

# DIPLOMARBEIT

## Analyse der zeitlichen und räumlichen Variabilität des Niederschlags im Gebiet des Hohen Sonnblicks

angestrebter akademischer Grad:

MAGISTER DER NATURWISSENSCHAFTEN

(Mag. rer. nat.)

Verfasser:	David Leidinger
Matrikelnummer:	a0106258
Studienrichtung:	Meteorologie (A415)
Betreuer:	O.Univ.Prof. Dr. Reinhold Steinacker

Wien, am 9. April 2013



MEINER FAMILIE





# Inhaltsverzeichnis

<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>7</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>9</b>
<b>Zusammenfassung</b>	<b>10</b>
<b>Abstract</b>	<b>10</b>
<b>1 Einleitung und Motivation</b>	<b>11</b>
<b>2 Untersuchungsgebiet</b>	<b>13</b>
2.1 Region . . . . .	13
2.2 Gletscher . . . . .	14
2.3 Klimatologie der Goldberggruppe . . . . .	15
<b>3 Physikalische Grundlagen</b>	<b>17</b>
3.1 Niederschlagsprozesse . . . . .	17
3.1.1 Tropfenbildung . . . . .	18
3.1.2 Tropfenwachstum . . . . .	19
3.1.3 Eiskristallwachstum . . . . .	20
3.1.4 Fronten . . . . .	20
3.1.5 Konvektion . . . . .	22
3.1.6 Orographischer Niederschlag . . . . .	22
<b>4 Datengrundlage</b>	<b>23</b>
4.1 Niederschlag . . . . .	23
4.1.1 Tagesniederschlag . . . . .	23
4.1.2 Totalisatoren . . . . .	24
4.1.3 Schneepegel . . . . .	26
4.1.4 Schneehöhe . . . . .	29
4.1.5 Niederschlagsart . . . . .	29
4.1.6 Fehler bei der Niederschlagsmessung . . . . .	29
4.2 Massenbilanz . . . . .	30
4.3 Temperatur . . . . .	32
4.4 Strömungslagen . . . . .	33
4.5 Digitales Höhenmodell . . . . .	34

<b>5</b>	<b>Methoden</b>	<b>35</b>
5.1	Statistische Maße . . . . .	35
5.1.1	Arithmetisches Mittel . . . . .	35
5.1.2	Gewogenes Mittel . . . . .	35
5.1.3	Gleitendes Mittel . . . . .	35
5.1.4	Gauss'scher Filter . . . . .	36
5.1.5	Standardabweichung, Varianz und Kovarianz . . . . .	36
5.1.6	Korrelationskoeffizient . . . . .	37
5.1.7	Quantile . . . . .	37
5.2	Regressionsrechnung . . . . .	38
5.2.1	Lineare Regression . . . . .	38
5.3	Spline . . . . .	38
5.4	Software . . . . .	39
<b>6</b>	<b>Niederschlagsmodell</b>	<b>40</b>
6.1	Schätzung der Dichte . . . . .	41
6.2	Abschmelzmodell . . . . .	43
6.3	Modell für Anteil des festen Niederschlags . . . . .	43
6.4	Modellimplementierung . . . . .	45
<b>7</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>46</b>
7.1	Korrelation . . . . .	46
7.2	Klimatologie des Niederschlags . . . . .	50
7.3	zeitliche Variabilität der Schneehöhe . . . . .	54
7.4	Vergleich der Niederschlagsmessgeräte am Observatorium . . . . .	57
7.5	Niederschlagsverhältnisse bei verschiedenen Strömungslagen . . . . .	59
7.6	Niederschlagsmodell . . . . .	66
7.7	Vertikalgradienten des Niederschlags . . . . .	69
7.8	Interpolation . . . . .	72
<b>8</b>	<b>Schlussfolgerungen</b>	<b>76</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>77</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>80</b>
	<b>Lebenslauf</b>	<b>81</b>

# Abbildungsverzeichnis

2.1	Geographische Lage und Topographie der Goldberggruppe . . . . .	13
2.2	Gletscher und Stationen . . . . .	14
2.3	Klima der Goldberggruppe . . . . .	15
3.1	Sättigungsdampfdruckkurven . . . . .	19
3.2	Zyklogenese . . . . .	21
3.3	orographische Hebung, Konvektion . . . . .	22
4.1	Ombrometer . . . . .	24
4.2	Totalisatoren am Sonnblick . . . . .	25
4.3	Datenverfügbarkeit der Totalisatoren . . . . .	26
4.4	Datenverfügbarkeit der Schneepegel . . . . .	27
4.5	Prozesse und Einflussgrößen bei der Niederschlagsmessung . . . . .	30
4.6	Glaziologisches Messnetz . . . . .	32
4.7	Typische Beispiele für Strömungslagen nach Steinacker . . . . .	33
6.1	Konzept des Niederschlagsmodells . . . . .	41
6.2	Modell der Schneedichte und des Schneewasseräquivalents . . . . .	43
6.3	Tangenshyperbolicus-Modell für Anteil des festen Niederschlags nach Schöner und Böhm (2007) . . . . .	44
7.1	Korrelationsmatrix Totalisatoren . . . . .	46
7.2	Korrelationskoeffizienten vs. Distanz der Totalisatoren . . . . .	47
7.3	Korrelationskoeffizienten vs. Höhendifferenz der Totalisatoren . . . . .	48
7.4	Korrelationsmatrix Schneepegel . . . . .	48
7.5	Korrelationskoeffizienten vs. Distanz der Schneepegel . . . . .	49
7.6	Korrelationskoeffizienten vs. Höhendifferenz der Totalisatoren . . . . .	49
7.7	Jahresniederschlag und Monatsmittel der Totalisatoren, GOK . . . . .	51
7.8	Jahresniederschlag und Monatsmittel der Totalisatoren, FLK . . . . .	52
7.9	Jahresniederschlag und Monatsmittel der Totalisatoren, WUK . . . . .	53
7.10	maximale Schneehöhe und Monatsmittel der Schneepegel, GOK . . . . .	54
7.11	maximale Schneehöhe und Monatsmittel der Schneepegel, FLK . . . . .	55
7.12	maximale Schneehöhe und Monatsmittel der Schneepegel, WUK . . . . .	56
7.13	Tag der maximalen Schneehöhe, maximale Schneehöhe, Fleißcharte . . . . .	57
7.14	Vergleich Niederschlagsmessgeräte am Observatorium . . . . .	58
7.15	Vergleich Monatsniederschläge am Observatorium . . . . .	59

7.16	Saisonale Verteilung der verschiedenen Strömungslagen nach Steinacker, 1961 - 2003 . . . . .	60
7.17	Mittlere Jahressummen des Niederschlags in Abhängigkeit von der Strömungslage, 1961 - 2003 . . . . .	61
7.18	Mittlere saisonale Niederschlagssummen in Abhängigkeit von der Strömungslage, Sonnblick Observatorium, 1961 - 2003 . . . . .	62
7.19	Mittlere saisonale Niederschlagssummen in Abhängigkeit von der Strömungslage, Rauris, 1961 - 2003 . . . . .	63
7.20	Mittlere saisonale Niederschlagssummen in Abhängigkeit von der Strömungslage, Döllach, 1961 - 2003 . . . . .	64
7.21	Verteilung der Niederschlagsintensität bei verschiedenen Strömungslagen, Sonnblick Observatorium, 1961 - 2003 . . . . .	65
7.22	Verteilung der Niederschlagsintensität bei verschiedenen Strömungslagen, Rauris, 1961 - 2003 . . . . .	65
7.23	Verteilung der Niederschlagsintensität bei verschiedenen Strömungslagen, Döllach, 1961 - 2003 . . . . .	66
7.24	Beispiel des Niederschlagsmodells . . . . .	67
7.25	Modellvalidierung, PF04 . . . . .	68
7.26	Modellvalidierung, PF04 . . . . .	68
7.27	Vertikalgradient des Niederschlags . . . . .	70
7.28	Vertikalgradient des Niederschlags, Sommerhalbjahr . . . . .	71
7.29	Vertikalgradient des Niederschlags, Winterhalbjahr . . . . .	71
7.30	Digitales Höhenmodell mit Maske . . . . .	72
7.31	Jahresniederschlag Goldberggruppe . . . . .	73
7.32	Sommerniederschlag Goldberggruppe . . . . .	74
7.33	Winterniederschlag Goldberggruppe . . . . .	75

# Tabellenverzeichnis

4.1	verwendete Stationen mit Tagesniederschlag . . . . .	23
4.2	Totalisatoren im Sonnblickgebiet . . . . .	25
4.3	Schneepegel im Sonnblickgebiet . . . . .	28
6.1	Parameter für die Schätzung nach Jonas et al. (2009) . . . . .	42
7.1	Korrelationskoeffizienten des Jahresniederschlags vier verschiedener Mess- geräte beim Observatorium. ON: Ombrometer Nord, OS: Ombrometer Süd, TG04: horizontaler Totalisator, TG05: hangparalleler Totalisator . .	58
7.2	Parameter der Regression der Vertikalgradienten, 1981 - 2010 . . . . .	69

---

# Zusammenfassung

Der Niederschlag stellt im Hochgebirge immer noch eine unsicher Größe dar. Im Gebiet des Hohen Sonnblicks wird daher seit 1927 ein dichtes Messnetz aus Totalisatoren und Schneepegel betrieben. In dieser Arbeit wird die räumliche und zeitliche Variabilität des Niederschlags analysiert. Darunter die saisonale Abhängigkeit des Niederschlags, die Abhängigkeit von der geographischen Lage, Höhe und Exposition und der Strömungslage. Weiters wird versucht die Schneepegel- und Totalisatordaten mit Hilfe eines Modells vergleichbar zu machen. Dafür wird ein Gradtagmodell für die Schmelze, ein Dichtemodell für das Schneewasseräquivalent und ein Tangenshyperbolicus-Modell für den Anteil des festen Niederschlags verwendet. Schlussendlich werden die Daten räumlich interpoliert (Spline).

## Abstract

Precipitation in complex terrain is still an uncertain factor. Therefore a dense observational network of totalizers and snow gauges was installed in the Region of Hoher Sonnblick in 1927. In this work the spatial and temporal variability of precipitation is analysed. Including the dependency on seasonality, geographical location, elevation, exposition and general circulation pattern. In addition it is tried to make precipitation an snowdepth comparable by introducing a simple model. This model includes a melt-model, a model for density of snow, and a model to estimate the solid precipitation share. Eventually the precipitation data is interpolated using splines.

# 1 Einleitung und Motivation

Niederschlag ist im Hochgebirge nach wie vor ein schwer zu fassender Parameter. Mit der Errichtung des Observatoriums 1886 am Gipfel des Hohen Sonnblicks wurde eine Möglichkeit geschaffen eine ganze Reihe von Fragen näher zu betrachten. Um die Frage des Niederschlags besser zu fassen, wurde 1927 ein dichtes Messnetz an Totalisatoren und Schneepegeln installiert. Dieser Datenschatz bildet die Grundlage für diese Arbeit, in der die räumliche und zeitliche Variabilität des Niederschlags im Gebiet des Hohen Sonnblicks analysiert wird.

Der Niederschlag ist eine sehr inhomogene Größe. Aufgrund der komplexen Topographie ist das Niederschlagsfeld im Gebirge noch viel variabler als in Flachland. Neben der Struktur des Windfeldes spielen auch unter anderem Luv- und Leeeffekte, der Höhengradient des Niederschlags und orographische Verstärkung eine Rolle. Eine besonders wichtiger Faktor ist die vorherrschende synoptische Lage.

In dem Untersuchungsgebiet liegen drei Gletscher, für die der Niederschlag im Akkumulationsgebiet die Grundlage bildet. Das Wurtenkees beherbergt das Skigebiet Mölltaler Gletscher. Als Skigebiet ist es von Natur- oder Kunstschnee abhängig. Die Abflüsse der Südseite der Goldberggruppe speisen eine Reihe von Speicherseen (Koboltschnig, 2007). Sie sind ein Teil der Kraftwerksgruppe Fragant und eine wichtige Stütze für Kärntens Energieproduktion. Ein Teil des Untersuchungsgebiets liegt im Nationalpark Hohe Tauern, wo eine reiche teils hochspezialisierte, Flora und Fauna beheimatet ist. Lawinen stellen eine ernste Bedrohung für Personen und Objekte dar. Für all diese Bereiche ist der Niederschlag ein treibender Faktor.

In dieser Arbeit sollen folgende Fragen geklärt werden:

- Wie sieht die zeitliche Verteilung des Niederschlags am Hohen Sonnblick aus, und hat sie sich geändert? Wenn ja, wie?
- Wie sieht die räumliche Verteilung des Niederschlags aus? Gibt es in einem relativ kleinen Gebiet wie der Goldberggruppe räumliche Strukturen des Niederschlags? Wenn ja welche, und warum?
- Wie hängt der Niederschlag von der vorherrschenden Strömung ab?
- Kann man die Schneehöhemessungen nutzen, um den Niederschlag zu rekonstruieren?

Um diese Fragen zu klären werden die Zeitreihen statistisch untersucht und in Zusammenhang mit den vorherrschenden Strömungslagen gebracht. Weiters wird ein Modell formuliert, das die Schneedecke beschreibt und so Rückschlüsse auf den Niederschlag erlaubt.



## 2 Untersuchungsgebiet

### 2.1 Region

Die Goldberggruppe liegt in den östlichen Hohen Tauern und bildet somit einen Teil des Alpenhauptkammes, der eine „markante Wetterscheide“ (Auer et al., 2002) zwischen den Nord- und Südalpen darstellt. Durch die Hauptgipfel der Goldberggruppe (Hocharn (3254 m), Hoher Sonnblick (3106 m) und Schareck (3123 m)) werden das Mölltal in Kärnten vom Gasteiner- bzw. dem Raurisertal in Salzburg getrennt. Direkt am Gipfel des Hohen Sonnblicks wurde 1886 das gleichnamige Observatorium errichtet. Das gesamte Untersuchungsgebiet erstreckt sich in Ost-West-Richtung, von Mallnitz bis Heiligenblut, über ca. 20 km und in Nord-Süd-Richtung, von Rauris bis Döllach, etwa 30 km. Die vertikale Ausdehnung beträgt ca. 2000 m. Das Kernuntersuchungsgebiet, das die eigentliche Goldberggruppe umfasst, erstreckt sich in Ost-West-Richtung über ca. 7,5 km und in Nord-Süd-Richtung etwa 6 km, mit einer vertikalen Ausdehnung von ca. 1500 m.

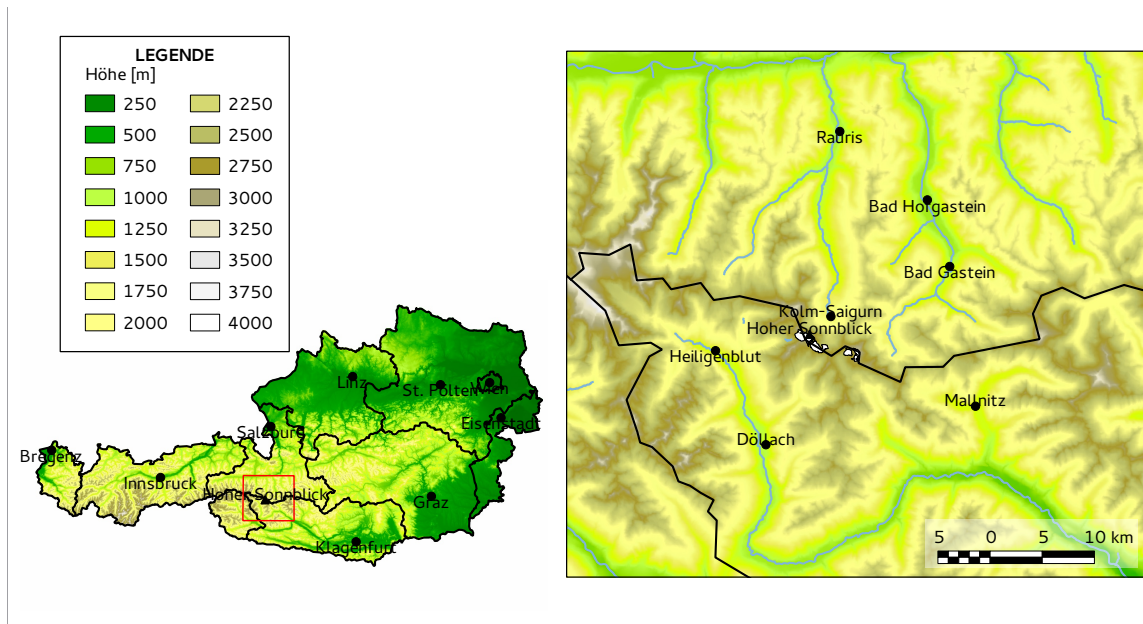


Abbildung 2.1: Geographische Lage und Topographie der Goldberggruppe.

## 2.2 Gletscher

Im Untersuchungsgebiet liegen drei Hauptgletscher: am Sonnblick das Goldbergkees (GOK) und das Kleinfleißkees (FLK), am Schareck das Wurtenkees (WUK). Die Fläche des Goldbergkeeses betrug 2003 ca. 1,4 km<sup>2</sup>. Es reicht von knapp unter der Spitze des Sonnblicks bis auf ca. 2400 m hinunter. Im Gegensatz zu dem Fleißkees und Wurtenkees liegt das Goldbergkees auf der Nordseite der Wasserscheide des Alpenhauptkammes. Im oberen Bereich ist es südöstlich exponiert, im Zungenbereich nordöstlich. Das Fleißkees ist mit dem Goldbergkees an der Fleißcharte verbunden. Die Fläche betrug 2003 ca. 0,94 km<sup>2</sup>, das Ende der Zunge liegt bei ca. 2750 m. Die Exposition des Fleißkeeses ist westlich. Das Wurtenkees beherbergt das Skigebiet „Mölltaler Gletscher“. Es erstreckt sich von ca. 2500 m bis 3150 m, mit einer Fläche (2003) von ca. 0,97 km<sup>2</sup>. Es ist nach West bis Südwest exponiert. (Vgl. Schöner et al. (2006))

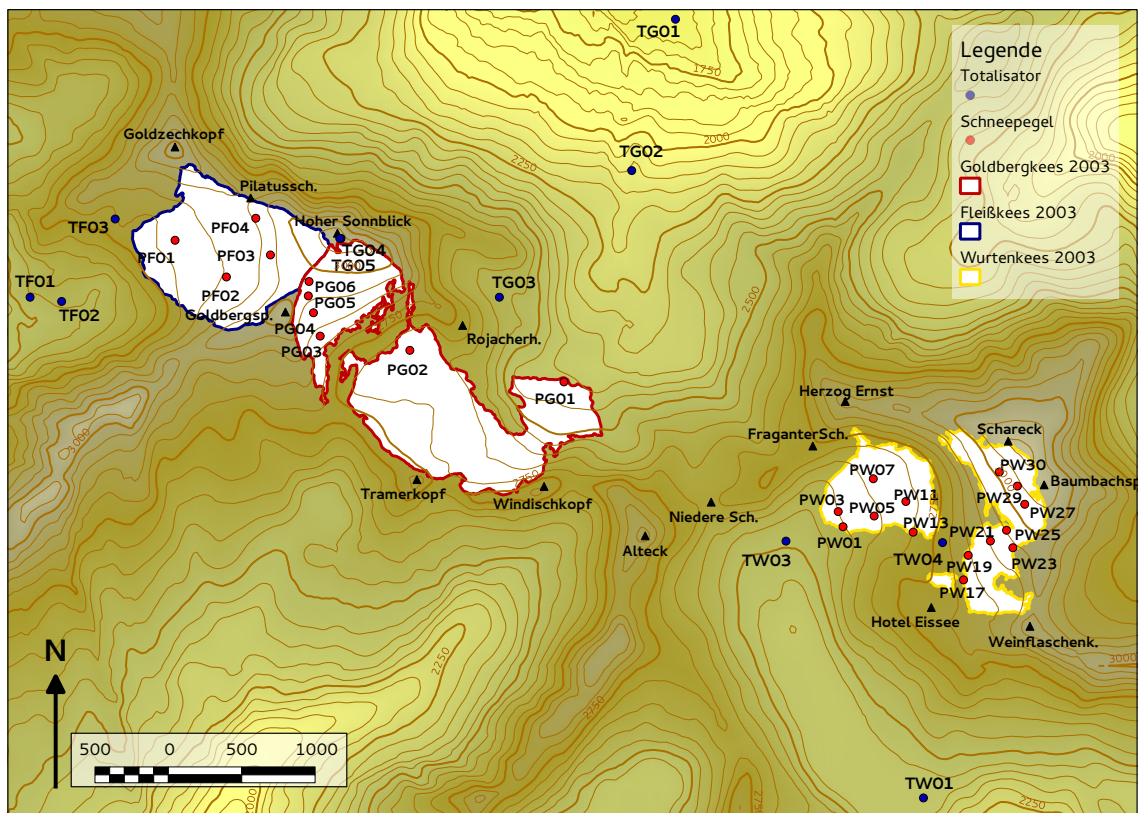
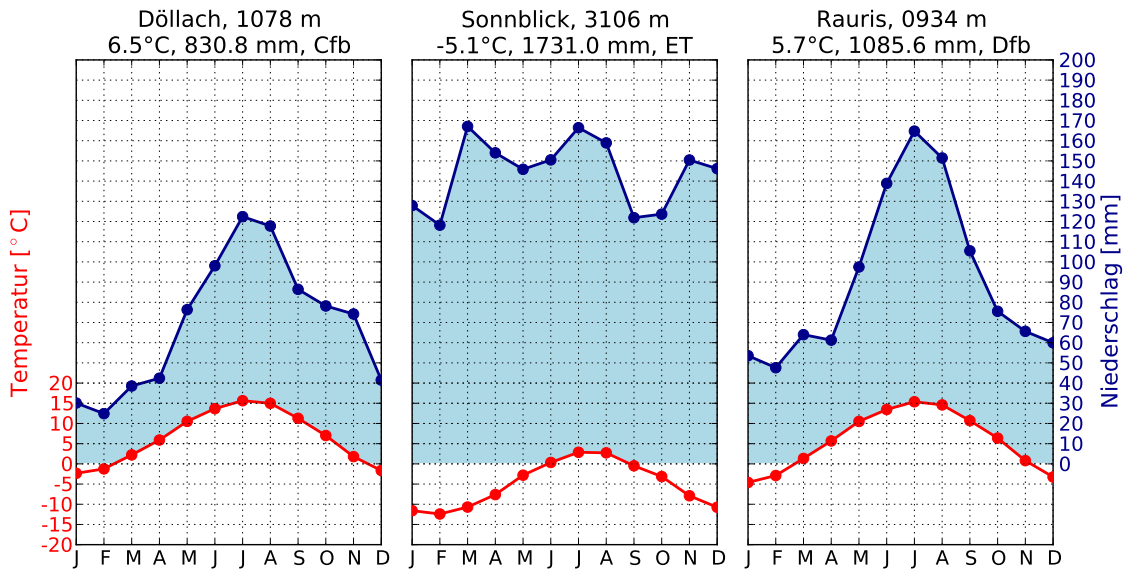


Abbildung 2.2: Gletscher und Stationen

## 2.3 Klimatologie der Goldberggruppe

Aufgrund der großen Höhendifferenz von über 2000 m zwischen dem Gipfel des Sonnblicks und den Tallagen erstreckt sich das Untersuchungsgebiet über drei Klimazonen (nach Köppen und Geiger, (Kottke et al., 2006)): Döllachs Klima entspricht dem feucht-gemässigten Klima mit warmem Sommer (Cfb), der Sonnblickgipfel dem Eistundrenklima (ET) und Rauris einem winterfeuchtkaltem Klima mit warmem Sommer (Dfb).



**Abbildung 2.3:** Klimadiagramme der Stationen Döllach (links), Sonnblick Observatorium (mitte) und Rauris (rechts). Dargestellt sind die Monatsmittel der Temperatur und des Niederschlags der Klimanormalperiode 1981 - 2010. Die Daten stammen von der ZAMG. Eigene Darstellung.

Der Alpenhauptkamm ist ein massives Strömungshindernis. Dem entsprechend wird auch das Klima nördlich und südlich davon beeinflusst. Die Täler im Norden empfangen viel Niederschlag durch Nordstaulagen und Fronten. In Rauris wurden im 30-jährigem Mittel von 1981 bis 2010 1085 mm gemessen. Der Niederschlag zeigt einen ausgeprägten Jahresgang. Das Niederschlagsmaximum liegt im Juli mit etwa 165 mm, das Niederschlagsminimum im Februar mit 48 mm. Die Jahresmitteltemperatur beträgt 5,7 °C, das mittlere Monatsmaximum liegt bei 15,4 °C und das mittlere Monatsminimum bei 4,6 °C. Das Mölltal im Süden ist hingegen ein inneralpines Trockental. Obwohl Döllach nur ca. 30 km südlicher von Rauris und knappe 150 m höher liegt, ist die Jahresmitteltemperatur mit 6,5 °C fast 1° höher. Der mittlere Jahresniederschlag beträgt 830 mm, also 255 mm weniger. Auch in Döllach gibt es einen ausgeprägten Jahresgang im Niederschlag. Dezember bis Mai, sowie September empfängt Döllach monatlich rund 20 mm Niederschlag weniger als Rauris, in den Sommermonaten (Juni bis August) etwa 40 mm weniger. Oktober und November übertrifft der monatliche Niederschlag in Döllach

lach den von Rauris geringfügig. Man kann im Mölltal leichten mediterranen Einfluss erkennen.

Der Gipfel des Sonnblicks auf 3106 m ist von hochalpinem Einfluss geprägt. Die Jahresmitteltemperatur liegt bei  $-5,1^{\circ}\text{C}$ . Im Mittel werden nur im Sommer Temperaturen über dem Gefrierpunkt erreicht. Das mittlere Jahresmaximum der Temperatur beträgt im Juli  $2,9^{\circ}\text{C}$ . Das mittlere Temperaturminimum liegt im Februar bei  $-12,4^{\circ}\text{C}$ . Der Jahresniederschlag beträgt im Mittel von 1981 bis 2010 1731 mm. Der Niederschlag ist im Vergleich zum Tal relativ homogen verteilt. Es gibt 2 Maxima im März und Juli mit je rund 165 mm, und ein drittes, niedrigeres Maximum im November mit 150 mm. Die geringsten Niederschlagsmengen werden im Februar, Oktober und November mit rund 120 mm gemessen.

Zusammenfassend ist das Gebiet aufgrund der Topographie klimatisch recht variabel und reicht von warmgemäßigtem Klima bis zu hochalpinem Eisklima.

# 3 Physikalische Grundlagen

## 3.1 Niederschlagsprozesse

Unter Niederschlag versteht man Wasser- oder Eisteilchen, die sich durch Kondensation oder Sublimation in der Atmosphäre gebildet haben und sich auf den „die Atmosphäre begrenzenden Oberflächen“ (Kraus, 2001) niederschlägt.

Man unterscheidet zwischen:

- fallenden Niederschlagsformen:
  - flüssig: Regen, Niesel, unterkühlter Regen/Niesel
  - fest: Schnee, Hagel, Reifgraupe, Frostgraupe, Eiskörner, Eisnadeln, etc.
- abgesetzten Niederschlagsformen: Tau, Reif, Rauhreif, etc.
- abgelagerten Niederschlagsformen: Schneedecke, Glatteis, etc.

Niederschlag wird in Wolken gebildet. Wolken bestehen aus einer Vielzahl von Wassertropfen oder Eiskristallen. Sie bilden sich wenn der vorhandene Wasserdampf durch Abkühlung zu kondensiert oder sublimiert. Die Abkühlung erfolgt durch Hebung, Abstrahlung oder Mischung. Ursächlich für Hebung ist:

- Querkirkulation an Frontalzonen
- Konvektion
- orographische Hebung
- horizontaler bodennaher Konvergenz und
- Hebung durch Turbulenz.

Für die Bildung von Niederschlag ist nur die Abkühlung durch Hebung relevant. Dabei expandiert das gehobene Luftpaket und kühlt adiabatisch (d.h. ohne Austausch von Wärme) ab. Die Temperaturänderung eines Luftpakets, das gehoben wird kann, mit Hilfe der potentiellen Temperatur berechnet werden:

$$\Theta = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^\kappa \quad (3.1)$$

Dabei sind  $T$  die Temperatur in K und  $p$  Druck Pa im aktuellen Niveau,  $p_0$  der Druck im Referenzniveau (im Allgemeinen 1000 hPa) und  $\Theta$  die potentielle Temperatur, also jene Temperatur die das Luftpaket bei Kompression auf den Referenzdruck hätte.  $\kappa$  ist das Verhältnis der Gaskonstante für Luft  $R$  und der Wärmekapazität der Luft bei Konstantem Druck  $c_p$  und hat den Wert  $2/7$ . Tritt Kondensation ein so wird Kondensationswärme frei und  $\Theta$  steigt. Würde die gesamte Feuchtigkeit eines Luftpakets kondensieren, und auf das Referenzniveau  $p_0$  gebracht, so hätte es die Temperatur  $\Theta_e$ . Diese wird auch äquivalent-potentielle Temperatur genannt.

$$\Theta_e = \Theta e^{Lq/c_p T} \quad (3.2)$$

Wobei  $L$  die Kondensationswärme von Wasser und  $q$  die spezifische Feuchte ist.

### 3.1.1 Tropfenbildung

Der Sättigungsdampfdruck, also jener Druck den Wasserdampf in haben kann, bevor Kondensation auftritt, ist von der Temperatur abhängig (siehe 3.1). Je höher die Temperatur, desto mehr Wasser kann in gasförmiger Phase vorhanden sein. Die Sättigungsdampfdruck  $e_s$  kann durch die Beziehung von Murray (Kraus, 2001) angenähert werden: über einer ebenen Wasserfläche:

$$e_{sw}(T) = 6,1078 \cdot \exp\left(\frac{17,26939 \cdot (T - 273,15K)}{T - 35,86}\right) hPa \quad (3.3)$$

über einer ebenen Eisfläche:

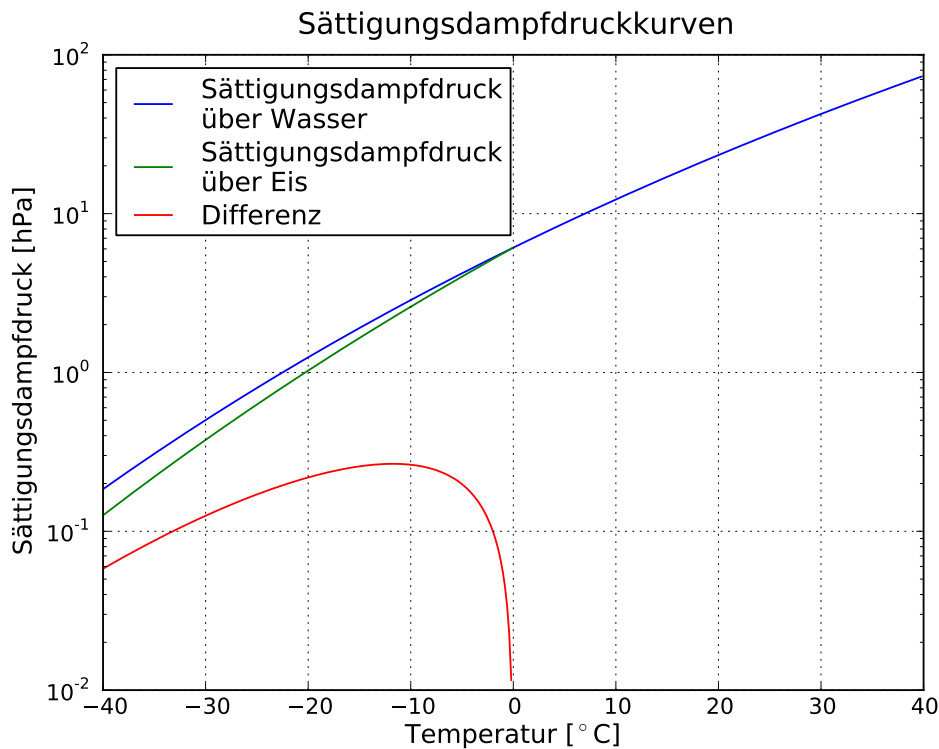
$$e_{se}(T) = 6,1078 \cdot \exp\left(\frac{21,87456 \cdot (T - 273,15K)}{T - 7,66}\right) hPa \quad (3.4)$$

wobei  $T$  die Temperatur in K ist.

Das Verhältnis von aktuellem Dampfdruck ( $e$ ) zu dem Sättigungsdampfdruck wird als relative Feuchte  $f$  bezeichnet ( $f = e/e_s$ ).  $f > 1$  wird Übersättigung genannt. Kühlt ein Luftpaket isobar ab, und es wird keine Feuchtigkeit zu- oder abgeführt, so bleibt der Dampfdruck konstant. Wenn die Taupunkttemperatur  $T_d$  (auch Taupunkt genannt) erreicht ist, tritt Kondensation ein und es bilden sich Tröpfchen.

$$e_s(T_d) = e \quad (3.5)$$

Allerdings würden reine Wassertröpfchen sofort wieder verdunsten, da der Sättigungsdampfdruck über einer gekrümmten Oberfläche höher ist, als über einer ebenen. Für die sog. homogene Kondensation wäre  $f > 5$  nötig. Allerdings liegen die Übersättigungen in der Atmosphäre in einem Bereich von  $f \simeq 1.001$ . Gelöste, nicht verdampfende,



**Abbildung 3.1:** Der Sättigungsdampfdruck über Wasser und als Funktion der Temperatur.

Stoffe (wie z.B. Salze) erniedrigen den Sättigungsdampfdruck über den Tröpfchen und ermöglichen so die Bildung der Tröpfchen im Frühstadium. (Bauer et al., 2001)

### 3.1.2 Tropfenwachstum

Wenn sich Tröpfchen in einer übersättigten Umgebung befinden, wachsen sie durch Kondensation. Dieser Prozess ist nicht sehr effizient. Der Tröpfchenradius nimmt nur ca.  $20 \mu\text{m}/\text{Stunde}$  zu.

Ein wesentlich effizienterer Prozess ist die Koaleszenz (Zusammenwachsen). Die Fallgeschwindigkeit der Tropfen ist von dem Tropfenradius abhängig, und nimmt mit zunehmendem Radius zu. Durch differentielle Fallgeschwindigkeit kollidieren größere, schnelle Tropfen mit kleineren in ihrem Fallpfad und können koaleszieren. Die Wahrscheinlichkeit, dass Tropfen unterschiedlicher Größe koaleszieren ist höher als bei Tropfen gleicher Größe; man spricht von Koaleszenzeffizienz. Hingegen ist die Wahrscheinlichkeit, dass Tropfen ähnlicher Größe kollidieren höher, da sehr kleine Tropfen durch die Aerodynamik an dem anderen Tropfen vorbei geführt werden können (Kollisionseffizienz). Das Produkt aus Koaleszenzeffizienz und Kollisionseffizienz ist die Akkretionseffizienz. Dieser Prozess beschleunigt sich mit zunehmender Tropfengröße. In warmen Wolken, das

sind solche bei denen Wasser während der gesamten Entwicklung nur in der flüssigen Phase vorkommt, kann Tropfenwachstum nur durch Koaleszenz vonstatten gehen. Niederschlag aus warmen Wolken kommt vor allem in den Tropen und Subtropen vor, und spielt in den höheren Breiten eine sehr untergeordnete Rolle. (Bauer et al., 2001)

#### 3.1.3 Eiskristallwachstum

Wolken, die während ihres Lebenszyklus zumindest teilweise aus Eiskristallen bestehen, werden als kalte Wolken bezeichnet. In ihnen findet ein anderer Prozess der Tropfenbildung statt: der Bergeron-Findeisen-Prozess. Der Sättigungsdampfdruck über unterkühlten Wassertröpfchen ist höher als der über Eiskristallen. Befinden sich unterkühlte Wassertröpfchen in der Umgebung von einem Eiskristall, so wächst der Kristall rasch auf Kosten der Wassertröpfchen durch Sublimation. Bei Kollisionen zersplittern die Eiskristalle, die dann wieder einen effizienten Nukleationskern bilden, und so eine Kettenreaktion auslösen. Als Kondensationskern für Eiskristalle dienen mineralische Aerosole, sog. Eiskeime. Je ähnlicher ein die Kristallstruktur eines Eiskeims einem Eiskristall ist, desto besser ist er geeignet. Vereisung findet am häufigsten zwischen  $-15$  und  $-5$  °C statt, wo der Unterschied zwischen dem Sättigungsdampfdruck über Wasser und Eis maximal ist (siehe Abbildung 3.1). (Bauer et al., 2001)

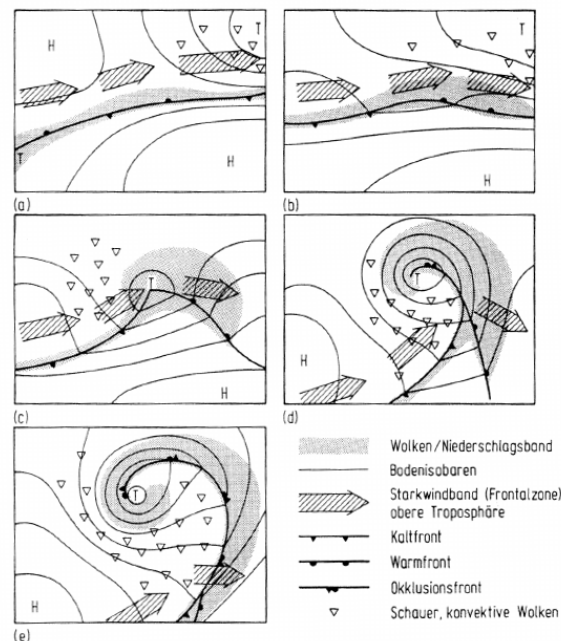
Eiskristalle wachsen bevorzugt an Spitzen, da dort der Sättigungsdampfdruck am niedrigsten ist. Mit zunehmender Größe findet das Wachstum von Eiskristallen vermehrt durch Akkretion unterkühlter Wassertröpfchen statt, die festfrieren. Die Form der Kristalle hängt von der Temperatur und der Übersättigung über Eis ab. Es bilden sich schließlich Schneekristalle, die durch Aggregation zu Schneeflocken heranwachsen können. Oder es lagern sich unterkühlte Wassertropfen an und bilden graupelartige Niederschlagsformen. Übersteigt die Fallgeschwindigkeit eines Eiskristalls oder Wassertropfens die des Aufwindes, fällt er aus der Wolke. (Baumgartner und Liebscher, 1996)

#### 3.1.4 Fronten

In den mittleren Breiten treffen polare und subtropische Luftmassen aufeinander. Dieser Bereich wird Polarfront genannt. Ist die Polarfront ungestört, so verläuft sie breitenkreisparallel und es herrscht der westliche Grundstrom vor. Die Polarfrontzone ist zunächst barotrop. Das heißt, dass Flächen gleichen Drucks (Isobaren) und Flächen gleicher Temperatur (Isothermen) parallel verlaufen. Der Druck ist im Norden niedriger, als im Süden. Störungen, wie zum Beispiel Gebirgszüge (bes. die quer zum Grundstrom verlaufenden Rocky Mountains), führen zum Auslenken der Grundströmung und zur Ausbildung von planetaren Wellen, sog. Rossby-Wellen. Dies sind erdumlaufende Wellen mit einer Wellenzahl von 2 - 6 und einer Amplitude von mehreren 1000 km. Durch differentielle Erwärmung der Atmosphäre (die Atmosphäre im Süden wird stärker aufgeheizt) wird die Polarfrontzone zunehmend baroklin. Baroklin bedeutet, dass



die Druckflächen und Temperaturflächen, und somit auch die Flächen gleicher Dichte, gegeneinander geneigt sind. Mit einher geht eine Zunahme der vertikalen Windscherung (wird als thermischer Wind bezeichnet). Erreicht der thermische Wind eine kritische Grenze, so werden kleine Störungen mit einer bestimmten Wellenlänge instabil und die Amplitude wird größer. Dieser Entwicklung wird als Zyklogenese bezeichnet (siehe Abbildung 3.2).

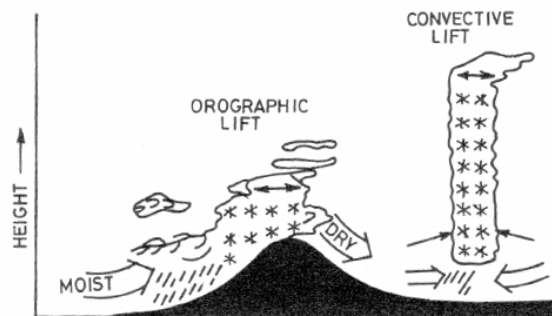


**Abbildung 3.2:** schematische Darstellung einer typischen Zyklogenese, aus Bauer et al. (2001)

In solchen Gebieten bilden sich Zonen mit großem horizontalem Temperaturgradienten. Diese werden Fronten genannt. Man unterscheidet zwischen Warmfronten, Kaltfronten und Okklusionen (Mischfronten), je nach relativer Temperatur der vorrückenden Luftmasse. Niederschläge an Warmfronten sind im Allgemeinen ausgedehnt und wenig intensiv, Kaltfrontniederschläge haben schauercharakter. Die Frontfläche ist gegenüber der Vertikalen Richtung der kalten Seite geneigt. Eine Möglichkeit der Frontbildung (Frontogenese) ist, wenn die wärmere Seite stärker erwärmt wird, wie dies im Küstenbereich der Falls ein kann. Eine weitere Möglichkeit stellt Konvergenz, d.h. Zusammenfließen, von kalter und warmer Luftmassen dar. Eine Verformung des Temperaturfeldes kann sowohl frontverstärkend, als auch abschwächend wirken. Frontverstärkend wirkt auch, wenn es zu differentiellen Vertikalbewegung in solcher Form kommt, dass das Aufsteigen auf der warmen Seite schwächer ist, als auf der kalten, bzw. das Absinken stärker ist. An Frontflächen bildet sich eine Querkirkulation aus. Meistens steigt auf der warmen Seite Luft auf, und auf der kalten Seite sinkt die Luft ab. Es kann aber auch umgekehrt sein. Dieses Aufsteigen ist die Ursache von frontinduziertem Niederschlag. (Bauer et al., 2001; Kraus, 2001)

### 3.1.5 Konvektion

Konvektion ist der Prozess des Wärmetransfers durch wechselseitige Bewegung des Gases oder Flüssigkeit selbst. Konvektion tritt ein, wenn die Luftmasse labil geschichtet ist. Das heißt  $\Theta$  oder  $\Theta_e$  nimmt mit der Höhe ab. Der typische Fall tritt ein, wenn im Sommer die Erdoberfläche aufgeheizt wird, welche die unterste Luftschicht erwärmt. Dadurch sinkt die Dichte des Luftpakets. Es steigt auf und kühlt dabei ab, bis die Umgebungsluft die gleiche Temperatur hat. Kühlt das Luftpaket bis auf den Taupunkt ab, so setzt Kondensation ein. Unten strömt seitlich neue Luft nach und der Prozess beginnt erneut (siehe Abbildung 3.3). So können beträchtliche Luftmassen gehoben werden. Die so entstehende Bewölkung ist cumulusartig. Je höher eine Konvektive Wolke hinauf reicht, desto intensiver sind die damit verbundenen Wettererscheinungen. Aufwinde von einigen Metern pro Sekunde sind keine Seltenheit. In mächtigen Gewittern können sogar 30 m/s und mehr erreicht werden.



**Abbildung 3.3:** schematische Darstellung der orographischen Hebung und der Konvektion, aus Singh und Singh (2001)

### 3.1.6 Orographischer Niederschlag

Trifft eine Luftströmung auf ein Hindernis, wie ein Gebirge, wird sie entweder zum Umströmen (bei stabiler Schichtung) oder Überströmen (eher bei neutraler oder labiler Schichtung) des Hindernisses gezwungen. Beim Aufsteigen kühlt die Luft ab. Ist diese Luftmasse feucht und das Kondensationsniveau niedrig, so können sich Wolken bilden, die zu Niederschlag führen (Stauniederschlag) (siehe Abbildung 3.3). Stauniederschläge können besonders hohe Niederschlagsmengen produzieren, weil das Niederschlagsgebiet stationär ist und eine solche Situation lange anhalten kann. Im Lee sinkt die Luft wieder ab und Wolken lösen sich tendenziell wieder auf. Außerdem kann sich die generell vorhandene Vertikalbewegung verstärken und Niederschlag sich intensivieren. Dies wird orographische Verstärkung genannt. Gegebenenfalls hemmen Sperrschichten (Inversionen) die konvektive Vertikalbewegung. Dann kann orographische Hebung eventuell genügend zusätzlichen Auftrieb bewirken, um diese zu überwinden. So können durch Erhebungen Schauer und Gewitter ausgelöst werden.

# 4 Datengrundlage

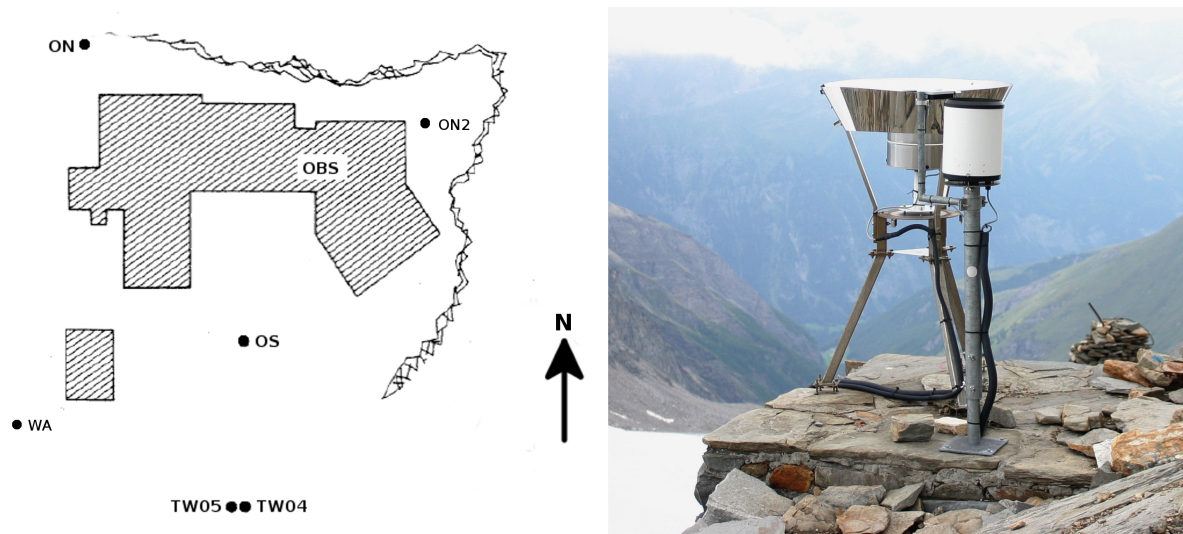
## 4.1 Niederschlag

### 4.1.1 Tagesniederschlag

Tagesniederschlag ist die Menge an Niederschlag, die in 24 Stunden fällt. Er bezieht sich auf den Zeitraum von 7 Uhr bis 7 Uhr (MOZ) des Folgetages. Derzeit befinden sich am Observatorium zwei Ombrometer (Niederschlagskübel) mit Wippen und eine Niederschlagswaage. Das Ombrometer Nord ist auf der Nordostterasse installiert, die Auffangfläche ist 1,6 m über Grund. Das Ombrometer Süd steht 15 m südlich vor dem Observatorium mit der Auffangfläche 1,2m über Grund. Die Ombrometer haben eine Auffangfläche von 500 cm<sup>2</sup> und keinen Windschutzring. Die gemeldete Tagesniederschlagsmenge am Observatorium wird durch Mittelung der Werte der beiden Ombrometer ermittelt. Die Waage (siehe Abbildung 4.1) steht südwestlich vom Observatorium nahe der Pendelhütte mit der Auffangfläche 1m über Grund. Sie ist beheizt, hat einen Windschutz und liefert stündliche Werte. Eine Aufstellung der historischen und aktuellen Niederschlagsmessgeräte am Observatorium findet sich in Auer et al. (2002). Des Weiteren werden die Zeitreihen des Tagesniederschlags von Bad Gastein, Rauris und Kolm-Saigurn (Alpennordseite), sowie Döllach und Mallnitz (Alpensüdseite) verwendet. Die Lage der Stationen ist auf der Karte 2.1 dargestellt und in Tabelle 4.1 aufgelistet.

**Tabelle 4.1:** verwendete Stationen mit Tagesniederschlag

Name	geogr. Länge	geogr. Breite	Höhe [m]	Beginn
<b>Alpennordseite</b>				
Bad Gastein	13° 08' 00"	47° 06' 38"	1092	1976
Rauris	12° 59' 33"	47° 13' 25"	934	1875
Kolm-Saigurn	12° 59' 05"	47° 04' 10"	1626	1977
<b>Sonnblick Gipfel</b>				
Sonnblick	12° 57' 27"	47° 03' 15"	3109	1890
<b>Alpensüdseite</b>				
Döllach	12° 54' 12"	46° 57' 31"	1078	1926
Mallnitz	13° 10' 03"	46° 59' 33"	1196	1896



**Abbildung 4.1:** Ombrometer:

links: Lage der Ombrometer (ON: Ombrometer Nord alt, ON2 Ombrometer Nord neu, OS Ombrometer Süd), der Niederschlagswaage (WA) und der Totalisatoren (TG04: horizontal, TG05: hangparallel) beim Observatorium (aus Auer (1993), modifiziert); rechts: Vergleichsmessung von einem Ombrometer (im Vordergrund) und der Niederschlagswaage (hinten); Foto: David Leidinger

### 4.1.2 Totalisatoren

In der Region befinden sich elf Totalisatoren. Davon fünf im Bereich des Goldbergkees, drei im Bereich des Fleißkees und drei im Bereich des Wurtenkees. Die Totalisatoren sind mit der Höhe aufsteigend nummeriert und es wird ein T, sowie der erste Buchstabe des nächsten Gletschers vorangestellt (G für Goldbergkees, F für Fleißkees, W für Wurtenkees). Die genauen Standorte und Seehöhe sind in Tabelle 4.2 aufgelistet und in Abb. 2.2 graphisch dargestellt. Die Totalisatoren sind auf 2 m bis 6 m Gerüsten montiert (siehe Abb. 4.2).

Sie werden am Ersten des Monats abgelesen, liefern also die Monatssumme des Niederschlags. Die Totalisatoren (mit Ausnahme des hangparallelen Totalisator TG05) haben einen Windschutzring. Als Frostschutz dient eine Chlorcalciumlösung. Um die Verdunstung zu minimieren wird ein Ölfilm verwendet. Die Zeitreihen wurden mittels MASH-Test auf Homogenität geprüft. Dabei wurden beim Totalisator Sonnblick horizontal zwei Outlier gefunden. Die Homogenität des Totalisators Sonnblick hangparallel (TG05) ist allerdings als problematisch einzustufen, da sich eine nicht erklärbare Abnahme des Niederschlags zeigt, die bei den anderen Totalisatoren nicht zu finden ist. Lücken wurden mittels Quotientenmethode geschlossen. Als Referenz wurde dabei die Zeitreihe des am besten korrelierten Totalisators bzw. das best korrelierte Mittel aus mehreren Totalisatoren benutzt. (Auer und Böhm, 1998)

**Tabelle 4.2:** Totalisatoren im Sonnblickgebiet

Nr.	Name	geogr. Länge	geogr. Breite	Höhe [m]	Beginn
<b>Goldbergkees</b>					
TG01	Kolm-Saigurn	12° 59' 16"	47° 04' 02"	1619	1934
TG02	Radhaus	12° 59' 02"	47° 03' 28"	2117	1927
TG03	Rojacherhütte	12° 58' 19"	47° 03' 00"	2585	1934
<b>Sonnblick Gipfel</b>					
TG04	Sonnblick (horiz.)	12° 57' 27"	47° 03' 13"	3106	1934
TG05	Sonnblick (hangp.)	12° 57' 27"	47° 03' 13"	3106	1960
<b>Klein Fleißkees</b>					
TF01 <sup>1</sup>	unteres Fleißkees	12° 55' 48"	47° 03' 00"	2558	1928
TF02	Fleißkees	12° 55' 58"	47° 02' 59"	2560	1982
TF03	oberes Fleißkees	12° 56' 15"	47° 03' 17"	2802	1928
<b>Wurtenkees</b>					
TW01	Stausee	13° 00' 37"	47° 01' 10"	2375	1982
TW03	Gletscherzunge	12° 59' 52"	47° 02' 07"	2511	1982
TW04	Steilabbruch	13° 00' 43"	47° 02' 07"	2791	1982

<sup>1)</sup> seit Oktober 2009 defekt

**Abbildung 4.2:** Totalisatoren am Sonnblick:

links oben: TG01 in Kolm-Saigurn, rechts oben: TG02 beim Radhaus

links unten: TG03 bei der Rojacherhütte, rechts unten: TG04 (horizontal) (links), TG05 (hangparallel) (rechts) beim Observatorium;

Fotos: David Leidinger

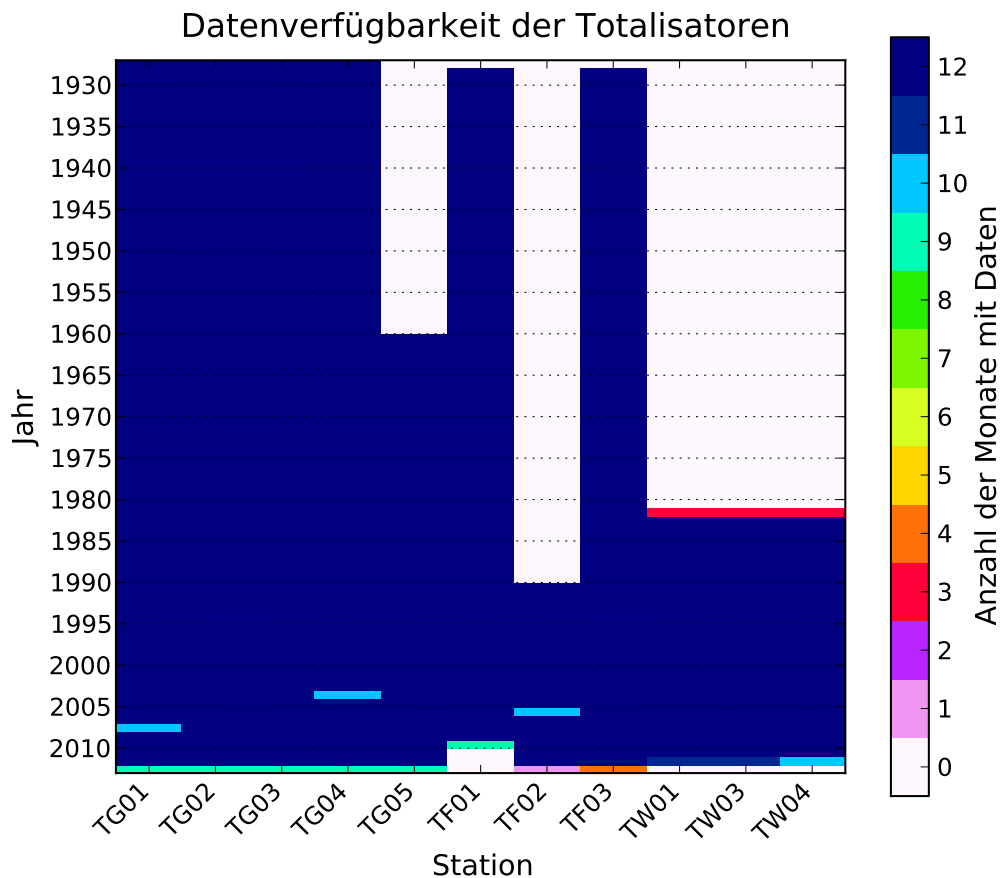
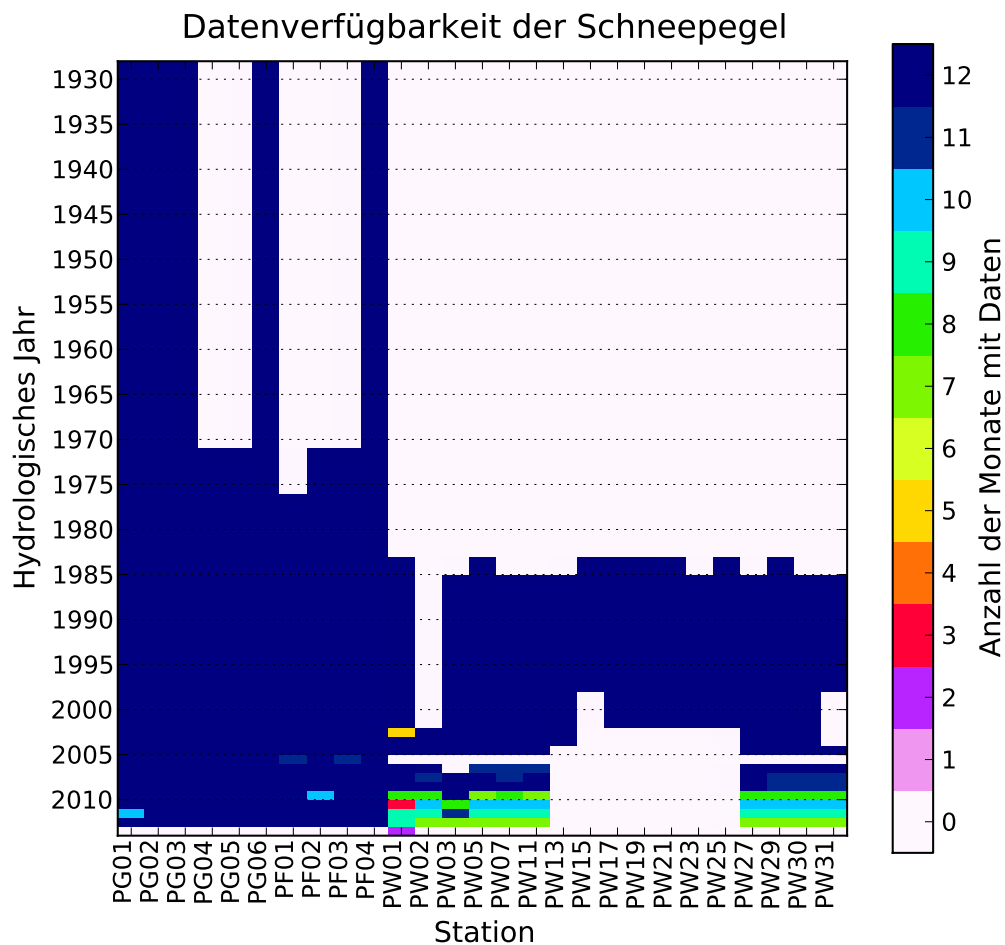


Abbildung 4.3: Datenverfügbarkeit der Totalisatoren

### 4.1.3 Schneepegel

Im Untersuchungsgebiet befinden sich derzeit 20 Schneepegel. Im Zeitraum 1985 - 1998 waren es 26 gleichzeitig (siehe Abbildung 4.4). Alle Schneepegel stehen auf den Gletschern. Die Nomenklatur der Schneepegel folgt der der Totalisatoren, nur wird ein P statt einem T vorangestellt. Die Messung der Schneehöhe erfolgt an Holzstangen. Um Fehler durch Windverfrachtung zu reduzieren werden an manchen Pegel vier Stangen aufgestellt. Die Schneehöhe wird dann durch Mittelung ermittelt. Die Ablesung erfolgt idealerweise am Monatsersten. Wegen herrschender Lawinengefahr oder schlechtem Wetter ist der Termin nicht immer einzuhalten. Dann wird die Schneehöhe mittels der Daten vom Observatorium interpoliert (Schöner et al., 2009). Am 1. Oktober (Beginn des hydrologischen Haushaltsjahrs) werden die Pegel auf Null gesetzt. Eventuell verbliebene Schneehöhe wird als Firnrest dem vergangenen Haushaltsjahr zugerechnet (Auer und Böhm, 1998). Da die Schneepegel auf dem Gletscher stehen, ist die Höhe über die Jahre nicht konstant. Es wurde zwar versucht die Position der Pegel konstant

zu halten, durch das Abschmelzen der Gletscher reduzierte sich die Seehöhe bis zu 80 Meter in 70 Jahren wie beim Pegel PG01. In Tabelle 4.3 sind Aufstellungsort, -höhe und Beginn der Messung aufgelistet. Das Pegelnetz auf dem Wurtenkees wird nicht von der ZAMG, sondern von der KELAG betrieben. Die Daten auf dem Wurtenkees sind leider nicht so zuverlässig. Einerseits richten sich die Ablesedaten neben den äußeren Bedingungen auch nach den Dienstplänen der KELAG-Mitarbeiter. Andererseits wurden die Pegel, wegen Gletscherschwund und Schibetrieb, gelegentlich verlegt.



**Abbildung 4.4:** Datenverfügbarkeit der Schneepegel

**Tabelle 4.3:** Schneepegel im Sonnblickgebiet

Nr.	geogr. Länge	geogr. Breite	Höhe Beginn [m]	Höhe 1997 [m]	Beginn <sup>1</sup>
<b>Goldbergkees</b>					
PG01 <sup>2</sup>	12° 58' 41"	47° 02' 42"	2480	2400	1928
PG02 <sup>2</sup>	12° 57' 51"	47° 02' 49"	2710	2670	1928
PG03	12° 57' 22"	47° 02' 52"	2850	2878	1928
PG04	12° 57' 20"	47° 02' 57"	2890	2923	1971
PG05	12° 57' 18"	47° 03' 01"	2920	2958	1971
PG06 <sup>2</sup>	12° 57' 18"	47° 03' 04"	2990	2980	1928
<b>Klein Fleißkees</b>					
PF01	12° 56' 35"	47° 03' 13"	2780	2820	1976
PF02	12° 56' 52"	47° 03' 05"	2840	2860	1971
PF03	12° 57' 06"	47° 03' 10"	2920	2940	1971
PF04	12° 57' 01"	47° 03' 18"	2880	2905	1928
<b>Unteres Wurtenkees</b>					
PW01	13° 00' 11"	47° 02' 10"	2593	2573	1983
PW02 <sup>3</sup>			2555		2001
PW03 <sup>4</sup>	13° 00' 09"	47° 02' 14"	2593	2562	1985
PW05	13° 00' 21"	47° 02' 13"	2647	2622	1983
PW07	13° 00' 21"	47° 02' 21"	2655	2643	1983
PW11	13° 00' 31"	47° 02' 16"	2675	2666	1985
PW13	13° 00' 34"	47° 02' 09"	2677	2669	1985
<b>Oberes Wurtenkees<sup>5</sup></b>					
PW15	13° 00' 38"	47° 02' 00"	2743	2734	1983
PW17	13° 00' 50"	47° 01' 59"	2813	2845	1983
PW19	13° 00' 51"	47° 02' 04"	2849	2819	1983
PW21	13° 00' 59"	47° 02' 07"	2898	2883	1983
PW23	13° 01' 06"	47° 02' 06"	2920	2919	1985
PW25	13° 01' 04"	47° 02' 10"	2946	2956	1983
PW27 <sup>6</sup>	13° 01' 10"	47° 02' 15"	3023	3009	1985
PW28 <sup>7</sup>			2545		2001
PW29	13° 01' 07"	47° 02' 19"	3035	3025	1983
PW30	13° 01' 01"	47° 02' 23"	3010	3010	1997
PW31	13° 00' 58"	47° 02' 20"	3080	3069	1985

<sup>1</sup>) Hydrologisches Jahr (1. Oktober des Vorjahres bis 31. September des aktuellen Jahres)

<sup>2</sup>) Mittelwert aus 4 Schneepegel

<sup>3</sup>) Standort zwischen PW01 und PW03 (neu)

<sup>4</sup>) neuer Standort (seit 2000) in der Linie der Pegel PW01, PW02, PW05

<sup>5</sup>) 2003 wurden alle Pegel am Oberen Wurtenkees zur Lifttrasse verlegt <sup>6</sup>) seit 2001 im Bereich des alten Pegels PW17

<sup>7</sup>) steht im Bereich des Schneeprofiles Weinflaschenkopf



#### 4.1.4 Schneehöhe

Es werden täglich Beobachtungen der Neuschneemenge und Gesamtschneehöhe durchgeführt. Die Messung der Gesamtschneehöhe erfolgt mittels Ultraschallpegel, der vollautomatisch die Schneehöhe misst. Dieser steht auf der Fleißcharte in der Nähe des Pegels TG06. Die Neuschneehöhe wird auf einem Schneetisch gemessen, der täglich vom Schnee befreit wird.

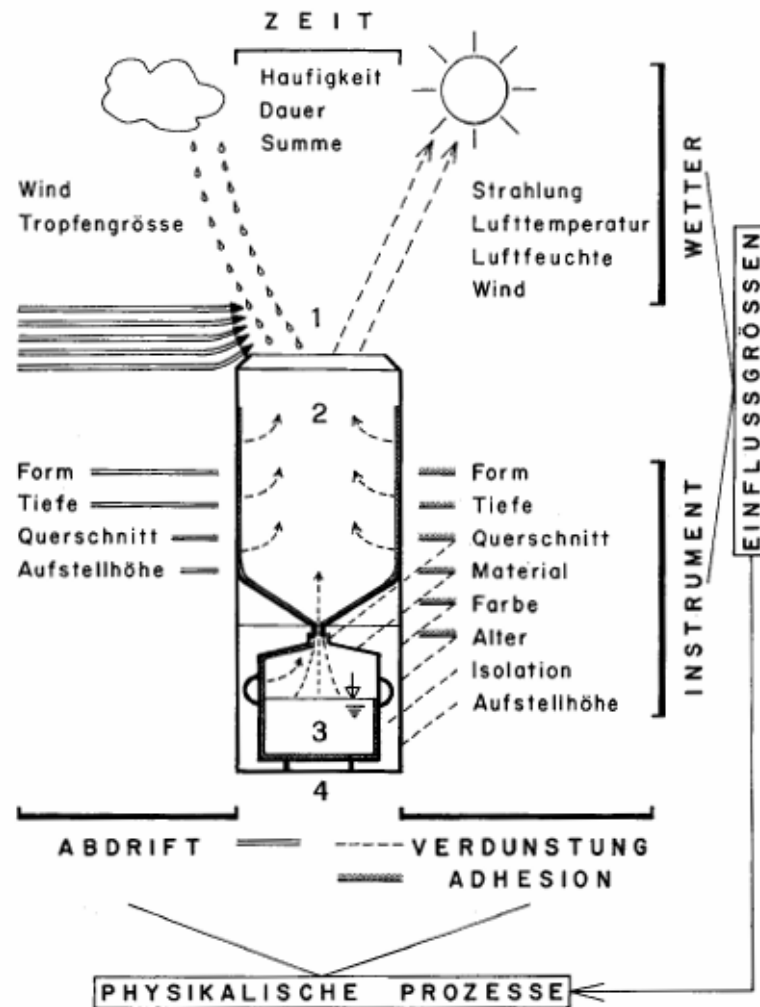
#### 4.1.5 Niederschlagsart

Ein Beobachter auf dem Sonnblick meldet täglich die Art des Niederschlags. In der Datenbank der ZAMG wird bei der Niederschlagsart Regen, Schnee, Hagel, Graupel und diversen Mischformen aus diesen gespeichert. In dieser Arbeit wird nur nach flüssig (Regen), fest (Schnee, Hagel, Graupel) und gemischt unterschieden.

#### 4.1.6 Fehler bei der Niederschlagsmessung

Die Messung des Niederschlags ist fehleranfällig. Es gibt eine Reihe von Prozessen, die im Allgemeinen zu einer Unterschätzung des Niederschlags führen. Prozesse und Einflussgrößen die bei der Niederschlagsmessung relevant sind, sind in Abbildung 4.5 dargestellt.

Eine wichtige, aber schwer zu fassende Fehlerquelle ist der Windeinfluss. Durch eine erhöhte Aufstellung des Ombrometers/Totalisators können zwar Fehler durch Spritzwasser und Schneedrift minimiert werden, jedoch ist die Windgeschwindigkeit höher als in Bodennähe und der Niederschlagsmesser wirkt als Strömungshindernis. Durch die aerodynamisch ungünstige Form von Niederschlagsmessern kommt es bei der Öffnung zu Verwirbelungen und die Luft wird wegen der Drängung der Stromlinien beschleunigt. Dies kann dazu führen, dass der fallende Niederschlag abgelenkt und am Niederschlagsmesser vorbei geführt wird, oder Niederschlag, insbesondere Schnee, der die Öffnung bereits passiert hat wieder hinaus verfrachtet wird. Einfluss auf den Windfehler haben neben der Windgeschwindigkeit, das Tropfenspektrum, die Form und Dimension des Niederschlagsmessers, das Vorhandensein eines Windschutzes und die Aufstellungshöhe. Weitere Fehlerquellen sind die Verdunstung, die Benetzung des Niederschlagsmessgeräts, Ablesefehler, Fehler durch Dichteunterschiede bei Temperaturänderung, etc. (Sevruk, 1981) Besonders im Hochgebirge kann es auch vorkommen, dass die Öffnung durch Raureif- oder Schneeablagerungen teilweise oder ganz verschlossen wird.



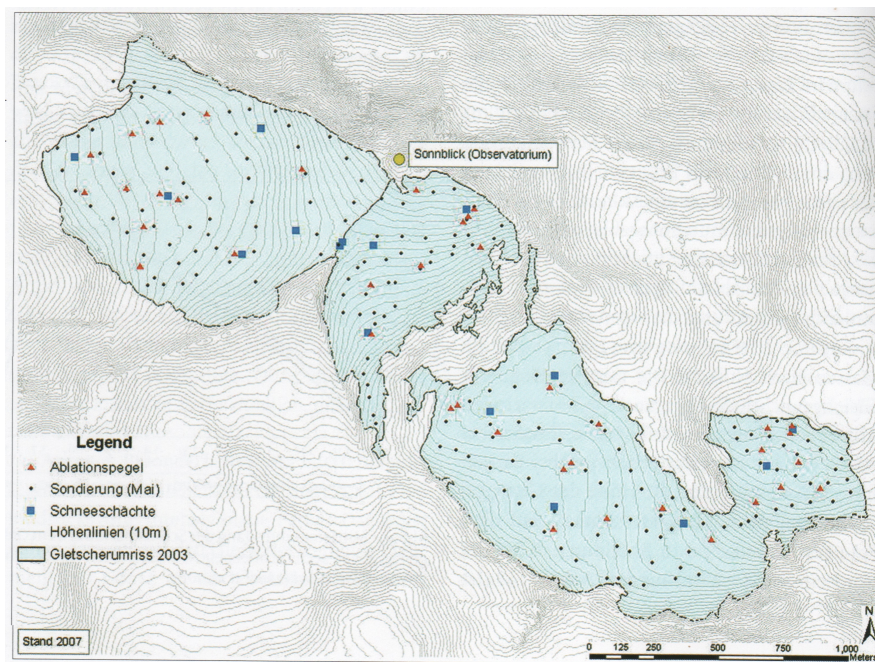
**Abbildung 4.5:** Schematische Darstellung der Prozesse und Einflussgrößen bei der Niederschlagsmessung; aus Sevruk (1981)

## 4.2 Massenbilanz

Die Nettomassenbilanz eines Gletschers setzt sich aus Akkumulation (Massengewinn) und Ablation (Massenverlust) zusammen. Die Akkumulation wird hauptsächlich von Niederschlag und Schneeverfrachtung bestimmt. Ablation durch die Energiebilanz an der Gletscheroberfläche im Sommer und Massenumlagerungen wie Lawinen. Bei der Energiebilanz spielt die kurzwellige Einstrahlung die größte Rolle. Hat die Gletscheroberfläche eine positive Energiebilanz, wird die Energie genutzt um das Oberflächeneis bis auf 0 Grad Celsius zu erwärmen, sodass es schließlich schmilzt. Die Bereiche positiver Massenbilanz (im Allgemeinen die höher gelegenen Teile eines Gletschers) werden Akkumulationsgebiet, Bereiche negativer Massenbilanz werden Ablationsgebiet genannt. Die Bereiche werden durch die Gleichgewichtslinie getrennt, an der die Massenbilanz Null

ist. (Böhm et al., 2007) Überschreiten die Massenverluste die Massengewinne reduziert sich die Mächtigkeit der Eisschicht und die Gletscherzunge zieht sich zurück.

Seit 1983 werden auf dem Goldbergkees, Kleinfleißkees und Wurtenkees Massenbilanzmessungen durchgeführt (siehe auch Abbildung 4.6). Dabei wird die direkte glaziologische Methode angewandt. Für die Akkumulationsmessungen der Winterbilanz, werden im Mai eine Reihe von Schneeprofilen bis zum Vorjahreshorizont gegraben. Dabei wird die Dichte des Schnees mit einer Auflösung von 20 cm mit Hilfe eines Stechzylindres und einer Federwaage gemessen, und die Körnung des Schnees, sowie die Festigkeit bestimmt. Da das Graben von Schneeprofilen sehr aufwändig ist, werden die Messungen durch Sondierung der Schneehöhe mittels Lawinensonden ergänzt. So werden die räumlich sehr variable Schneehöhe und die relativ homogene Dichte gut erfasst (Böhm et al., 2007). Aus der Schneehöhe und Dichte kann das Wasseräquivalent der Schneeschicht berechnet werden. Durch Interpolation gewinnt man die Masse der Schneeeauflage des Gletschers. Das entspricht dem Massengewinn im Winter. Die Ablationsmessung für die Nettomassenbilanz erfolgt im Oktober mittels Ablationspegel. Dafür werden mit einem Dampfbohrer bis zu 9 Meter tiefe Löcher ins Gletschereis gebohrt, in die die Pegel dann eingeführt werden. An den Ablationspegel kann das Abschmelzen direkt gemessen werden. Die Lage der Pegel wird mit GPS eingemessen. So kann auch die Fließgeschwindigkeit des Gletschers berechnet werden. Die Akkumulationsmessung erfolgt mit Lawinensonden, da die Verteilung der Dichte im Sommer wesentlich homogener ist als im Winter. Georadar bietet eine gute Ergänzung zu Sondierung. Radarwellen werden an Grenzflächen reflektiert. So kann je nach Frequenz die Höhe der Schneeschicht oder auch die Dicke der Eisschicht bis zum Gletschergrund gemessen werden (Binder, 2007).



**Abbildung 4.6:** Glaziologisches Messnetz auf dem Kleinfleißkees und Goldbergkees (aus Böhm et al. (2007))

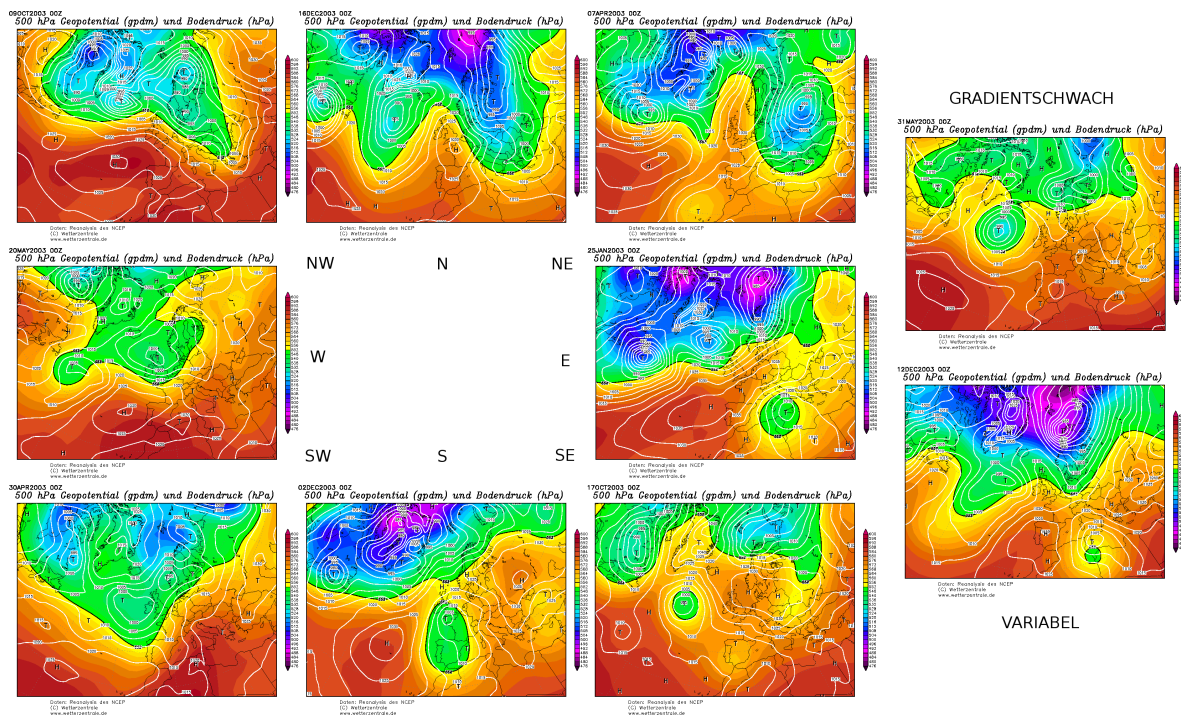
### 4.3 Temperatur

Seit Beginn der Aufzeichnungen am Sonnblick werden manuelle Beobachtungen der Lufttemperatur mit herkömmlichen Stationsthermometer bzw. Extremwertthermometern durchgeführt. Diese werden drei mal am Tag, jeweils um 7, 14 und 21 Uhr MEZ (19 Uhr seit 1971), abgelesen. Der Standort ist unverändert die Fensterhütte am Turm des alten Observatoriums. Die Tagesmitteltemperatur wurde bis 1971 aus dem Mittel mit der Formel  $(T_7 + T_{14} + T_{21})/3$  berechnet, und ab 1971 mittels  $(T_{min} + T_{max} + T_7 + T_{19})/4$ . Eine kontinuierliche Messung wurde mit Bimetall-Thermographen durchgeführt. Seit 1985 gibt es zusätzlich eine elektronische Temperaturmessung. Eine Auflistung der verwendeten Instrumente ist in Auer et al. (2002) zu finden.

## 4.4 Strömungslagen

Obwohl jede Konfiguration der Atmosphäre aufgrund der hohen Komplexität einzigartig ist, gibt es doch Grundmuster, die sich wiederholen. Aus diesem Grund wurden eine Vielzahl von Klassifikationen Typischer Muster der Zirkulation, sogenannter Strömungslagen, erstellt. Man setzt dabei voraus, dass bei ähnlicher Strömungslage, auch die advehierten Luftmassen ähnliche Eigenschaften, wie Temperatur, Stabilität und Feuchte, haben, und daher auch das resultierende Wetter vergleichbar ist. (Steinacker, 1991)

Für den Ostalpenraum hat Steinacker eine Strömungslagenklassifikation erarbeitet, die 10 Klassen enthält (siehe Abbildung 4.7). Er unterscheidet nach den 8 Haupt- und Nebenwindrichtungen, einer gradientschwachen Lage und einer variablen Strömungslage.



**Abbildung 4.7:** Typische Beispiele für Strömungslagen nach Steinacker. NCEP Reanalyse des 500 hPa Geopotential und Bodendruck (Quelle: <http://www.wetterzentrale.de>). Die Strömungslagen gelten für den Ostalpenraum.

Für die Analyse wird das Geopotential auf der 850 hPa Fläche um 00 UTC und 00 UTC des Folgetages, sowie die Bodendruckanalyse um 12 UTC herangezogen. Die 850 hPa Fläche liegt zwar deutlich unter dem Kammniveau des Alpenhauptkammes, ist aber besser als die, auf Kammhöhe liegende, 700 hPa Fläche geeignet, weil diese von der Bodenströmung entkoppelt sein kann. Der Geltungszeitraum beträgt 24 Stunden. Der räumliche Geltungsbereich ist der Ostalpenraum vom Neusiedlersee bis zum Bodensee. Die Daten liegen auf täglicher Basis von 1961 bis 2010 vor. (ebd.)

Als gradientschwache Tage werden jene gewertet, bei denen die Windgeschwindigkeit in 850 hPa etwa 15 Knoten nicht überschreitet. „Nicht klassifizierbar,, (variabel) sind Tage mit Frontdurchgang. Ein Strömungstag ist ein solcher, bei dem der gesamte Ostalpenraum in einer einheitlichen Strömung liegt, bei der die Windgeschwindigkeit in 850 hPa über 15 Knoten liegen muss. Der Schwellwert von 15 Knoten ergibt sich daraus, dass darunter meist thermische Druckgebilde (Kältehoch, Hitzetief) dominieren, darüber dynamische Druckgebilde (Staukeil, Leetrog). (ebd.)

### 4.5 Digitales Höhenmodell

Das verwendete digitale Höhenmodell (DEM) basiert auf dem SRTM3. Das SRTM3 wurde von der NASA im Zuge der Spaceshuttle Radar Topography Mission (SRTM) mittels Raderinterferometrie erstellt. Die horizontale Auflösung beträgt in den USA 1 Bogensekunde, sonst 3 Bogensekunden (das entspricht ca. 90 Meter); die Höhengenaugigkeit beträgt ca. 6 Meter. Die Daten sind frei verfügbar und liegen für den Bereich zwischen 60°N und 58°S vor (USGS, 2000). Das SRTM3 weist leider besonders in Bergregionen aufgrund von Abschattung Lücken auf. De Ferranti hat diese Lücken mittels Topographischer Karten gefüllt (de Ferranti (2012)).

# 5 Methoden

## 5.1 Statistische Maße

### 5.1.1 Arithmetisches Mittel

Das arithmetische Mittel  $\bar{x}$ , auch Mittelwert, Durchschnitt oder einfach Mittel genannt, berechnet sich wie folgt:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i. \quad (5.1)$$

Wobei  $n$  die Anzahl der Beobachtungen ist und  $x_i$  sind die einzelnen Beobachtungen.

### 5.1.2 Gewogenes Mittel

Das gewogene Mittel  $\bar{x}_g$  assoziiert mit jeder Beobachtung ein Gewicht  $g_i$ . Dabei ist die Summe über alle  $g_i$  gleich 1.

$$\bar{x}_g = \sum_{i=1}^n g_i x_i \quad (5.2)$$

Das arithmetische Mittel ist ein Spezialfall des gewogenen Mittel mit den Gewichten  $g_i = \frac{1}{n}$ .

### 5.1.3 Gleitendes Mittel

Ein gleitendes Mittel  $\bar{x}_{MA}$ , oder „Moving Average“, ist das arithmetische Mittel nur auf einen begrenzten Bereich der Zeitserie rund um den Zeitpunkt  $i$  angewandt. Die Filterweite  $n_f$  gibt an, wie viele Zeitschritte berücksichtigt werden. Je größer die Filterweite, desto glatter ist der Kurvenverlauf.

Das gleitende Mittel zum Zeitpunkt  $i$ , wenn  $n_f$  ungerade ist, ist

$$\bar{x}_{MA_i} = \frac{1}{n_f} \left( \sum_{j=i-\frac{n_f-1}{2}}^{i+\frac{n_f-1}{2}} x_j \right), \quad (5.3)$$

und wenn  $n_f$  gerade ist

$$\bar{x}_{MA_i} = \frac{1}{n_f} \left( \frac{x_{i-\frac{n_f}{2}}}{2} + \sum_{j=i-\frac{n_f-2}{2}}^{i+\frac{n_f-2}{2}} x_j + \frac{x_{i+\frac{n_f}{2}}}{2} \right). \quad (5.4)$$

#### 5.1.4 Gauss'scher Filter

Der Gaussfilter ist ein mit der Normalverteilung gewichtetes gleitendes Mittel. Die Gauss'sche Normalverteilung  $\mathcal{N}(\mu, \sigma)$  hat die Form

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}}, \quad x \text{ in } \mathbb{R}. \quad (5.5)$$

Dabei ist  $\mu$  der Erwartungswert und  $\sigma^2$  die Varianz (vgl. Bamberg und Baur, 2002). Um die Gewichte für die Mittelbildung zum Zeitpunkt  $i$  zu erhalten setze man  $\mu = i$  und  $x$  ersetze man durch den aktuellen Index und teile durch die Summe der Gewichte.  $\sigma$  steuert die Verteilung der Gewichte. Je höher  $\sigma$  ist, desto flacher ist die Verteilung und desto mehr nähert sich der Gaussfilter dem gleitendem Mittel an. Umgekehrt bewirkt ein kleines Sigma die starke Gewichtung von  $x_i$ , und die gefilterte Kurve gleicht sich der ungefilterten Kurve an. Die Filterweite spielt eine untergeordnete Rolle, da Werte die weiter entfernt sind ohnedies nur mehr sehr gering gewichtet sind. Der Vorteil des Gaussfilters gegenüber dem gleitendem Mittel ist der glattere Kurvenverlauf.

#### 5.1.5 Standardabweichung, Varianz und Kovarianz

Die Standardabweichung  $s$  und die Varianz  $s^2$  sind Streuungsmaße. Sie geben an wie stark eine Beobachtungsreihe vom Mittelwert abweicht. Die Varianz ist folgendemmaßen definiert:

$$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2. \quad (5.6)$$

Die Standardabweichung ist die positive Quadratwurzel von  $s^2$ .



Analog zur Varianz bei eindimensionalen Stichproben ist die Kovarianz für zweidimensionale Stichproben definiert. Seien  $x$  und  $y$  zwei kardinalskalierte Stichproben, dann ist

$$s_{xy} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (5.7)$$

die Kovarianz der beiden Stichproben.

### 5.1.6 Korrelationskoeffizient

Wird die Kovarianz mit dem Produkt der Varianzen normiert, so erhält man den Pearson-Korrelationskoeffizienten  $R$ :

$$R = \frac{s_{xy}}{s_x s_y}. \quad (5.8)$$

Die Normierung bewirkt, dass  $-1 \leq R \leq 1$ . Der Korrelationskoeffizient ist in Maß für die lineare Übereinstimmung zweier Variablen. Ist  $|R| = 1$ , so liegen  $x$  und  $y$  in einem Streudiagramm auf einer Geraden,  $x$  und  $y$  sind perfekt korreliert. Bei  $R = 1$  ist die Steigung der Gerade positiv, bei  $R = -1$  ist sie negativ. Ist  $R = 0$  so liegen  $x$  und  $y$  in einer ungeordneten Punktwolke, sie sind unkorreliert und es besteht kein Zusammenhang. (vgl. Bamberg und Baur, 2002)

$R^2$  wird als Bestimmtheitsmaß bezeichnet.  $R^2$  gibt an welcher Anteil der Varianz von  $y$  durch die Varianz von  $x$  erklärt werden kann, und umgekehrt.

### 5.1.7 Quantile

Quantile  $0 < q < 1$  teilen eine Messreihe so, dass  $100q\%$  der Beobachtungswerte kleiner oder gleich dem Quantilswert  $\tilde{x}_q$ , und  $100(1-q)\%$  der Beobachtungswerte größer oder gleich  $\tilde{x}_q$  sind. Seien die Beobachtungen ihrer Größe nach sortiert

$$x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_n, \quad (5.9)$$

dann ist der Quantilswert:

$$\tilde{x}_q = \begin{cases} \frac{1}{2}(x_{nq} + x_{nq+1}), & \text{wenn } nq \text{ ganzzahlig ist,} \\ x_k & \text{wenn } nq \text{ nicht ganzzahlig ist.} \end{cases} \quad (5.10)$$

$k$  ist der auf die nächste Ganzzahl aufgerundete Wert.

$\tilde{x}_{0.50}$  wird auch Median genannt und mit  $\tilde{x}$  bezeichnet. Der Median ist gegenüber Ausreißern unempfindlicher als das arithmetische Mittel.  $\tilde{x}_{0.25}$  und  $\tilde{x}_{0.75}$  werden als unteres bzw. oberes Quartil bezeichnet. Ist  $100nq$  ganzzahlig, so spricht man auch von Perzentilen. Zum Beispiel wäre  $\tilde{x}_{0.95}$  die 95. Perzentile.

## 5.2 Regressionsrechnung

Wird ein Zusammenhang zwischen  $y$  und  $x$  vermutet ( $y = f(x, p_1, \dots, p_m)$ ), so kann mittels der Regressionsrechnung die Parameter  $(a_1, \dots, a_m)$  der Funktion  $f$  geschätzt werden. Man minimiert dabei die Abstandsquadrate

$$Q(a_1, \dots, a_m) = \sum_{i=1}^n [y_i - f(x_i, a_1, \dots, a_m)]^2 \rightarrow \min. \quad (5.11)$$

Ist die Funktion  $f$  nach allen  $m$  Parametern stetig differenzierbar, ergeben sich die Parameter als Lösungen des Gleichungssystems

$$\frac{\partial Q}{\partial a_l} = 0, \quad \text{für alle } a_l \text{ in } a_1, \dots, a_m. \quad (5.12)$$

### 5.2.1 Lineare Regression

Wird ein linearer Zusammenhang vermutet ( $y_i = a + b x_i$ ) so kann man die Parameter  $a$  und  $b$  wie folgt schätzen:

$$\hat{b} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad (5.13)$$

$$\hat{a} = \bar{y} - \hat{b} \bar{x}. \quad (5.14)$$

$\hat{a}$  und  $\hat{b}$  werden als Regressionskoeffizienten bezeichnet. (Bamberg und Baur, 2002)

## 5.3 Spline

Splines sind stückweise zusammengesetzte Polygone. Sie eignen sich als einfache und zuverlässige Methode um räumlich verteilte Daten zu interpolieren. Auf eine ausführliche mathematische Beschreibung soll hier verzichtet werden, da es den Rahmen sprengen würde, aber es sei auf Hofierka et al. (2002) verwiesen. Im Prinzip wird die Abweichung der Splinefunktion zu den Messpunkten und gleichzeitig eine Glättungsfunktion minimiert. In GRASS-GIS (GRASS Development Team, 2013) ist ein Regularized Tension

Spline implementiert. Dieser wird in dieser Arbeit verwendet um den Niederschlag zu interpolieren.

## **5.4 Software**

Die Auswertungen der Daten wurde mit den Python Packages SciPy und matplotlib durchgeführt (Jones et al., 2001–2013; Hunter, 2007). Die Karten wurden mit Q-GIS (Quantum GIS Development Team, 2009) mit GRASS Plugin (GRASS Development Team, 2013) erstellt.

## 6 Niederschlagsmodell

Das Konzept hinter dem hier vorgestellten Modell beruht auf der Idee, dass eine ideale Schneedecke ein sehr guter Niederschlagsmesser ist. Die Niederschlagsmessung an einem Ombrometer oder Totalisator ist sehr windanfällig. Gerade im Winter besteht die Gefahr, dass die Öffnung zugeschneit wird oder mit Rauhreif teilweise oder ganz verschlossen wird, und so der Niederschlag unterschätzt wird. Eine Schneedecke hingegen akkumuliert den festen Niederschlag. Wenn die mittlere Dichte und Schneehöhe bekannt sind, kann das Schneewasseräquivalent berechnet werden das dem akkumuliertem Niederschlag, seit dem Beginn der Schneedecke entspricht. Dies gilt allerdings nur solange die Schneedecke nicht modifiziert wird, und der gesamte Niederschlag in fester Form fällt. Die wichtigsten Modifikationen sind Schmelzen, Windverfrachtung und Sublimation oder Verdunstung. Kennt man die Größe dieser Parameter, kann man den Niederschlag korrigieren. Die vorliegenden Daten sind für eine Modellierung der Schneedecke mittels Energie- und Massenbilanzansatz nicht geeignet. Dieses Modell benötigt nur ein Minimum an Daten, und ist geeignet, um aus monatlichen Schneehöhemessungen den Niederschlag zu schätzen. Die Dichte wird durch ein statistisches Modell geschätzt (Jonas et al., 2009) (vgl. Abschnitt 6.1). Die Menge an Schmelzwasser lässt sich mittels eines indexbasiertes Abschmelzmodells schätzen (Hock, 2003) (vgl. Abschnitt 6.2). Die Menge an flüssigem Niederschlag kann man durch ein Tangenshyperbolicus-Modell schätzen (Schöner und Böhm, 2007) (vgl. Abschnitt 6.3). Die Windverfrachtung, Sublimation und andere Prozesse wie Schneeeintrag durch Lawinen oder Standortunterschiede zwischen Totalisator und Schneepegel sind dann das Residuum.

Das Modell formuliert sich folgendermaßen in Summenform:

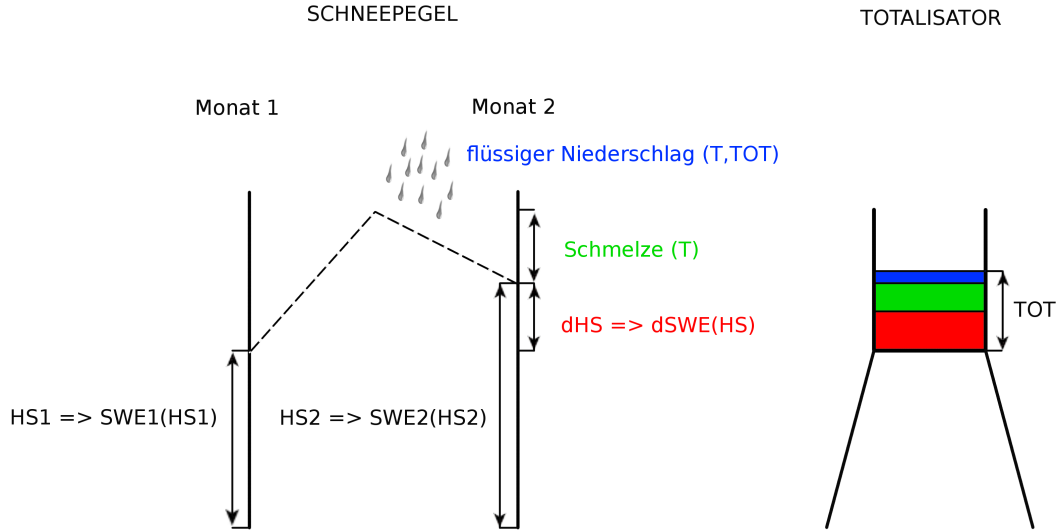
$$\sum_{t=t_0}^{t=t_a} P_t = SW E_{t_a} + \sum_{t=t_0}^{t=t_a} M_t + \sum_{t=t_0}^{t=t_a} P_{l_t} + \sum_{t=t_0}^{t=t_a} \varepsilon_t, \quad (6.1)$$

und in differenzieller Form:

$$P_{t_a} = SW E_{t_a} - SW E_{t_a-1} + M_{t_a} + P_{l_{t_a}} + \varepsilon_{t_a}, \quad (6.2)$$

wobei  $P_t$  die Summe des Niederschlags im Zeitraum  $t - 1$  bis  $t$  ist,  $SW E_{t_a}$  das Schneewasseräquivalent zum aktuell berechnetem Zeitpunkt  $t_a$ ,  $M_t$  ist das Wasseräquivalent der Summe des geschmolzenem Schnees im Zeitraum  $t - 1$  bis  $t$ ,  $P_l$  ist die Summe des flüssigen Niederschlags im Zeitraum  $t - 1$  bis  $t$  und  $\varepsilon_t$  ist der Fehler des Zeitraumes

$t - 1$  bis  $t$ . Die erste Form entspricht dann der Niederschlagssumme des Betrachtungszeitraumes, die zweite Form entspricht dann dem Monatsniederschlag. Beide Formen sind äquivalent. In Abbildung 6.1 ist das Modell schematisch dargestellt.



**Abbildung 6.1:** Konzept des Niederschlagsmodells. Die Menge an Niederschlags in einem Zeitraum gleicht der Differenz des Schneewasseräquivalents der Schneedecke zum Beginn und Ende des Zeitraumes plus die Menge der Schneeschmelze plus dem Flüssigem Niederschlag. Etwaige Residuen lassen sich dann auf die Schneeverfrachtung, Sublimation und andere Prozesse zurückführen.

## 6.1 Schätzung der Dichte

Das Dichtemodell von Jonas et al. basiert auf über 11000 Schneebeobachtungen aus den Jahren (1960 - 2008) an 37 Beobachtungsorten in den gesamten schweizer Alpen (Jonas et al., 2009). Es wurden nach einem standardisiertem Verfahren jeweils die Schneedichte, die Schneehöhe und das Schneewasseräquivalent gemessen. Die Daten wurden in 3 Seehöhenstufen ( $< 1400$  m,  $1400$  m -  $2000$  m,  $\geq 2000$  m) und 12 saisonalen Klassen unterteilt. Mittels linearer Regressionsanalyse wurde der Zusammenhang zwischen Schneehöhe  $HS_{obs}$  und Dichte  $\rho$  untersucht. Die Dichte kann dann mit den Parametern

$a$  und  $b$  und der Schneehöhe geschätzt werden:

$$\rho = a \cdot HS_{obs} + b. \quad (6.3)$$

Optional kann eine regionale Abweichung  $offset_{reg}$  addiert werden, um das Ergebnis zu verbessern. Mangels ausreichender Dichtebeobachtungen am Hohen Sonnblick wurde hier auf die Berechnung von  $offset_{reg}$  verzichtet. Die Parameter  $a$  und  $b$  sind in Tabelle 6.1 aufgelistet. In Abbildung 6.2 ist  $\rho$  und  $SWE$  in Abhängigkeit von  $HS_{obs}$  geplottet.

Das Schneewasseräquivalent  $SWE$  ist dann

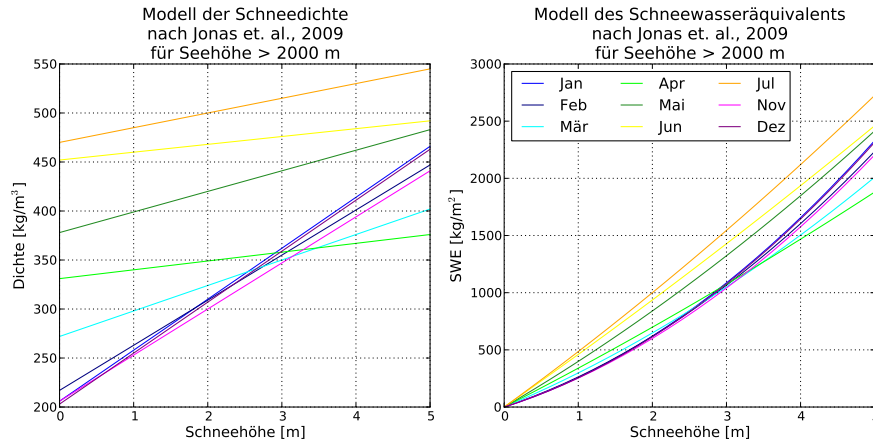
$$SWE = \rho \cdot HS_{obs}. \quad (6.4)$$

Dabei ist  $SWE$  in  $\text{kg}/\text{m}^2$ ,  $\rho$  in  $\text{kg}/\text{m}^3$  und  $HS_{obs}$  in m.

**Tabelle 6.1:** Parameter für die Schätzung der Dichte für die Seehöhenstufe  $\geq 2000$  m, nach Jonas et al. (2009)

Monat	b	a
November	206	47
Dezember	203	52
Jänner	206	52
Februar	217	46
März	272	26
April	331	9
Mai	378	21
Juni	452	8
Juli <sup>1</sup>	470	15

<sup>1</sup>) die Monate August bis Oktober sind in Jonas et al. (2009) wegen Datenmangel nicht angegeben, daher werden in dieser Arbeit die Parameter von Juli für die Berechnung dieser Monate verwendet



**Abbildung 6.2:** Modell der Schneedichte und des Schneewasseräquivalents nach Jonas et al. (2009). Die Monate August bis Oktober werden in dieser Arbeit wie der Monat Juli berechnet.

## 6.2 Abschmelzmodell

Eine simple Möglichkeit die Schneeschmelze abzuschätzen sind Temperatur- oder Gradtag-Modelle. Dabei wird die positive Korrelation zwischen positiver Temperatur und Ablation der Schneedecke oder Eisschicht genutzt (vgl. Hock (2003)). Im einfachsten Fall wird die Summe der Schmelze  $M$  in der Periode von  $n$  Zeitintervallen,  $\Delta t$  (d), in einen linearen Zusammenhang mit der Summe der Mitteltemperaturen  $> 0$  °C,  $T^+$  (°C), sprich Gradtage, der einzelnen Zeitintervalle gebracht. Die Gradtage werden mit dem Gradtagfaktor,  $GTF$  ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ) skaliert.

$$\sum_{i=1}^n M = GTF \sum_{i=1}^n T^+ \Delta t \quad (6.5)$$

$GTF$  kann durch direkte Beobachtung mittels Schneelysimeterabfluss oder Ablationspegel oder durch Energiebilanzberechnungen bestimmt werden (Hock, 2003).

## 6.3 Modell für Anteil des festen Niederschlags

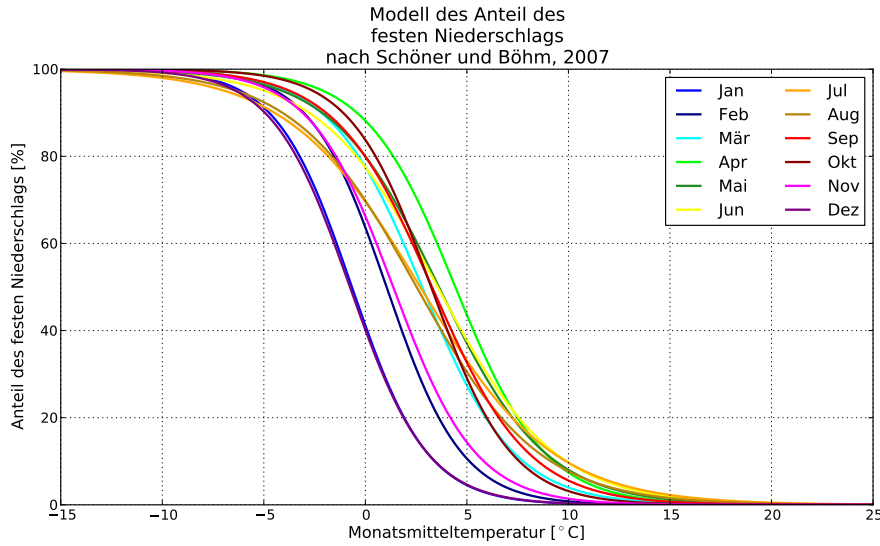
Um den Anteil des festen Niederschlags zu schätzen wird ein statistisches Modell verwendet, das von Schöner und Böhm als Teil für ein Massenbilanzmodell entwickelt wurde (Schöner und Böhm, 2007). Es fußt auf einem Datensatz von 84 Klimastationen in Österreich. Dabei wurde eine Tangenshyperbolicusfunktion monatsweise mittels

least-square an die Verteilung angepasst. Die Funktion hat die Form:

$$FS = 0.5 \tanh\left(\frac{a_1 \bar{T}_{mon} - a_2}{a_3}\right) + 0.5, \quad (6.6)$$

wobei  $FS$  der Anteil des festen Niederschlags,  $\bar{T}_{mon}$  die Monatsmitteltemperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) und  $a_1, a_2, a_3$  die anzupassenden Modellparameter sind. Der Fit ist in den Sommermonaten besser als im Winter.

In der Abbildung 6.3 ist statistische Beziehung zwischen Monatsmitteltemperatur und Anteil des festen Niederschlags geplottet. Die Parameter für das Modell wurden mir von Wolfgang Schöner persönlich mitgeteilt.



**Abbildung 6.3:** Tangenshyperbolicus-Modell für Anteil des festen Niederschlags nach Schöner und Böhm (2007)

Es gibt zwei Möglichkeiten den Anteil des festen Niederschlags für das Modell zu nutzen. Die eine Möglichkeit ist den Anteil des flüssigen Niederschlags mit dem Niederschlag des nächstgelegenen Totalisator zu multiplizieren.

$$P_l = P_{TOT}(1 - FS) \quad (6.7)$$

Dabei wird jedoch in Kauf genommen, dass eine Größe benutzt wird, die eigentlich modelliert werden sollte. Die andere Möglichkeit ist die Summe aus Schneewasseräquivalent und Schmelze durch den Anteil des festen Niederschlags zu dividieren, da die Schneedecke ja den Anteil des festen Niederschlags repräsentiert. Dies hat allerdings den Nachteil, dass kleine Abweichungen schnell große Fehler verursachen, da der Divisor kleiner als Null ist. Außerdem ist es möglich, dass durch Null dividiert wird.



## 6.4 Modellimplementierung

Um die Summe der Gradtage zu berechnen ist die Tagesmitteltemperatur,  $\bar{T}_{SP}$ , am Schneepegel notwendig. Diese wird durch Extrapolation der Tagesmitteltemperatur vom Sonnblickobservatorium,  $\bar{T}_{SBO}$ , geschätzt. Dazu wird der typische vertikale Temperaturgradient,  $\gamma$ , von  $-0,0065$  °C/m und die Höhendifferenz zwischen Schneepegel und Observatorium,  $\Delta z$  (m), verwendet:

$$\bar{T}_{SP} = \bar{T}_{OBS} + \gamma \Delta z. \quad (6.8)$$

Der Gradtagfaktor,  $GTF$ , wird experimentell ermittelt. Dazu wird das Modell mit verschiedenen Gradtagfaktoren gerechnet und jeweils mit dem nächstgelegenen Totalisator verglichen. Der Gradtagfaktor mit dem die höchste Korrelation erzielt wird, wird dann verwendet.

# 7 Ergebnisse

## 7.1 Korrelation

Um zu verstehen wie homogen oder inhomogen der Niederschlag ist werden die Daten miteinander korreliert. Eine hohe Korrelation erlaubt es verschiedene Ansätze von einem Ort auf den anderen übertragen zu können. Umgekehrt kann man keine induktiven Schlüsse „von hier nach da“ ziehen, wenn die Korrelation niedrig ist. In Abb. 7.1 sind die Korrelationskoeffizienten der Zeitserien des Jahresniederschlags von diversen Totalisatoren. Ein Wert nahe 1 bedeutet eine hohe Übereinstimmung zwischen den beiden Zeitserien und ein Wert nahe 0 geringe bis keine Übereinstimmung. Auf den beiden Achsen sind die Totalisatoren aufgetragen, im Schnittpunkt befindet sich der Korrelationskoeffizient der beiden Zeitserien.

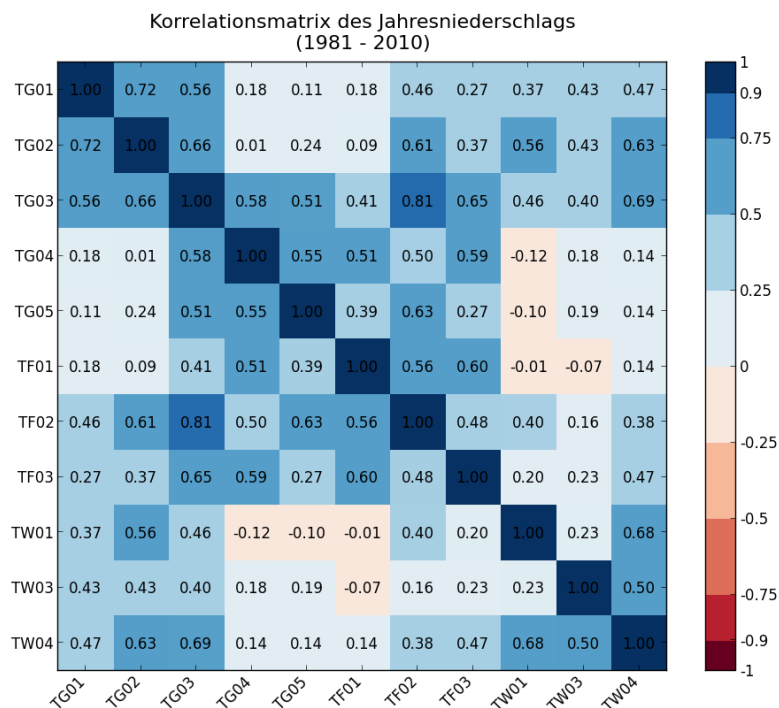
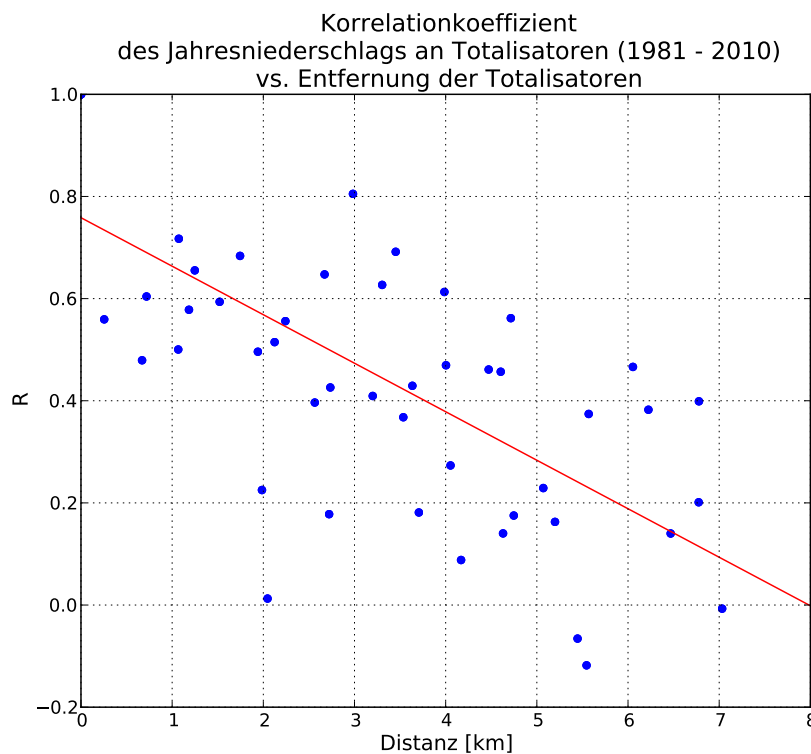


Abbildung 7.1: Korrelationsmatrix der Totalisatoren

Die beste Übereinstimmung gibt es zwischen TF03 und TG03. Dies ist interessant, weil die Totalisatoren zwar etwa auf der selben Höhenstufe liegen, aber doch durch den Alpenhauptkamm von einander getrennt werden. Weiters gibt es ganz gute Übereinstimmung zwischen benachbarten Totalisatoren. Sehr schlechte Korrelation herrscht zwischen den Totalisatoren auf dem Wurtenkees und den Totalisatoren beim Observatorium.

In der Abbildung 7.2 ist der Zusammenhang zwischen Entfernung und Korrelationskoeffizienten dargestellt. Es herrscht bis Entfernungen von 2-3 km gute Korrelation bei einer Entfernung von 8 km ist die Korrelation dann Null. Bei einer Höhendifferenz von rund 200 m kann man noch von guter Korrelation sprechen. Darüber wird die Korrelation zunehmend schlechter, um bei 1500 m 0,1 zu erreichen.

Die Abbildungen 7.4, 7.5 und 7.6 sind analog zu den vorhergehenden Abbildungen, nur dass statt Jahressummen bei den Totalisatoren die maximale Schneehöhe (Mai) an den Schneepegeln verglichen wird. Die Korrelation ist im Allgemeinen besser als bei den Totalisatoren, aber auch hier gilt: je näher desto besser. Die ist dann auch in Abbildung 7.5 dargestellt. Hier herrscht potenziell auch bis in größere Distanzen gute Korrelation.



**Abbildung 7.2:** Korrelationskoeffizienten vs. Distanz der Totalisatoren

In Abbildung 7.6 ist analog zur Abbildung 7.3 der Zusammenhang zwischen Korrelation und Höhendifferenz dargestellt.

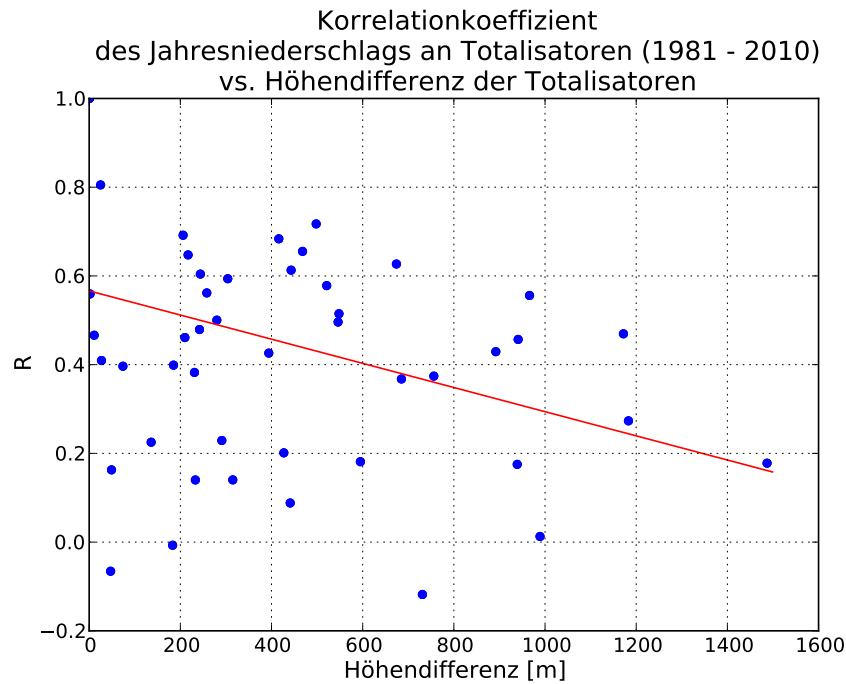


Abbildung 7.3: Korrelationskoeffizienten vs. Höhendifferenz der Totalisatoren

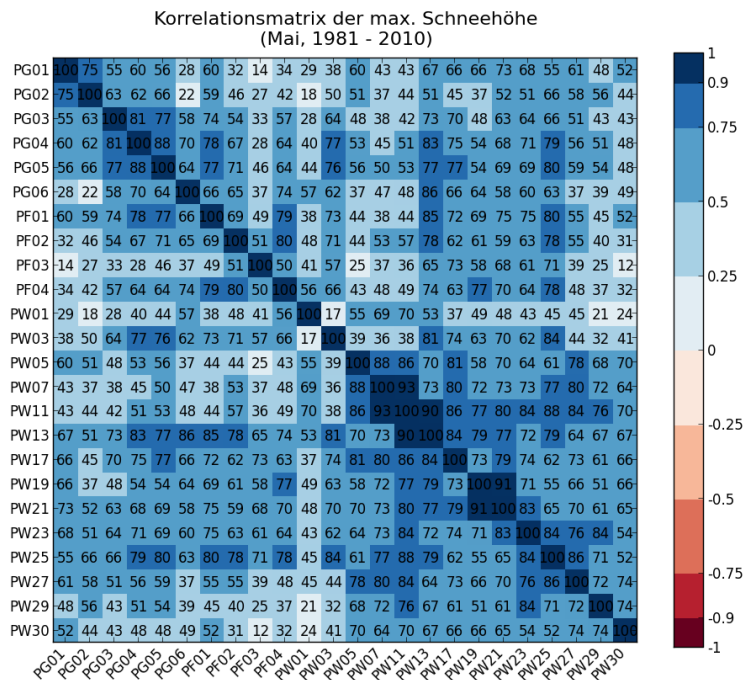


Abbildung 7.4: Korrelationsmatrix der maximalen Schneehöhe, Beschriftung ist in Prozent

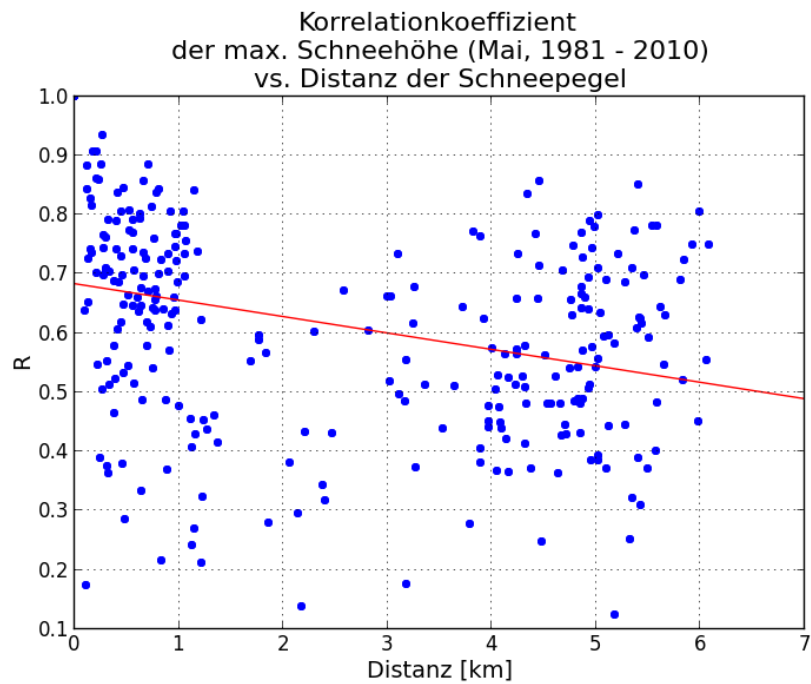


Abbildung 7.5: Korrelationskoeffizienten vs. Distanz der Schneepegel

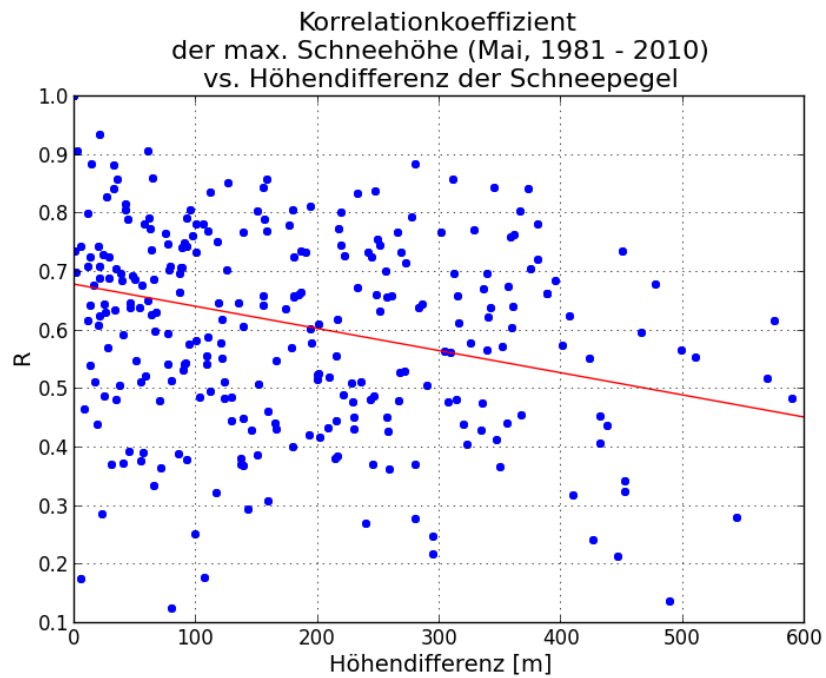


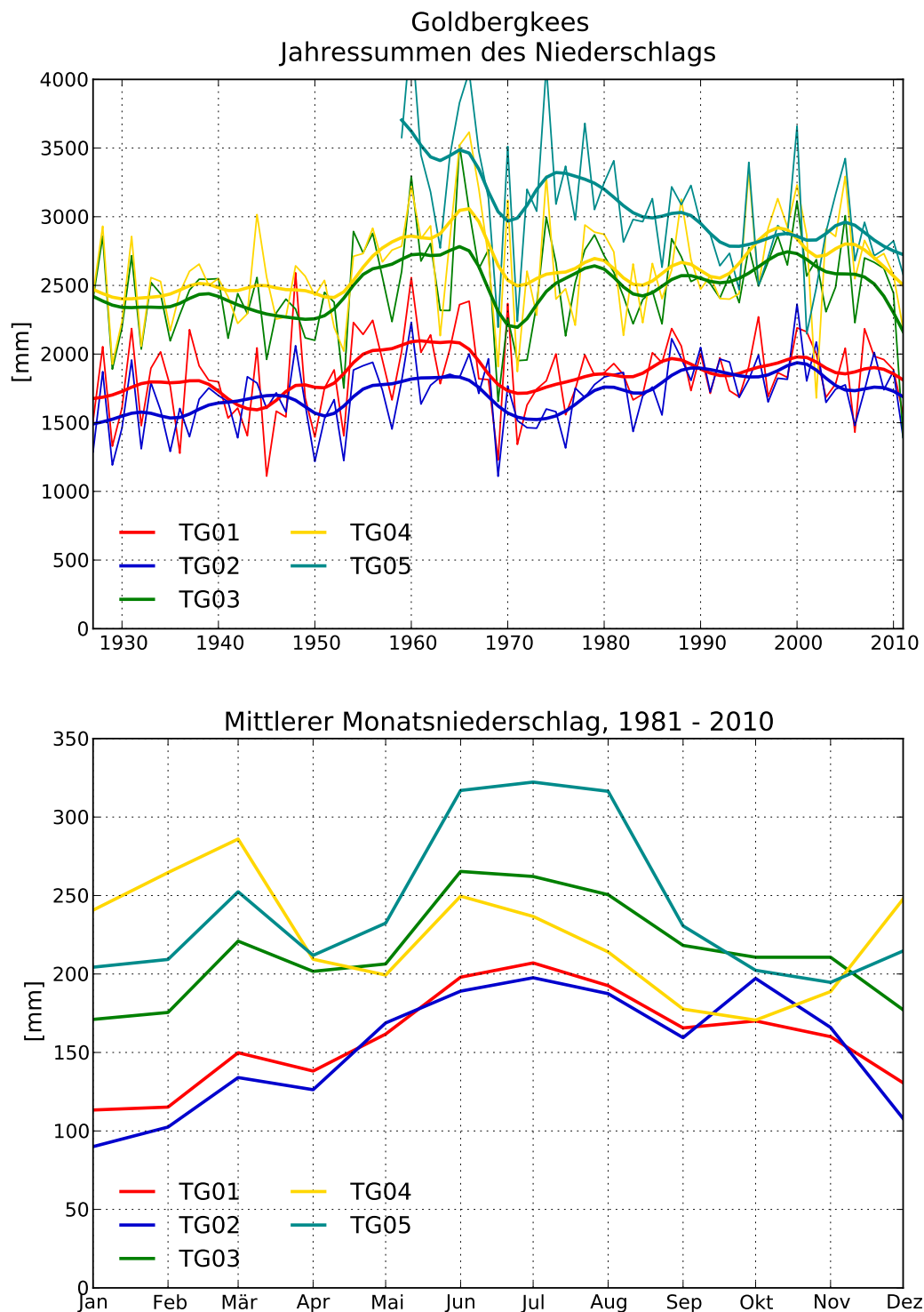
Abbildung 7.6: Korrelationskoeffizienten vs. Höhendifferenz der Schneepegel

## 7.2 Klimatologie des Niederschlags

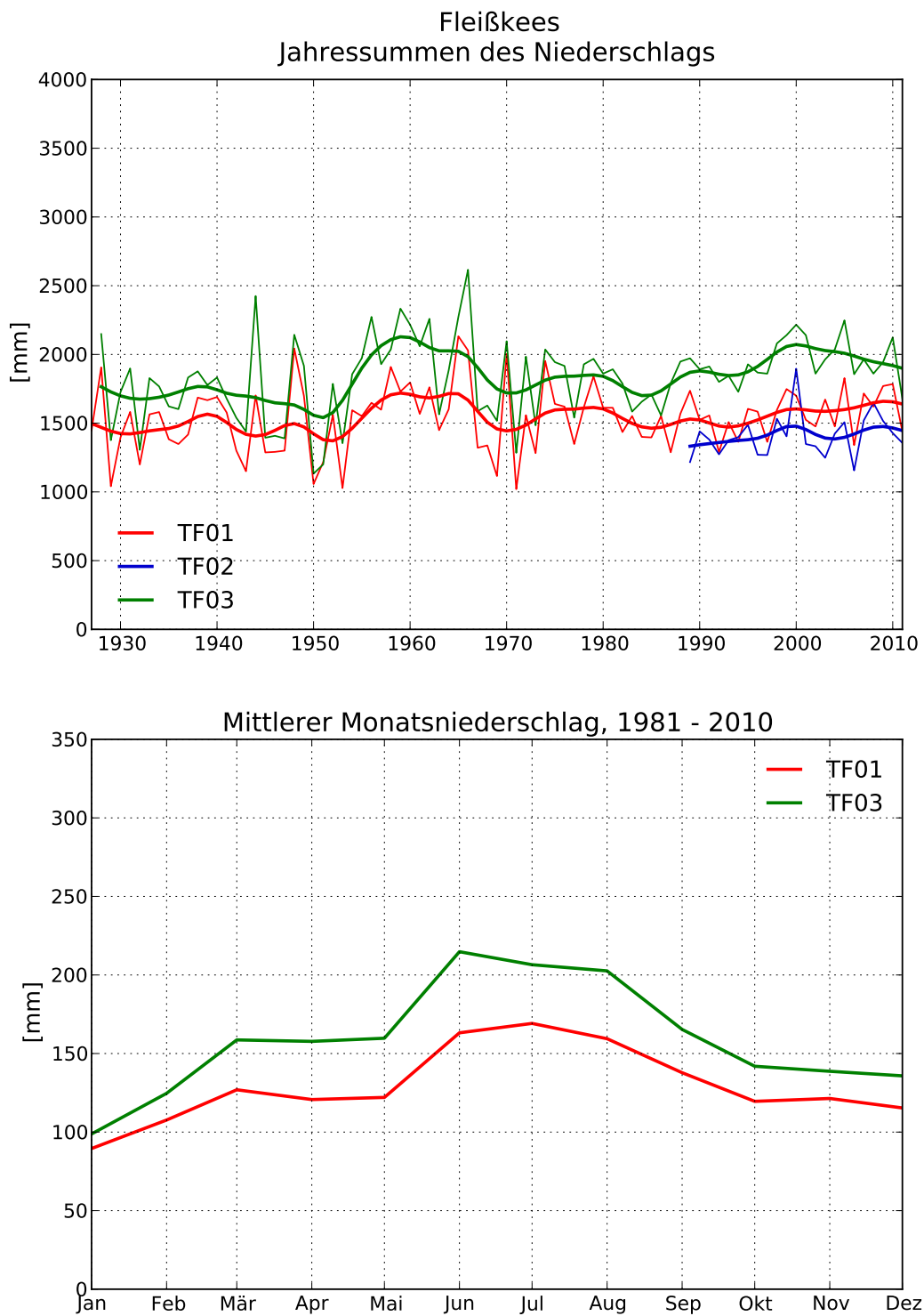
In diesem Kapitel soll die Klimatologie und mögliche Trends des Niederschlags näher beleuchtet werden. In den Abbildungen 7.7, 7.8 und 7.9 ist in dem oberen Panel die Jahressumme des Niederschlags an den Totalisatoren geplottet. Diese Zeitreihen sind mit einem Gaussfilter geglättet worden. In dem unteren Panel sind die mittlere Monatssummen des Niederschlags für die jüngste Klimanormalperiode, 1981 - 2010, dargestellt.

Betrachten wir zunächst die Totalisatoren beim Goldbergkees (Abbildung 7.7). Der mittlere Jahresniederschlag der Totalisatoren Kolm-Saigurn (TG01) und Radhaus (TG02) liegen im Bereich von 1600 - 1800 mm. Dabei fällt auf, dass der Totalisator beim Radhaus im Allgemeinen weniger Niederschlag empfängt, als der Totalisator in Kolm-Saigurn, obwohl dieser 500 m tiefer liegt. Der Grund dafür ist der starke Windeinfluss, dem der Totalisator ausgesetzt ist. Er steht auf einer Kuppe. Der Totalisator bei der Rojacherhütte (TG03) empfängt im Jahr etwa 2500 mm, der horizontale Totalisator am Sonnblick empfängt etwas mehr. Am meisten empfängt jedoch der hangparallele Totalisator (TG05). Dieser zeigt seit seiner Errichtung einen Abwärtstrend von -1000 mm/40 Jahre. Allerdings folgt diesem Trend kein anderer der Totalisatoren in diesem Maße. Doch zeigen die oberen 3 Totalisatoren in den letzten 15 Jahren einen Abwärtstrend. Man muss allerdings vorsichtig mit der Interpretation sein, da bei der Mittelung mit dem Gaußfilter am Rand nur noch weniger Daten vorliegen, und so das Ergebnis in Richtung der letzten Werte wandert. Das auffällige Maximum in der Mitte der 1960er wird auch von den Totalisatoren am Fleißkees gesehen (Abbildung 7.8). Die Totalisatoren des Goldbergkees zeigen im Jahresverlauf einen ausgeprägten Jahresgang. Das Niederschlagsmaximum liegt im Juni und Juli, ein sekundäres Maximum liegt im März. Eine Ausnahme bildet der TG04. Es hat sein primäres Maximum im März und empfängt im Winter am meisten von allen Totalisatoren. Im Frühjahr fällt er dann hinter TG05 und TG03 zurück. Im Oktober liegt er sogar unter dem Niveau des Radhaustotalisators und gleichauf mit Kolm-Saigurn. Im Winter empfängt er hingegen so viel, dass seine Jahressumme nur von dem hangparallelen Totalisator übertroffen wird.

Der Verlauf der Jahressummen bei den Fleißkeestotalisatoren ist relativ flach (siehe Abbildung 7.8). Der untere Fleißkeestotalisator (TF01) empfängt im Mittel rund 1500 mm pro Jahr. Der obere Fleißkeestotalisator empfängt rund 1700 mm. Der Totalisator TF02 residiert bei etwa 1400 mm. Er ist leider 2009 eingestürzt und wurde bis dato nicht mehr aufgestellt. Im Jahresverlauf zeigt sich ein Maximum im Sommer und ein Minimum im Jänner. TF02 ist in der Abbildung der Monatsmittel nicht vertreten, da die Zeitreihe zu kurz ist. Die Zeitreihen der drei Totalisatoren am Wurtenkees verlaufen fast parallel (Abbildung 7.9). Der Totalisator beim Stausee (TW01) empfängt im Jahresmittel rund 1500 mm, der am Steilabbruch (TG04) rund 2000 mm und TW03 (bei der Gletscherzunge) rund 2500 mm. Auch hier hat der jahreszeitliche Verlauf ein ausgeprägtes Maximum im Sommer und ein Minimum im Februar.

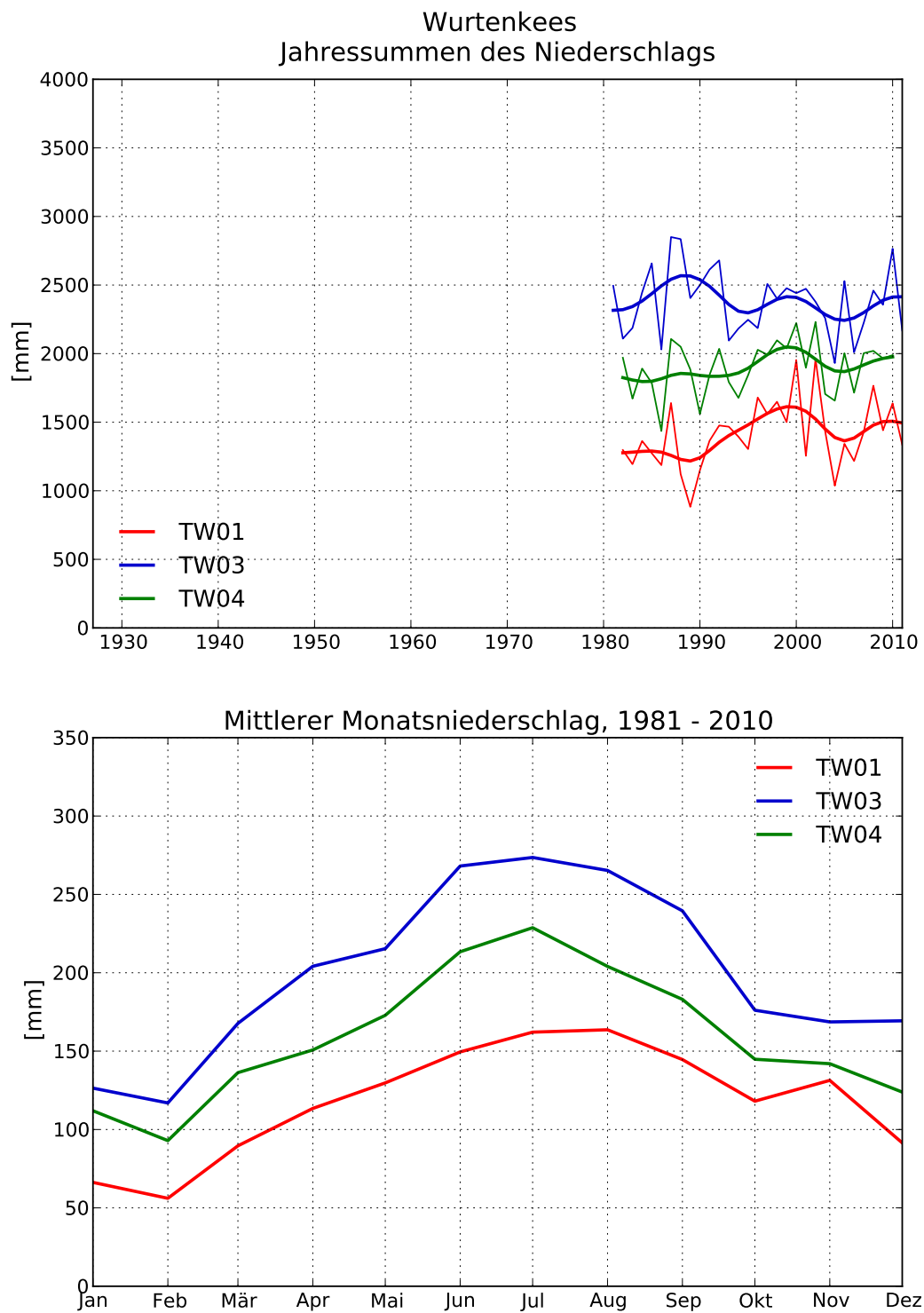


**Abbildung 7.7:** Vergleich des Jahresniederschlag (oben) und der Monatsmittel (unten) der Totalisatoren am Goldbergkees



**Abbildung 7.8:** Vergleich des Jahresniederschlag (oben) und der Monatsmittel (unten) der Totalisatoren am Fleißkees

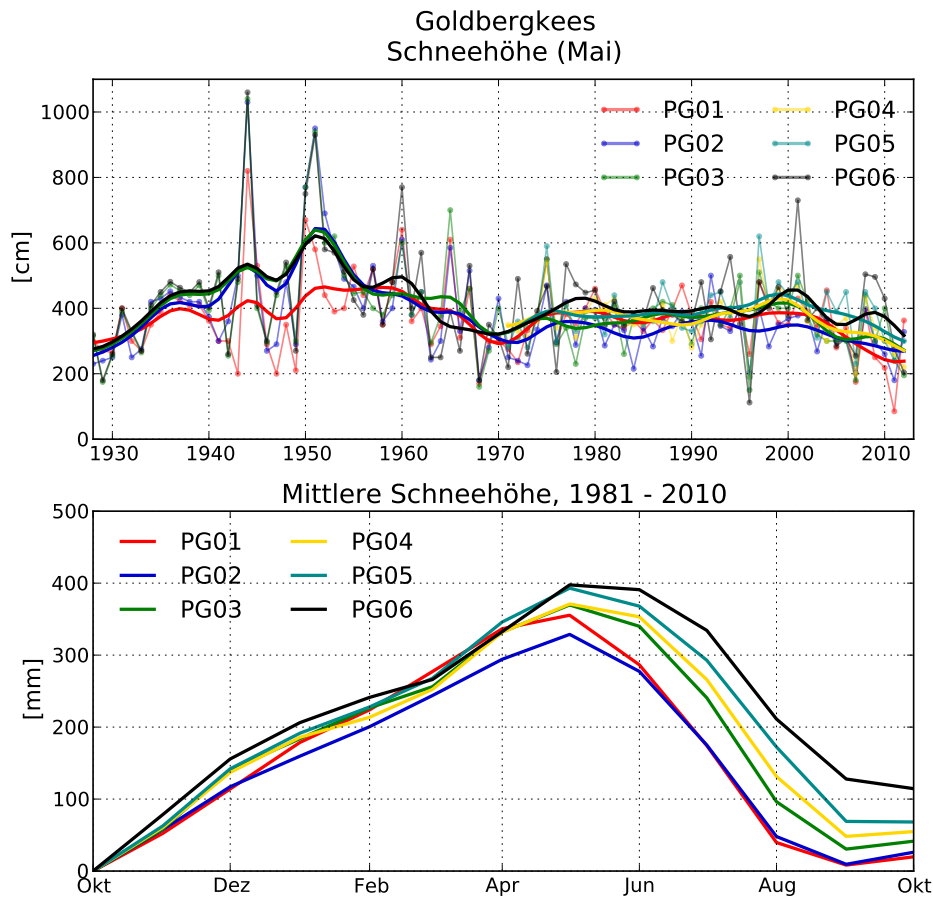




**Abbildung 7.9:** Vergleich des Jahresniederschlag (oben) und der Monatsmittel (unten) der Totalisatoren am Wurtenkees

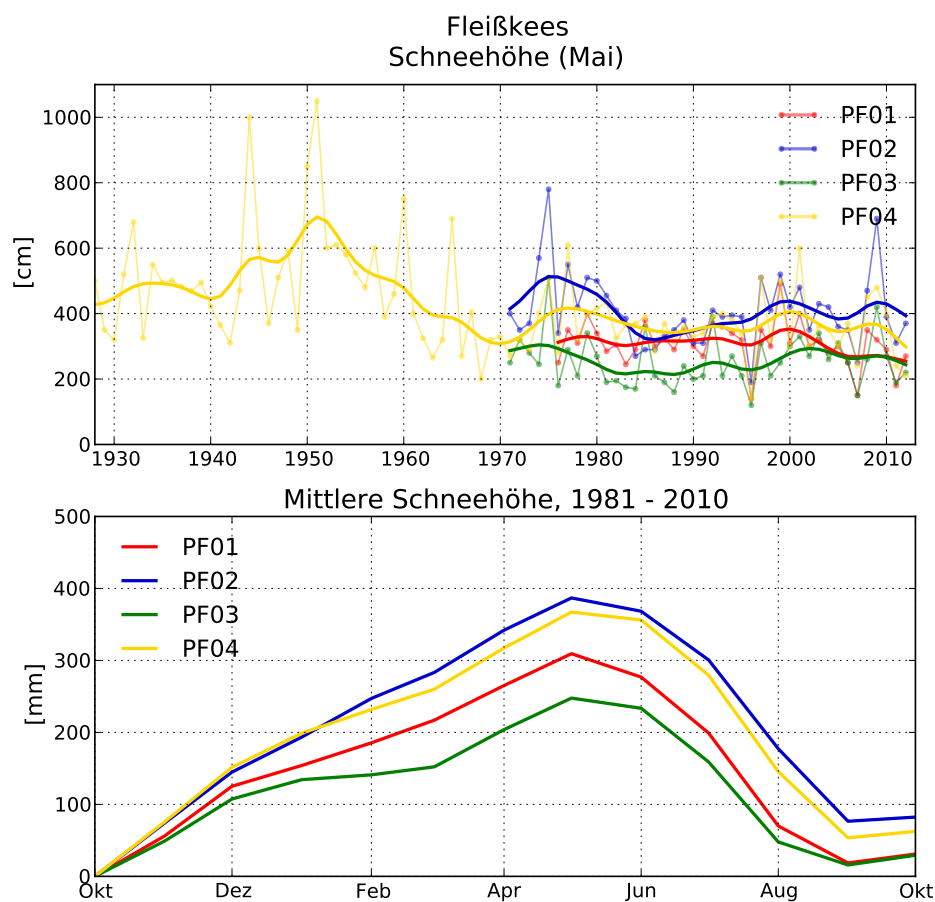
### 7.3 zeitliche Variabilität der Schneehöhe

In diesem Kapitel soll die Klimatologie der Schneedecke behandelt werden. In den Abbildungen 7.10, 7.11 und 7.12 ist im oberen Panel der Verlauf der Schneehöhe im Mai - dies entspricht im Allgemeinen der maximalen Schneehöhe - und im unteren Panel der mittlere Zeitliche Verlauf der Schneehöhe dargestellt. Die Abb. 7.10 gilt für das Goldbergkees. Die mittlere Schneehöhe hat von den 30er Jahren bis zum Anfang der 50er Jahre stetig zugenommen. Dies hat in den Rekordschneejahren 1944 und 1951 gemündet, wo über 10 bzw. 9 m Schnee gemessen wurde. Dann hat die mittlere Schneehöhe wieder abgenommen und Anfang der 70er ein stabiles Niveau erreicht. Dies lag bei etwa 4 m. Seit 2000 geht die maximale Schneehöhe zurück. In den letzten 10 Jahren hat sich die mittlere maximale Schneehöhe von 4m auf etwa 3m reduziert. 2011 erreichte der Pegel PG01 einen neuen Rekordtiefststand mit 81 cm. 2001 wurde ein Schneestand von über 7 m gemessen. Ein Wert der seit 1960 nicht erreicht wurde.



**Abbildung 7.10:** Vergleich der maximalen Schneehöhe (oben) und der Monatsmittel der Schneehöhe (unten) an den Schneepegel am Fleißkees

Im Jahresverlauf zeigt sich, dass alle Schneepegel etwa gleich stark akkumulieren. Bei Pegel die tiefer liegen beginnt allerdings Schneeablation früher, und geht schneller von-statten. Dies entspricht der Alltagserfahrung, dass oben am Berg noch Schnee liegt, während es im Tal schon aper ist. Die Pegel TG05 und TG06 erreichen im Mittel im Mai maximal 4 m. Allerdings beginnt beim Pegel TG05 die Ablation im Mai, während die Ablation beim Pegel PG06 erst im Juni durchgreift. Das Minimum wird bei allen Pegeln, außer bei TG06 im September erreicht. Interessant ist auch, dass der Pegel TG02 weniger stark akkumuliert als PG01, dafür aber gleich schnell abbaut. Möglicherweise ist das so, weil TG02 im Lee des Kammes steht, während TG01 auf der Zunge des Goldbergkees exponiert ist.

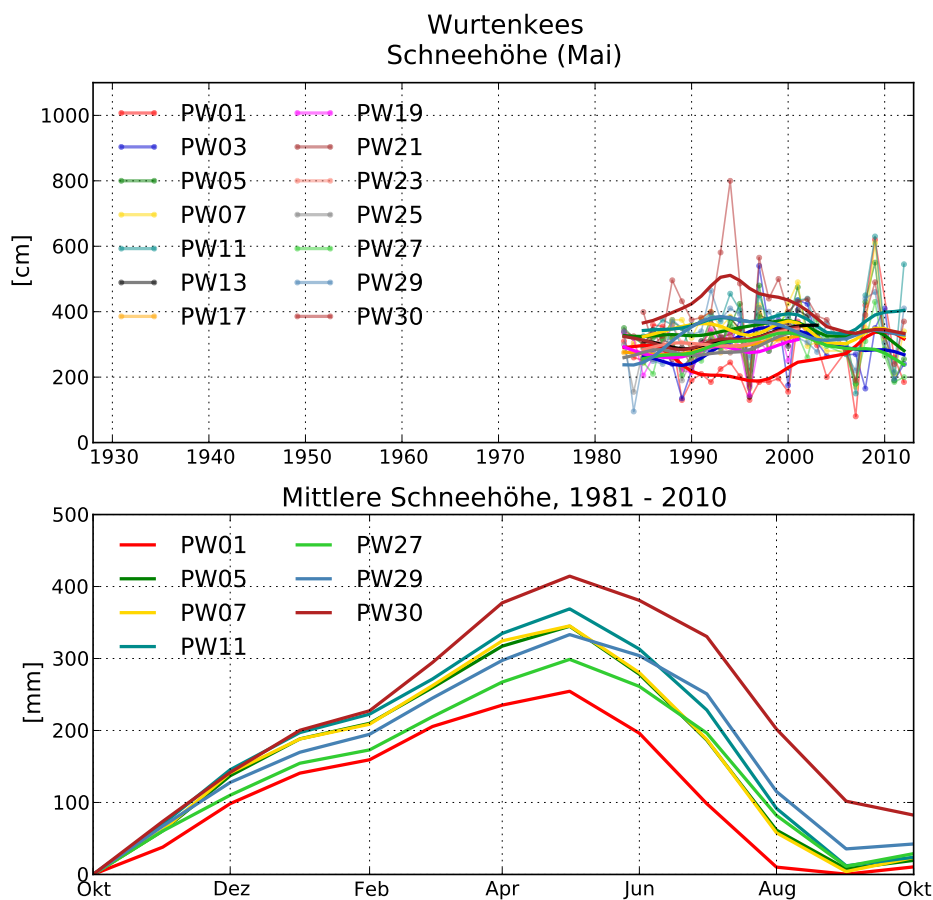


**Abbildung 7.11:** Vergleich der maximalen Schneehöhe (oben) und der Monatsmittel der Schneehöhe (unten) an den Schneepegel am Fleißkees

Am Fleißkees stagniert die maximale Schneehöhe zwischen etwa 2 m (PF03) und 4 m (PF02) (vgl. Abbildung 7.11). 2009 erreichte der Pegel PF04 eine Pegelstand von 6,8 m, einen Wert der davor 1975 mit 7,9 m überschritten wurde.

Das Maximum der Schneehöhe liegt auch am Fleißkees im Mai. Im Durchschnitt zeigen PF02 und PF04 fast einen identen Verlauf. Bei PF01 werden im Schnitt maximal 3 m erreicht und PF03 einen Wert von 250 cm. Durchschnittlich bleiben rund 80 cm Firnrest im Fall von PF02 und PF04.

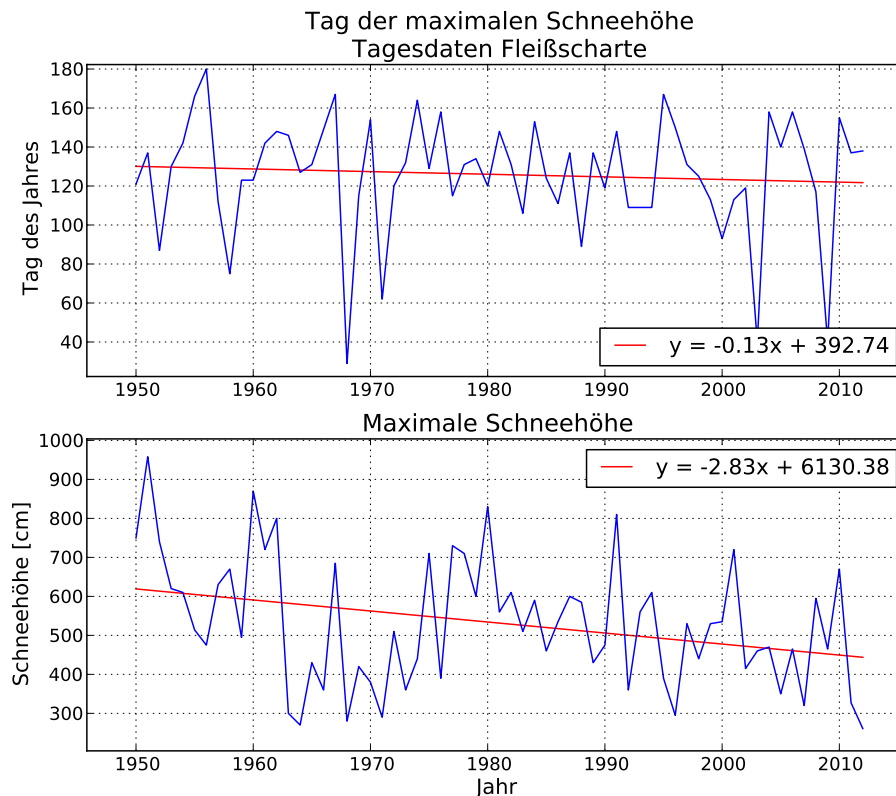
Am Wurtenkees liegt die durchschnittliche maximale Schneebedeckung bei rund 3 m (vgl. Abbildung 7.12). 2011 konnten am Pegel PW11 550 cm gemessen werden. Zwei Jahre zuvor wurden an selber Stelle 6,3 m gemessen. Den Tiefstwert im Mai markierte 2007 der Pegel PW01 mit nur 80 cm. Im Jahresverlauf liegt das mittlere Maximum bei rund 4 m (PW30) und das Minimum bei 2,5 m (PW01).



**Abbildung 7.12:** Vergleich der maximalen Schneehöhe (oben) und der Monatsmittel der Schneehöhe (unten) an den Schneepegel am Fleißkees

In der folgenden Abbildung 7.13 sind der Tag der maximalen Schneehöhe an der Fleißcharte und die Maximale Schneehöhe des Jahres. Diese Abbildung basiert auf Tagesdaten der Schneehöhe. Die Regressionskoeffizienten in der ersten Abbildung geben die Auskunft, dass der Tag der maximalen Schneehöhe 0.13/Jahr oder 1.3 Tage/Dekade

früher auftreten. In der zweiten Abbildung bedeuten die Regressionskoeffizienten, dass jedes Jahr die maximale Schneehöhe um 2.83 cm geringer sein wird, als im Vorjahr.

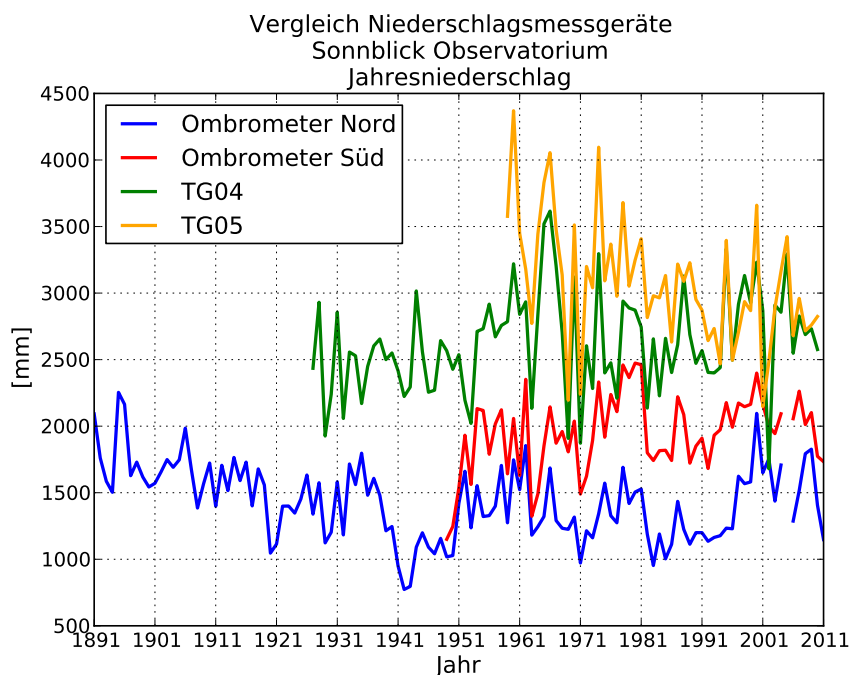


**Abbildung 7.13:** Fleißcharte: Tag des Jahres mit maximaler Schneehöhe (oben), maximale Schneehöhe (unten)

## 7.4 Vergleich der Niederschlagsmessgeräte am Observatorium

Wie entscheidend der Aufstellungsort und die Art des Niederschlagsmessgeräts für die Qualität der Messung sind, zeigt der Vergleich der Niederschlagszeitreihen des Observatoriums. Trotz der geringen Entfernung von einigen 10 Metern zeigen die verschiedenen Messgeräte beträchtliche Unterschiede. Das Ombrometer Nord ist sehr windexponiert. Es empfängt daher auch signifikant weniger Niederschlag. Es hat genauso wenig wie das Ombrometer Süd einen Windschutz. Teilweise beträgt die Menge an gemessenem Niederschlag am Ombrometer Nord nur 50 % der Menge des windgeschützterem Ombrometer Süd und 30 % des hangparallen Totalisators (TG05). In anderen Jahren sind

die Unterschiede sehr klein (siehe Abbildung 7.14). Die mittleren Monatssummen (Abbildung 7.15) zeigen zwar einen ähnlichen Verlauf der einzelnen Messgeräte, allerdings auf einem unterschiedlichem Niveau. Der Ombrometer Nord empfängt im Schnitt etwa 100 mm/Monat, der Ombrometer Süd etwa 170 mm/Monat. Die Unterschiede sind im Sommer größer als im Winter. Der Jahresgang ist bei den Ombrometern nicht sehr ausgeprägt. Interessanterweise empfängt der horizontale Totalisator im Winter mehr Niederschlag, als der Hangparallele. Im April kehrt sich diese Situation um, und TG05 empfängt bis zum November bis zu 100 mm (August) mehr als TG04. Dies könnte mit der Tatsache zusammenhängen, dass der horizontale Totalisator im Gegensatz zum hangparallelen einen Windschutzring hat. Schnee wird durch Turbulenzen leichter verfrachtet als Regen, und daher wirkt sich ein Windschutzring günstig aus.



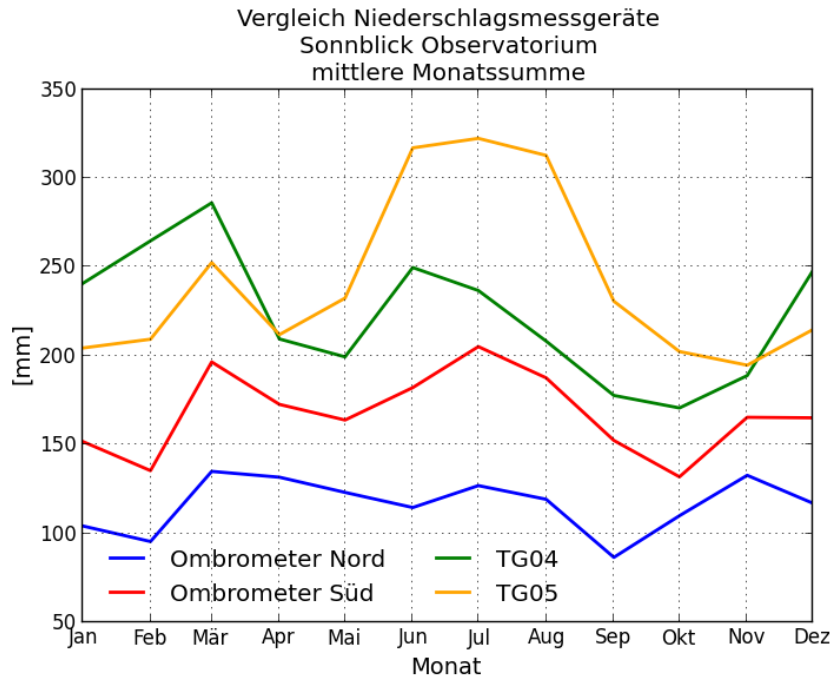
**Abbildung 7.14:** Vergleich der Niederschlagsmessgeräte beim Observatorium. Die beiden Totalisatoren und Ombrometer zeigen trotz ihrer räumlichen Nähe große Unterschiede.

**Tabelle 7.1:** Korrelationskoeffizienten des Jahresniederschlags vier verschiedener Messgeräte beim Observatorium. ON: Ombrometer Nord, OS: Ombrometer Süd, TG04: horizontaler Totalisator, TG05: hangparalleler Totalisator

	ON	OS	TG04
OS	0.70		
TG04	0.29	0.54	
TG05	0.09	0.33	0.54

Diese hohe Variabilität spiegelt sich auch in den Korrelationskoeffizienten wieder. Die-

## 7.5 NIEDERSCHLAGSVERHÄLTNISSE BEI VERSCHIEDENEN STRÖMUNGLAGEN



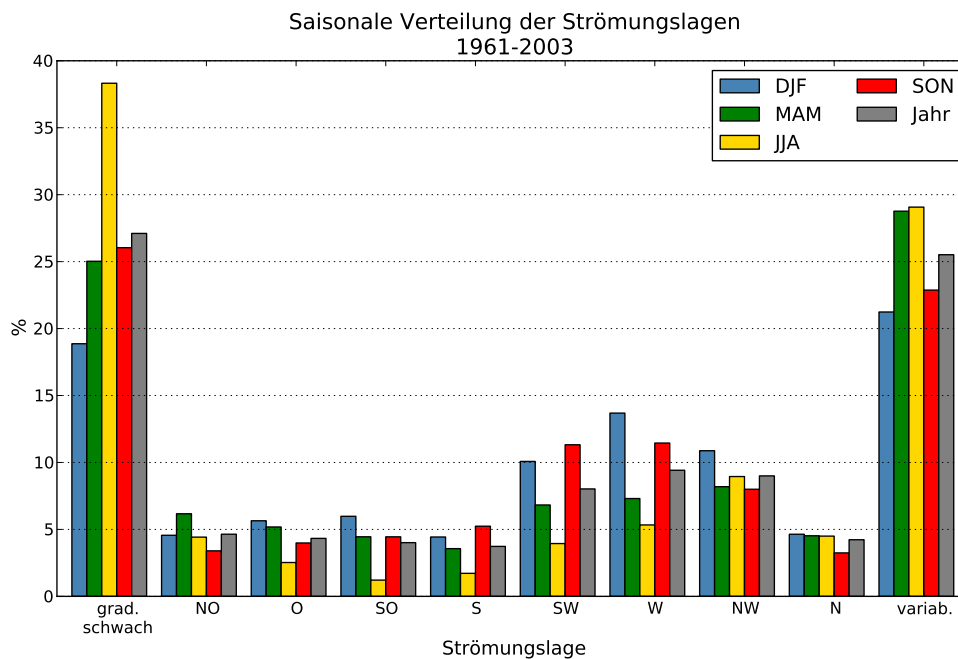
**Abbildung 7.15:** Vergleich der Niederschlagsmessgeräte beim Observatorium, Monatssummen

se sind in Tabelle 7.1 aufgeschlüsselt. So ist Jahresniederschlag (1981 - 2010) an den Ombrometern Nord und Süd mit 0.7 korreliert, an dem Ombrometer Nord und horizontalem Totalisator nur mit 0.29 und mit dem hangparallen Totalisator gar nur mit 0.09 korreliert. Dies führt einem drastisch vor Augen wie schwierig die korrekte Messung des Niederschlags im komplexen Terrain ist.

## 7.5 Niederschlagsverhältnisse bei verschiedenen Strömungslagen

Im langjährigen Durchschnitt vom 1961 bis 2003 sind gradientschwache Lagen und Lagen mit unbestimmter Strömungsrichtung (variabel), das sind Tage mit Frontdurchgang, mit je ca. einem Viertel der Fälle am Häufigsten vertreten. Die Lagen mit nordwestlicher (NW) und westlicher (W) Anströmung kommen ca. in 9 %, Südwestströmung (SW) in ca. 8 % und Strömungen aus Nordost (NO), Ost (O), Südost (SO), Süd (S) und Nord (N) in ca. 4 % der Fälle vor. In den Sommermonaten (Juni, Juli, August) treten gradientschwache Lagen in fast 40 % der Tage auf. Dies ist auf den verstärkten Einfluss des Subtropenhochs zurückzuführen. Variable Situationen treten im Sommer in knapp 30 % der Tage auf. Dies kann so erklärt werden, dass Fronten im Sommer langsamer ziehen und häufig prä- und postfrontale Konvergenzlinien aufweisen (Steinacker, 1991).

Das Minimum im Sommer bei Strömungen aus südlichen Richtungen deckt sich mit der Beobachtung, dass in dieser Zeit kaum Mittelmeertiefs auftreten, die eine solche Strömung bedingen. Strömungstage sind im Herbst (September, Oktober, November) und Winter (Dezember, Jänner, Februar) am häufigsten anzutreffen. Das hängt damit zusammen, dass sich durch die Lage der Polarfront häufiger stabile Strömungen einstellen. In Abbildung 7.16 ist die Häufigkeitsverteilung der Strömungslagen in Abhängigkeit von der Saison dargestellt. Die Summe der Anteile der einzelnen Strömungslagen ist für jede Saison 100 %.



**Abbildung 7.16:** Saisonale Verteilung der verschiedenen Strömungslagen nach Steinacker, 1961 - 2003

Die folgenden Auswertungen der Niederschlagsmengen in Abhängigkeit der Strömungslage basieren auf den Tagesdaten des Niederschlags an den jeweiligen Stationen.

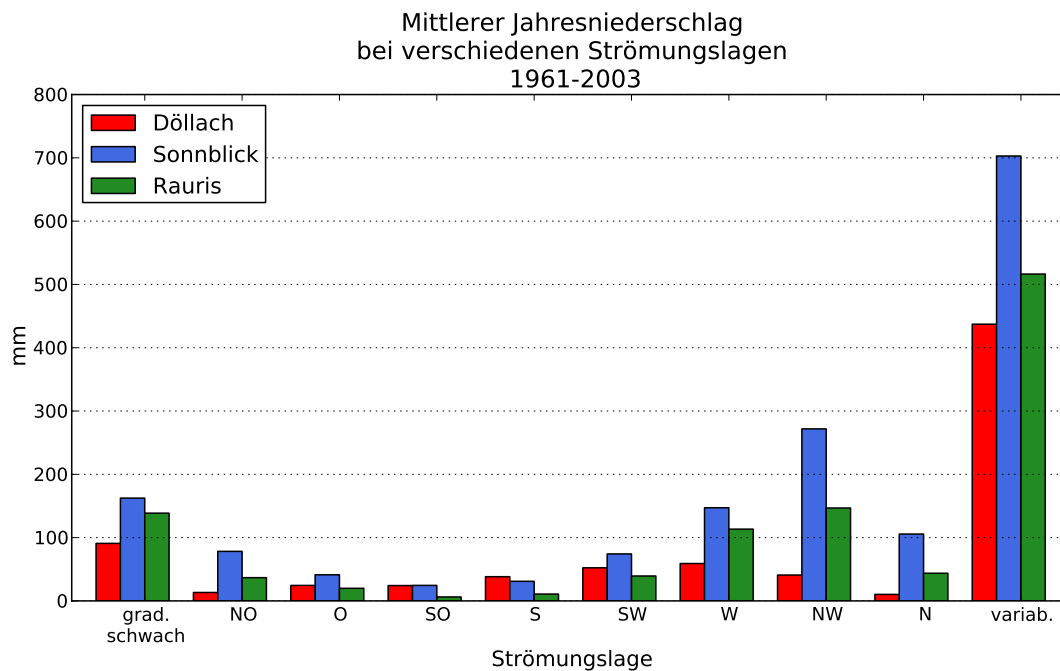
Über das Jahr betrachtet, leisten Fronten den größten Beitrag zu der Niederschlagssumme (vgl. Abbildung 7.17). Am Gipfel des Sonnblicks sind das immerhin rund 700 mm. In Rauris werden knapp 520 mm von Fronten geliefert und in Döllach sind es 440 mm. NW-Lagen spenden dem Sonnblick 270 mm. Rauris empfängt bei solchen Lagen knapp 150 mm im langjährigen Mittel. Döllach liegt bei NW im Lee und empfängt nur rund 40 mm. Der Leeeffekt ist auch bei allen anderen Strömungen aus dem Sektor W über N bis NO erkennbar, wo Rauris deutlich mehr Niederschlag misst. Umgekehrt, allerdings deutlich weniger ausgeprägt, ist es bei Strömungen aus südlichen Richtungen. Man muss aber auch anmerken, dass hier die Niederschlagsmengen geringer sind. Einerseits sind Südlagen, sprich Mittelmeertiefs, nur etwa halb so häufig wie NW, andererseits ist auch Goldberggruppe eher abgeschirmt. Interessanterweise empfängt Döllach bei S mit 38



## 7.5 NIEDERSCHLAGSVERHÄLTNISSE BEI VERSCHIEDENEN STRÖMUNGSLAGEN

mm sogar mehr als der Sonnblickgipfel mit 30 mm. Vergleicht man Döllach und Rauris, stellt man fest, dass die Station im Lee, je nach Strömungsrichtung, nur zwischen einem Viertel und der Hälfte des Niederschlags empfängt.

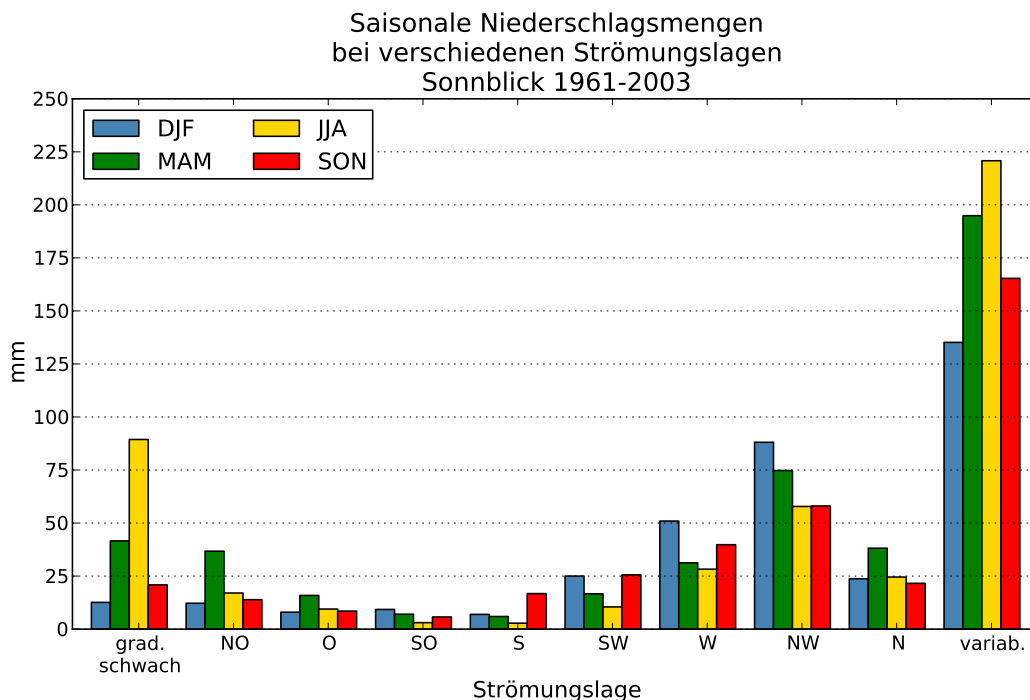
Bei gradientschwachen Lagen sind konvektive Systeme die dominierende Niederschlagsquelle. Auch hier wird der Unterschied zwischen Rauris und Döllach deutlich. Während Rauris nördlich des Alpenhauptkammes knapp 140 mm und der Hohe Sonnblick 160 mm bei gradientschwachen Situationen empfängt, sind es in Döllach fast 50 mm weniger.



**Abbildung 7.17:** Mittlere Jahressummen des Niederschlags in Abhängigkeit von der Strömungslage, 1961 - 2003

Die saisonale Verteilung des Niederschlags als Funktion der Strömungslage ist in den Abbildungen 7.18 bis 7.20 dargestellt. Der Winterniederschlag (Dezember bis Februar) wird am Sonnblick von advektiven Lagen dominiert (7.18). Den meisten Niederschlag (130 mm) bringen, wie auch im restlichen Jahr die variablen Strömungslagen. Im Winter bringen NW-Lagen mit über 90 mm den meisten Niederschlag im Vergleich mit den anderen Saisonen. Dies ist aber auch nicht verwunderlich, da NW im Winter häufiger auftritt als im restlichen Jahr. W-Lagen liefern im Winter nur 50 mm, obwohl sie im Winter häufiger sind als NW. SW und N bringen im Winter je 25 mm, allerdings ist SW mit 10 % der Fälle im Winter doppelt so häufig. Das liegt daran, dass bei SW der Ostalpenraum eher im Einfluss eines Hochs über dem Mittelmeer liegt. Die anderen Lagen liefern alle rund 10 mm im Winter und sind auch, mit Ausnahme von gradientenschwachen Lagen, die fast vier mal so oft vorkommen, etwa gleich häufig (rund 5 % der

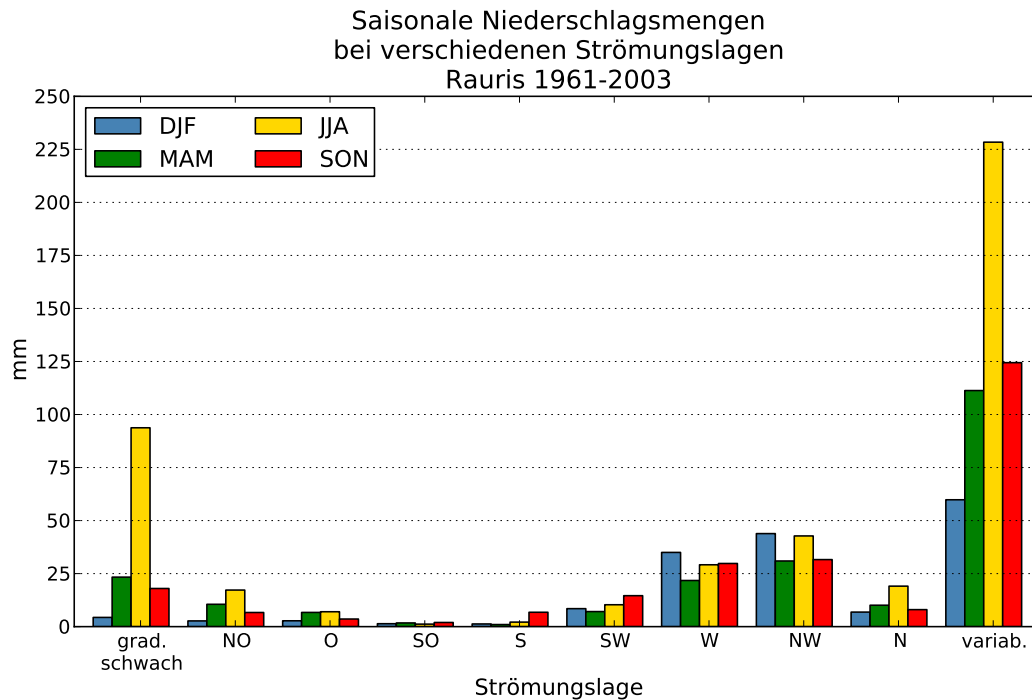
Tage im Winter). Im Frühjahr (März - Mai) bringen Fronten fast 200 mm im langjährigen Mittel. Auffällig ist, dass die Lagen NO und O fast doppelt so viel Niederschlag spenden, wie in den anderen Jahreszeiten. Und auch N empfängt etwa 50 % mehr Niederschlag, als im restlichen Jahr. Das liegt daran, dass im Frühling häufig Low-Index Lagen auftreten, die das Feuchteangebot im Norden und Osten erhöhen. Im Sommer dominieren konvektive Situationen. Variable Lagen sind für 225 mm Niederschlag verantwortlich und gradientschwache für 90 mm. Die Strömungen aus W, NW, und N kommen zusammen auf etwas über 100 mm. Bei südlichen Lagen wird im Sommer nur sehr wenig Niederschlag gemessen. Die Situation im Herbst stellt sich sehr ähnlich dar, wie im Winter, mit der Ausnahme, dass S deutlich mehr Niederschlag liefert als sonst. Dies hängt mit dem häufigerem Auftreten von Mittelmeertiefs zusammen.



**Abbildung 7.18:** Mittlere saisonale Niederschlagssummen in Abhängigkeit von der Strömungslage, Sonnblick Observatorium, 1961 - 2003

Bei der saisonalen Niederschlagverteilung von Rauris fällt vor allem der starke Jahresgang bei den Lagen gradientschwach und variabel auf (siehe Abbildung 7.19). Bei variabel fällt im Sommer fast doppelt so viel Niederschlag (225 mm), wie im Frühjahr (110 mm) und Herbst (125 mm) und fast viermal so viel wie im Winter. Bei gradient-schwachen Lagen fallen im Sommer kapp 100 mm, im Frühjahr 25 mm, im Herbst 20 mm und im Winter gar nur 5 mm. Weiters fällt das fast völlige Fehlen von Niederschlag bei SO und S auf. Lediglich im Herbst werden bei S knapp 10 mm gemessen. Bei W und NW fallen relativ gleichmäßig über das Jahr verteilt rund 30 mm, mit einem kleinem Maximum im Winter bzw. ein sekundäres Maximum im Sommer bei NW.

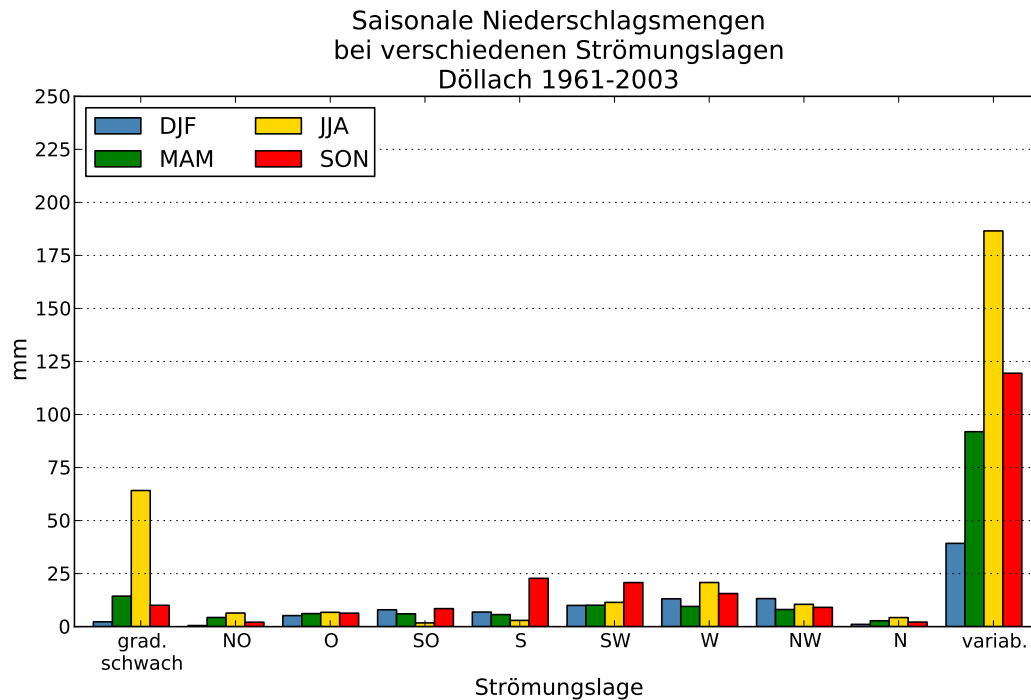
## 7.5 NIEDERSCHLAGSVERHÄLTNISSE BEI VERSCHIEDENEN STRÖMUNGLAGEN



**Abbildung 7.19:** Mittlere saisonale Niederschlagssummen in Abhängigkeit von der Strömungslage, Rauris, 1961 - 2003

Der jahreszeitliche Verlauf des Niederschlags in Döllach ist sehr ähnlich dem in Rauris. Allerdings fällt deutlich weniger Niederschlag in Döllach bei nördlichen Strömungen (vgl. Abbildung 7.20). Auch bei den Lagen gradientschwach und variabel kann in Döllach weniger Niederschlag gemessen werden. Dies kann damit erklärt werden, dass einerseits im Norden mehr Feuchtigkeit vorhanden ist und daher Schauer auch mehr Niederschlag produzieren können und andererseits kommen Fronten öfter von Nordwesten herein. Bei südlichen Lagen fällt hingegen mehr in Döllach. Der Vergleich zwischen Döllach auf der Alpensüdseite und Rauris nördlich des Alpenhauptkammes zeigt deutlich den Luv-Leeeffekt.

In den Abbildungen 7.21 bis 7.23 ist die Verteilung der Niederschlagsintensität abgebildet. Die Anteile addieren sich bei jeder einzelnen Strömungslage zu 100 %. Es ist daher eine relative Aussage. Die Analyse der Niederschlagsintensitätsverteilung zeigt, dass die höchsten Intensitäten am Sonnblick am häufigsten bei NW, N und variablen Strömungslagen auftreten (vgl. 7.21). Bei NW gibt es im Durchschnitt eine 25 % Wahrscheinlichkeit, dass zwischen 10 und 20 mm Niederschlag fallen und eine zehn-prozentige Wahrscheinlichkeit, dass mehr als 20 mm Niederschlag auftreten. Es gibt nur eine Wahrscheinlichkeit von 15 %, dass gar kein Niederschlag fällt. Sehr ähnlich ist die Verteilung bei N und variabel. Bei SO und gradientschwachen Lagen ist in 60 % der Fälle kein Niederschlag zu erwarten. Bei S ist dies in 55 % der Fälle und bei SW und O in 48 bzw. 45 % der Fall. In rund einem Drittel der Fälle ist bei südlichen Lagen ist die

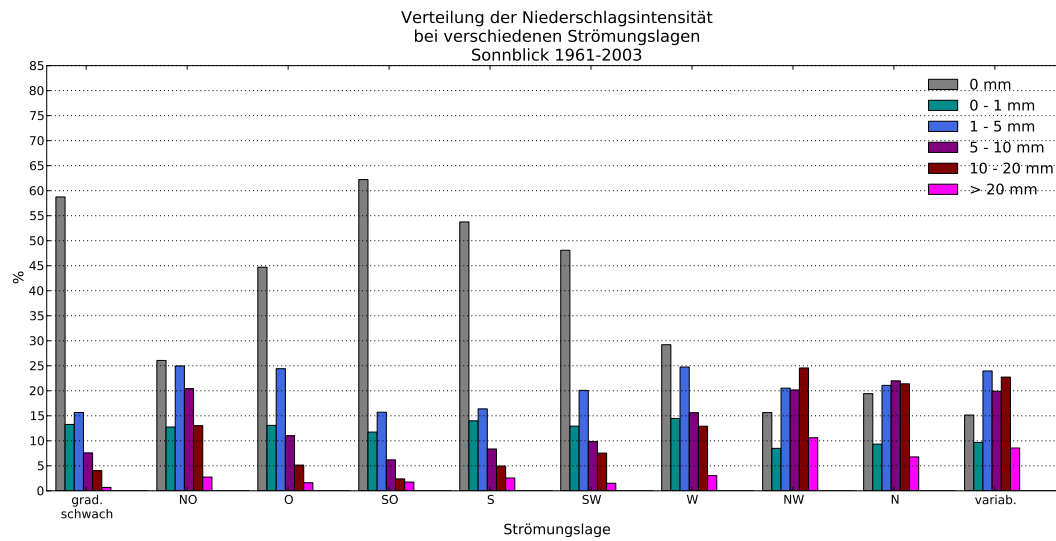


**Abbildung 7.20:** Mittlere saisonale Niederschlagssummen in Abhängigkeit von der Strömungslage, Döllach, 1961 - 2003

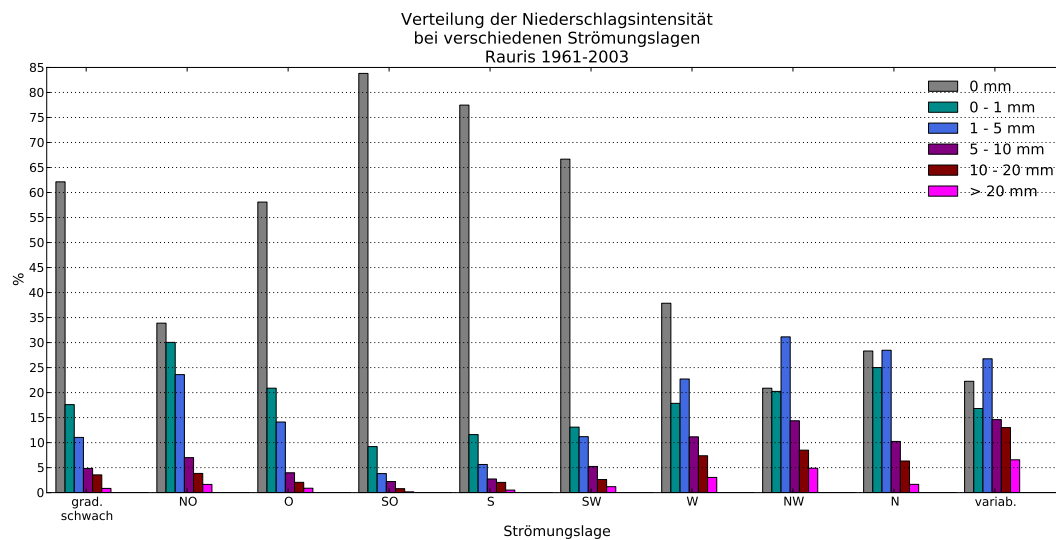
Niederschlagsintensität geringer als als 5 mm pro Tag. Bei den Lagen SO über SW bis NO und gradientschwach treten Niederschläge von mehr als 20 mm pro Tag nur in etwa 2 % der Fälle auf.

Der Blick auf Abbildung 7.22 zeigt, dass die Häufigkeit von Hohen Niederschlagsintensitäten in Rauris deutlich geringer ist als beim Observatorium. Bei variablen Lagen treten hohe Intensitäten am häufigsten auf. Immerhin in 45 % der Tage mit variabler Strömung treten Niederschläge mit mehr als 5 mm / Tag auf. Bei Strömungen aus Norden sind 50 % der Tage mit Niederschlag kleiner 5 mm und ein Viertel der Tage bleiben trocken. Auffällig sind auch der hohe Anteil der Tage ohne Niederschlag bei Strömungslagen mit Südkomponente. Das ist ein weiterer Hinweis auf den Leeeffekt.

## 7.5 NIEDERSCHLAGSVERHÄLTNISSE BEI VERSCHIEDENEN STRÖMUNGLAGEN

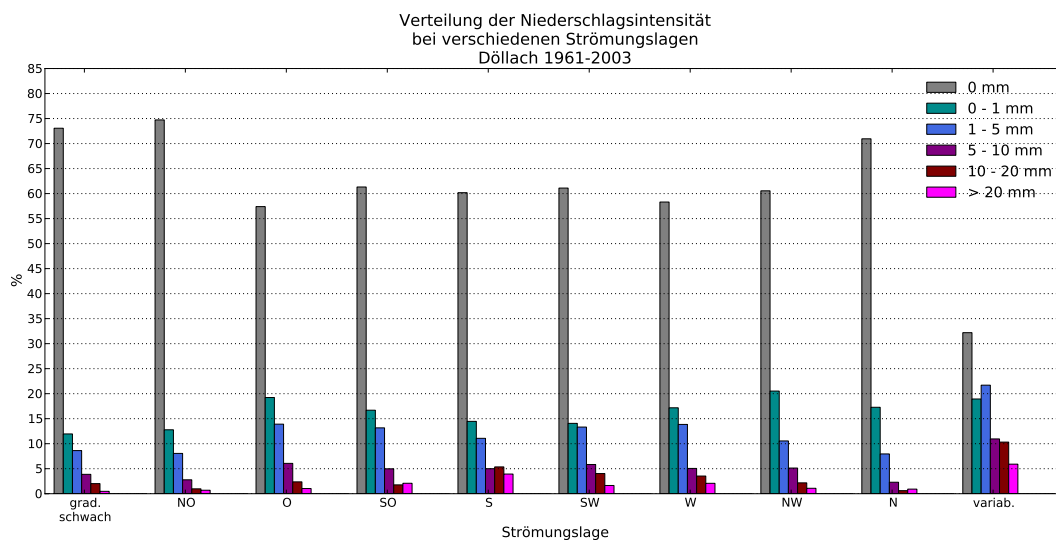


**Abbildung 7.21:** Verteilung der Niederschlagsintensität bei verschiedenen Strömungslagen, Sonnblick Observatorium, 1961 - 2003



**Abbildung 7.22:** Verteilung der Niederschlagsintensität bei verschiedenen Strömungslagen, Rauris, 1961 - 2003

In der Abbildung 7.23 ist die Verteilung der Niederschlagsintensitäten für Döllach abgebildet. Die Verteilung der Niederschlagsintensität ist indifferent. Allen Lagen, außer Variable, sind in mindesten 57 % der Tage niederschlagsfrei. Wenn Niederschlag fällt, dann am ehesten mit weniger als 5 mm/Tag. Eine kleine Ausnahme bilden S-Lagen, da fallen die Tage mit je 5 % Wahrscheinlichkeit in eine der Klassen  $> 5$  mm. Die andere Ausnahme bilden variable Strömungslagen. In solchen Fällen bleiben nur 30 % der Tage niederschlagsfrei. In 40 % der Tage muss mit Niederschlag mit weniger als 5 mm gerechnet werden, in je 10 % mit Niederschlag von 5 - 10 bzw. 10 - 20 mm, 5 % fallen dann auf Tage mit Niederschlag von mehr als 20 mm.

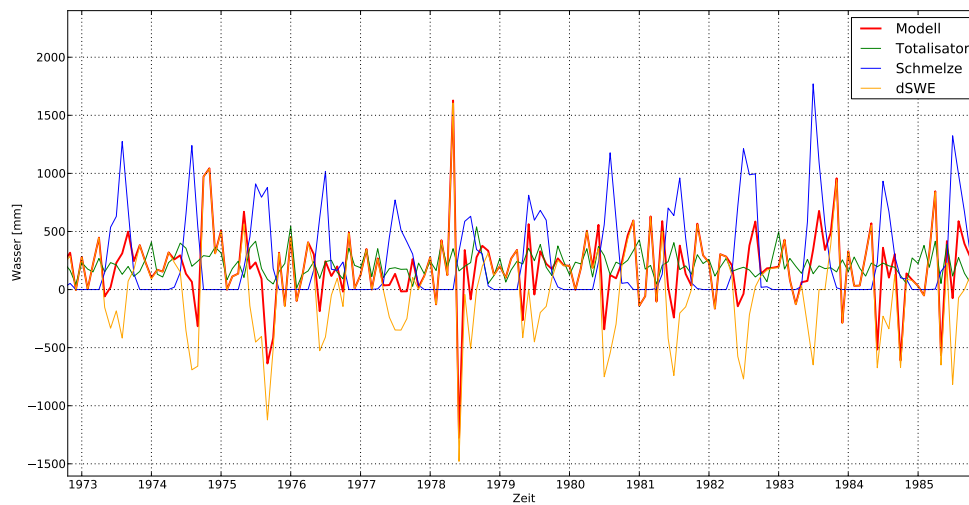


**Abbildung 7.23:** Verteilung der Niederschlagsintensität bei verschiedenen Strömungslagen, Döllach, 1961 - 2003

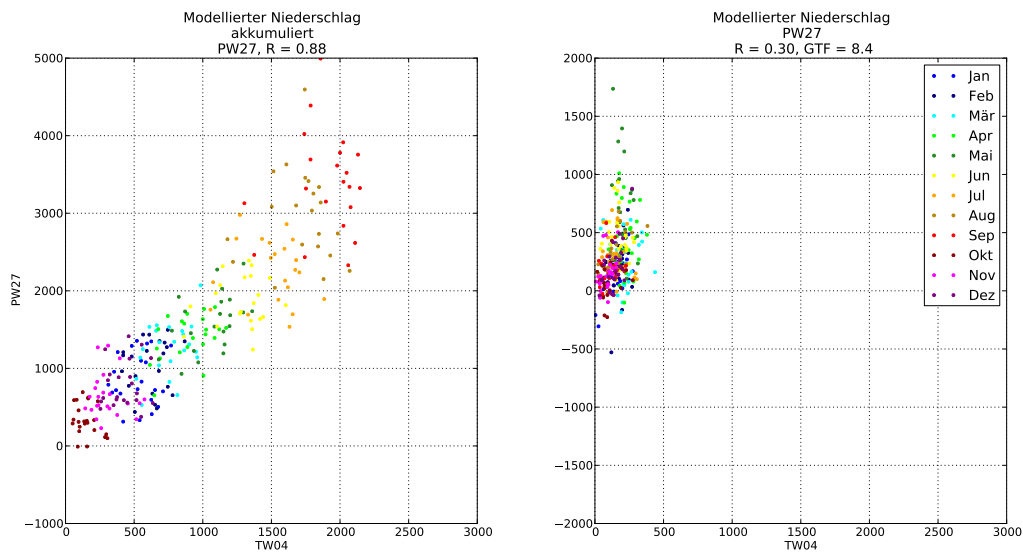
## 7.6 Niederschlagsmodell

Der Ansatz des Modells ist zwar einfach, jedoch sind die Fehler die produziert werden in der Größenordnung des Signals. Es gibt Beispiele in denen das Modell gut funktioniert, in anderen Fällen funktioniert es überhaupt nicht. Ein Problem ist die Schätzung der Dichte. Ist das SWE in dem aktuellen Monat kleiner als im Monat zuvor, und kann dies nicht durch die Schmelze kompensiert werden, resultiert negativer Modell-Niederschlag. Dies ist physikalisch natürlich Unsinn. Ein weiteres Problem ist, dass die Schmelze nicht die aktuelle Schmelze ist, sondern die potenzielle. Ist also die Schneedecke verschwunden, gibt das Schmelzmodell trotzdem Schmelze vor. Dies führt dazu, dass der Niederschlag überschätzt wird. In Abbildung 7.24 ist ein wahlloses, aber typisches Beispiel für die Probleme, die in dem Niederschlagsmodell auftreten. Das Signal ist weit davon Entfernt den Niederschlag des Totalisators zu beschreiben. Fehler können

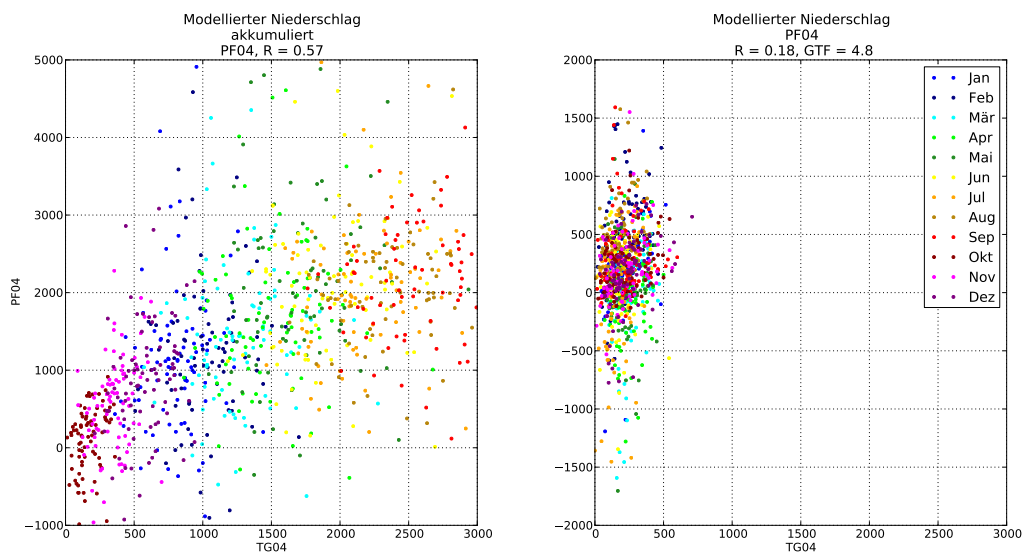
die Dimension von einem Vielfachen des Jahresniederschlags erreichen. In den Abbildungen 7.25 und 7.26 sind ein Beispiel für ein besseres und ein schlechtes Resultat der Modellierung. Auf der Abszisse ist der Niederschlag des nächsten Totalisators aufgetragen und auf der Ordinate der Modell-Niederschlag. Man beachte die großen Fehler und die Größenordnung des Modells. Zusammenfassend kann behauptet werden, dass sich diese Form des Modells nicht eignet um es zur Verfeinerung der Niederschlagsmessung einzusetzen. Selbst wenn der Fit gut ist, kann die Größenordnung der Fehler jedes Signal erschlagen.



**Abbildung 7.24:** wahlloses, aber typisches Beispiel für die Probleme, die in dem Niederschlagsmodell (differenzielle Form) auftreten. Modellierter Niederschlag (rot), Totalisator (grün), Schmelze (blau) und Differenz des Schneewasseräquivalents (orange).



**Abbildung 7.25:** Validierung des Niederschlagsmodells am Pegel PW27, Vergleich mit: akkumulierte Form (links), differentielle Form (rechts)



**Abbildung 7.26:** Validierung des Niederschlagsmodells am Pegel PF04, Vergleich mit: akkumulierte Form (links), differentielle Form (rechts)



## 7.7 Vertikalgradienten des Niederschlags

Um die räumlichen Unterschiede der Höhenabhängigkeit des Niederschlags zu bestimmen wurden die Totalisatoren und Stationen in zwei Subsample unterteilt: nördlich und südlich des Alpenhauptkammes. Im Norden liegen die Stationen Bad Gastein, Raaris und die Totalisatoren auf der Goldbergkeesseite. Im Süden liegen Mallnitz, Döllach und die Totalisatoren des Fleißkees und Wurtenkees. Als Gipfelstation wurde der Totalisator TG04 gewählt (horizontal). Als Zeitraum wurde die Klimanormalperiode 1981 - 2010 ausgewählt. Um einen glatten Kurvenverlauf und ein deutliches Signal zu erhalten wurden die mittleren Niederschlagssummen  $\bar{P}$  für das ganze Jahr, das Sommerhalbjahr (März - September) und das Winterhalbjahr (Oktober - Februar) berechnet. Diese wurden dann gegen die Höhe  $z$  aufgetragen und eine lineare Regression mit den Regressionskoeffizienten  $a_l$  und  $b_l$  und eine Regression mit einem Polynom 2. Grades mit den Regressionskoeffizienten  $a_q$ ,  $b_q$  und  $c_q$  bestimmt. Für die lineare Regression wurden die Talstationen ignoriert, da sonst die Regressionsgeraden parallel verlaufen und sich nicht in Gipfelnähe schneiden. Die Regressionsbeziehung lautet für den linearen Fall

$$\bar{P} = a_l z + b_l \quad (7.1)$$

und den quadratischen Fall

$$\bar{P} = a_q z^2 + b_q z + c_q. \quad (7.2)$$

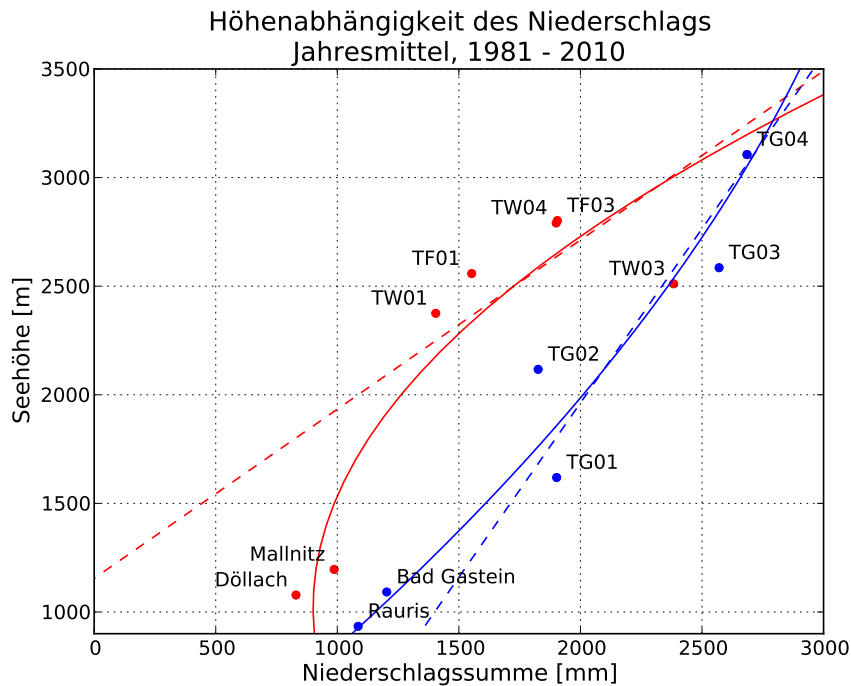
In der Tabelle 7.2 sind die Parameter der Regression aufgelistet.

**Tabelle 7.2:** Parameter der Regression der Vertikalgradienten, 1981 - 2010

	Norden			Süden		
linear	$a_l$	$b_l$		$a_l$	$b_l$	
Jahr	0.6231	777.24		1.284	-1482.72	
Sommerhalbjahr	0.2906	528.02		0.5757	-440.89	
Winterhalbjahr	0.3324	249.21		0.7095	-1044.16	
	Norden			Süden		
quadratisch	$a_q$	$b_q$	$c_q$	$a_q$	$b_q$	$c_q$
Jahr	-0.000103	1.16463925	95.9226489	-0.000376	-0.76651	1291.10
Sommerhalbjahr	-0.0000552	0.56621	198.87	-0.000122	-0.1024	493.08
Winterhalbjahr	-0.0000491	0.6029	-109.20	-0.000253	-0.6637	797.47

In der Abbildung 7.27 ist das Ergebnis für das ganze Jahr dargestellt. Man beachte, dass, wegen besserem Verständnis, die Seehöhe auf der Ordinate aufgetragen ist. Daher entsprechen größere Gradienten einem flacherem Kurvenverlauf. Zu sehen ist, dass im oberen Bereich der vertikale Niederschlagsgradient im Süden deutlich größer

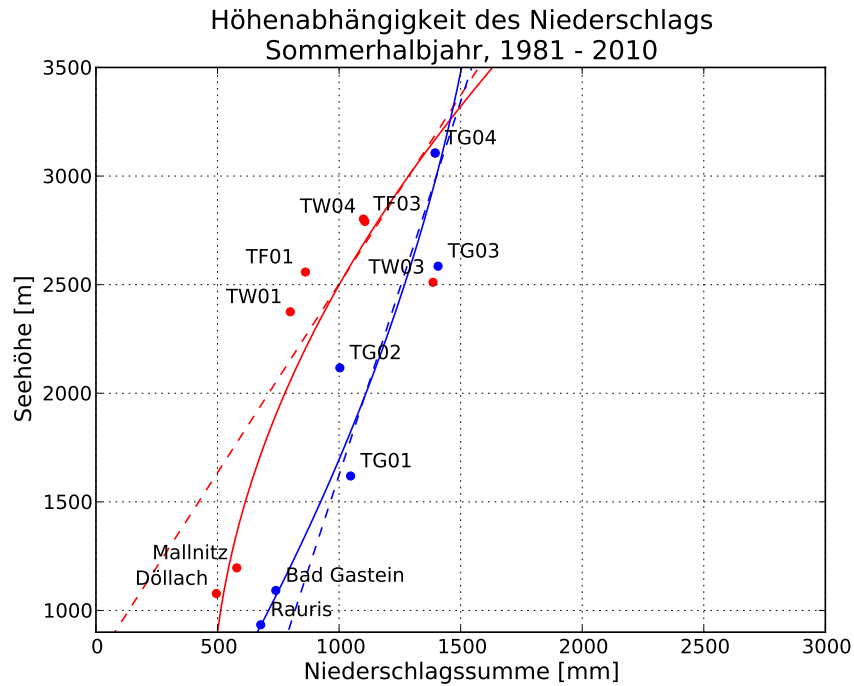
ist, als im Norden. Ignoriert man die Talstationen und führt eine lineare Regression durch, so liefert der multiplikative Regressionskoeffizient,  $a_l$ , direkt den Vertikalgradienten (mm/m). Erweitert man den Bruch mit 1000 um die Zahl besser fassen zu können, so kommt man im Norden auf einen vertikalen Niederschlagsgradienten von etwa 620 mm/1000 m/Jahr und im Süden 1280 mm/1000 m/Jahr (vgl. Tabelle 7.2). Der mittlere Teil verläuft nahezu parallel. Das heißt der Vertikalgradient ist sehr ähnlich.



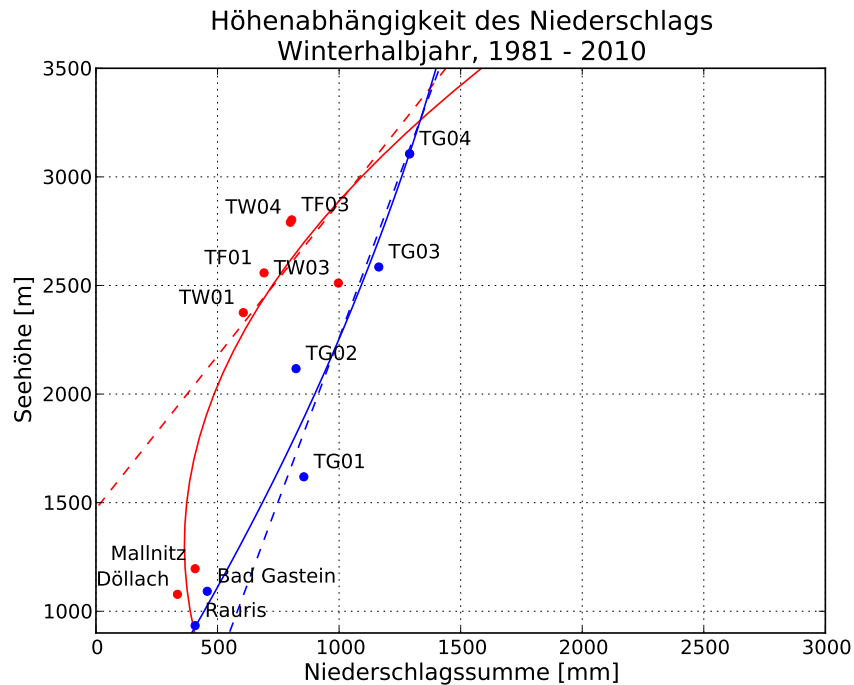
**Abbildung 7.27:** Höhenabhängigkeit des Jahresmittels des Niederschlags (1981 - 2010); blau: nordseitig des Alpenhauptkammes, rot: südseitig des Alpenhauptkammes

Die Unterschiede zwischen Nord und Süd sind im Sommerhalbjahr geringer (vgl. Abbildung 7.28). Eine lineare Regression ohne Talstationen wie im obigen Fall ergibt einen Niederschlagsgradienten im Norden von 290 mm / 1000 m / 6 Monate. Dies wirkt im ersten Moment viel geringer, als im Vergleich mit dem ganzen Jahr. Bezieht man allerdings die Gradienten auf den gleichen Zeitraum (z.B. ein Monat) kommt man auf einen Gradienten für das Jahr von 52 mm/1000m/Monat und für das Sommerhalbjahr 48 mm/1000 m/Monat im Norden und 106 mm/1000 m/Monat bzw. 95 mm/1000 m/Monat. Der Unterschied zwischen Sommer und Jahr ist also als gering zu bewerten.

Der Vertikalgradient ist im Süden im Winter stärker ausgeprägt, als im Sommer (vgl. Abbildung 7.29). Der Vertikalgradient im Norden bleibt über das Jahr fast konstant. Der lineare Vertikalgradient beträgt im Süden 118 mm/1000m/Monat und im Norden 65 mm/1000m/Monat.



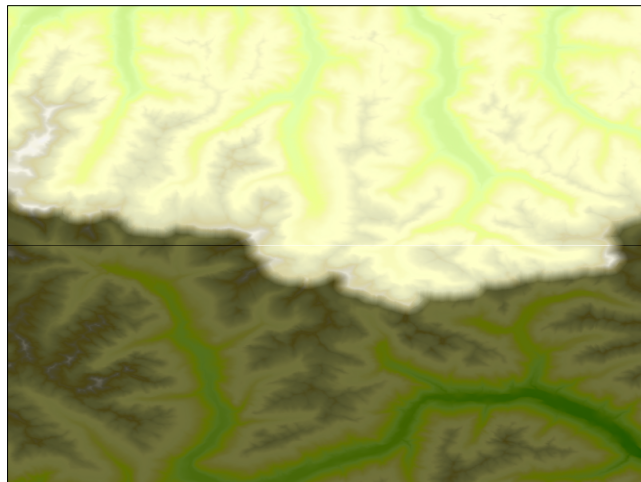
**Abbildung 7.28:** Höhenabhängigkeit des Niederschlagsmittels (März - September, 1981 - 2010); blau: nordseitig des Alpenhauptkammes, rot: südseitig des Alpenhauptkammes



**Abbildung 7.29:** Höhenabhängigkeit des Niederschlagsmittels (Oktober - Februar, 1981 - 2010); blau: nordseitig des Alpenhauptkammes, rot: südseitig des Alpenhauptkammes

## 7.8 Interpolation

Um eine flächige Darstellung des Niederschlags zu erhalten, muss er zwischen Messpunkten interpoliert werden. Da der Niederschlag von der Höhe abhängt, kann man diese Information zur Interpolation nutzen. Zunächst subtrahiert man den Vertikaltrend von den Messwerten. Dazu werden die vorher abgeleiteten Beziehungen zwischen Niederschlag und Höhe benutzt. Dann wird zwischen den trendbereinigten Punkten interpoliert und schließlich der Trend mit einem Höhenmodell multipliziert und zum interpoliertem Feld dazu addiert. In diesem Fall wurde die quadratische Regressionsbeziehung des vorhergehenden Kapitels 7.7 verwendet. Das Gebiet wurde entlang der Wasserscheide, sprich dem Alpenhauptkamm, geteilt. So konnten die abgeleiteten Beziehungen für Nord und Süd genutzt werden. Um einen glatten Übergang zu erreichen wurde für die Gebiete nördlich und südlich eine Maske (Raster mit Werten im Intervall  $[0,1]$ ) erzeugt, die einen glatten Übergang zum anderen Gebiet aufweisen. Als Übergangszone wurde ein Bereich zwischen Alpenhauptkamm und 250 m südlich davon gewählt (siehe Abbildung 7.30). Dann wurde mittels „regularized spline with tension“ interpoliert (Hofierka et al., 2002). Schlussendlich wurde die Regressionsfunktion für beide Gebiete separat mit dem digitalen Höhenmodell ausgewertet und die Interpolation dazu addiert und mit den jeweiligen Masken multipliziert. Das fertige Ergebnis erhält man indem man dann die Gebiete addiert.



**Abbildung 7.30:** Digitales Höhenmodell mit Maske, helle Bereiche haben den Wert 1, dunkle den Wert 0, im grauen Übergangsbereich liegt der Wert zwischen 0 und 1.

Die Abbildungen 7.31, 7.32 und 7.33 zeigen den interpolierten mittleren Niederschlag der Periode 1981 - 2010 für das ganze Jahr, das Sommerhalbjahr und Winterhalbjahr. Man erkennt klar die Höhenabhängigkeit des Niederschlags und die feuchteren Gebiete nördlich des Alpenhauptkammes. Der Vergleich zwischen Interpolation und den jeweiligen Niederschlagssummen zeigt eine gute Übereinstimmung. Die Karte des Jahresniederschlags in Auer et al. (2002) zeigt große Ähnlichkeiten.

**Mittlerer Jahresniederschlag  
1981 – 2010  
Goldberggruppe**

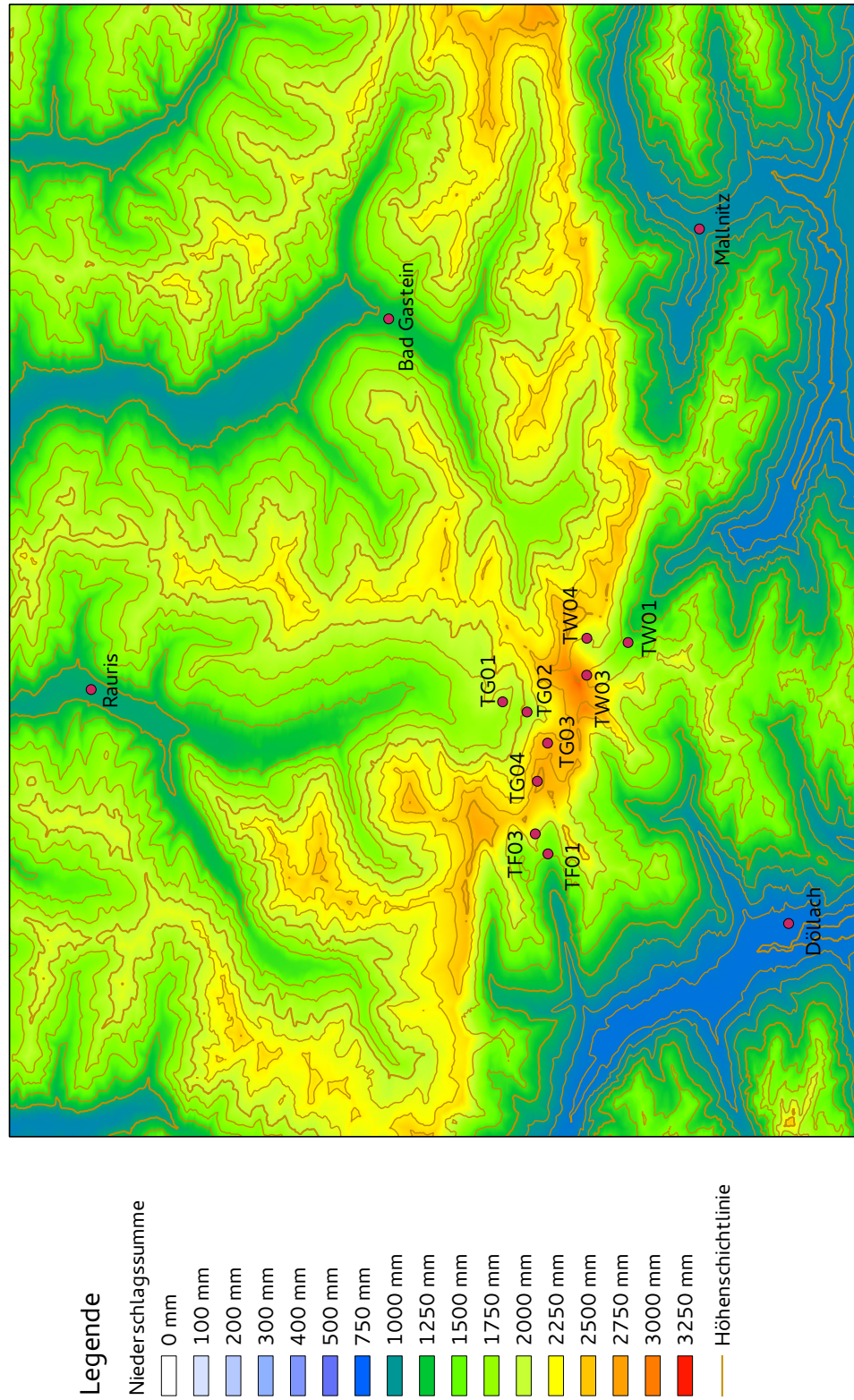
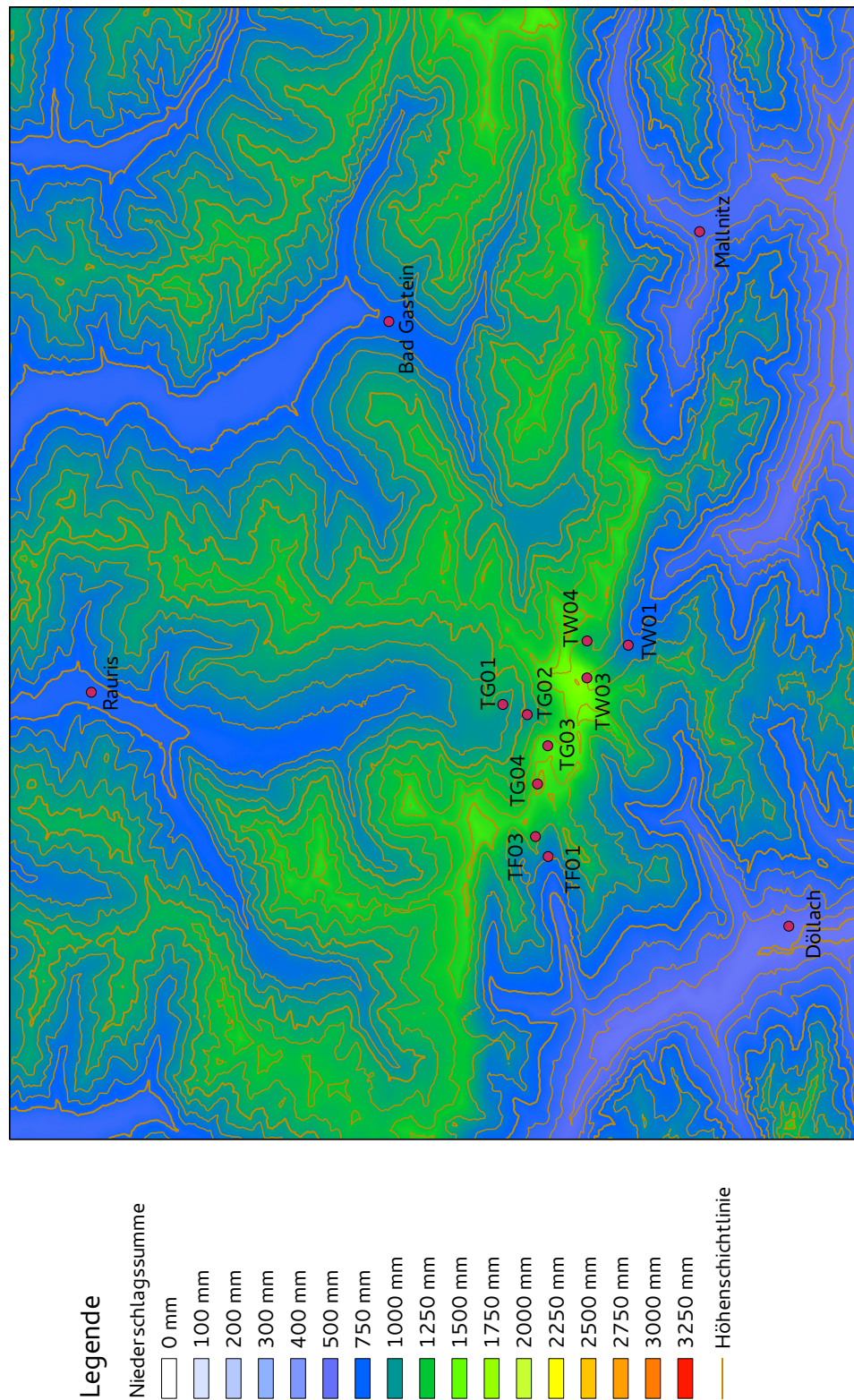


Abbildung 7.31: Jahresniederschlag Goldberggruppe

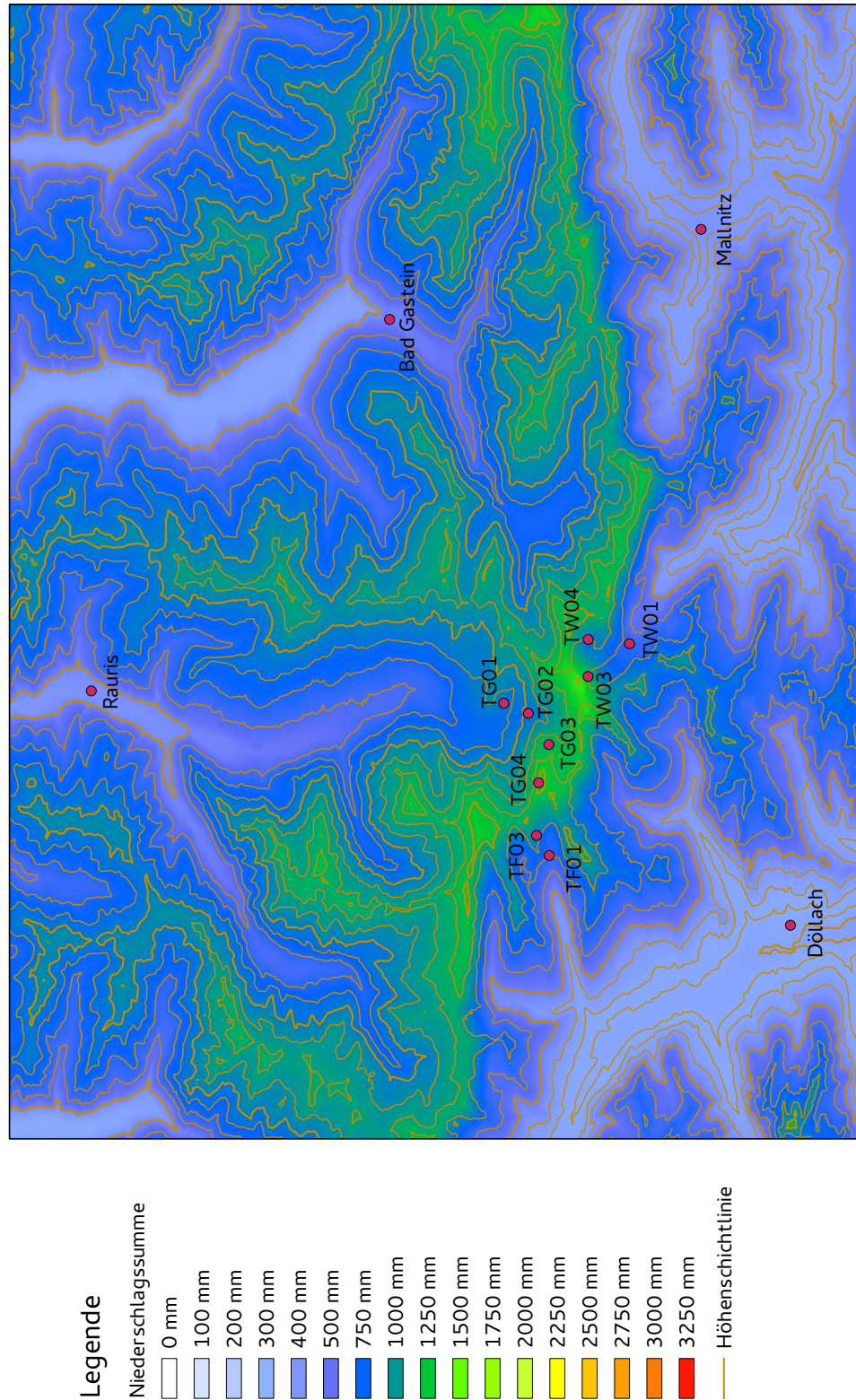


# Mittlerer Niederschlag März – September, 1981 – 2010 Goldberggruppe



**Abbildung 7.32:** Mittlerer Niederschlag im Sommerhalbjahr (März - September), 1981 - 2010, Goldberggruppe

**Mittlerer Niederschlag  
Oktober – Februar, 1981 – 2010  
Goldberggruppe**



**Abbildung 7.33:** Mittlerer Niederschlag im Winterhalbjahr (Oktober - Februar), 1981 - 2010, Goldberggruppe

## 8 Schlussfolgerungen

Die Entwicklung eines Modells zu Niederschlagsanalyse aus Schneebeobachtungen muss als gescheitert angesehen werden. Die produzierten Fehler waren einfach zu groß. Als nützliches Werkzeug hat sich die Analyse der Strömungslagen erwiesen. Auch die Berechnung der Vertikalgradienten des Niederschlags als Hilfe für die Interpolation ist eine erfolgsversprechende Methode.

Um die eingangs gestellten Fragen in Kürze zu beantworten:

- Wie sieht die zeitliche Verteilung des Niederschlags am Hohen Sonnblick aus, und hat sie sich geändert? Wenn ja, wie?

Wirklich signifikante Trends konnten nicht festgestellt werden. Eine Ausnahme bildet die Abnahme der Maximalen Schneehöhe. Es gibt auch einen ausgeprägten Jahresgang.

- Wie sieht die räumliche Verteilung des Niederschlags aus? Gibt es in einem relativ kleinen Gebiet wie der Goldberggruppe räumliche Strukturen des Niederschlags? Wenn ja welche, und warum?

Es gibt räumliche Strukturen. Zum Beispiel den Vertikalgradienten des Niederschlags und Luv- und Leeeffekte.

- Wie hängt der Niederschlag von der vorherrschenden Strömung ab?

Als die häufigste Ursache für Niederschlag müssen Fronten gewertet werden, und Strömungen aus Nordwest und Nord.

- Kann man die Schneehöhemessungen nutzen, um den Niederschlag zu rekonstruieren?

Nicht in dieser Form.



# Literaturverzeichnis

- [Auer 1993] AUER, I.: Ergebnisse der Niederschlagsmessungen am Sonnblick-Observatorium – ein Vergleich verschiedener Messmethoden. In: 88.-89. *Jahresbericht des Sonnblick-Vereines, 1990–1991* (1993), S. 49–53
- [Auer und Böhm 1998] AUER, I. ; BÖHM, R.: Schneepegel- und Totalisatorenmessungen im Sonnblickgebiet. In: 94.-95. *Jahresbericht des Sonnblick-Vereines, 1996–1997* (1998), S. 42–87
- [Auer et al. 2002] AUER, I. ; BÖHM, R. ; LEYMÜLLER, M. ; SCHÖNER, W. ; KAISER, A. ; SCHEIFINGER, H. ; LANGER, M. ; SCHNEIDER, S. ; HÄBERLI, C.: Das Klima des Sonnblicks – The Climate of Sonnblick. Klimaatlas und Klimatographie der GAW Station Sonnblick einschließlich der umgebenden Gebirgsregion. In: *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik* Heft 28 (2002)
- [Bamberg und Baur 2002] BAMBERG, G. ; BAUR, F.: *Statistik*. 12. Auflage. Oldenbourg, 2002. – ISBN 3-486-27218-7
- [Bauer et al. 2001] BAUER, S. ; GUTDEUTSCH, R. ; HANTEL, M. ; REUTER, H. ; RUCKER, H. ; SIEDLER, G. ; SPOHN, T. ; STEINACKER, R. ; ZENK, W. ; RAITH, W. (Hrsg.): *Lehrbuch der Experimentalphysik Erde und Planeten / Bergmann; Schäfer*. Bd. 7. 2. Auflage. de Gruyter, Berlin-New York, 2001
- [Baumgartner und Liebscher 1996] BAUMGARTNER, A. ; LIEBSCHER, H.-J.: *Lehrbuch der Hydrologie - Allgemeine Hydrologie, Quantitative Hydrologie*. Bd. Band 1. 2. Auflage. Gebrüder Bohntraeger, 1996
- [Binder 2007] BINDER, D.: *Bestimmung der Eisdicken dreier Gletscher auf Basis von GPR-Daten.*, Universität Wien, Diplomarbeit, 2007
- [Böhm et al. 2007] BÖHM, R. ; SCHÖNER, W. ; AUER, I. ; HYNEK, B. ; KROISLEITNER, C. ; WEYSS, G.: *Gletscher im Klimawandel - Vom Eis der Polargebiete zum Goldbergkees in den Hohen Tauern*. ZAMG-Morava, 2007
- [de Ferranti 2012] DE FERRANTI, J.: *Digital Elevation Data*. 2012. – URL <http://www.viewfinderpanoramas.org/dem3.html>
- [GRASS Development Team 2013] GRASS DEVELOPMENT TEAM: *Geographic Resources Analysis Support System (GRASS 6) Software*. Open Source Geospatial Foundation (Veranst.), 2013. – URL <http://grass.osgeo.org>

- [Hock 2003] HOCK, R.: Temperature index melt modelling in mountain areas. In: *Journal of Hydrology* 282 (2003), Nr. 1–4, S. 104–115
- [Hofierka et al. 2002] HOFIERKA, J. ; PARAJKA, J. ; MITASOVA, H. ; MITAS, L.: Multivariate Interpolation of Precipitation Using Regularized Spline with Tension. In: *Transactions in GIS* 6(2) (2002), S. 135–150
- [Hunter 2007] HUNTER, J. D.: Matplotlib: A 2D graphics environment. In: *Computing In Science & Engineering* 9 (2007), Nr. 3, S. 90–95
- [Jonas et al. 2009] JONAS, T. ; MARTY, C. ; MAGNUSSON, J.: Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. In: *Journal of Hydrology* 378 (2009), S. 161–167
- [Jones et al. 2001–2013] JONES, E. ; OLIPHANT, T. ; PETERSON, P. et al.: *SciPy: Open source scientific tools for Python*. 2001–2013. – URL <http://www.scipy.org/>
- [Koboltschnig 2007] KOBOLTSCHNIG, G.: *Mehrfachvalidierung hydrologischer Eis- und Schneeschmelzmodelle in hochalpinen, vergletscherten Einzugsgebieten*, Universität für Bodenkultur; Department Wasser – Atmosphäre – Umwelt; Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und Konstruktiven Wasserbau, Dissertation, März 2007
- [Kottek et al. 2006] KOTTEK, M. ; GRIESER, J. ; BECK, C. ; RUDOLF, B. ; RUBEL, F.: World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. In: *Meteorologische Zeitschrift* 15 (2006), Nr. 3, S. 259–263
- [Kraus 2001] KRAUS, H.: *Die Atmosphäre der Erde – Eine Einführung in die Meteorologie*. 2. Auflage. Springer, 2001. – ISBN 3-540-41844-X
- [Quantum GIS Development Team 2009] QUANTUM GIS DEVELOPMENT TEAM: *Quantum GIS Geographic Information System*. Open Source Geospatial Foundation (Veranst.), 2009. – URL <http://qgis.osgeo.org>
- [Schöner et al. 2009] SCHÖNER, W. ; AUER, I. ; BÖHM, R.: Long term trend of snow depth at Sonnblick (Austrian Alps) and its relation to climate change. In: *Hydrological Processes* 23 (2009), S. 1052–1063
- [Schöner et al. 2006] SCHÖNER, W. ; HYNEK, B. ; KROISLEITNER, C. ; KOBOLTSCHNIG, G. ; KROMP-KOLB, H.: Massenhaushalt 2005/2006 der Gletscher der Goldberggruppe / Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Kooperation mit Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau und Institut für Meteorologie, Universität für Bodenkultur. 2006. – Forschungsbericht
- [Schöner und Böhm 2007] SCHÖNER, W. ; BÖHM, R.: A statistical mass-balance model for reconstruction of LIA ice mass for glaciers in the European Alps. In: *Annals of Glaciology* 46 (2007), S. 161 – 169

- [Sevruk 1981] SEVRUK, B.: *Methodische Untersuchung des systematischen Messfehlers der Hellmann-Regenmesser im Sommerhalbjahr in der Schweiz*, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Dissertation, 1981
- [Singh und Singh 2001] SINGH, P. ; SINGH, V. P.: *Snow and Glacier Hydrology*. Kluwer Academic Publishers, 2001
- [Steinacker 1991] STEINACKER, R.: *Eine ostalpine Strömungslagenklassifikation*. 1991. – URL <http://www.univie.ac.at/IMG-Wien/weatherregime/STROEMUNGSLAGENKLASSIFIKATION.pdf> (2012)
- [USGS 2000] USGS: *Shuttle Radar Topography Mission, 3 Arc Second scene SRTM\_fB03\_n046e009 SRTM\_fB03\_n049e017, Unfilled Finished 2.0, 2006*. Global Land Cover Facility, University of Maryland. Februar 2000

# Danksagung

Ich möchte mich bei allen bedanken die mich bei der Erstellung dieser Arbeit unterstützt haben. Insbesondere möchte ich mich bei Prof. Steinacker, der die Schirmherrschaft der Arbeit übernommen hat, bedanken. Weiters möchte ich Wolfgang Schöner herzlich danken, von dem die Idee für diese Arbeit stammt und durch viele fruchtbare Diskussionen wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat und mir bei mehreren Gelegenheiten ermöglicht hat die Feldarbeit am Gletscher hautnah zu erleben und das Gebiet des Sonnblicks auch aus der Nähe zu kennenzulernen. Mein Dank gilt auch Bernhard Hynek, der wertvolle Hilfestellung geleistet hat und mir die Daten zur Verfügung gestellt hat. Außerdem möchte ich mich bei den zahlreichen Kolleginnen und Kollegen, Freunden und Familienmitgliedern bedanken, die mich einerseits durch Tipps und Hinweise in die richtige Richtung gelenkt haben und, mindestens genauso wichtig, mich motiviert haben diese Arbeit fortzusetzen und nicht aufzugeben. Ich danke Allen für die Geduld, die sie aufgebracht haben, es war ein langer Weg. Es war aber auch ein spannender Weg, den ich gerne gegangen bin und der mich viel Neues entdecken ließ.

Last but not least danke ich meiner Mutter für alles, es ist zu viel um es aufzuzählen.

# Lebenslauf

## Persönliche Daten:

Name:	David Leidinger
geboren:	13. August 1983 in Wien
Staatsbürgerschaft:	Österreich

## Ausbildung:

2001 - 2013:	Studium der Meteorologie, Universität Wien
1993 - 2001:	Realgymnasium GRG23, Wien
1989 - 1993:	Volksschule Wien

## Berufliche Erfahrung:

2011 - dato:	Technischer Mitarbeiter, Institut für Meteorologie, Universität für Bodenkultur, Wien
2009 - 2010:	Gletschermassenhaushaltsuntersuchungen auf Sonnblick und Pasterze, ZAMG
2008:	Tutor für Segelflugpraktikum, Universität Wien
2006 - 2008:	Zivildienst und Freiwilliger als Rettungssanitäter, Johanniter Unfallhilfe Wien
2006:	Radarmeteorologisches Praktikum, Flugplatz Krems-Gneixendorf

## Kenntnisse und Fertigkeiten:

Sprachen:	Deutsch (Muttersprache), Englisch (gut), Spanisch (mittel), Suaheli (Grundkenntnisse)
Programmieren:	Python (sehr gut), Fortran90 (gut), Matlab (gut), bash (gut), C, C++ (Grundkenntnisse)
GIS:	GRASS (gut), ArcGIS (gut)
Führerschein:	Klasse B (seit 2001)