 7,6 | 8,2 | 15,3 | -2,3 | -3,8 | 3,5 | -0,1 | 0,2 | 7,1 | -0,3 | -1,7 | 5,6 | -0,3 | -1,0 | 5,7 |
| 1991 | 0,0 | -1,6 | 0,8 | 8,6 | 7,9 | 9,8 | -2,2 | -4,2 | -2,6 | 1,8 | 0,1 | 2,2 | 0,6 | -2,1 | -0,9 | 0,5 | -1,5 | 0,6 |
| 1992 | -2,7 | -0,2 | 6,4 | 5,2 | 8,8 | 15,5 | -4,9 | -2,8 | 3,7 | -1,2 | 1,0 | 7,4 | -3,3 | -0,8 | 5,9 | -2,3 | 0,0 | 6,2 |
| 1993 | -4,4 | 1,1 | 6,8 | 3,3 | 10,7 | 16,5 | -6,4 | -1,3 | 4,3 | -3,4 | 2,5 | 8,1 | -4,7 | 1,0 | 6,9 | -3,9 | 1,5 | 6,8 |
| 1994 | 1,0 | -0,8 | 5,9 | 9,5 | 8,6 | 14,5 | -1,5 | -3,6 | 3,0 | 1,8 | 0,5 | 7,1 | 0,1 | -1,3 | 5,2 | 1,6 | -0,8 | 5,6 |
| 1995 | -5,3 | 0,8 | 5,1 | 3,7 | 9,4 | 14,1 | -7,3 | -2,2 | 2,1 | -4,3 | 2,1 | 6,0 | -5,5 | -0,3 | 4,3 | -4,8 | 1,1 | 4,7 |
| 1996 | -5,0 | 0,8 | 5,5 | 3,5 | 9,8 | 14,0 | -7,2 | -1,9 | 2,6 | -4,0 | 1,8 | 6,5 | -5,8 | 0,3 | 5,2 | -4,8 | 0,7 | 5,3 |
| 1997 | -0,9 | -2,0 | 5,4 | 6,6 | 7,3 | 14,5 | -2,6 | -4,9 | 2,8 | -4,4 | -0,2 | 7,1 | -1,3 | -3,5 | 5,1 | -0,1 | -1,9 | 5,2 |
| 1998 | -3,7 | 0,3 | 5,6 | 4,9 | 9,7 | 15,1 | -5,9 | -2,6 | 3,0 | -2,1 | 2,3 | 7,7 | -4,2 | 0,1 | 5,3 | -3,0 | 0,4 | 5,6 |
| 1999 | -2,4 | 0,4 | 6,9 | 6,2 | 9,8 | 15,6 | -4,7 | -2,3 | 4,4 | -1,1 | 1,6 | 8,2 | -2,2 | 0,0 | 6,4 | -1,8 | 0,5 | 6,3 |
| 2000 | -2,5 | 1,6 | 7,2 | 5,6 | 11,3 | 16,2 | -4,7 | -0,6 | 4,6 | -1,0 | 2,9 | 8,5 | -3,1 | 1,9 | 7,8 | -2,0 | 1,8 | 6,5 |
| 2001 | -0,2 | -1,3 | 7,6 | 7,8 | 7,7 | 16,8 | -2,8 | -3,8 | 5,0 | 1,3 | 0,1 | 9,5 | -0,2 | -1,6 | 7,8 | 0,0 | -1,2 | 7,3 |
| 2002 | -1,1 | 0,3 | 6,2 | 7,3 | 9,3 | 15,6 | -3,0 | -2,5 | 3,5 | -0,6 | 2,1 | 7,9 | -0,7 | -0,6 | 6,4 | -1,0 | 0,3 | 6,2 |
| 2003 | -1,6 | -0,1 | 7,6 | 6,5 | 9,4 | 16,3 | -3,2 | -2,8 | 5,1 | -0,3 | 1,9 | 9,0 | -1,6 | -0,6 | 7,4 | -1,0 | 0,0 | 7,1 |
| 2004 | -4,0 | 0,4 | 3,4 | 4,8 | 10,4 | 12,7 | -5,4 | -2,0 | 0,6 | -2,8 | 2,2 | 5,4 | -3,3 | 0,3 | 2,6 | -3,2 | 0,7 | 3,3 |
| 2005 | -3,3 | 0,7 | 6,0 | 4,8 | 10,4 | 15,2 | -4,8 | -1,5 | 3,6 | -2,3 | 2,8 | 7,6 | -3,1 | 0,5 | 5,4 | -2,5 | 1,2 | 5,8 |
| 2006 | -4,8 | 1,2 | 5,6 | 3,0 | 10,0 | 14,2 | -6,8 | -1,5 | 2,7 | -4,0 | 2,0 | 7,2 | -5,1 | 0,3 | 4,2 | -4,4 | 0,9 | 5,0 |
| 2007 | -2,1 | 4,9 | 7,1 | 6,5 | 14,0 | 15,9 | -4,1 | 3,2 | 4,1 | -0,8 | 6,3 | 8,5 | -2,4 | 5,3 | 6,6 | -1,9 | 5,2 | 6,5 |
| 2008 | -3,7 | -0,1 | 6,6 | 4,8 | 9,0 | 16,0 | -6,6 | -3,2 | 4,1 | -2,7 | 1,2 | 8,5 | -4,5 | -0,5 | 6,7 | -3,7 | -0,3 | 6,3 |
| 2009 | -3,9 | 2,8 | 7,7 | 4,3 | 12,4 | 16,1 | -6,4 | 0,7 | 5,1 | -3,1 | 4,3 | 8,8 | -4,8 | 3,6 | 6,6 | -3,7 | 3,3 | 7,3 |
| 2010 | -3,8 | 1,3 | 4,3 | 5,4 | 10,4 | 12,7 | -6,1 | -1,1 | 1,2 | -1,6 | 2,8 | 6,0 | -3,8 | 1,0 | 3,2 | -3,6 | 1,2 | 3,6 |
| 2011 | -1,6 | 3,3 | 7,1 | 7,2 | 12,9 | 15,6 | -3,1 | 1,3 | 4,6 | 0,0 | 4,9 | 8,3 | -1,1 | 3,3 | 5,7 | -1,0 | 3,6 | 6,6 |
| 2012 | -0,2 | 0,7 | 6,0 | 7,6 | 10,1 | 15,3 | -1,7 | -2,1 | 3,2 | 0,5 | 2,2 | 7,8 | 0,4 | 0,6 | 5,8 | 0,3 | 0,8 | 5,5 |
| 2013 | -3,8 | 2,0 | 3,9 | 4,3 | 11,0 | 13,3 | -5,8 | 0,0 | 0,9 | -2,0 | 3,4 | 6,1 | -3,4 | 2,3 | 3,6 | -3,5 | 2,0 | 3,5 |
| 2014 | -0,9 | 2,3 | 4,7 | 7,9 | 11,4 | 13,8 | -1,6 | 0,1 | 1,7 | 0,6 | 3,7 | 6,6 | 0,3 | 2,2 | 4,1 | 0,0 | 2,5 | 4,5 |
| 2015 | -1,8 | 0,9 | 6,2 | 6,3 | 10,2 | 14,7 | -4,2 | -1,4 | 3,4 | -0,6 | 2,5 | 7,7 | -2,2 | 0,4 | 5,4 | -1,7 | 1,0 | 5,6 |
| 2016 | -3,3 | 2,1 | 4,8 | 6,0 | 11,0 | 14,1 | -5,7 | -0,8 | 2,0 | -1,2 | 3,3 | 6,9 | -3,4 | 1,8 | 4,8 | -3,4 | 1,9 | 4,5 |
| 2017 | 0,6 | 0,8 | 6,7 | 8,9 | 9,2 | 15,6 | -1,4 | -2,2 | 3,8 | 1,2 | 1,9 | 8,3 | 0,7 | -0,4 | 6,4 | 1,0 | 0,5 | 6,3 |
| 2018 | -3,2 | 4,2 | 7,9 | 4,9 | 14,1 | 17,2 | -5,8 | 2,4 | 5,6 | -1,7 | 5,8 | 9,6 | -3,3 | 5,6 | 8,3 | -3,2 | 4,5 | 7,5 |
| 2019 | -1,5 | 1,3 | 2,3 | 7,0 | 11,3 | 11,3 | -3,6 | -1,1 | -0,9 | -0,2 | 3,1 | 4,5 | -1,4 | 1,7 | 1,5 | -1,1 | 1,7 | 2,0 |

**Lufttemperatur Messstation Kühtai Monat März:
Berechnung auf Basis einer multiplen Regressionsanalyse**



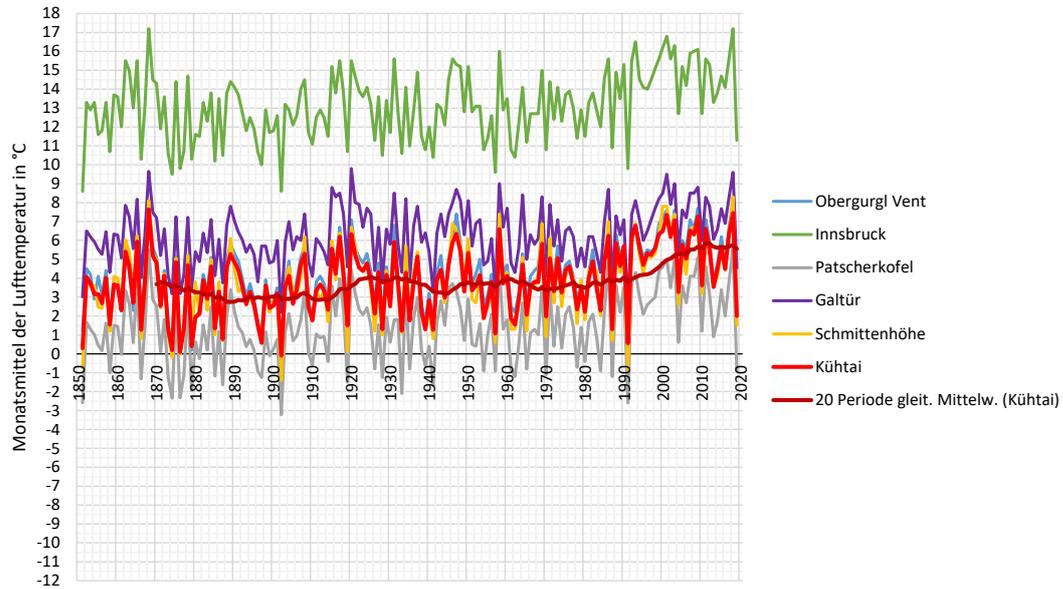
A-Abb. 134: Entwicklung der mittleren Lufttemperatur im Monat März seit 1851

**Lufttemperatur Messstation Kühtai Monat April:
Berechnung auf Basis einer multiplen Regressionsanalyse**



A-Abb. 135: Entwicklung der mittleren Lufttemperatur im Monat April seit 1851

**Lufttemperatur Messstation Kühtai Monat Mai:
Berechnung auf Basis einer multiplen Regressionsanalyse**



A-Abb. 136: Entwicklung der mittleren Lufttemperatur im Monat Mai seit 1851