Institut für Hydrologie

Der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.Br.

Jonas Zimmermann

Veränderung von Wasserfassungseinzugsgebieten in den Alpen infolge des Klimawandels

Diplomarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Leibundgut

Freiburg im Breisgau, Mai 2008

Institut für Hydrologie

Der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i.Br.

Veränderung von Wasserfassungseinzugsgebieten in den Alpen infolge des Klimawandels

Referent: Prof. Dr. Ch. Leibundgut

Koreferent: Dr. Ch. Külls

Diplomarbeit unter der Leitung von Prof. Dr. Leibundgut

Freiburg im Breisgau, Mai 2008

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen bedanken, die mich bei der Erstellung dieser Diplomarbeit unterstützt haben. Besonderer Dank gilt:

Meinem Betreuer Prof. Dr. Christian Leibundgut für die Bereitstellung dieses interessanten und aktuellen Themas, sowie für die Betreuung während der Bearbeitung des Themas.

Dr. Christoph Külls für die Übernahme des Koreferats.

Dr. Gabriele Dietze für die Analyse der Wasserproben nach den Spurenstoffen.

Dr. Jochen Wenninger für die Durchführung der Isotopenanalyse.

Dipl. Hyd. Axel Birkholz für die Betreuung der Ionenanalyse.

Hydroisotop GmbH für die Durchführung der Triitummessungen.

Dr. Roberto Dinale vom Hydrographischen Amt Bozen für freundliche die Bereitstellung von Datenmaterial für das Untersuchungsgebiet Vinschgau.

Ing. Martin Neuner vom Hydrographischen Dienst Tirol, für freundliche Bereitstellung von Datenmaterial für das Untersuchungsgebiet Tirol.

Meiner WG Nadine, Hubert, Lutz und Markus für hilfreiche Tipps.

Rike

Meinen Eltern, die durch ihre persönliche und finanzielle Unterstützung mein Studium und die Anfertigung dieser Arbeit überhaupt ermöglicht haben.

Inhaltsverzeichnis

INHALTSVERZEICHNIS ..... **I**

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN ..... **III**

VERZEICHNIS DER TABELLEN ..... **VII**

ZUSAMMENFASSUNG ..... **VIII**

EXTENDED ENGLISH SUMMARY ..... **X**

1 EINLEITUNG **1**

2 PROBLEMSTELLUNG UND ZIELSETZUNG **2**

3 STAND DER FORSCHUNG **4**

3.1 BEWÄSSERUNG 4
3.2 KLIMAWANDEL 5
3.3 SCHNEE UND EIS 6
3.4 GLETSCHERSCHWUNDSZENARIEN 11
3.5 KLIMA DER ALPEN 12
3.6 ZUR VERÄNDERUNGEN IN DER HYDROLOGIE DER ALPEN 14
3.7 ZUR GEOLOGIE DER ALPEN 17
3.8 FAZIT 18

4 DIE UNTERSUCHUNGSGEBIETE **20**

4.1 TIROL 20
4.1.1 Testgebiet *20*
4.1.2 Geologie, Hydrogeologie *22*
4.1.3 Vergletscherung *23*
4.2 VINSCHGAU 24
4.2.1 Plawenntal *24*
4.2.2 Planeiltal *25*
4.2.3 Matscher Tal *26*
4.2.4 Geologie, Hydrogeologie *26*
4.3 WALLIS 28
4.3.1 Geologie *28*
4.3.2 Vergletscherung *28*
4.4 FAZIT 29

5 THEORIE – REGIMEÜBERTRAGUNG NACH ASCHWANDEN UND WEINGARTNER **31**

5.1 FAZIT 34

6 EXPERIMENTELLER TEIL **35**

6.1 METHODIK 35
6.2 DATENERHEBUNG, PROBENAHME 35
6.3 GRUNDLAGEN 37
6.4 VINSCHGAU 42

6.4.1 Plawenntal ... *44*
6.4.2 Planeiltal ... *47*
6.4.3 Matscher Tal ... *51*
6.5 TIROL ... 55
6.5.1 Quellen der Gemeinde Stanz und Wildbadquelle ... *55*
6.5.2 Gassilbach und Mühlbach ... *59*
6.6 FAZIT ... 60

7 SCHLUSSFOLGERUNGEN ... 62

7.1 STRUKTURMODELLE VINSCHGAU ... 62
7.1.1 Plawenntal ... *62*
7.1.2 Planeiltal ... *66*
7.1.3 Matscher Tal ... *72*
7.2 STRUKTURMODELLE TIROL ... 79
7.2.1 Quellen der Gemeinde Stanz und Wildbadquelle ... *79*
7.2.2 Gassilbach und Mühlbach ... *81*
7.3 METHODIK ZUR BEURTEILUNG DER WASSERVERSORGUNGSSICHERHEIT ALPINER EINZUGSGEBIETE ... 83
7.4 FAZIT ... 84
7.5 VORSCHLAG FÜR EIN MESSPROGRAMM ... 85

8 AUSBLICK ... 87

9 LITERATURVERZEICHNIS ... 89

Verzeichnis der Abbildungen

Abbildung 3-1: Schematische Darstellung der Tagesganglinien von Schneeschmlezabflüssen (nach BAUMGARTNER, LIEBSCHER; 1996) 9

Abbildung 3-2: schematische Darstellung der Massenbilanz eines Gletschers 10

Abbildung 3-3: Flussdiagramm der Beziehung zwischen Gletscher und Klima 11

Abbildung 3-4: mittlere jährliche Niederschläge im Alpenraum 1971 bis 1990 (VEIT, 2002) 14

Abbildung 3-5: Tektonische Großgliederung der Alpen (VEIT, 2002) 17

Abbildung 3-6: geologischer Schnitt durch die Alpen (VEIT, 2002) 18

Abbildung 4-1: Lage der Untersuchungsgebiete in Tirol und Probenahmepunkte. 20

Abbildung 4-2: Quelleinzugsgebiet der Quellen Stanz (links) und Wildbadquelle oberhalb Grins (rechts) 21

Abbildung 4-3: Monatssummen des Niederschlags der Station Landeck vom Hydrographischen Dienst Tirol 21

Abbildung 4-4: schematisches geologisches Profil durch das Untersuchungsgebiet Tirol (nach Gwinner, 1971) 22

Abbildung 4-5: Lage der Untersuchungsgebiete im Vinschgau und Probenamhepunkte 24

Abbildung 4-6: Blick ins Plawenntal Dez. 2007 (links) und Aufschluss im Plawenntal Feb. 2008 (rechts) 25

Abbildung 4-7: Blick auf das Quellregion des Planeiltals Dez. 2007 (links) und Blick auf den mittleren Teil des Planeiltal Feb. 2008 (rechts) 25

Abbildung 4-8: Mittlerer Teil des Matscher Tales Dez. 2007 26

Abbildung 4-9: schematisches geologisches Profil durch das Testgebiet Wallis (NACH GWINNER, 1971) 28

Abbildung 4-10: Lage der Untersuchungsgebiete im Wallis und künftiger Gletscherrückgang .. 29

Abbildung 5-1: Entwicklung der Abflussregime im Plawenntal (aus Diplomarbeit NIKOL, 2007) 33

Abbildung 5-2: Entwicklung der Abflussregime im Planeiltal und im Matscher Tal (aus Diplomarbeit Nadja Nikol, 2007) 34

Abbildung 6-1: Temperaturverlauf im Dezember 2007 der Station Marienberg im oberen Vinschgau. (HYDROGRAPHISCHES AMT BOZEN) 36

Abbildung 6-2: mittlere Delta - 18O Werte des Niederschlags der Station Grimsel (CH) - Periode 1993 bis 2003. (Bundesamt für Umwelt – BAFU, Schweizerische Eidgenossenschaft) 40

Abbildung 6-3: Tritiumwerte im Niederschlag der Station Garmisch aus der Periode 1978 – 2001. 41

Abbildung 6-4: Kationen vs. gesamter gelöster Ionengehalt (TDI = total dissolved Ions) für die Täler im Vinschgau. Pfeile zeigen die Entwicklung von Quellnähe in Richtung Mündung.. 42

Abbildung 6-5: Anionen vs. Gesamter gelöster Ionengehalt (TDI = total dissolved Ions) für die Täler im Vinschgau. 43

Abbildung 6-6: Die Profile der elektrischen Leitfähigkeit und der Wassertemperatur von Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts) für das Plawenntal. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008. 44

Abbildung 6-7: Delta – 18 O Profile von Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts) für das Plawenntal. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008. 45

Abbildung 6-8: Profile der Konzentrationen von Arsen (AS), Strontium (Sr) und Uran (U) im Plawenntal von der Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts). Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008. 46

Abbildung 6-9: Die Profile der elektrischen Leitfähigkeit und der Wassertemperatur von Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts) für das Planeiltal. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008. 48

Abbildung 6-10: Delta – 18O Profile im Planeiltal von der Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts). Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008. 49

Abbildung 6-11: Strontiumprofile im Planeiltal von Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts). Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008. 50

Abbildung 6-12: Lithiumprofile im Planeiltal von Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts). Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008. 51

Abbildung 6-13: Die Profile der elektrischen Leitfähigkeit und der Wassertemperatur von Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts) für das Matscher Tal. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008. 52

Abbildung 6-14: Delta – 18O Profile von Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts) für das Matscher Tal. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008. 53

Abbildung 6-15: Strontiumprofile von der Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts). Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008. 54

Abbildung 6-16: Werte der elektrischen Leitfähigkeit und der Wassertemperatur für die Quellen in Stanz und Wildbadquelle. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008. 55

Abbildung 6-17: Delta – 18O Werte der Quellen Stanz und der Wildbadquelle. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008. 57

Abbildung 6-18: Werte von Strontium (Sr) und Lithium (Li) der Quellen der Gemeinde Stanz und der Wildbadquelle in halblogarithmischer Darstellung. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008. 58

Abbildung 6-19: Gemessene tritiumwerte der Quellen Stanz im Dezember 2007 59

Abbildung 6-20: Delta – 18O Werte im Gassilbach und im Mühlbach. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008. 60

Abbildung 7-1: Schematischer Querschnitt des Quellgebiets und weiterer Verlauf mit Einbindung der Wasserfassungen. 62

Abbildung 7-2: Schematischer Querschnitt auf der Höhe der Talebene oberhalb des Dorfes Plawenn. 63

Abbildung 7-3: Strukturmodell für das Plawenntal. Die rote Umrandung kennzeichnet die durch den Klimawandel gefährdeten Speicher. 65

Abbildung 7-4: Schematischer Querschnitt der Quellregion 1 mit Einfluss des Planeilferners. . 66

Abbildung 7-5: Schematischer Querschnitt durch die Quellregion 2 ohne Gletschereinfluss 67

Abbildung 7-6: Schematischer Querschnitt des mittleren Talbereichs im Planeiltal. 68

Abbildung 7-7: Schematischer Querschnitt durch den untersten Talabschnitt im Planeiltal. 69

Abbildung 7-8: Strukturmodell für die Quellregionen im Planeiltal. Die rote Umrandung kennzeichnet gefährdete Speicher. 70

Abbildung 7-9: Strukturmodell des mittleren und untersten Talabschnitts im Planeiltal. Die rote Umrandung kennzeichnet gefährdete Speicher. 71

Abbildung 7-10: Schematischer Querschnitt der Quellregionen oberhalb „Bei der Klamm“ 72

Abbildung 7-11: Schematischer Querschnitt unterhalb „Bei der Klamm“. 73

Abbildung 7-12: Schematischer Querschnitt durch den untersten Talabschnitt oberhalb des Glieshofs. 74

Abbildung 7-13: Schematischer Querschnitt beim Zufluss des Upibaches 75

Abbildung 7-14: Strukturmodell für die Quellregionen im Matscher Tal. Die rote Umrandung kennzeichnet gefährdete Speicher. 76

Abbildung 7-15: Strukturmodell der seitlichen Zuflüsse unterhalb „Bei der Klamm“. Die rote Umrandung kennzeichnet gefährdete Speicher. 77

Abbildung 7-16: Strukturmodell der Zuflüsse oberhalb des Glieshofs, sowie des Upibachs. Die Rote Umrandung kennzeichnet gefährdete Speicher. 78

Abbildung 7-17: Schematischer Querschnitt durch die Quellgebiete oberhalb Stanz, sowie der Wildbadquelle..... 79

Abbildung 7-18: Strukturmodell der Quellen Stanz und der Wildbadquelle. Die rote Umrandung kennzeichnet durch den Klimawandel gefährdete Speicher. 80

Abbildung 7-19: Schematischer Schnitt durch Quellgebiet des Mühlbachs und Verlauf des Gassilbaches..... 81

Abbildung 7-20: Strukturmodell für Gassilbach und Mühlbach. Die rote Umrandung kennzeichnet gefährdete Speicher..... 82

Abbildung 7-21: Methodik zur Beurteilung der Wasserversorgungssicherheit alpiner Einzugsgebiete..... 83

Verzeichnis der Tabellen

Tabelle 1: Schneegrenzanstiegsszenarien (nach MAISCH ET AL., 2000) 12

Tabelle 2: Abhängigkeit der Regimetypen von mittlerer Höhe und Vergletscherung 32

Tabelle 3: Rezente Regimetypen in Tirol nach der Regimeübertragung von Aschwanden und Weingartner in Tirol 32

Tabelle 4: Rezente Regimetypen in Tirol nach der Regimeübertragung von Aschwanden und Weingartner im Vinschgau 32

Zusammenfassung

Diese Arbeit beschäftigt sich mit der Gefährdung der Wasserversorgungssicherheit alpiner gefasster Einzugsgebiete infolge des Klimawandels und der Erarbeitung einer Methodik zur Beurteilung der Wasserversorgungssicherheit.

Die Untersuchungsgebiete liegen in inneralpinen Trockenregionen im Wallis (CH), im Vinschgau (I) und in Tirol (A). In diesen Regionen sind historische Bewässerungssysteme teilweise noch heute im Einsatz bzw. wurden im Laufe der Zeit durch moderne Anlagen ersetzt. Durch die Auswirkungen des Klimawandels und die Intensivierung wirtschaftlicher Aktivitäten geraten die Wasserressourcen zunehmend unter Druck.

Die Bearbeitung der Region Wallis beschränkt sich auf die Darstellung des Gletscherrückgangs, da vorliegende digitale Daten einen ausreichend exemplarischen Einblick geben. Im Vinschgau wurden zwei Stichtagsbeprobungen, im Dezember 2007 und im Februar 2008, entlang der Bachläufe durchgeführt. Im gleichen Zeitraum wurden in Tirol Quellen und zwei Oberflächengewässer beprobt.

Mit dem Ziel eine Methodik zur Beurteilung der Wasserversorgungssicherheit alpiner Einzugsgebiete zu erarbeiten, fand zunächst eine Analyse der Gebiete hinsichtlich ihrer Geologie und Hydrogeologie statt. Mit Hilfe der Literaturrecherche wurden Informationen zu Veränderungen der Schnee- und Eisverhältnisse in den untersuchten alpinen Regionen gesammelt, da diese den Abfluss alpiner Gebiete maßgeblich steuern. Die Regimeübertragung nach Aschwanden und Weingartner (1985) ist eine hilfreiche Methode Abflussregime für ungemessene alpine Einzugsgebiete zu erstellen. Zukünftige Regime können über die Veränderung des Parameters der mittleren Einzugsgebietshöhe erstellt werden (Nikol, 2007).

Um gebietsspezifische Daten zu erlangen, wurde an zwei Stichtagsbeprobungen ein umfangreiches tracerhydrologisches Messprogramm durchgeführt. Im Vinschgau und in Tirol konnten durch die Aufnahme von Profilen entlang der Bachläufe und den Messungen an den Quellen unterschiedliche Wasserherkunftsräume bestimmt werden. Außerdem wurden Informationen über die Eigenschaften der beteiligten Speicherräume gewonnen. Der nächste Schritt beinhaltete die Erstellung räumlich differenzierter Strukturmodelle für alle Untersuchungsgebiete, die die beteiligten Speicher zu einander in Beziehung setzen.

Unter Berücksichtigung der Veränderungen der Schnee- und Eisverhältnisse, wurden durch den Klimawandel gefährdete Speicher ausgewiesen. Die Beurteilung der Gefährdung der Einzugsgebiete hinsichtlich der Wasserversorgungssicherheit erfolgte durch die Gesamtbetrachtung der Speicher und deren Gefährdung, sowie der Veränderung des Abflussgeschehens anhand der modifizierten Regimeübertragung nach Aschwanden und Weingartner.

Das Messprogramm beinhaltete unter anderem die direkte Messung der Wassertemperatur und der elektrischen Leitfähigkeit in den Bächen und Quellen. Zusätzlich wurden an jedem Messpunkt Wasserproben entnommen und auf die Hauptbestandteile, die Spurenstoffe sowie die stabilen Isotope Sauerstoff – 18 und Deuterium untersucht. Die Quellen der Wasserversorgung Stanz wurden im Dezember zusätzlich auf Tritium untersucht.

Die Ergebnisse der experimentellen Arbeit lieferten eine wichtige Grundlage um die Einzugsgebiete räumlich differenziert zu betrachten. Mit Hilfe von tracerhydrologischen Messungen war es möglich neben dem gesamten Einzugsgebiet auch spezielle Teilräume und deren Eigenschaften zu untersuchen. Die Beprobung mittels Stichtagsbeprobung lieferte nur qualitative Informationen. Um quantitative Aussagen zu formulieren sind weitere Messkampagnen erforderlich. Der erstellte Vorschlag für ein weiteres Messprogramm in den Gebieten sieht es daher vor, kontinuierliche Messungen am Gebietsauslass und an den Quellen durchzuführen. Der Input kann durch Niederschlagsmessungen und Beprobungen des Niederschlags im Einzugsgebiet bestimmt werden.

Gletscherrückgang, Schneegrenzanstieg, Abflussregime, Abflussbildung, natürliche Tracer, Wiesenbewässerung

Extended English Summary

The Task of this thesis was to investigate the threat of safeness of water supply in alpine Catchments due to climate change as well as to develop a methodology to assess the safeness of water supply.

The study areas are situated in inneralpine dry regions in Wallis (Swizerland), Vinschgau (Italy) and Tyrol (Austria). In these Regions historical irrigation systems still are partially in use and were changed into modern sprinkling systems respectively. Due to impacts on climate change and the increase of economic and touristic activities the water resources are becoming a critical issue.

Within this work the region Wallis was solely examined concerning glacier decrease, since available digital data already provide exemplary insights. In Vinschgau sampling along the streams was carried out at two days in December 2007 and February 2008. In the same period springs and streams were sampled in Tirol.

Initially an analysis of the areas regarding geology and hydrogeology took place, in order to set up a methodology to assess the safeness of water supply. Since the runoff of alpine catchments is significantly controlled by snow- and ice coverage, information about changes of these parameters were collected conducting literature research. According to Aschwanden and Weingartner (1985) runoff regimes can be generated for unmeasured catchments. To create future regimes the parameter of the average altitude of catchments has to be adapted (Nikol, 2007).

To gain specific data of the relevant regions, on two test days extensive campaigns of tarcerhydrological measurements were carried out. In Vinschgau and Tyrol different areas of water origin could be identified by recording profiles along the streams and measuring springs. Besides, information about relevant reservoirs could be extracted. Furthermore flow charts were developed to correlate these reservoirs.

Considering the variation in snow- and ice coverage due to climatic change, endangered reservoirs were defined. The assessment of safeness of water supply resulted from the totality of reservoirs and there endangerment as well as the changing in runoff behavior on the basis of Aschwanden and Weingartner.

The water temperature as well as the electric conductivity was measured directly in the streams and springs. Additional sampling and analysis of main ions, trace elements and stable isotopes oxygen – 18 and deuterium were carried out. Furthermore the springs in Tyrol were analysed on tritium.

The results of the conducted experimental work yielded important basics for the spacial differentiation of the catchments. Tracerhydrological measurements opened up the possibility to investigate not only the entire catchments but also subspaces and their properties. Sampling on test days only offered qualitative information. The formulation of quantitative conclusions demands further measurements. The proposal of future measurement campaigns hence provides continious measurements at the catchment outlet and springs. The input can be determined by measuring and sampling precipitation in the catchments.

Glacier decrease, increasing snowline elevation level, runoff rgime, runoff generation, natural tracer, meadow irrigation

1 Einleitung

Der Klimawandel ist ein weitreichendes globales Phänomen. Dessen Folgen können je nach der betrachteten Region auf unterschiedliche Weise auf den Wasserhaushalt auswirken (KLIWA, 2007). Der Wasserhaushalt der Alpen bildet ein interessantes Untersuchungsobjekt. Die Alpen sind seit jeher und in neuerer Zeit mehr und mehr vom Menschen erschlossen, genutzt und beansprucht worden. Zudem sind sie von einer Vielfältigkeit an Landschaftsformen und von unberührter Natur gekennzeichnet.

Die Auswirkungen des aktuellen Klimawandels vollziehen sich in den Alpen auf diverse Art und Weise. Ein Gletscher beispielsweise reagiert erst im Laufe von Jahrzehnten auf Klimaschwankungen. Während bereist in kürzerer Zeit der Übergang von festem in flüssigen Niederschlag zu enormen Veränderungen im Wasserhaushalt führen kann. Das bedingt eine räumlich und zeitlich stark variierende Entwicklung der Folgen des Klimawandels. (JONG, 2005)

Die Wasserressourcen der Alpen geraten durch zunehmende Intensivierung von touristischen und wirtschaftlichen Aktivität zusätzlich unter Druck. Bereits heute wird in inneralpinen Trockentälern Wasser zur Bewässerung benötigt um die landwirtschaftliche Nutzung dieser Regionen zu ermöglichen. Auch eine sichere Trinkwasserversorgung ist an die Wasserspeicherung gebunden und von deren Speisung abhängig.

Die Wasserressourcen bilden also eine zentrale Grundlage vieler Lebensbereiche im Alpenraum und sind deshalb mit besonderem Interesse zu betrachten. Nachhaltigkeit und Effektivität sollten bei der Wassernutzung im Vordergrund stehen um sowohl den Ansprüchen der Nutzer gerecht zu werden als auch den natürlichen Charakter dieser bedrohten Gebirgsregion zu erhalten.

„Der alte Gletscher,

er grüßt – oh! –

die Sonne.“

Takaha, Shugyô (GUZZONI, YONEDA, 2006)

2 Problemstellung und Zielsetzung

Inneralpine Räume, wie das obere Inntal (A), der Vinschgau (I) und das Wallis (CH), werden teilweise von extremer Trockenheit heimgesucht. Die Landwirtschaft ist in solchen Trockenräumen auf Bewässerung angewiesen. Über Ableitungssysteme wird seit jeher Wasser aus Gebirgsbächen gefasst, abgeleitet und im Tal zur Bewässerung verwendet. Auch moderne Beregnungsanlagen sind an die gleichen Herkunftsräume des Wassers gebunden. Neben der Bewässerung spielt vor allem Quellwasser für die Trinkwasserversorgung von Kommunen in diesen Gebieten eine große Rolle.

Die Gletscher bilden einen wesentlichen Teil der Wasserressourcen, die während der Sommermonate trotz Trockenheit Wasser spenden. Zahlreiche Studien zeigen bei anhaltender Erwärmung für große Teile der Vergletscherungen in den Alpen einen starken Rückgang. Das Wasserreservoir der Alpen wird durch den aktuellen Klimawandel zunehmend ausgeschöpft. Zukünftig sind in den Wasserfassungseinzugsgebieten Änderungen in den Abflussregimen und Speichereigenschaften zu erwarten.

Diese Arbeit beschäftigt sich mit den Veränderungen der hydrologischen Situation und der damit verbundenen Gefährdung der Wasserversorgungssicherheit in den Untersuchungsgebieten im oberen Inntal in Tirol (A), im oberen Etschtal im Vinschgau (I) und im Tal der Rhône im Wallis (CH). Das beinhaltet Fragen nach der Herkunft der Wässer und nach den Eigenschaften der speisenden Speicher, aus denen die Wässer zu den Wasserfassungen gelangen.

Ziel dieser Arbeit ist es eine Methodik zur Beurteilung der Wasserversorgungssicherheit alpiner Einzugsgebiete zu erarbeiten. Dazu sollten:

- ➔ durch Vertiefung der experimentellen Arbeit in den Einzugsgebieten eine Verdichtung der Datenlage erreicht werden, um genauere Aussagen über den derzeitigen hydrologischen Zustand formulieren zu können.
- ➔ Anhand der Datengrundlage Strukturmodelle für die einzelnen Untersuchungsgebiete erstellt werden.
- ➔ Anhand von Gletscherschwundszenarien, sowie den Schneegrenzanstiegsszenarien gefährdete Herkunftsräume ausgewiesen werden.
- ➔ Brauchbare Tracer für die einzelnen Untersuchungsgebiete durch die Beprobung nach Spurenstoffen gefunden werden um weitere Untersuchungen in den Gebieten voranzutreiben.

- ➔ Eine Methodik formuliert werden um die Wasserversorgungssicherheit alpiner Einzugsgebiete zu beurteilen.

3 Stand der Forschung

3.1 Bewässerung

Die Wiesenbewässerung, eine traditionelle Form der Gründlandbewirtschaftung, hat eine lange Geschichte und war in ganz Mitteleuropa weit verbreitet. Sie diente vor allem der landwirtschaftlichen Produktionssteigerung. Auch wenn die Wiesenbewässerung häufig die Grundlage für Gesellschaft und Wirtschaft des ländlichen Raumes darstellte, wird sie heute dagegen bis auf wenige Ausnahmen nicht mehr betrieben. (LEIBUNDGUT, 1993, 2003)

Die Wiesenbewässerung kann in vier Grundtypen unterteilt werden: der Flachlandtyp, der Mittelgebirgstyp, der Alpenvorlandtyp und der Alpine Typ. (LEIBUNDGUT, 1993) Die in den Untersuchungsgebieten vorkommenden Bewässerungssysteme gehören dem Alpinen Typ an. Die Besonderheit dieser Systeme liegt darin, dass ein Zubringer Kanal das Wasser aus hochgelegenen Regionen in die bedürftigen Täler und Hänge leitet. Diese Zubringer Kanäle werden je nach Region als „Waal“ (Südtirol), „Leiten“ (Tirol), „Suon“ oder „Biss“ (Wallis) bezeichnet. Die Bewässerung beginnt in den Frühlingsmonaten und wird mehrmals während der Sommermonate, je nach Witterungsbedingungen, durchgeführt. Diese Bewässerungssysteme, sowie deren Nutzungsrechte, haben sich über eine lange Zeit hinweg entwickelt, so dass sie heute als nachhaltige Bewässerungssysteme angesehen werden können (LEIBUNDGUT, 2003).

Neben der Versorgung von landwirtschaftlichen Kulturen mit Wasser, wurde mit der Bewässerung auch eine Verbesserung der Bodenqualität und –struktur durch das Ausbringen und die Sedimentation von mitgeführten Schwebstoffen erreicht. Weitere Vorteile ergaben sich durch die Regulation der Bodentemperatur, und der Beschleunigung der Schneeschmelze, was eine Verlängerung der Vegetationszeit beinhaltete und zur Erzielung einer zusätzlichen Frühjahrsernte führte. (LEIBUNDGUT, 2003)

Im Laufe der Zeit traten moderne Beregnungsanlagen an die Stelle der traditionellen Bewässerungsformen. Im Obstbau im Vinschgau beispielweise sind Anlagen auf hohen Standrohren verbreitet, wodurch eine Simulation von Regen erreicht wird. (ACHTNICH, 1980) Traditionelle Bewässerungssysteme, wie sie im Wallis und in Tirol teilweise noch vorhanden sind, stehen heute unter Schutz und werden sogar wieder aufgebaut. Betriebene traditionelle Bewässerungssysteme erhalten ein Stück des alpinen kulturellen Landschaftsbildes. (LEIBUNDGUT, 2003)

Die Herkunft des Bewässerungswassers hat sich dagegen nicht verändert. Es werden nach wie vor Oberflächengewässer gefasst und an die Bedarfsflächen in den Tälern abgeleitet. Die

Gletscher der Alpen, die während der Vegetationsperiode Wasser spenden, sind wegen des Klimawandels bedroht und damit auch die Speisung der Bewässerungssysteme. Dies betrifft traditionelle Bewässerungssysteme, wie moderne Beregnungsanlagen gleichermaßen.

3.2 Klimawandel

Der Begriff Klimawandel steht zum einen für die natürliche Veränderung des Klimas im Laufe der Erdgeschichte, sowie für die anthropogene Beeinflussung der derzeit stattfindenden globalen Erwärmung. Direkte Beobachtungen neuester Klimaänderungen zeigen, nach dem aktuellen Bericht des IPCC - 2007, dass die Erwärmung des Klimas eindeutig ist. Als Hauptursache für die Klimaänderung ist der Treibhauseffekt zu sehen, welcher sehr wahrscheinlich (95%) durch menschlichen Einfluss verstärkt wird. Dabei wird auf die verstärkte anthropogene Emission von Treibhausgasen der letzten 100 Jahre wie z.B. CO_2 verwiesen.

Die außergewöhnliche Erwärmung des Klimas wird dadurch bekräftig, dass die elf Jahre der Periode von 1995 bis 2006 zu den zwölf wärmsten Jahren seit der instrumentellen Messung der Oberflächentemperatur auf der Erde gehören. Der 100jährige lineare Trend der Periode 1906 bis 2005 mit einer Erwärmung von 0,74 °C fällt daher höher aus als der entsprechende Trend der Periode von 1901 bis 2000, mit einer Erwärmung von 0,6 °C. (IPCC – REPORT, 2007)

Ergebnisse von Klimamodellen liefern einen „Blick“ in die Zukunft und zeigen zum Teil eine noch stärkere Temperaturzunahme für das 21. Jahrhundert. Im IPCC Report 2007 werden zukünftige Klimaänderungen prognostiziert. Die Bandbreite der Ergebnisse ist dabei relativ groß, da jeweils sehr unterschiedliche Emissions- Szenarien angenommen werden. Es zeichnet sich jedoch für alle Ergebnisse global ein positiver Trend für das 21. Jahrhundert ab.

Es sei an dieser Stelle angemerkt, dass das Klima ein komplexes, globales Wirkungsgefüge darstellt, welches in seiner Gesamtheit mit Hilfe von Computermodellen nicht realistisch abgebildet werden kann. Trotzdem stellen die Ergebnisse von Klimaszenarien eine wissenschaftliche Grundlage zur Beurteilung der zukünftigen klimatischen Verhältnisse und deren Auswirkungen auf die Umwelt dar. (BRIDGMAN AND OLIVER, 2006)

Das Klima im Alpenraum wird in einem komplexen Wirkungsgefüge von globalen, hemisphärischen und kontinentalen Einflüssen mitbestimmt (WANNER, 2000). Klimaänderungen in der regionalen Skala lassen sich jedoch mit globalen Klimamodellen (GCM – general circulation modells) nicht detailliert genug beschreiben. Globale Modelle müssen dazu mit regionalen Klimamodellen (RCM – regional circulation modells) und regionalen bzw. lokalen GIS – Simulationen verknüpft werden. (HÄBERLI, 2003)

Die Auswirkungen der globalen Erwärmung sind im Flachland und im Gebirge unterschiedlich. In Gebirgen fällt eine generelle Temperaturerhöhung in verschiedenen Höhenzonen unterschiedlich stark aus. Es kommt zu einer stärkeren Temperaturerhöhung in tiefer gelegenen Bereichen bis zu 1500 m, während hochalpine Gebiete über 2500 m deutlich schwächer, aber immer noch spürbar, betroffen sind. (JONG, 2005)

Eine elementare hydrologische Auswirkung des Klimawandels in alpinen Einzugsgebieten, besteht in der Veränderung der Zwischenspeicherung des Niederschlags in Form von Schnee und Eis. Auf Grund der globalen Erwärmung ziehen sich Schneegrenzen und Gletscher in höhere Lagen zurück.

Dadurch werden große Änderungen in den hydrologischen Regimen von den Flüssen erwartet, die Schnee- und Eisschmelze als signifikante Anteile des Abflusses beinhalten (JONG, 2005). In derzeit relativ stark vergletscherten Einzugsgebieten wird zunächst eine Zunahme der sommerlichen Abflüsse prognostiziert, bedingt durch geringere Neuschneemengen in den Gletscherregionen und erhöhter Schmelzraten auf Grund höherer Lufttemperaturen im Hochsommer. Bei einem endgültigen Verschwinden der Vergletscherung werden die sommerlichen Abflüsse stark reduziert, was eventuell zu empfindlichen Engpässen in der Wasserversorgung der betroffenen Gebiete führen kann. (ESCHER – VETTER, WEBER, BRAUN, 1998)

3.3 Schnee und Eis

Schnee und Gletscher stehen in einem generierenden Kontext. Die Ausbildung eines Gletschers vollzieht sich über die Metamorphose von Schnee über Firn zu Eis. Die Ausbildung einer dauerhaften, ganzjährigen Schneedecke ist daher Grundvorrausetzung für die Entstehung eines Gletschers. Bis zu 80 Prozent des Niederschlags im Alpenraum fällt ab einer Höhe von 2000 m als Schnee (SPREAFICO, WEINGARTNER, 2005)

Schnee

Die Schneedecke kann als poröser Wasserspeicher angesehen werden, in welchem die Aggregate in festem, gasförmigem und flüssigem Zustand vorkommen. So bestehet eine Schneedecke aus festen Eiskristallen, Luft und flüssigem Wasser, wobei sich das Vorhandensein von flüssigem Wasser auf temperierte Schneedecken (d.h. Temperatur = 0 °C) beschränkt.

Die Zwischenspeicherung des festen Niederschlags bestimmen die Dauer, das erste Erscheinen und der maximale Speicherinhalt einer Schneedecke.

Die hydrologisch interessanten Faktoren einer Schneedecke sind die in der Schneedecke gespeicherte Wassermenge und die Wasserabgabe während der Schneeschmelze.

Die Wasserspeicherung innerhalb einer Schneedecke wird in Abhängigkeit von der Dichte des Wassers und des Schnees und der Schneehöhe durch das Wasseräquivalent ausgedrückt (Gl. 1).

$$WÄ = h_S * \frac{\rho_S}{\rho_W} \qquad \text{(Gl. 1)}$$

WÄ = Wasseräquivalent [mm]

h_S = Schneehöhe [mm]

ρ_S = Dichte des Schnees [g cm^{-3}]

ρ_W = Dichte des Wassers [g cm^{-3}]

Die Ausbildung einer saisonalen Schneedecke wirkt sich auf den Wasserhaushalt eines Einzugsgebietes aus. In alpinen Einzugsgebieten werden dadurch regelmäßig große Wassermengen natürlich gespeichert und gelangen zeitlich versetzt zum Abfluss.

Die Wasserabgabe aus einer Schneedecke ist davon abhängig ob und wie viel Energie Ihr zugeführt wird. Dies kann durch solare Strahlung, langwellige Strahlung oder der Zufuhr von advektiver Wärme durch den Regen geschehen. Eine positive Energiebilanz der Schneedecke führt zur Schneeschmelze. Die Wasserabgabe aus der Schneedecke erfolgt jedoch erst dann, wenn der maximale freie Wassergehalt innerhalb der Schneedecke erreicht ist.

Energiebilanz einer Schneedecke:

$$Q_{Schmelze} = R_n + H + \imath E + Q_{\mathrm{Re}\,gen} + B + \frac{\Delta W}{\Delta t} \qquad \text{(Gl. 2)}$$

$Q_{Schmelz}$ Wärmestrom, der für den Schmelzprozess verfügbar ist [$W\ m^{-2}$]

R_n Nettostrahlung

H turbulenter Strom fühlbarer Wärme an der Schnee – Luft – Grenze

$\imath E$ turbulenter Strom latenter Wärme an der Schnee – Luft – Grenze

Q_{Regen} advektiver Wärmefluss, überwiegend Regen – Wärmefluss

B Bodenwärmestrom

ΔW/Δt Änderung der in der Schneedecke gespeicherten Energie pro Fläche

In Gleichung 2 werden die Nettostrahlung, die Lufttemperatur, der Wind, der Dampfdruck und der Niederschlag berücksichtigt. Eine Schneedecke reagiert demnach relativ schnell auf atmosphärische Einflüsse.

Um die Wasserabgabe aus einer Schneedecke genauer zu beschreiben, bedient man sich unterschiedlicher Schneeschmelzmodelle. Unterschiedliche Modelle und deren Genauigkeiten werden z.B. in (BRAUN, 1985) beschrieben.

Den wichtigsten Schneeschmelzmodellen liegt als Basis das Gradtagverfahren (Gl. 3) zu Grunde, welches sich ausschließlich auf die Temperatur stützt, wenn kein gleichzeitiger Niederschlag erfolgt. Vorraussetzung für die Anwendung des Gradtagverfahrens ist, dass eine temperierte Schneedecke vorliegt. Ausschlaggebend für die Wasserabgabe sind dabei die positiven Tagesgrade, so dass die Lufttemperatur zur integralen Größe der thermodynamischen Prozesse in und auf der Schneedecke wird. Es ist in der Praxis leicht anzuwenden und erfordert relativ geringe Datenmengen, da die Lufttemperatur die einzige Eingangsgröße ist. In schwer zugänglichem alpinem Gelände kann dies von enormem Vorteil sein.

Gradtagverfahren:

$$H = a_H * (T_a - T_S) \qquad \text{(Gl. 3)}$$

H turbulenter Strom fühlbarer Wärme [$kW\ m^{-1}$]

a_H Wärmeübergangszahl [$10\ W\ m^{-2}\ K^{-1}$]

T_a Temperatur der Luft [°*C*]

T_S Temperatur der Schneedecke [°*C*]

Anders als im flachen Gelände ist die Variabilität der Schneemächtigkeit, besonders in Gebirgsregionen wie den Alpen, sehr groß. Dies ist durch die Winddrift, Vegetation, Exposition sowie das Relief bedingt. Die Verlagerung von Schnee durch den Wind führt zusätzlich zu einer Erhöhung der Schneedichte und somit zur Erhöhung des Wasseräquivalents der Schneedecke. Der in Mulden abgelagerte, dichte Triebschnee kann vor allem in schattigen Lagen bis weit in den Sommer bestehen bleiben. Ähnlich verhält es sich mit Lawinenschnee, der sich stark verdichtet, auch in tieferen Höhenlagen noch lange halten kann.

In Abbildung 3-1 ist der der schematische Verlauf von Schneeschmelzabflüssen in alpinen Gebieten dargestellt. Die Amplitude der ausgeprägten Tagesgänge nimmt während der Schneeschmlezperiode zu und verringert sich gegen Ende des Schmelzereignisses wieder.

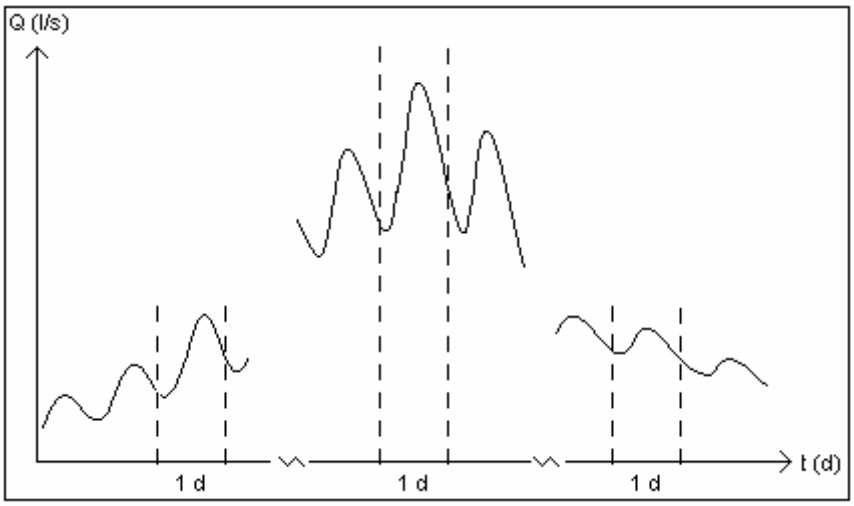

Abbildung 3-1: Schematische Darstellung der Tagesganglinien von Schneeschmlezabflüssen (nach BAUMGARTNER, LIEBSCHER; 1996)

Eis

Eis findet sich in alpinem Gelände in unterschiedlichen Formen. Eine Form ist diskontinuierlicher Permafrost ab 2000 m (Waldgrenze) bzw. kontinuierlicher Permafrost ab 3000 m in hochalpinen Gebieten (SPECK, 1994). In hochalpin gelegenen Schutthalden kann es ebenfalls zur Ausbildung von Permafrost kommen. Dieser Schutthaldenkörper kann unter dem Einfluss der Schwerkraft zu fließen beginnen. Er wird dann als Blockgletscher verstanden, der entweder von darüber liegenden steilen Felswänden oder von End- bzw. Seitenmoränen von Gletschern mit Blockschutt genährt wird. (SPECK, 1994)

Die Verbreitung von Permafrost und deren Veränderung durch den Klimawandel wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht berücksichtigt. Sie wird nur der Vollständigkeit halber erwähnt.

Gletscher

Im Gegensatz zur Schneedecke als kurzfristige bzw. saisonale Wasserspeicherung ist ein Gletscher als Langzeitspeicher anzusehen, der weniger auf Witterungsbedingungen sondern mehr auf langzeitliche Klimaschwankungen reagiert. So gelten Gletscher als Schlüssellindikatoren für Klimaänderungen (HÄBERLI, 2003). Die Gletscher zeigen Ihre Reaktion in Form von Geschwindigkeitsänderungen, Ausdehnung bzw. Rückzüge und in Änderungen im Abfluss aus dem Gletscher.

Ein Gletscher entsteht durch die Metamorphose von Schnee über Firn zu Eis. Dabei kommt es zum Abbau der Schneekristalle und zur Verdichtung des Schnees bzw. Firns, bis wasser- und luftundurchlässiges Gletschereis entstanden ist. Dies ist ein sehr langsamer Prozess und er erfordert langzeitlich günstige klimatische Bedingungen.

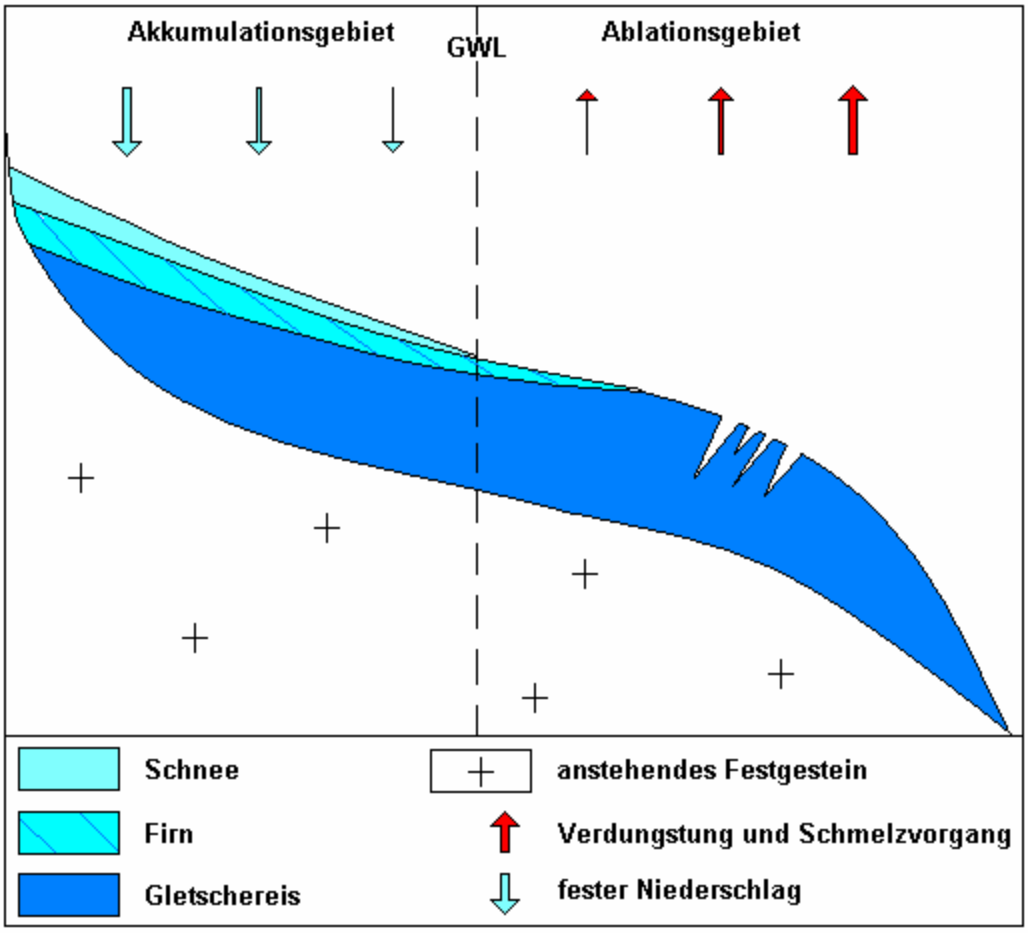

Abbildung 3-2: schematische Darstellung der Massenbilanz eines Gletschers

Die Kopplung von Klima und Gletscher ist durch die Massenbilanz gegeben (Abbildung 3-2). Sie erfährt positive Einträge durch Niederschläge im Winter, sowie Schneeverwehungen oder Schneeeintrag durch Lawinen und Verluste durch Schmelzvorgänge, Abfluss und Verdunstung in den warmen Sommermonaten. (FUNK, 1985)

Der Schmelzvorgang wird maßgeblich von der einfallenden direkten Sonnenstrahlung, der langwelligen Ausstrahlung des Gletschers, sowie der Zufuhr von fühlbarer Wärme und der latenten Wärme von Verdunstung und Kondensation bestimmt. Die entscheidenden Faktoren der Massenbilanz eines Gletschers sind vor allem Temperatur und Niederschlag, da sie die Nährung und Zehrung des Gletschers bestimmen. In Abbildung 3-3 ist ein schematisches Flussdiagramm der Gletscher- Klima – Beziehung dargestellt, welches die Zusammenhänge der einzelnen Faktoren besser verdeutlichen soll.

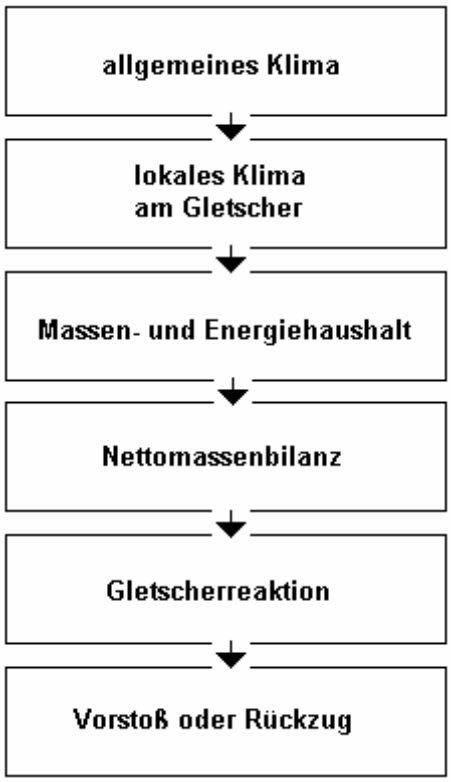

Abbildung 3-3: Flussdiagramm der Beziehung zwischen Gletscher und Klima

3.4 Gletscherschwundszenarien

Eine zentrale Auswirkung des Klimawandels ist der Gletscherschwund, welcher in den Alpen vor dem Hintergrund der klimatischen Erwärmung der letzten 150 Jahren gesehen werden muss (ESCHER – VETTER, WEBER, BRAUN, 1998). Seit dem letzten großen Gletschervorstoß bis zum Jahre 1850, sind die Alpengletscher allgemein von einem Massenverlust betroffen, der nur in den 1980er Jahren kurz unterbrochen wurde.

Temperatur und Niederschlagsverhältnisse sind Grundlegende Faktoren zur Bildung bzw. für den Rückzug eines Gletschers. Geltscherschwundszenarien können daher auf der Basis von Temperatur- und Niederschlagsänderungen aus Klimaszenarien aufgestellt werden.

Maisch et al. (2000) führten Gletscherschwundszenarien für die Schweizer Alpen durch. Als Grundlage dienten die damals aktuellsten IPCC Prognosen nach den Szenarien A und C. Das Szenario A geht von einer linearen CO_2 Zunahme bis ins Jahr 2100 aus, im Gegensatz zu dem Szenario C, welches eine geringere CO_2 Zunahme annimmt. Nach Szenario A ist mit einer Temperaturerhöhung von rund 1° C bis zum Jahre 2025 und rund 3 °C bis zum Ende des 21. Jahrhundert zu rechnen. Das Szenario C führt zu einer Temperaturerhöhung von rund 0,6° C bis zum Jahre 2025 und rund 1,3° C bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. (MAISCH, 2000)

Die Auswirkungen der Szenarien auf die Vergletscherung wurden anhand der Verschiebung der 2:1-Gleichgewichtslinie aufgelistet. Die 2:1 – Gleichgewichtslinie bezeichnet das Verhältnis Nährgebiet zu Zehrgebiet. Dabei wurden Gleichgewichts – Szenarien in äquidistanten Teilschritten von je 100 m Höhendifferenz pro 0,7°C Temperaturerwärmung gebildet (Tabelle 1: Schneegrenzanstiegsszenarien (nach MAISCH ET AL., 2000)). Es wurde von der Annahme ausgegangen, dass ein Gletscher nur verbleiben kann, so lange sich seine Gleichgewichtslinie zwischen der heutigen 2:1-GWL und dem oberen Eisrand befindet. Das so genannte kritische Gleichgewichtsintervall ist so zum geometrischen Maß für die Überlebenschancen eines Gletschers geworden.

Tabelle 1: Schneegrenzanstiegsszenarien (nach MAISCH ET AL., 2000)

Temperaturänderung	GWL	IPCC Szenario A	IPCC Szenario C
[°C]	[m]		
0	0	Heute	Heute
0.7	**100**	**2015**	**2025**
1.4	**200**	**2035**	**2075**
2.1	**300**	**2060**	**2130**
2.8	**400**	**2080**	2185
3.5	**500**	**2105**	2240

Die Autoren weisen ausdrücklich darauf hin, dass die Gletscherschwundszenarien auf Klimaprognosen basieren und daher nicht als Vorhersage anzusehen sind.

3.5 Klima der Alpen

Die Position der Alpen zwischen dem 44 und 48 ° nördlicher Breite, liegt auf einer gedanklichen Trennlinie zwischen gemäßigtem mitteleuropäischen und mediterranen Klima. Vor allem für die Bodennahen Luftschichten stellen die Alpen ein markantes Hindernis dar, so dass diese thermisch und mechanisch von Ihnen beeinflusst werden. (WANNER ET AL, 2000)

Außerdem liegen die Alpen in West – Ost Richtung zwischen den feucht – ozeanischen Luftmassen am Westrand der Alpen und dem trockenen kontinentalen Klima des Pannonischen Beckens. Eine weitere klimatische Unterteilung kann in den unterschiedlichen Höhenstufen, die durch das Hochgebirge gegeben sind, erfolgen. Die unterschiedlichen Vegetationsformen mit der Unterscheidung in planar, kollin, montan, subalpin, alpin, nival und glazial in verschiedenen Höhenlagen resultieren aus dieser Begebenheit.

Ein hydrologisch interessanter klimatischer Aspekt sind die inneralpinen Trockenräume. Die Entstehung dieser Trockenräume soll an dieser Stelle kurz anhand der Niederschlagsverteilung in den Alpen erklärt werden.

Bei der Betrachtung der räumlichen Verteilung der mittleren Jahresniederschläge fallen besonders die feuchten Nord – und Südränder der Alpen auf (Abbildung 3-4). Die im Gegensatz zur Alpennordseite höheren Niederschläge auf der Alpensüdseite sind durch die heranziehenden feuchten, warmen Luftmassen aus dem Mittelmeerraum zu erklären. Die hohen Werte resultieren dabei mehr aus der erhöhten Ergiebigkeit der Niederschläge, als aus erhöhter Niederschlagshäufigkeit an der Alpensüdseite. Die Niederschläge im Norden sind meist frontal und orographisch bedingt, wohingegen im Süden konvektive Ereignisse in Form von Sommergewitter mit Hagel und hoher Ergiebigkeit dominieren. (VEIT, 2002)

Die trockene Zone der Zentralalpen hebt sich, vor allem in den Ostalpen, deutlich vom Nord- und Südrand ab. Aber auch in den Westalpen ist das inneralpine Trockental der Rhône deutlich zu erkennen. Die Ursache, die zu diesen inneralpinen Trockenräumen führt, ist vor allem durch Luv - und Lee – Effekte zu erklären. Die heranziehenden Luftmassen aus dem Alpenvorland werden an den Alpenrändern zum aufsteigen gezwungen, kondensieren und regnen sich auf der Luvseite, den Alpenrändern, aus, so dass die Zentralalpen, jeweils im Lee gelegen, mit trockenen Luftmassen konfrontiert werden. Der Jahresniederschlag im Mittelwallis liegt daher bei 450 mm und steigt bei Sion auf 590 mm an. Im oberen Etschtal und im Vinschgau liegt er bei 600 mm. Schlanders im Vinschgau ist mit 485 mm der trockenste Ort im Alpenraum (Periode 1931 – 1960). (VEIT, 2002)

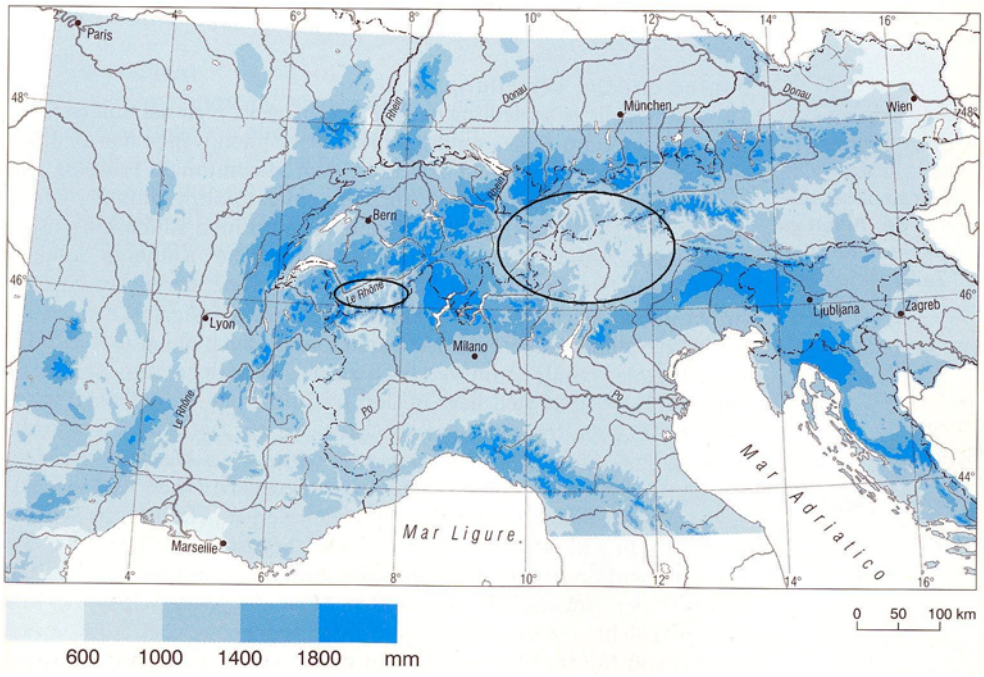

Abbildung 3-4: mittlere jährliche Niederschläge im Alpenraum 1971 bis 1990 (VEIT, 2002)

Der Niederschlag weist auch in den Alpen einen Höhengradienten auf, der sich jedoch in unterschiedlichen Regionen verschieden darstellt. Es kann daher kein genereller Zusammenhang zwischen topographischer Höhe und jährlicher Niederschlagmenge ausgewiesen werden, außer dass die Niederschläge mit der Höhe zunehmen. (VEIT, 2002)

3.6 Zur Veränderungen in der Hydrologie der Alpen

In Mitteleuropa werden Hügelland, Mittelgebirge und Hochgebirge unterschieden, wobei die Alpen, mit Erhebungen über 2000 m, eindeutig dem Hochgebirge zuzuordnen sind. Gebirge weisen auf Grund Ihrer topographischen Höhe und des Reliefs besondere Charakteristiken auf, die sich auf die Hydrologie bzw. auf die einzelnen Glieder der Wasserhaushaltsgleichung auswirken.

$$A = N - V \pm S \qquad \text{(Gl. 4)}$$

Niederschlag:

Die mit der Höhe abnehmende Temperatur führt zu einem größer werdenden Schneeanteil am Niederschlag und weiter zu einer zunehmenden Vergletscherung mit der Höhe.

Große räumliche Variabilität der Niederschläge entsteht durch Luv- und Lee - Effekte, wie sie beispielsweise beim Föhn gegeben sind.

Für die Alpen ist bis zum Jahr 2100 mit einer Zunahme der Winterniederschläge bis zu + 5 % und dagegen mit einer Abnahme der Sommerniederschläge bis zu – 15 % zu rechnen. Daraus resultiert eine Annahme von – 6 % im Jahresmittel. (GURTZ ET AL. 1997)

Verdunstung:

Abnehmender Luftdruck und zunehmende Nettostrahlung, sowie höhere Windgeschwindigkeiten sprächen theoretisch für eine Verdunstungszunahme mit steigender Höhe. Jedoch überlagert die Temperaturabnahme diese Faktoren, so dass die Verdunstung ebenfalls abnimmt. Mit den steigenden Lufttemperaturen ist auch in den Alpen generell mit einer Verdunstungserhöhung zu rechnen. In hohen Lagen vollzieht sich die Verdunstung vor allem von benetzten Oberflächen, im Gegensatz zu tieferen Höhenlagen mit ausgebildeten Bodenwasserspeichern, wo es durch die Transpiration zunehmend zu einem Entzug der Bodenfeuchte kommt. Das wird durch die Abnahme der Sommerniederschläge zusätzlich begünstigt. (GURTZ ET AL. 1997)

Grundwasser:

Natürliche Wasserspeicherung findet im Gebirge vor allem durch die Eis- und Schneerücklagen statt. Die Grundwasserkomponente ist, außer zu Niedrigwasserzeiten, auf Grund der geringen Bodenentwicklung im steilen und felsigen Gelände eher untergeordnet zu betrachten. Bedeutende Grundwasservorkommen sind vor allem in weiten Talebenen zu finden. Jedoch bildet sich auch im Gebirgskörper in den Spalten und Klüften ein Grundwasserspiegel aus. In hochalpinen Lagen ist mit einer leichten Zunahme der Grundwasserneubildung zu rechnen. Im Gegensatz zu tiefer liegenden, wo durch den Verdunstungsverlust mit einer deutlichen Reduzierung gerechnet werden muss. (GURTZ ET AL. 1997)

Abfluss:

Der Abfluss reagiert sehr stark auf flüssige Niederschlags- oder Schmelzereignisse, wobei der Oberflächenabfluss nach Horton im Allgemeinen dominiert. Eine hohe Reliefenergie und geringe Infiltrationsraten in steilem, felsigem Gelände führen zu hohen Abflussspenden und kurzen Konzentrationszeiten. Andere wichtige Abflussprozesse finden innerhalb der Boden- und Gesteinsmatrix statt. Hier muss, zwischen einer langsamen Komponente, durch Kapillarkräfte gesteuerte Bewegung und einer schnellen Komponente, gesteuert durch Gravitationskräfte entlang von Makroporen bzw. Spalten und Klüften unterschieden werden. Der Vollständigkeit halber sei als letzte Abflusskomponente die Tiefenversickerung erwähnt. (LEIBUNDGUT 1997; SPREFACIO, WEINGARTNER 2005)

Durch Schmelzprozesse kommt es im Abfluss zu einer tageszeitlichen Variation. Der Abfluss alpiner Gebiete zeigt je nach Regimetyp (siehe Kapitel 5

Theorie – Regimeübertragung nach Aschwanden und Weingartner) unterschiedliche saisonale Schwanklungen.

3.7 Zur Geologie der Alpen

Die Alpen sind ein Kollisionsgebirge, entstanden durch die Kollision von Kontinent – Ozean – Kontinent. Der Zusammenprall der afrikanischen und Europäischen Kontinentalplatten hatte eine Verdickung der Erdkruste im Bereich der Alpen von ursprünglich 30 km auf 60 km zur Folge (VEIT, 2002). Die Heraushebung über den Meeresspiegel ist ein geologisch junges Phänomen und vor allem auf isostatische Ausgleichsbewegungen auf Grund der geringeren spezifischen Dichte der kontinentalen Kruste im Gegensatz zum Erdmantel zurückzuführen. Verbunden mit dem Aufsteigen über den Meeresspiegel ist die Entwicklung eines Reliefs und eines Entwässerungsnetzes in zunächst wechselfeuchtem, tropischem Klima. Durch den Wechsel von Warm- und Kaltzeiten im Pleistozän setzte die Vergletscherung ein, die das charakteristische Hochgebirgsrelief entscheidend formte. (GWINNER, 1978)

Die Geologie der Alpen kann als erstes in die drei Faziesbereiche Helvetikum, Penninikum und Ost/Südalpin, gegliedert werden. Die einzelnen Bereiche können den beteiligten Zonen der Plattenkonvergenz zugeteilt werden. So stellt das Helvetikum den europäischen Plattenrand, Ost/Südalpin das Pendant der adriatischen Platte dar. Das Penninikum besteht aus Beckensedimenten, welche zum Teil in echten ozeanischen Bereichen abgelagert wurden.

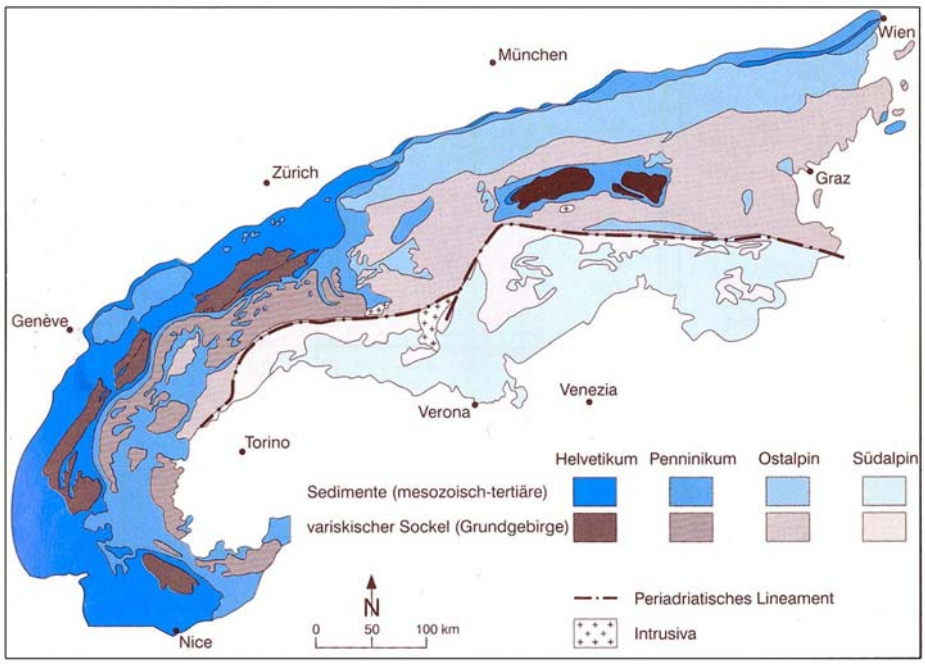

Abbildung 3-5: Tektonische Großgliederung der Alpen (VEIT, 2002)

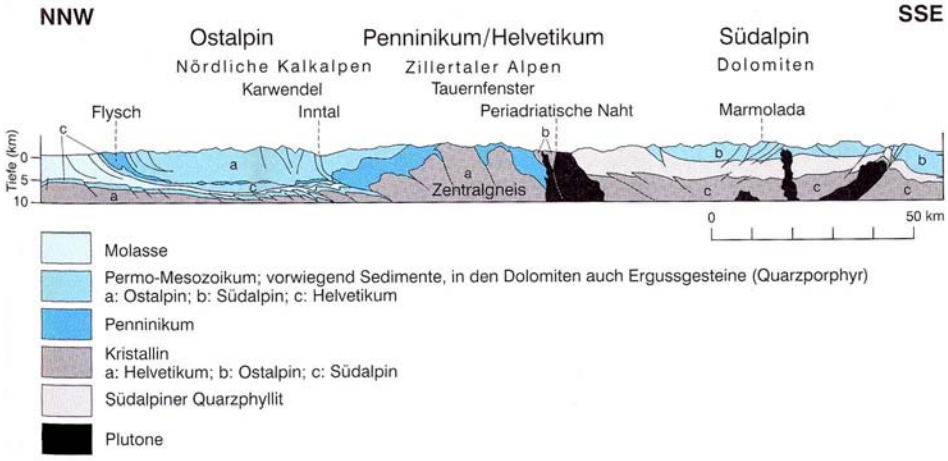

Abbildung 3-6: geologischer Schnitt durch die Alpen (VEIT, 2002)

Abbildung 3-5 zeigt die Aufsicht der tektonischen Gliederung der Alpen, Abbildung 3-6 ein geologischer Schnitt mit den einzelnen Faziesbereichen zum Überblick. Die oben aufliegenden Gesteine der ostalpinen Decken wurden nur schwach metamorph überprägt. (HITZ, 2002)

3.8 Fazit

Die aktuelle Erwärmung des Klimas stellt eine Tatsache dar. Statistische Analysen von Jahresdurchschnittstemperaturen der letzten Hundert Jahre haben gezeigt, dass sich die Erwärmung vor allem in den letzten Dekaden verstärkt hat.

Mit Hilfe von Klimamodellen werden zukünftige Änderungen des Klimas anhand von Szenarios prognostiziert. Die Güte der Ergebnisse hängt unter anderem stark von der Wahl des Modells ab. Um regionale Besonderheiten detailliert genug abbilden zu können muss die Struktur des Modells den Anforderungen bestimmter Region genügen. Hohe Variabilitäten im Relief der Alpen werden in grob gerasterten Global Circulation Models nur sehr ungenügend abgebildet. Regional Circulation Models (RCM) tragen diesem Umstand Rechnung.

Klimaänderungen wirken sich in Gebirgsregionen gegenüber dem Flachland differenzierter aus. So fallen Temperaturerhöhungen in verschiedenen Höhenzonen unterschiedlich ins Gewicht. Hochalpine Bereiche über 2500 m sind von der Erwärmung weniger stark betroffen, wie tiefer gelegene Bereiche bis 1500 m.

Besonders die Schnee- und Eisspeicher der Alpen sind von der Klimaerwärmung betroffen. Die erhöhte Energiezufuhr begünstigt Schmelzprozesse, die direkt mit der Energiebilanz in Verbindung stehen.

Schneeschmelzmodelle basieren häufig auf dem Grad – Tag – Verfahren, in dem die Temperatur der einzige Parameter darstellt. Die Schneeschmelze ist darin ausschließlich von der Lufttemperatur abhängig. Die Wasserabgabe aus der Schneedecke erfolgt erst dann, wenn der maximale freie Wassergehalt überschritten wird.

Gletscherschwankungen sind direkt an das Klima gekoppelt, obwohl die Gletscherreaktion sehr viel langsamer erfolgt. Die Gletscherreaktion steht durch die Massenbilanz mit dem lokalen Klima am Gletscher in Verbindung.

Gletscherschwundszenarien wurden von Maisch et al mit Hilfe der Verschiebung der 2:1 GWL durchgeführt. Die grundlegende Annahme dabei war, dass ein Gletscher nur so lange bestehen kann, wie sich die zukünftige 2:1 GWL zwischen der heutigen 2:1 GWL und dem oberen Eisrand befindet. Die Ergebnisse der Gletscherschwundszenarien waren, dass sich die 2:1 GWL bis zum Ende des 21. Jahrhunderts im extremsten Fall um 500 m verschieben kann.

Naturräumlich lassen sich die Alpen in unterschiedliche Bereiche aufteilen. So ist eine klimatische Unterteilung in feuchte Randgebiete, sowie Höhenlagen und inneralpine Trockenräume möglich. Die niederschlagsarmen Trockenräume heben sich deutlich von den niederschlagreichen Alpenränder und Hochlagen ab.

Auf Grund der Entstehungsgeschichte der Alpen durch tektonische Aktivität und der damit verbundenen Faltung der europäischen und afrikanischen Plattengrenze, sind die Alpen geologisch in unterschiedliche Teilbereiche zu gliedern. Helvetikum, Penninikum und Ost/Südalpin bilden die verschiedenen Fasziesbereiche mit unterschiedlichen geologischen Untergründen. Die grundlegende Unterscheidung erfolgt dabei zwischen kristallinem Grundgebirge und Kalkgebieten.

4 Die Untersuchungsgebiete

4.1 Tirol

Die Untersuchungsgebiete in Tirol befinden sich nordwestlich von Landeck oberhalb der Gemeinden Stanz und Grins.

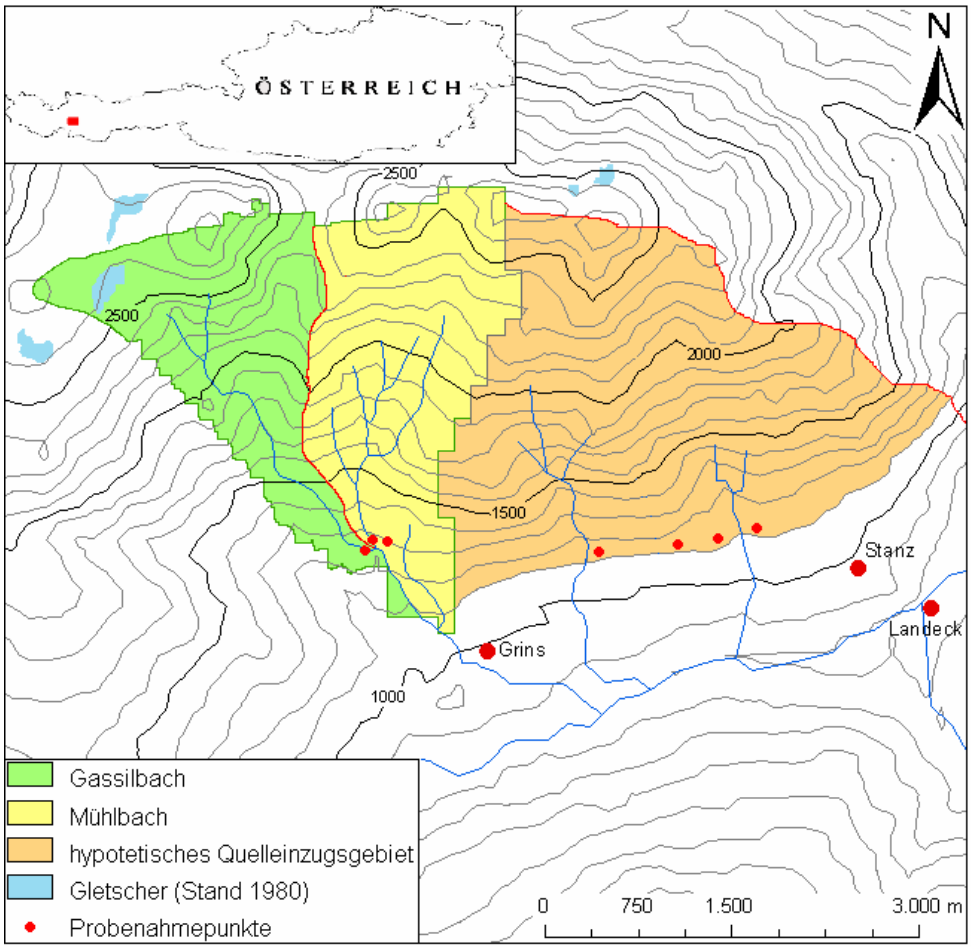

Abbildung 4-1: Lage der Untersuchungsgebiete in Tirol und Probenahmepunkte.

4.1.1 Testgebiet

Das Testgebiet in Tirol liegt nördlich oberhalb der Gemeinden Grins und Stanz bei Landeck. Die höchste Erhebung im Untersuchungsgebiet, die Parseierspitze, ist mit knapp über 3000 m Höhe der höchste Berg der Nördlichen Kalkalpen. Untersucht wurden zum einen zwei Oberflächengewässer, nämlich der Gassilbach und der Mühlbach sowie diverse gefasste Quellen, welche fast alle zur Trinkwasserversorgung genutzt werden. Der Gassilbach entspringt unterhalb der Parseierspitze und führt zum Teil Gletscherwasser des Grinner Ferners ab. Der Mühlbach entspringt sehr viel tiefer und weiter in östlicher Richtung. Die Quellen der Wasserversorgung Stanz entspringen alle aus dem Gebiet oberhalb von Stanz zwischen 1050

und 1200 m Höhe. Eine Besonderheit des gesamten Gebiets ist die Wildbadquelle, da sie sehr warmes und schwefelhaltiges, stark mineralisiertes Wasser zu Tage bringt.

Abbildung 4-2: Quelleinzugsgebiet der Quellen Stanz (links) und Wildbadquelle oberhalb Grins (rechts)

Das gesamte Gebiet erstreckt sich von ca. 1050 bis 2870 m Höhe und bildet den Südrand der Lechtaler Alpen. Es entwässert in den oberen Inn, der als Vorflut für das gesamte Gebiet anzusehen ist.

Abbildung 4-3 zeigt Monatssummen des Niederschlags der Station Landeck vom Hydrographischen Dienst in Tirol. Die relativ hohen Niederschlagssummen in den Sommermonaten sind weniger auf Staueffekte sondern auf konvektive Wärmegewitter zurückzuführen. Die geringsten Monatssummen werden während der Wintermonate erreicht.

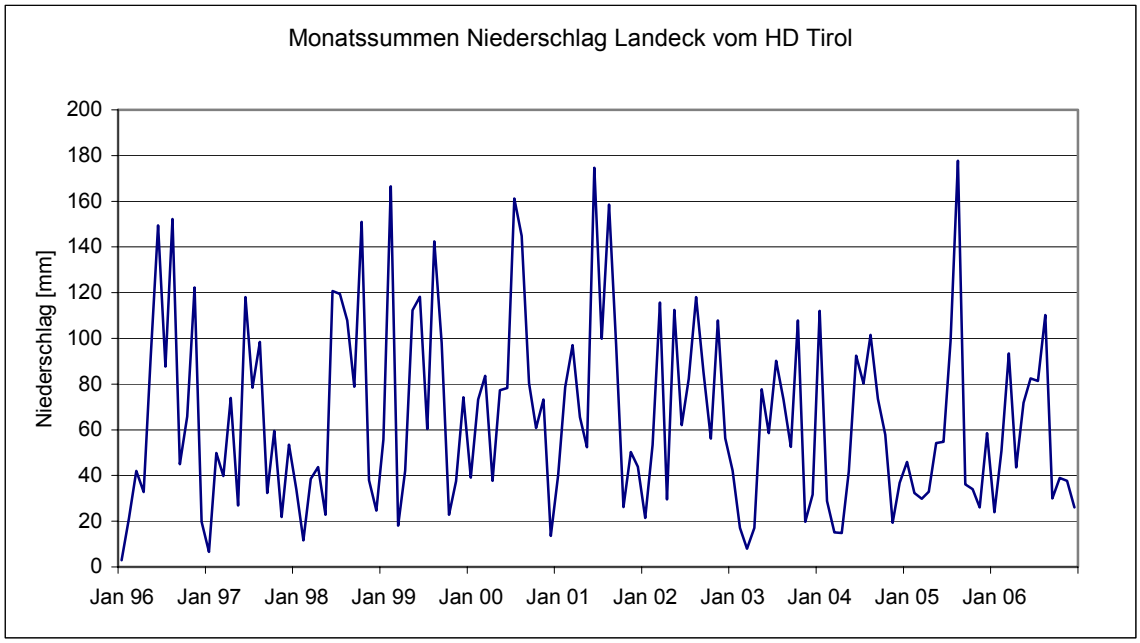

Abbildung 4-3: Monatssummen des Niederschlags der Station Landeck vom Hydrographischen Dienst Tirol

4.1.2 Geologie, Hydrogeologie

Geologisch liegt das Gebiet in Tirol in den Nördlichen Kalkalpen, die durch marine Sedimente gebildet wurden. Der geologische Hauptbestandteil des Gebietes ist durch den Hauptdolomit gegeben, untergeordnet Mergel (QUELLKATASTER – TIROL, 1997). Das Gebiet wird im Untergrund nach Süden von dem Landecker Quarzphyllit begrenzt, der als Wasserstauende Schicht wirkt. Die Wasserfassungen sowie die Quellen der Wasserversorgung Stanz liegen oberhalb des Landecker Quarzphyllits.

Der Hauptdolomit fungiert in diesem Gebiet als Grundwasserlieferant. Er besteht hauptsächlich aus reinem Dolomit und ist deshalb von Verkarstungsprozessen ausgenommen und verwittert rein mechanisch. Hydrogeologisch ist der Hauptdolomit als reiner Kluftwasserleiter anzusehen, in welchem die Wasserwegsamkeit vor allem durch Klüfte und Störungen von statten geht. Je nach Größe der Klüfte treten unterschiedliche Fliesgeschwindigkeiten auf. (FELLEHNER, 2003)

Abbildung 4-4 zeigt ein stark überhöhtes schematisches geologisches Profil in Nord - Süd - Richtung durch das Untersuchungsgebiet in Tirol.

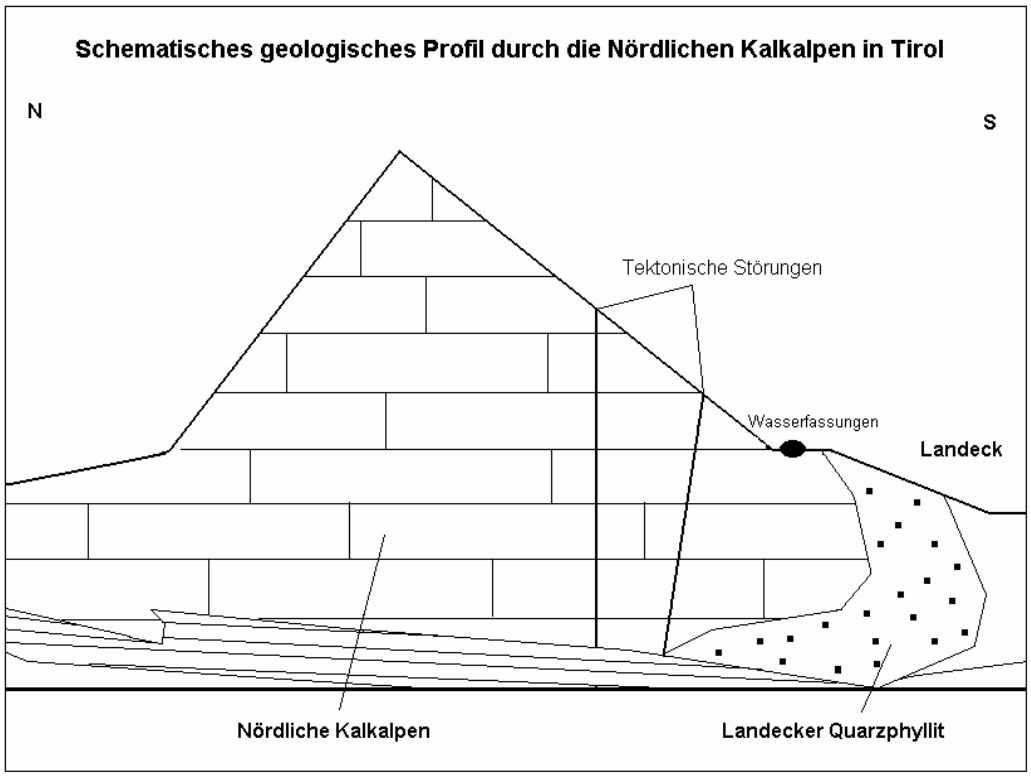

Abbildung 4-4: schematisches geologisches Profil durch das Untersuchungsgebiet Tirol (nach Gwinner, 1971)

Hydrogeologische Besonderheiten in diesem Gebiet sind die angedeuteten tektonischen Störungen, in denen erhöhte Wasserwegsamkeiten auftreten können. Die Wildbadquelle wird

vermutlich aus diesen Störungen gespeist und führt sehr tiefes altes Wasser zu Tage (Information der Gemeinde Stanz).

4.1.3 Vergletscherung

Das Untersuchungsgebiet in Tirol weist nur wenige Eisreste auf, welche sich in den höchsten Lagen des Gebietes befinden. Der Grinner Ferner, der einzige nennenswerte Gletscher, ist in südlicher Richtung exponiert und somit sehr stark der solaren Einstrahlung ausgesetzt. Es ist nur noch ein kleines Eisfeld unterhalb der Parseierspitze und liegt im Einzugsgebiet des Gassilbaches. Im Flächenanteil des gesamten Gebietes ist er vernachlässigbar klein, so dass die Vergletscherung im Gebiet gegen Null % konvergiert.

Der Grinner Ferner liegt unterhalb der klimatischen Schneegrenze und ist somit einem stetigen Massenverlust unterworfen. Seine Existenz dürfte sich auf Grund seiner schon jetzt geringen Größe auf wenige Jahrzehnte begrenzen.

4.2 Vinschgau

Die Testgebiete sind von Westen nach Osten das Plawenntal, das Planeiltal und das Matscher Tal (Abbildung 4-5). Alle drei sind Seitentäler der oberen Etsch, münden in diese und haben Ihren Talschluss im Alpenhauptkamm der Ötztaler Alpen.

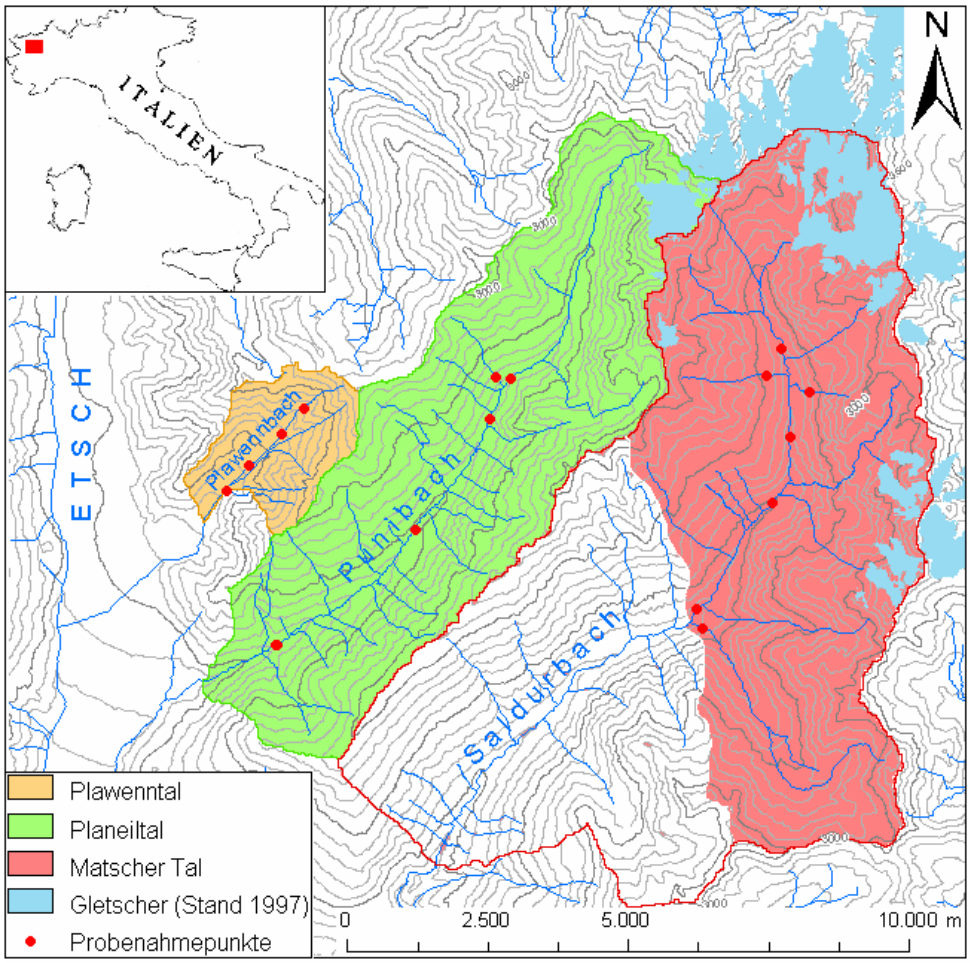

Abbildung 4-5: Lage der Untersuchungsgebiete im Vinschgau und Probenamhepunkte

4.2.1 Plawenntal

Das Einzugsgebiet des Plawennbach im Plawenntal wird durch steile Hänge in alle Himmelsrichtungen abgegrenzt. Das Gebiet ist relativ klein, zeigt eine rundliche Form und ist nicht vergletschert. Der Talschluss kann in drei kleine Teileinzugsgebiete unterteilt werden, welche am Großhorn (2630 m), am Mittereck (2903) und dem Steinmandlköpfl (2815 m) enden.

In den Hochlagen über der Waldgrenze sind jeweils sehr steile Hänge anzutreffen, welche in 2200 m Höhe teils mit blankem Fels und teils noch mit Grasflächen versehen sind. Darüber nimmt der Anteil an Grasflächen mit der Höhe sehr stark ab. Darunter gehen sie in Hangschutt mit Korngrößen von cm bis m über bis das steile Relief im Talboden endet, der bis zum Dorf Plawenn als flache geneigte Ebene ausläuft.

Abbildung 4-6: Blick ins Plawenntal Dez. 2007 (links) und Aufschluss im Plawenntal Feb. 2008 (rechts)

4.2.2 Planeiltal

Das Planeiltal ist ein lang gezogenes Kerbtal mit zahlreichen Gipfeln über und um dreitausend Meter. Im Talschluss befindet sich der Planeilferner, welcher durch den Punibach entwässert wird. Der untere Teil des Tales verläuft mäßig steil und ist relativ eng. Ab einer Höhe von ca. 2000 m weitet sich das Tal etwas und weist vor allem an den östlichen Flanken größere Hangschuttflächen auf. Darüber wird das Tal sehr eng und die steilen, felsigen Hänge und Wände treffen sich im Talboden. In diesem oberen Teil des Tales befinden sich die Quellregionen. Zahlreiche Quellen sind an beiden Flanken zu verzeichnen.

Abbildung 4-7: Blick auf das Quellregion des Planeiltals Dez. 2007 (links) und Blick auf den mittleren Teil des Planeiltal Feb. 2008 (rechts)

Das Planeiltal verläuft in Nord – Ost / Süd – West Richtung und weist daher bei flach stehender Sonne im Winter unterschiedlich stark bestrahlte Hänge auf. So wurden im Februar 2008 sogar im unteren Teil des Tales große Unterschiede der Schneebedeckung beobachtet. Während die Sonnenhänge bereits vollkommen schneefrei waren, befand sich auf den Schattenhängen noch eine zusammenhängende geschlossene Schneedecke. Die Exposition der Flanken wirkt sich deutlich auf den zeitlichen Verlauf der Schneeschmelze aus.

Das Planeiltal ist mit 2,4 % leicht vergletschert, so dass die Schneeschmelze im Frühjahr und die Eisschmelze im Sommer das Abflussgeschehen dominieren.

4.2.3 Matscher Tal

Das Matscher Tal ist das größte der untersuchten Täler. Im obersten Teil des Tales liegt das Quellgebiet, welches durch den Saldurbach entwässert. Der obere Talbereich verläuft in Nord / Süd Richtung. Morphologisch wird der oberste Bereich vom darunter liegenden durch einen kleinen Klamm getrennt. Danach macht das Tal einen leichten Knick und verläuft wieder in Nord – Ost / Süd – West Richtung. In der Mitte liegt wieder ein etwas weiterer Teil mit ausgedehnten Hangschuttflächen an den westlichen Flanken. Danach fällt das Tal bis zum Glieshof steiler ab. Kurz unterhalb des Glieshofs mündet der Upibach aus westlicher Richtung. Der Upibach ist in der Höhe an einen See angeschlossen und entwässert diesen. Er führt daher nicht nur Quellwasser sondern auch Oberflächenwasser ab.

Abbildung 4-8: Mittlerer Teil des Matscher Tales Dez. 2007

Das Matscher Tal weist die höchste maximale Höhendifferenz von 2342 m auf. Es ist mit 5,7 % das am meisten vergletscherte Untersuchungsgebiet im Vinschgau. Im Talschluss befindet sich der Matscher Ferner. Weitere Gletscher befinden sich an den östlichen Graten entlang des Matscher Tals. Die Eisschmelze ist hier bedeutender und neben der Schneeschmelze der dominierende Faktor des Abflussgeschehens.

4.2.4 Geologie, Hydrogeologie

Geologisch gesehen liegen alle Gebiete im Kristallin der Ötztal – Decke. Die metamorphen Gesteine bilden den weitaus überwiegenden Teil der Gesteine der Ötztal – Decke (Purtscheller, 1978). Im Detail unterscheiden sich die Testgebiete jedoch in Ihrer Gesteinszusammensetzung.

Im Plawenntal wird der geologische Hintergrund hauptsächlich von Biotit – Muskovitgranitgneis gebildet. Nur im obersten Bereich des Tales tritt Biotit – Phyllitgneis zu tage. Das Plawenntal

wird im Norden von einer geologischen Störung abgeschlossen (Geology Browser der Abteilung Hochbau und technischer Dienst der Autonomen Provinz Bozen Südtirol, URL 1). Entlang der tektonischen Störung können erhöhte Wasserwegsamkeiten entstehen (UHLENBROOK, 1999). Der weite Talboden ist mit Lockermaterial verfüllt und kann daher als Porengrundwasserleiter angesehen werden. Die Wasserwegsamkeiten finden hier vor allem in Micro- und Makroporen statt.

Das Planeiltal lässt sich geologisch in zwei Teile trennen. Die westlichen Flanken werden ausschließlich von Biotit – Phyllitgneis gebildet. Die östlichen Flanken werden im oberen Bereich von Biotit – Muskovitglimmerschiefer dominiert. In tiefer gelegenen Bereichen treten Biotit – Phyllitgneis und Moräne, sowie Biotit - Muskovitgranitgneis zu tage. (RAMPOLD, 1997)

Im Matscher Tal ist geologisch ebenfalls eine Unterteilung in zwei Bereiche möglich. Ab der Talmitte wird der gesamte obere Bereich von Biotit – Muskovitglimmerschiefer gebildet, der darunter gelegene Bereich von Biotit – Phyllitgneis und Moräne. (RAMPOLD, 1997)

Das geklüftete Kristallin der Ötztaler – decke wird als mehr oder weniger homogener Kluftgrundwasserleiter angesehen. Die Hauptfließwege folgen den Klüften und Spalten (UHLENBROOK, 1999). Teilweise sind in den Tälern weite Hang- und Geröllschuttmassen anzutreffen, welche durch die vorhandenen Makroporen als hochdurchlässige Schichten mit geringer Speicherkapazität anzusehen sind. (LEIBUNDGUT, UHLENBROOK 1997)

4.3 Wallis

Das Untersuchungsgebiet im Wallis umfasst vier Seitentäler der Rhône. Diese sind das Joli-, Bietsch-, Baltschieder- und das Gredetschtal (von West nach Ost), gelegen in den Berner Alpen.

4.3.1 Geologie

Der geologische Hintergrund wird von dem Aare – Massiv gebildet, welches als kristallines Grundgebirge des Helvetikums zu Tage tritt. Abbildung 4-9 zeigt ein schematisches geologisches Profil durch das Testgebiet im Wallis.

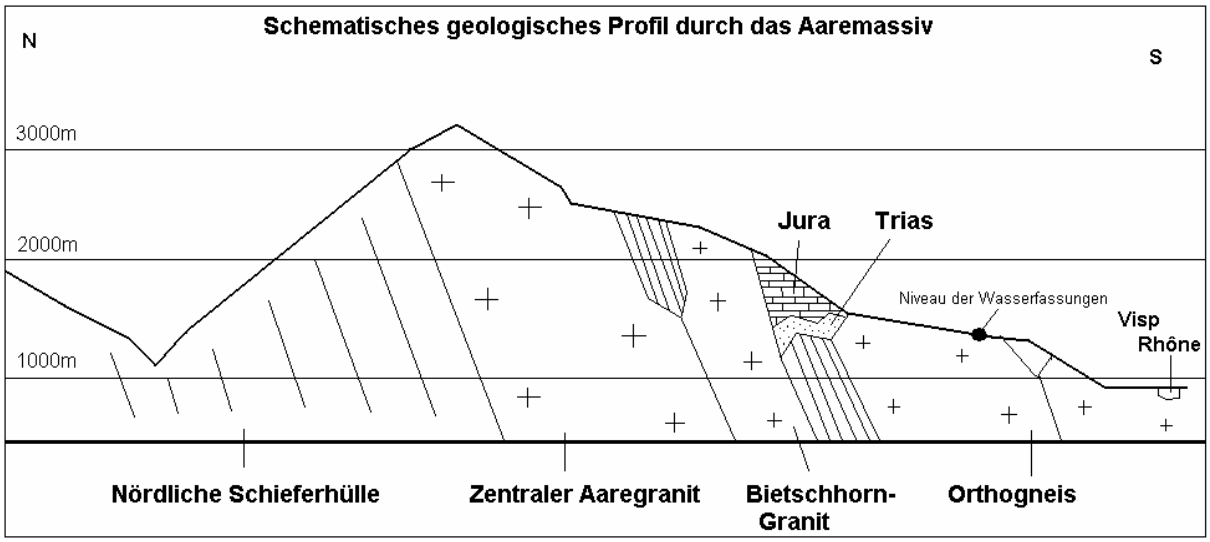

Abbildung 4-9: schematisches geologisches Profil durch das Testgebiet Wallis (NACH GWINNER, 1971)

Auf eine detaillierte Gebietsbeschreibung wird hier verzichtet, da diese Testgebiete bei der experimentellen Arbeit auf Grund des hohen Zeitaufwandes nicht untersucht wurden.

4.3.2 Vergletscherung

Die Vergletscherung in den Untersuchungsgebieten im Wallis variiert zwischen 6,5 % im Gredetschtal bis zu 21 % im Baltschiedertal. Dazwischen liegen das Bietschtal mit 8,1 % und das Jolital mit 10,4 % Vergletscherung (NIKOL, 2007).

Von der Universität Bern wurden freundlicherweise Gletscherdaten zur Verfügung gestellt welche den Gletscherschwund in den Untersuchungsgebieten visuell darstellen. Der Gletscherrückgang ist in Abbildung 4-10 deutlich zu erkennen und soll hier als repräsentatives Beispiel für die Veränderung der Eisverhältnisse infolge des Klimawandels inneralpiner Gebiete

angeführt werden. Es wird deutlich, dass kleinere Eisfelder in tieferen Lagen stärker betroffen sind, als hochgelegene große Gletscherflächen.

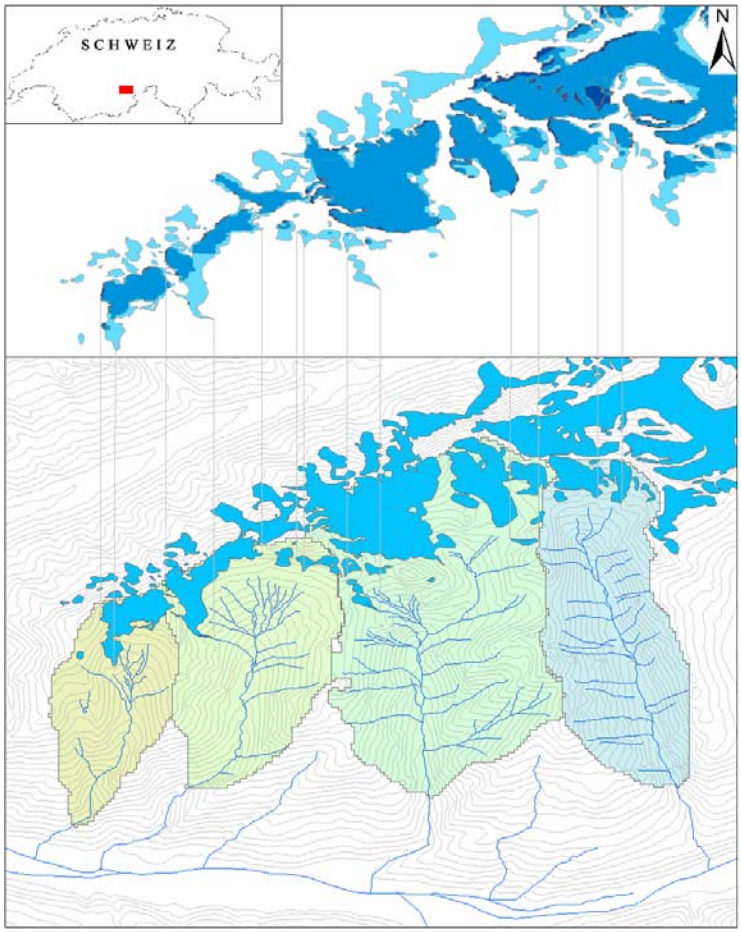

Abbildung 4-10: Lage der Untersuchungsgebiete im Wallis und künftiger Gletscherrückgang

4.4 Fazit

Die Untersuchungsgebiete liegen alle im zentralen Bereich der Alpen und sind durch inneralpine Trockenräume gekennzeichnet. Während der Sommermonate kann es zur Wasserknappheit kommen. Die Hauptexpositionsrichtung aller Gebiete zeigt in südliche Richtung.

Das Gebiet in Tirol weist die geringste Vergletscherung auf. Außerdem ist es das einzige Gebiet, in welchem Quellen beprobt worden sind. Als dominierender abflusssteuernder Faktor ist hier die Schneeschmleze zu nennen. Die letzten Eisreste beeinflussen lediglich den Gassilbach, der den Grinner Ferner entwässert. Der geologische Hintergrund in Tirol unterscheidet sich deutlich vom Vinschgau und vom Wallis. Er wird durch den Hauptdolimit der Nördlichen Kalkalpen gebildet.

Das Untersuchungsgebiet im Vinschgau, welches am intensivsten beprobt wurde, weist Vergletscherungen von 0 – 5,7 % auf. Neben der Schneeschmelze tritt auch Eisschmelze als Abflusssteuernder Faktor während der Sommermonate auf. Das Plawenntal ist frei vom Einfluss der Eisschmelze. Der geologische Hintergrund wird im Vinschgau vom Ötztal – Kristallin der Ötztaler Alpen gebildet. Auch wenn es innerhalb der Täler Unterschiede in der Gesteinszusammensetzung gibt, fungieren sie generell als Kluftgrundwasserspeicher. Es treten auch poröse Grundwasserspeicher unterschiedlicher Art auf.

Die Testgebiete im Wallis umfassen vier Seitentäler der Rhône, welche im Aare – Massiv der Berner Zentral Alpen liegen. Der Gletscherschwund konnte in diesem Testgebiet am besten verdeutlicht werden. Die derzeitige Vergletscherung betrifft alle Untersuchungsgebiete im Wallis und reicht von 6,5 - 21 %. Das bedeutet, dass die Eisschmelze in diesem Untersuchungsgebiet den größten Einfluss auf das Abflussgeschehen hat. Daneben tritt zudem die Schneeschmelze auf.

5 Theorie – Regimeübertragung nach Aschwanden und Weingartner

Der Abfluss spielt eine zentrale Rolle um Einzugsgebiete hydrologisch zu charakterisieren. Niedrigwasserperioden oder Hochwasserperioden können sich je nach geographischer Lage zeitlich stark unterscheiden. Das Auftragen des Verhältnisses vom mittleren Monatsabfluss zum mittleren Jahresabfluss gegen die Zeit (Monate) führt zu einem Abflussregime. Alpine Abflussregime zeichnen sich im Allgemeinen durch eingipflige Regime mit nur einem Maximum und ein Minimum pro Jahr aus. Sie werden daher als einfache Regime bezeichnet. Einfache Regime weisen einen dominanten Steuerfaktor, bzw. mehrere zeitlich gleichgerichtete Steuerfaktoren auf. Als dominierende Steuerfaktoren sind hier vor allem die Schnee und Eisschmelze anzusehen. (ASCHWANDEN, WEINGARTNER, 1985)

Aschwanden und Weingartner unterteilen die alpinen Abflussregime in sechs unterschiedliche Regimetypen (siehe Tabelle 2). Ausschlaggebend für die Unterteilung ist die Dominanz der Hauptabflussmonate Juni, Juli, August und September. Unterschiedliche Rangfolgen dieser Monate führen zu unterschiedlichen Regimetypen, wobei der Einfluss von nivalen bzw. glazialen Komponenten bestimmten Monaten zugeschrieben werden kann (in ASCHWANDEN UND WEINGARTNER, 1985).

Für die Untersuchungsgebiete liegen keine langjährigen Abflussdaten vor, so dass kein Abflussregime nach der herkömmlichen Vorgehensweise erstellt werden kann. Aschwanden und Weingartner entwickelten jedoch einen Übertragungsansatz, wodurch mit einfachen Einzugsgebietesparametern Regime aus repräsentativen gemessenen Einzugsgebieten räumlich übertragen werden können. Dazu stellen sie Kausalbeziehungen zwischen Regimetyp und räumlichen Begebenheiten auf und verweisen auf die mittlere EZG- Höhe und die Vergletscherung als wesentliche Parameter zur räumlichen Übersetzung von Abflussregime.

Die mittlere Einzugsgebietshöhe besitzt ihren integralen Charakter dadurch, dass sie den saisonalen Temperaturgang und somit das Ausmaß der winterlichen Retention in Form von Schnee beeinflusst. Außerdem werden durch die mittlere Einzugsgebietshöhe indirekt Flächenanteile von Abflusssteuernden Raumelementen wie Wald, Weide, Ödland und auch Gletscher beschrieben. Die Abflusssteuernde Wirkung der Vergletscherung ist durch die Eisschmelze gegeben und allgemein bekannt. (ASCHWANDEN UND WEINGARTNER, 1985)

Aschwanden und Weingartner weisen aus der Vergletscherung und der mittleren Einzugsgebietshöhe der repräsentativen Stationen Richtwerte für jeden Regimetyp aus. Sie sind in der folgenden Tabelle dargestellt.

Tabelle 2: Abhängigkeit der Regimetypen von mittlerer Höhe und Vergletscherung

Regimetyp	Bezeichnung	Mittlere EZG-Höhe	Vergletscherung
Aa	a-glazial Übergang	>2400 m	40% 36 – 40 %
Ab	b-glazial	>2100 m	22- 36 %
Ba	a- glazionival	>2000 m	12 – 22 %
Bb	b-glazionival	>1900 m >2300 m	6 – 12 % 1 – 12 %
C	nivoglazial	1500 – 1900 m 1900 – 2300 m	3 – 12 % 1 – 6 %
D	nival	1550 – 1900 m ab 1900 m	0 – 3 % 0 – 1 %

Aus der mittleren Einzugsgebietshöhe und der Vergletscherung der Untersuchungsgebiete können nun rezente hypothetische Abflussregime nach dem Übertragungsansatz von Aschwanden und Weingartner zugewiesen werden. Sie sind in den folgenden Tabellen unter Regimetyp dargestellt (Zusammengefasst aus der Diplomarbeit NIKOL).

Tabelle 3: Rezente Regimetypen in Tirol nach der Regimeübertragung von Aschwanden und Weingartner in Tirol

	Mittlere EZG - Höhe	Vergletscherung	Regimetyp
Teil EZG Gassil	2083 m	0%	Nival
EZG Mühlbach	2042 m	0%	Nival

Tabelle 4: Rezente Regimetypen in Tirol nach der Regimeübertragung von Aschwanden und Weingartner im Vinschgau

	Mittlere EZG - Höhe	Vergletscherung	Regimetyp
Plawenntal	2283 m	0 %	Nival
Planeiltal	2480 m	2,4 %	b- glazionival
Matscher Tal	2536 m	5,7 %	b- glazionival

Die Hauptsteuerelemente alpiner Abflussregime sind die Schnee- und Eisschmelze. D.h. Vergletscherung und Schneegrenze dominieren das Abflussgeschehen solcher Einzugsgebiete. Um zukünftige Abflussregime für die Untersuchungsgebiete darstellen zu können müssen daher Ergebnisse aus Geltscherschwundszenarios sowie Schneegrenzanstiegsszenarios herangezogen werden.

In der vorangegangenen Diplomarbeit von Nadja Nikol (2007) wurden Regimeänderungen abgeschätzt. Die Veränderung der Vergletscherung in den Einzugsgebieten wurde anhand von Gletscherschwundszenarien berücksichtigt. Die Veränderung der Schneegrenze wurde mit einer Erniedrigung des Parameters mittlere EZG – Höhe gleichgesetzt. Aus den neu gewonnen Parameter mittlere EZG – Höhe und Vergletscherung konnten so zukünftige Regime erstellt werden, welche für die Untersuchungsgebiete im Vinschgau in Abbildung 5-1 und Abbildung 5-2 dargestellt sind.

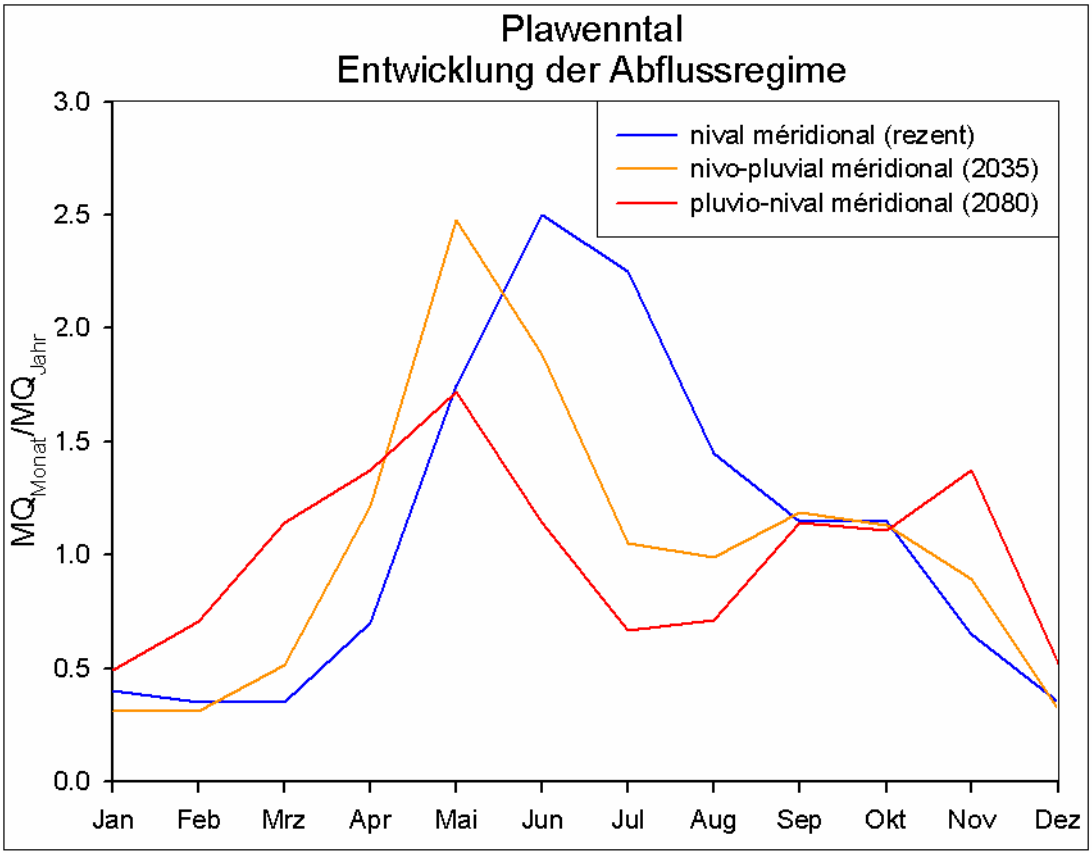

Abbildung 5-1: Entwicklung der Abflussregime im Plawenntal (aus Diplomarbeit NIKOL, 2007)

Für das Plawenntal wurden starke Veränderungen infolge des Klimawandels abgeschätzt, so dass es noch innerhalb dieses Jahrhunderts zu pluvio - nivalen Verhältnissen kommt. Ausschlaggebend sind hier die relativ niedrige mittlere Einzugsgebietshöhe und die fehlende Vergletscherung im Einzugsgebiet.

Für das Planeiltal, sowie für das Matscher Tal wurden dagegen weniger starke Veränderungen in den Abflussregimen abgeschätzt. Jedoch zeichnet sich der Gletscherschwund in den Abflussregimen ab, wodurch es zu nival - alpinen Verhältnissen kommt.

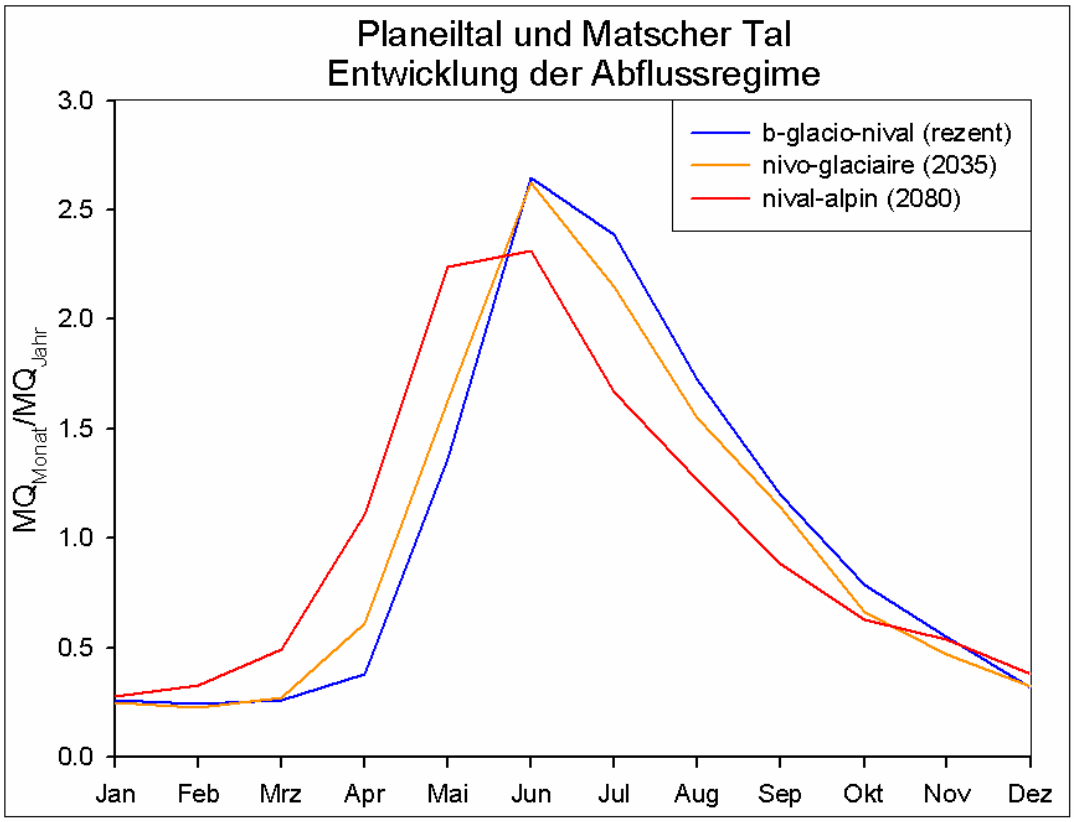

Abbildung 5-2: Entwicklung der Abflussregime im Planeiltal und im Matscher Tal (aus Diplomarbeit Nadja Nikol, 2007)

5.1 Fazit

Der Regimeübertragungsansatz von Aschwanden und Weingartner anhand der Parameter mittlere EZG – Höhe und Vergletscherung, ist vor allem für ungemessene Einzugsgebiete ein hilfreiches Werkzeug um Aussagen über das Abflussverhalten zu formulieren. Für die Untersuchungsgebiete liegen keine Abflussreihen vor, so dass es keine andere Möglichkeit gibt um rezente oder zukünftige Abflussregime zu erstellen.

Durch die Übertragung der Schneegrenzanstiege auf die mittlere Einzugsgebietshöhe können auch zukünftige Abflussregime von kleinen, ungemessenen Einzugsgebieten abgeschätzt werden.

6 Experimenteller Teil

6.1 Methodik

Die Veränderung von Wasserfassungseinzugsgebieten lässt sich nur dann abschätzen, wenn die aktuellen Verhältnisse in den Einzugsgebieten bekannt sind. Ein Schwerpunkt der experimentellen Arbeit liegt in der Aufschlüsselung des Abflusses in seine Bestandteile nach dem Konvergenzansatz nach Leibundgut. Dieser besagt, dass die im Abfluss gewonnenen Informationen aufgeteilt und verschiedenen Teilräumen bzw. Subspeichern zugeordnet werden können (LEIBUNDGUT, 1987). Der Abfluss besitzt also integralen Charakter und speichert Informationen aus dem Einzugsgebiet. Die Interpretation von natürlichen Wasserinhaltsstoffen im Abfluss lässt Aussagen über die Beteiligung verschiedener Herkunftsräume zu (LEIBUNDGUT, UHLENBROOK 1997).

6.2 Datenerhebung, Probenahme

Die Datenerhebung erfolgte jeweils durch eine Stichtagsbeprobung. Zum einen wurden die Feldparameter bestimmt und zum anderen Oberflächengewässer und Quellen in den Untersuchungsgebieten beprobt.

Zu den Feldparametern zählen Wassertemperatur, pH-Wert, die elektrische Leitfähigkeit, Quellschüttung und der Durchfluss. Die Probennahme umfasste je Beprobungspunkt 2 mal 100 ml für die Analyse des Gehalts der Hauptkationen und -anionen, der stabilen Isotope ^{18}O und ^{2}H. Zur Untersuchung auf Spurenstoffe wurden zusätzlich an jedem Beprobungspunkt je 2 mal 100 ml Wasser durch einen 45µm Filter abgefüllt und mit 1 ml 60% Ultrapur (Salpetersäure) versetzt. Alle Probeflaschen wurden vor der Befüllung mit dem zu beprobenden Wasser gespült.

Durch die Stichtagsbeprobung entstanden keine Zeitreihen sondern Momentanaufnahmen der hydrologischen Situation zu den gegebenen Zeitpunkten.

Die Beprobung der Gebiete erfolgte an zwei Terminen des Winters 2007 / 2008. Die erste Probennahme wurde vom 16. – 19. 12.2007, die zweite vom 23. – 26.02.2008 durchgeführt. Im Vinschgau wurden die einzelnen Bäche längs Ihres Fliessweges beprobt, in Tirol punktuell an zwei Bächen und insgesamt 5 Quellen.

Witterungsbedingungen während den Beprobungsterminen

Die erste Beprobung fand zwischen von 16. bis 19.12.2007 in einer sehr kalten Phase des Dezembers statt (Abbildung 6-1). Aus dem Wetterdatenarchiv des Hydrographischen Amts Südtirol in Bozen wurde folgender Temperaturverlauf für die Station Monte Maria (1335 m) entnommen:

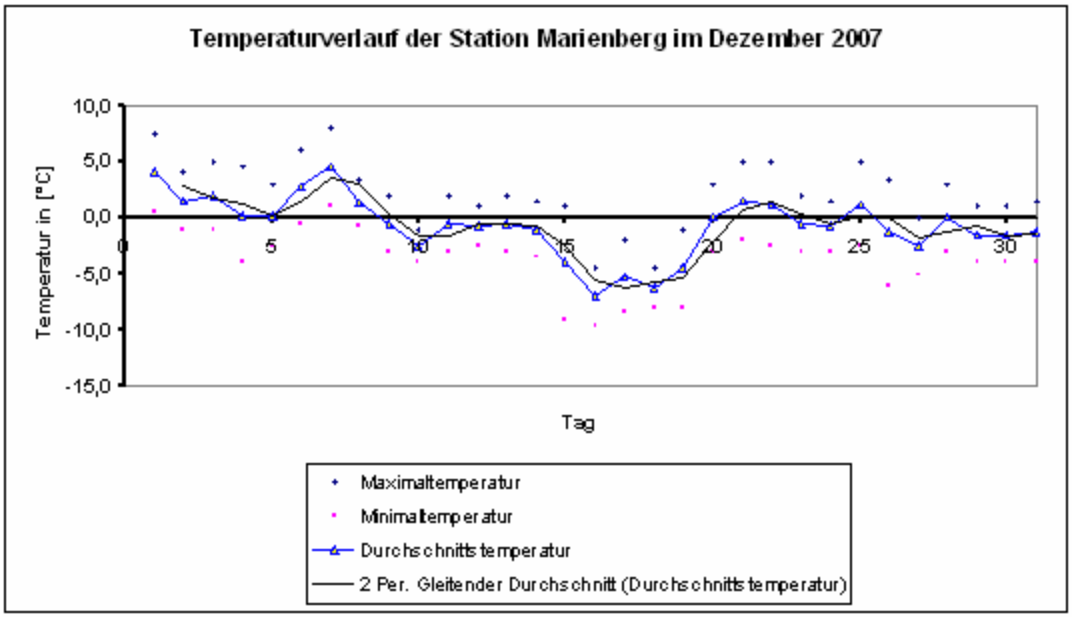

Abbildung 6-1: Temperaturverlauf im Dezember 2007 der Station Marienberg im oberen Vinschgau. (HYDROGRAPHISCHES AMT BOZEN)

Die sehr kalte Phase ab dem 15. Dezember mit Lufttemperaturen, weit unter dem Gefrierpunkt, ist deutlich zu erkennen. Die durchschnittlichen Lufttemperaturen lagen bereits ab dem 9.12.2007 unter dem Gefrierpunkt. Während der Beprobungszeit von 16. – 19. Dezember lagen auch die maximalen Lufttemperaturen unter der Null Grad Grenze.

Die Beprobung im Vinschgau erfolgte ab einer Höhe von ca. 1700 m. Da zur Zeit der Beprobung keine Inversionswetterlage vorlag, kann von einer Temperaturabnahme von 0,5°C / 100m ausgegangen werden. D.h. die mittleren Lufttemperaturen in den höher gelegenen Untersuchungsgebieten waren nochmals niedriger als die Lufttemperaturen an der Station Marienberg.

Während der zweiten Beprobung herrschten deutlich mildere Bedingungen. Die tageszeitlichen Temperaturschwankungen waren jedoch sehr hoch. Nachts kühlte es zwar bis unter den Gerierpunkt ab, aber tagsüber wurden auch über 2000 m Lufttemperaturen von 13 °C gemessen.

6.3 Grundlagen

Feldparameter

Als Feldparameter werden hier die Parameter angesprochen, welche direkt im Feld erhoben wurden. Erhoben wurden die Wassertemperatur, die elektrische Leitfähigkeit, Quellschüttungsmessungen, sowie der pH – Wert der Gewässer. Im Folgenden wird lediglich auf die Wassertemperatur und die elektrische Leitfähigkeit näher eingegangen, da die daraus gewonnen Daten sehr wertvolle Informationen geben.

Der ph – Wert wurde lediglich für die Vervollständigung der Ionenbilanz genutzt und die Quellschüttungsmessungen sind zum derzeitigen Zeitpunkt in Ihrer Anzahl zu wenige um charakteristische Aussagen über die Quellen zu formulieren.

1. Wassertemperatur

Bei der Betrachtung über einen längeren Zeitraum kann die Wassertemperatur für Aussagen über die Aufenthaltszeit des Wassers herangezogen werden. So deuten konstante Wassertemperaturen auf längere Verweilzeiten im Untergrund mit guter Durchmischung hin. Die Wassertemperatur entspricht dann oft der Jahresdurchschnittstemperatur des Einzugsgebietes. Schwankt die Quellwassertemperatur dagegen sehr stark, wird das Grundwasser von der Erdoberfläche auch kurzfristig beeinflusst.

Die Änderung der Wassertemperatur entlang eines Baches (z.B. nach Mündung eines Seitenbaches) kann auf eine Mischung von Wässern unterschiedlicher Herkunft hindeuten. Vor allem im Winter und Sommer weisen schnell abfließende Wässer im Gegensatz zu sehr langsamen Komponenten eine unterschiedliche Temperatur auf, da der Unterschied zur Jahresdurchschnittstemperatur zu diesen Zeiten am größten ist.

Jedoch müssen bei der Betrachtung der Wassertemperatur entlang eines Bachlaufes die meteorologischen Verhältnisse im Betrachtungszeitraum berücksichtigt werden. Z.B. kann sich die Wassertemperatur von Quellwasser durch die solare Einstrahlung oder deutlich unterschiedliche Lufttemperaturen signifikant verändern. Die Wassertemperaturentwicklung entlang eines Bachlaufes ist nicht nur abhängig von der Mischung mit unterschiedlichen Wässern.

2. Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit gibt den Mineralisationsgrad eines Wassers an. Sie ist abhängig von der Menge an gelösten Salzen bzw. dissoziierten Stoffen im Wasser. Eine hohe elektrische Leitfähigkeit kann durch lange Kontaktzeit mit dem Gestein erfolgen. Sie muss aber nicht

geologisch bedingt sein, da auch Verunreinigungen zu hohen elektrischen Leitfähigkeiten führen können. Im Allgemeinen wird die elektrische Leitfähigkeit mit der Kontaktzeit von Wasser im Untergrund in Verbindung gebracht. In den Untersuchungsgebieten sind anthropogene Verunreinigungen zu vernachlässigen und geologische Unterschiede innerhalb der Einzugsgebiete relativ gering, so dass davon ausgegangen wird, dass die elektrische Leitfähigkeit einzig von der Kontaktzeit des Wassers mit dem Untergrund abhängig ist.

Ionenbilanz der Hauptbestandteile

Die Wasserbeschaffenheit wird in der Ionenbilanz der Hauptbestandteile angegeben. Zu den Hauptbestandteilen zählen die Kationen Natrium, Kalium, Magnesium und Calcium (Na, K, Mg und Ca) und die Anionen Chlorid, Nitrat, Sulfat und Hydrogencarbonat (Cl, NO3, SO4 und HCO3). Hohe Nitrat und Chlorid Konzentrationen können auf anthropogene Verunreinigungen hindeuten.

Auf die Darstellung der Zusammensetzung der Wässer wurde in dieser Arbeit verzichtet, da dies bereits in der vorangegangenen Arbeit durchgeführt wurde. Durch die Gegenüberstellung der Kationen bzw. Anionen mit dem gesamten gelösten Ionengehalt (TDI = total dissolved Ions) konnten in den Untersuchungsgebiete im Vinschgau grundsätzliche Unterschiede in der Entwicklung der Bachläufe ausgemacht werden.

Tritium und Sauerstoff 18

Tritium wird in der Atmosphäre größtenteils zu Wasser oxidiert und gelangt über den Niederschlag in den Wasserkreislauf (KÄSS, 1993). Der Tritiumgehalt in den Niederschlägen weist jahreszeitliche Variationen auf, mit einem Maximum im Frühjahr und Frühsommer und einem Minimum im Winter in West- und Mitteleuropa (WATZEL 1994).

Durch Atombombentests in den 60 er Jahren kam es zu einer Erhöhung des atmosphärischen Tritiumgehaltes bis zu 6000 Tu (TU = Tritium Units). Seit der Einstellung der oberirdischen Atombombentests nimmt der Gehalt gemäß dem exponentiellen, radioaktiven Zerfalls ab, wobei die heute gemessenen Werte zwar leicht erhöht aber wieder im Bereich der natürlichen Hintergrundkonzentration liegen. Grund für die leicht erhöhten Konzentrationen heute ist die Emission ziviler kerntechnischer Anlagen.

Das radioaktive Isotop Tritium (^3H) wird häufig zur Datierung von Grundwasser genutzt. Es eignet sich vor allem zur Bestimmung von Wasser mit einem mittleren Alter bis zu 40 Jahren. Sehr junge Wässer (mittleres Alter z.B. 1-2 Jahre) können dagegen von Wässer, die älter als 50 Jahre sind kaum unterschieden werden. (CLARK, FRITZ, 1997)

Dazu kann das natürliche stabile Isotop Sauerstoff 18 (^{18}O) genutzt werden, das im Wassermolekül (H_2O) enthalten ist. Die Niederschläge weisen eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität in der Isotopensignatur auf und können damit Niederschlagszeit und –ort markieren. Verantwortlich für die Variationen der Isotopensignatur sind die Fraktionierungsprozesse welche bei den Phasenübergängen von Wasser stattfinden. Entscheidend ist dabei die Veränderung des Verhältnisses zwischen Sauerstoff 18 (^{18}O) und Sauerstoff 16 (^{16}O) im Wasser. Zur hydrologischen Interpretation von Isotopensignaturen werden die Isotopenverhältnisse einer Probe bezogen auf das Isotopenverhältnis eines Standards, in diesem Fall VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), angegeben.

$$\text{Delta } 18O = [(18O/16O)_{Probe} / (18O/16O)_{Standard}) -1]* 1000 ‰ \text{ VSMOW} \qquad \text{Gl. 5}$$

Der niedrigere Sättigungsdampfdruck der schwereren Sauerstoff 18 Isotope führt dazu, dass bei der Verdunstung von Meerwasser mehr Sauerstoff 16 Isotope in die gasförmige Phase übergehen. Die Fraktionierung setzt sich bei der Kondensation von Luft in den Wolken weiter fort und wird stärker je niedriger die Lufttemperatur während dieses Prozesses ist. Der $\delta\ ^{18}O$ Wert ist daher immer negativ.

Folgende Effekte treten durch die Isotopenfraktionierung auf. (Zusammengefasst aus UHLENBROOK 1999)

Breiten – bzw. Saisonaleffekt: Durch die Temperaturabhängigkeit der Isotopenfraktionierung reichern sich weniger schwere Isotope in der flüssigen Phase an, je niedriger die Umgebungstemperaturen sind. Es kommt zu saisonalen Schwankungen zwischen der kalten und warmen Jahreszeit und zu einem Gradient von Äquatornähe Richtung höherer Breiten.

Kontinentaleffekt: Während der Kondensation von Luft zu Wasser, dem Prozess der Wolkenbildung, gehen bevorzugt schwere Isotope in die flüssige Phase des Niederschlags über. Schwere Isotope regnen sich entlang der Hauptzugrichtung der Niederschläge mehr und mehr aus und die Niederschläge werden zunehmend leichter.

Mengeneffekt: Durch die bevorzugte Kondensation von schweren Isotopen kommt es bei länger anhaltenden Niederschlägen zu einer Abnahme der schweren Isotope im Niederschlag, da sich die schweren Isotope zunehmend ausregnen.

Höheneffekt: Bei orographisch bedingtem Aufsteigen von Luft an einem Gebirge regnen sich zunächst schwere Isotope aus. Im weiteren Verlauf werden die Niederschläge immer leichter. Zusätzlich ist der fallende Niederschlag der Verdunstung ausgesetzt, d.h. tiefer gelegene Gebiete erhalten stärker mit schweren Isotopen angereichtes Niederschlagswasser.

Die wichtigsten Effekte in den betrachteten Untersuchungsgebieten sind im Saisonaleffekt und im Höheneffekt zu sehen. Durch diese findet eine räumlich und zeitlich differenzierte natürliche Wassermarkierung statt.

Für die Interpretation der Isotopendaten sind Inputwerte nötig. Für das stabile Isotop Sauerstoff 18 wird als Input die saisonale Schwankung der Station Grimsel (CH) verwendet. Auf Grund der Lage am Grimselpass (1950 m) weist diese Station einen alpinen Charakter auf, so dass sie als qualitative Interpretationsbasis für die Untersuchungsgebiete genutzt werden kann. In Abbildung 6-2 sind die Mittlerwerte der Isotopensignatur des Niederschlags der Station Grimsel aus der Periode 1993 bis 2003 abgebildet.

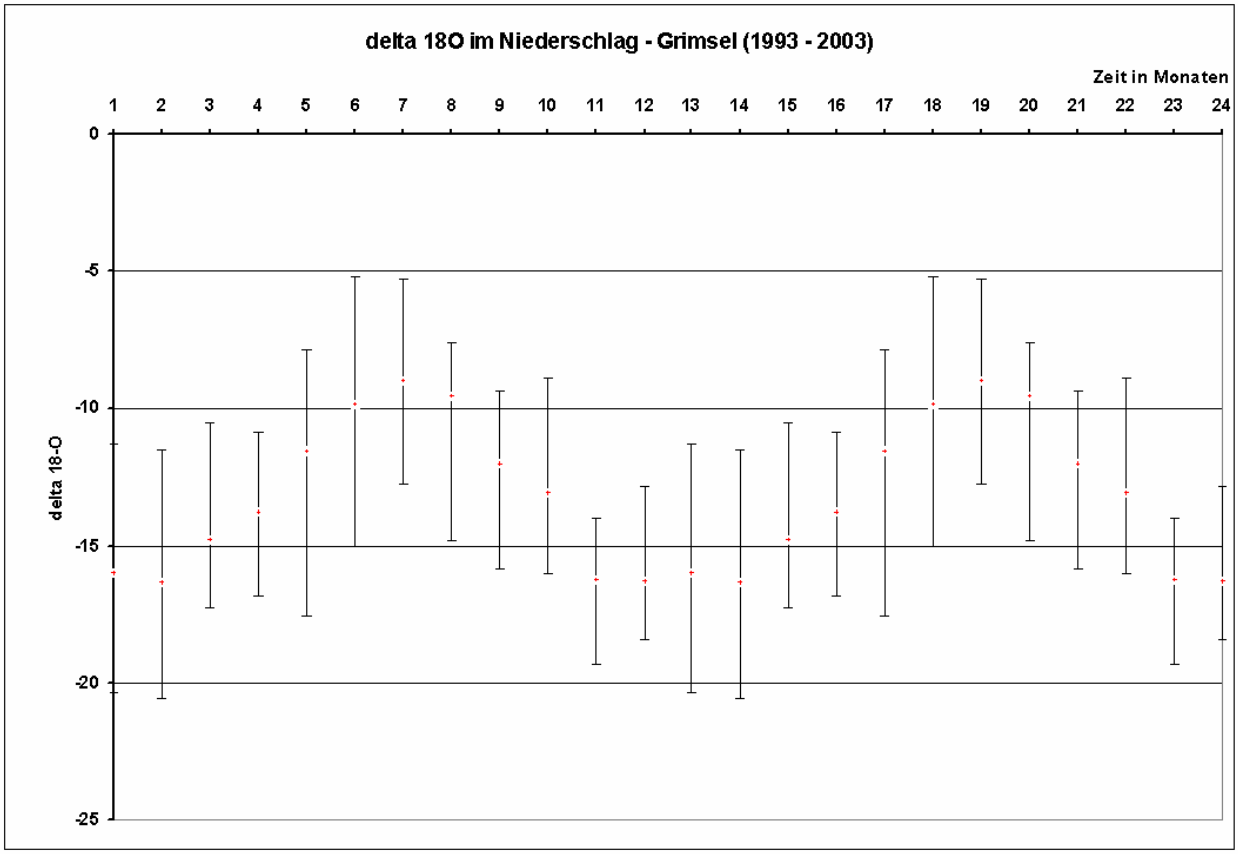

Abbildung 6-2: mittlere Delta - 18O Werte des Niederschlags der Station Grimsel (CH) - Periode 1993 bis 2003. (Bundesamt für Umwelt – BAFU, Schweizerische Eidgenossenschaft)

Für den Vergleich der Tritiummessungen werden die Niederschlagswerte der Station Garmisch (D) herangezogen. Abbildung 6-3 zeigt die Tritiumgehalte der Niederschläge aus der Periode 1978 bis 2001. Die saisonale Schwankung der Tritiumgehalte ist deutlich zu erkennen. Es wird davon ausgegangen, dass sich die Tritiumgehalte ab dem Jahr 2001 nicht mehr signifikant

verändert haben, da die Hintergrundkonzentration wieder erreicht worden ist und sich die saisonalen Schwankungen der letzten beiden Jahre fortgesetzt haben.

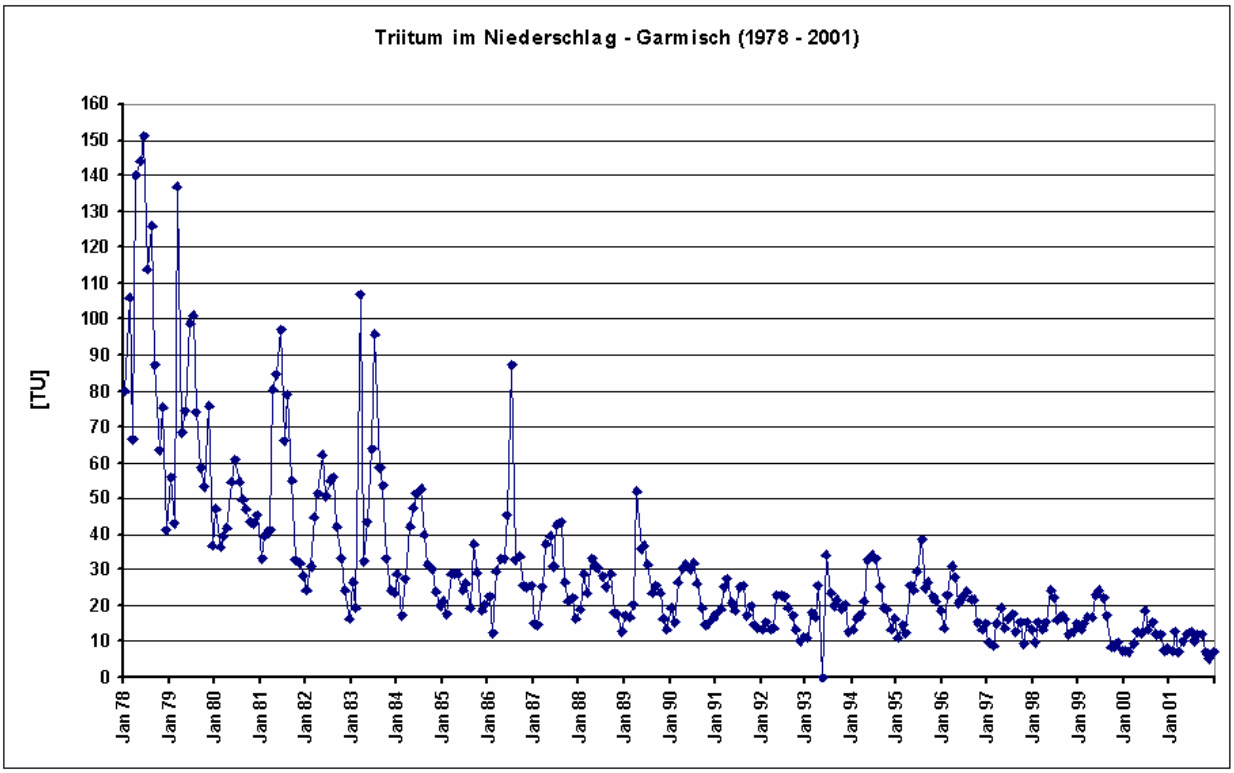

Abbildung 6-3: Tritiumwerte im Niederschlag der Station Garmisch aus der Periode 1978 – 2001.

Wasserbeschaffenheit Spurenelemente

Als Spurenelemente werden Elemente angesprochen, die in geringsten Mengen enthalten sind. In hydrologischer Sicht wird dabei die Konzentration von Spurenelementen bezogen auf ein Volumen einer Wasserprobe angegeben. Die meisten Spurenelemente sind in der Natur allgegenwärtig vorhanden, wobei sich die Gehalte der einzelnen Elemente räumlich sehr stark unterscheiden können. Der Clarke – Wert gibt Durchschnittsgehalte der Elemente in der Erdkruste an, so dass Quellen und Senken bezogen auf diesen Durchschnittswert ausgewiesen werden können.

In relativ unbewirtschafteten Böden ist die Zusammensetzung der Spurenelemente das Ergebnis der Gesteinsverwitterungs- und Bodenbildungsprozessen (FIELDER, RÖSLER, 1993).

Diese Arbeit beschränkt sich bei der Interpretation der Spurenelementgehalte lediglich auf die Abschätzung, welche Stoffe in den Untersuchungsgebieten eventuell als brauchbare Tracer

verwendet werden könnten. Die Spurenstoffgehalte wurden dabei mit den „harten“ Tracern, wie z.B. der elektrischen Leitfähigkeit verglichen.

6.4 Vinschgau

Die drei untersuchten Täler im Vinschgau zeigen deutliche Unterschiede in Ihren Gehalten an Kationen und Ihren Gesamtionengehalten. Die höchsten Werte des Gesamtionengehalts in Abbildung 6-4 wurden im Plawenntal in Quellnähe gemessen. Die niedrigsten Werte stammen vom Upibach. Die Werte zwischen 2 und 3 mmol(eq)/l wurden in Mündungsnähe im Plawenntal, Planeiltal und Matscher Tal gemessen. Die Werte unter 2 mmol(eq)/l stammen jeweils aus Quellnähe des Planeiltals und des Matscher Tals.

Während sich im Plawenntal der Gesamtionengehalt mit dem Bachverlauf von der Quelle zu Mündung verringert, nimmt er im Planeiltal und im Matscher Tal zu. Die Gesamtionengehalte gleichen sich in Mündungsnähe an. Das deutet auf grundsätzlich unterschiedliche Herkunftsräume und Fliesssysteme in den Tälern hin.

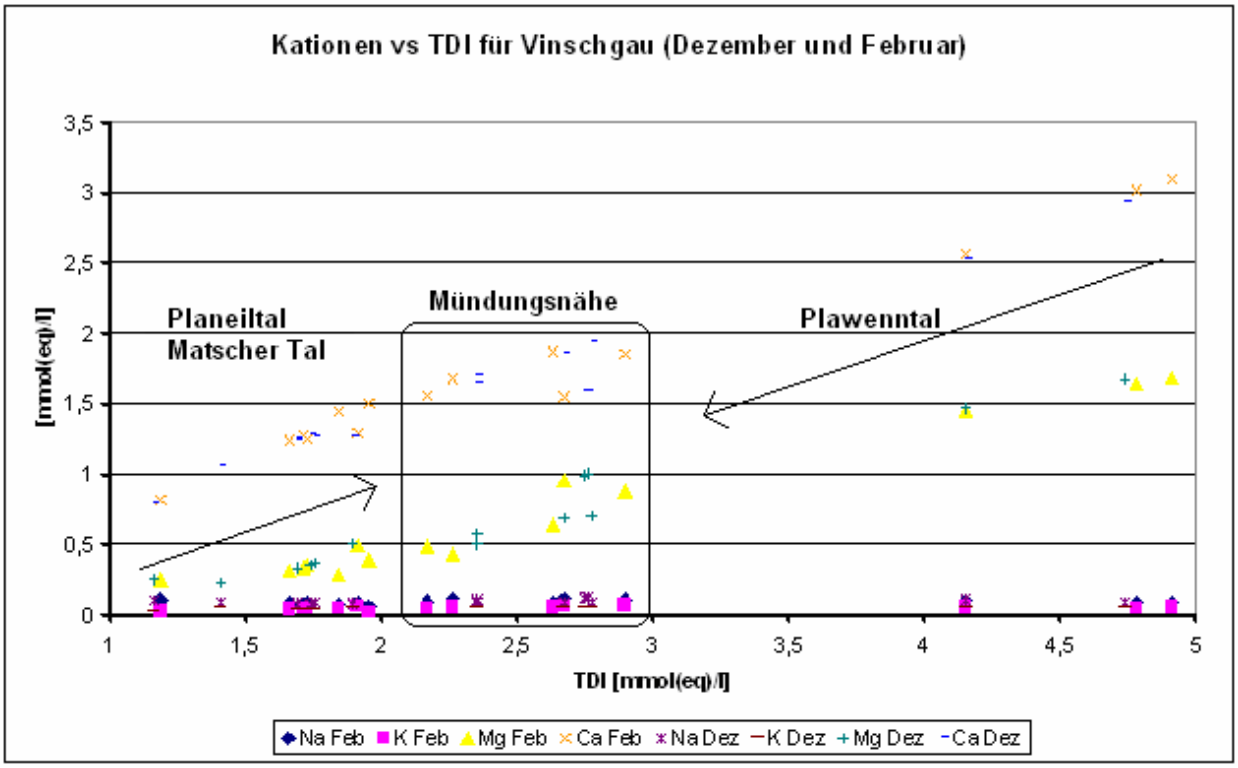

Abbildung 6-4: Kationen vs. gesamter gelöster Ionengehalt (TDI = total dissolved Ions) für die Täler im Vinschgau. Pfeile zeigen die Entwicklung von Quellnähe in Richtung Mündung.

Alle Täler im Vinschgau zeigen äußerst geringe Chlorid und Nitrat Belastungen. Dies bekräftigt die Annahme, dass die Täler frei von anthropogenen Verunreinigungen sind. Die Sulfatgehalte

zeigen dagegen deutliche Unterschiede. Der höchste Sulfatgehalt wurde in einem Zuflussbach im Matscher Tal im Februar gemessen (Abbildung 6-5).

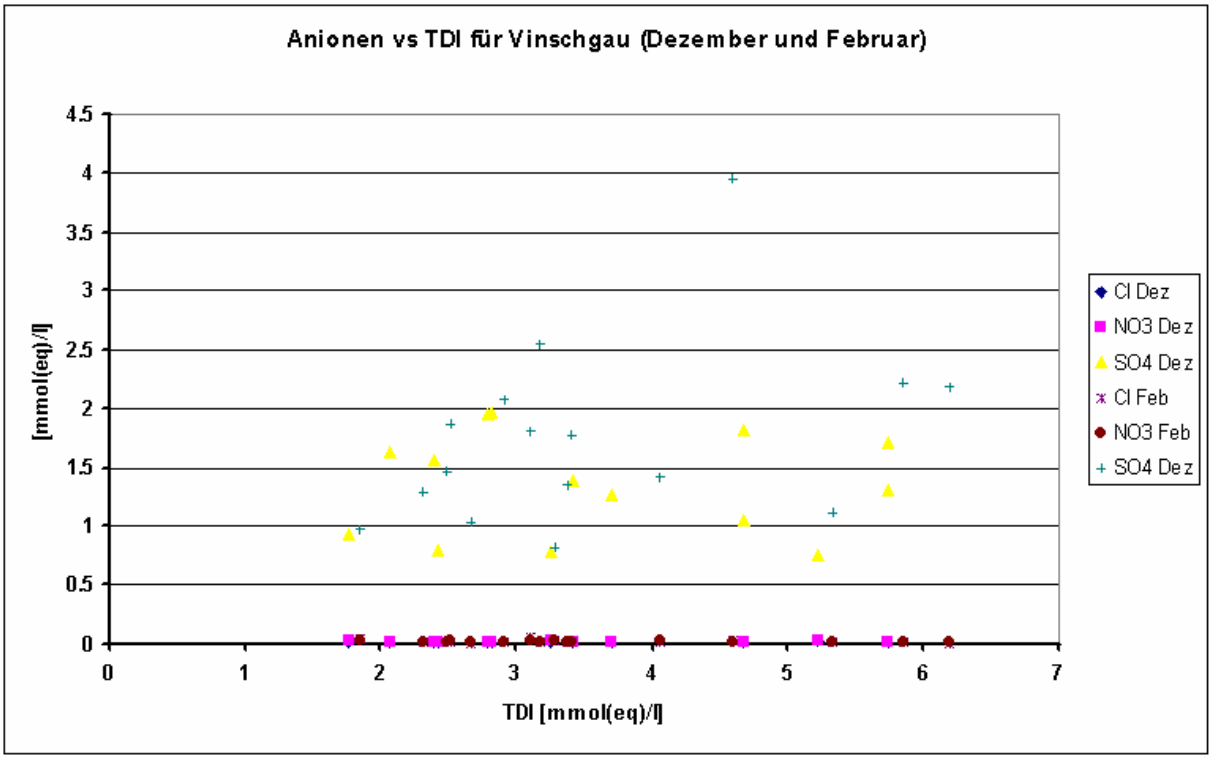

Abbildung 6-5: Anionen vs. Gesamter gelöster Ionengehalt (TDI = total dissolved Ions) für die Täler im Vinschgau.

6.4.1 Plawenntal

Abbildung 6-6 zeigt die Profile der elektrischen Leitfähigkeit sowie der Wassertemperatur im Plawenntal. Die Profile verlaufen von Quellnähe in Richtung Mündung. Die sehr hohen elektrischen Leitfähigkeiten in Quellnähe deuten auf eine lange Kontaktzeit des Quellwassers hin (VPLB2 (2), VPLB1=VPLB1 (2), VPLB2=VPLB3 (2)).

Im weiteren Verlauf fallen die Werte der elektrischen Leitfähigkeit deutlich ab und stellen sich in der Talebene auf ein relativ konstantes Niveau ein. Bei allen Messstellen, die sowohl im Dezember und im Februar beprobt wurden, ist eine leichte Abnahme der elektrischen Leitfähigkeit zu verzeichnen, was mit der Mischung von Schmelzwasser der einsetzenden Schneeschmelze zu erklären ist.

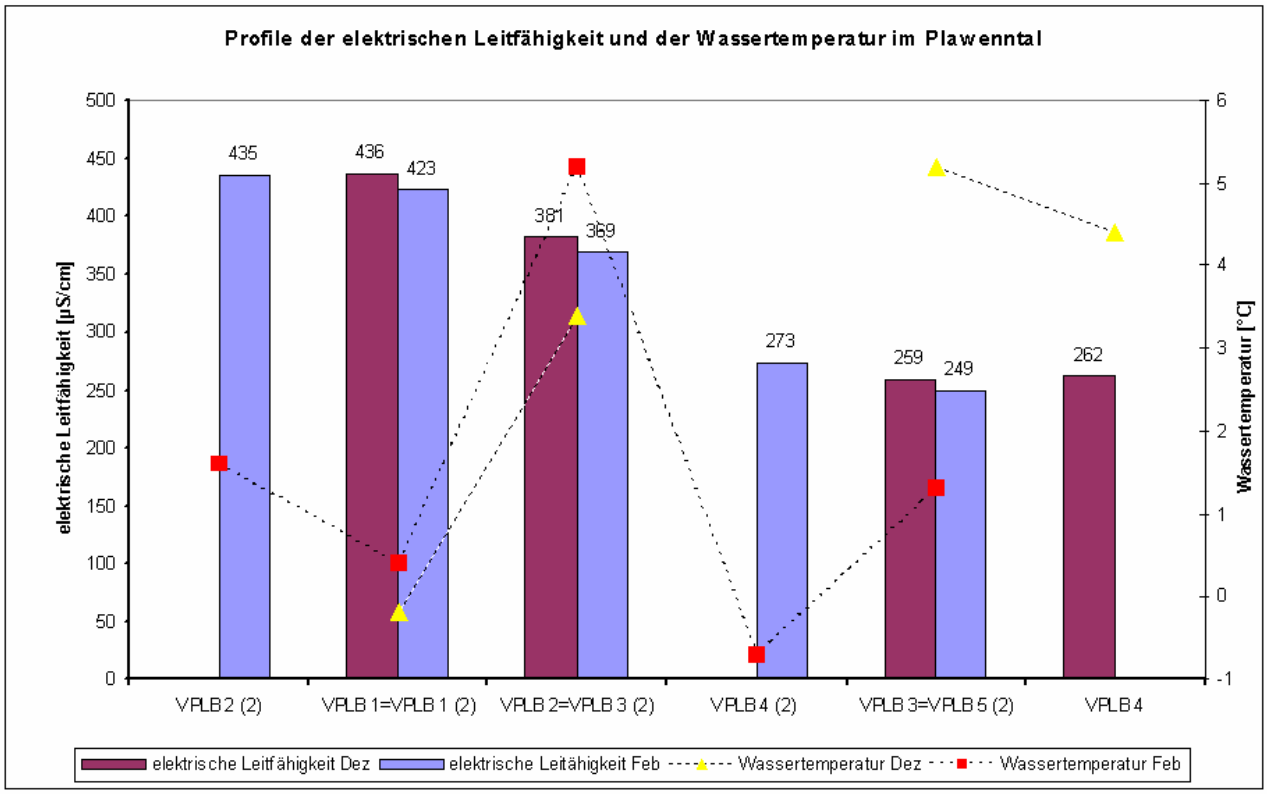

Abbildung 6-6: Die Profile der elektrischen Leitfähigkeit und der Wassertemperatur von Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts) für das Plawenntal. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008.

Die starke Abnahme der elektrischen Leitfähigkeit im weiteren Bachverlauf deutet auf Mischung mit anderen Wässern und somit auf zusätzliche Fliesssysteme im Einzugsgebiet hin.

Die Probenahmestelle VPLB4 (2) repräsentiert Wasser, welches aus Drainrohren aus der weiten Talebene in den Plawennbach geleitet wird. Die niedrige Wassertemperatur an dieser Stelle könnte ein Indiz für Schneeschmelzwasser sein, welches in die Talfüllung infiltriert und

daraus abgeleitet wird. Dieser oberflächennahe Interflow bzw. Returnflow besitzt eine deutlich geringere Mineralisation, d.h. die Kontaktzeit des Wassers war deutlich geringer. Die lockeren Talfüllungen lassen also auf eine kürzere Umsatzzeit bei schnelleren Fließwegen schließen.

Auffällig sind die relativ hohen Wassertemperaturen an der Messstelle VPL2 bzw. VPLB3 (2). Diese Messstellen befinden sich an einem Leitungsauslass, d.h. es befindet sich vermutlich ein Reservoir davor, welches eine ausgleichende Wirkung auf die Temperatur hat. Es darf angenommen werden, dass ein solches Reservoir fast ausschließlich von dem Quellbachwasser gespeist wird, da die Leitfähigkeitswerte im Vergleich zum weiteren Verlauf relativ hoch sind.

Die Proben VPLB3 und VPLB5 (2) wurden von dem Ausfluss einer Wasserfassung kurz oberhalb des Dorfes Plawenn gezogen. Die Wässer werden in diesem Reservoir höchstwahrscheinlich aus Gebieten mit kürzeren Kontaktzeiten bezogen, da die Leitfähigkeitswerte deutlich niedriger sind.

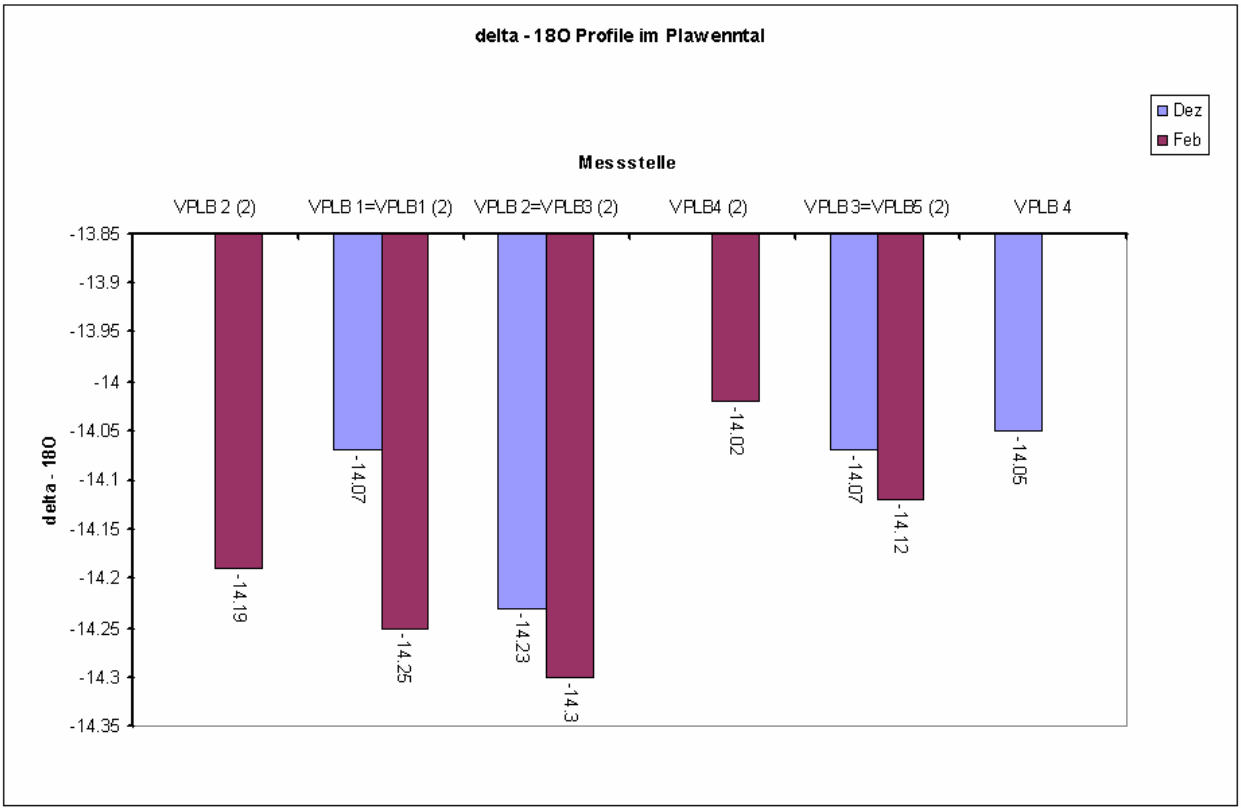

Abbildung 6-7: Delta – 18 O Profile von Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts) für das Plawenntal. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008.

In Abbildung 6-7 sind die delta - 18O Profile im Plawenntal dargestellt. Die maximale Abweichung der Werte beträgt 0,28 ‰, so dass die Interpretation der Werte kritisch betrachtet

werden muss. Es lässt sich sagen, dass es sich bei allen Proben um Wässer handelt, die während der kalten Jahreszeit gebildet wurden (Vergleich Station Grimsel).

Generell sind die Werte in der Talebene negativer, wodurch der Höheneffekt der Isotopenfraktionierung zwischen der Talebene und den Berggipfeln zum Vorschein kommt.

Würde man den Trend der Februar Messwerte (VPLB3 (2), VPLB1 (2), VPLB2 (2)) auf die Dezemberwerte gedanklich übertragen, käme man auf einen Wert leicht über -14‰. Es lässt sich die Annahme treffen, dass die Quellwässer im Bereich des langjährigen Mittelwerts liegen und somit eine relativ lange Verweilzeit besitzen. Diese Annahme deckt sich mit den hohen Leitfähigkeitswerten.

Die negativeren Werte im Februar veranschaulichen die Schneeschmelze, die im Februar bereits deutliche Spuren im gesamten Einzugsgebiet hinterlassen hat und somit zur Durchmischung von Quellwasser und Schmelzwasser führt.

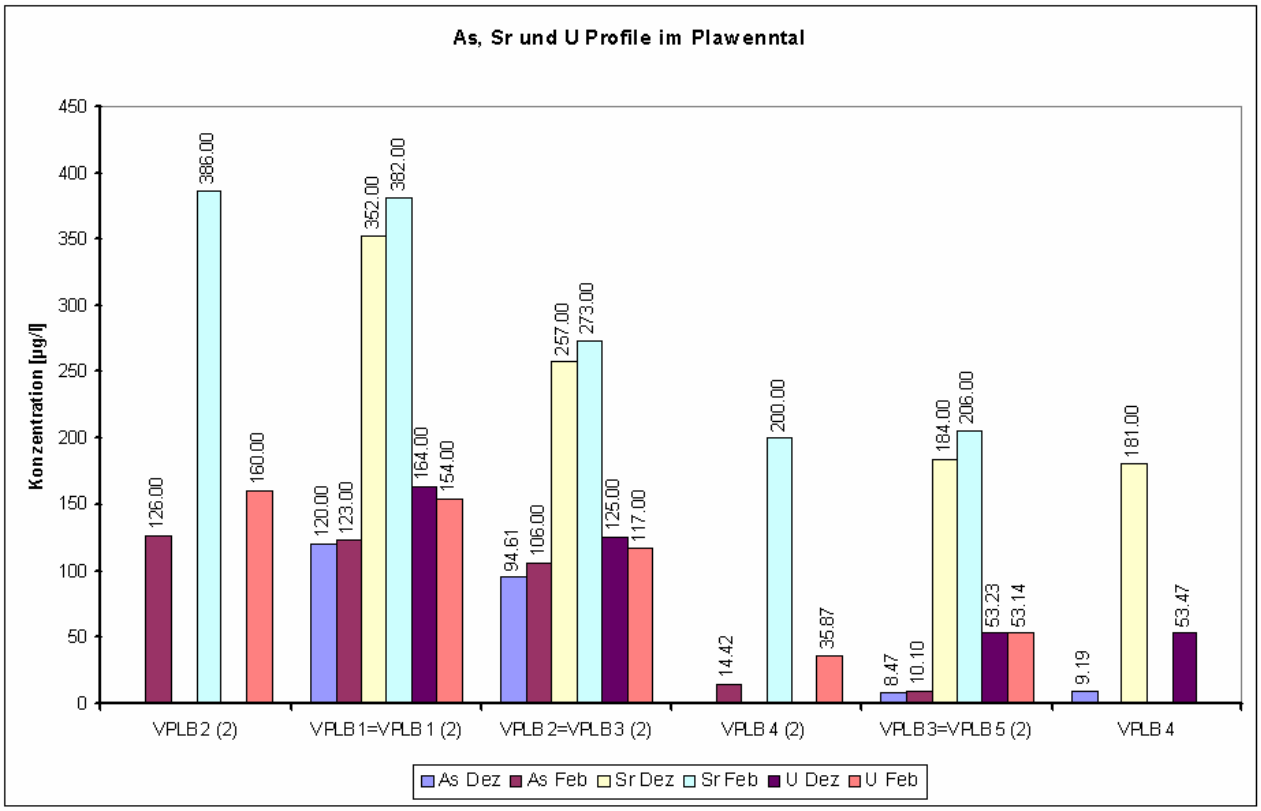

Abbildung 6-8: Profile der Konzentrationen von Arsen (AS), Strontium (Sr) und Uran (U) im Plawenntal von der Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts). Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008.

Die Analyse der Spurenstoffe der Proben im Plawenntal (Abbildung 6-8) zeigt sehr hohe Gehalte an Arsen, Strontium und Uran, wobei die höchsten Konzentrationen wieder in Quellnähe gemessen wurden. Auch die Werte in Mündungsnähe sind noch deutlich höher, wie in den restlichen Untersuchungsgebieten. Dass sich derart große Unterschiede aufgrund von Lösungsvorgängen im Wasser - Gestein - System zwischen den Untersuchungsgebieten auftun ist eher unwahrscheinlich. Vielmehr deuten die Konzentrationen auf eine sich grundsätzlich Unterscheidende Herkunft der Wässer im Plawenntal hin.

Die Abnahme der Konzentrationen in Richtung Mündung ist mit Durchmischung von weniger belasteten Wässern zu erklären. Die Probenahmestelle VPLB4 (2) weist den geringsten Urangehalt auf und scheint daher am wenigsten von Quellwasser beeinflusst zu sein.

Auf Grund der Annahme, dass die Isotopensigantur der Wässer in Quellnähe dem langjährigen Mittelwert entspricht und den zusätzlich gemessenen hohen Leitfähigkeiten dieser Wässer, begründet sich, dass der Plawennbach von Wasser aus der tektonischen Störung an der nördlichen Einzugsgebietsgrenze des Plawenntals stammt. Die oberen Beprobungspunkte VPLB2 (2), VPLB1=VPLB1(2), VPLB2=VPLB3 (2) sind am stärksten von diesem Wasser beeinflusst.

Die Beprobungsstelle VPLB4 (2) in der Talebene ist nicht gänzlich davon unbeeinflusst, jedoch muss es innerhalb dieser Talfüllung zur Durchmischung mit seitlich zufließendem Grundwasser, bzw. Interflow oder mit infiltrierendem Schmelzwasser kommen, wodurch die Konzentrationen von Arsen, Strontium und Uran, sowie die elektrische Leitfähigkeit deutlich geringer werden. Die Isotopensigantur an dieser Stelle zeigt die höchsten Werte und bekräftigt die Annahme des Zustroms von tiefer gebildeten Wassers.

6.4.2 Planeiltal

In Abbildung 6-9 sind die Profile der elektrischen Leitfähigkeit und der Wassertemperatur des Planeiltals von der Quellregion Richtung Mündung dargestellt. In ca. 2200 m Höhe konnte ein Zuflussbach eines Quellgebiets beprobt werden (VPPB5 bzw. VPPB4 (2)). Im Dezember weist dieser die geringste Mineralisation auf. Im Februar liegt sie leicht über den Werten im Punibach dieses Talabschnitts.

Die Messststelle VPPB4=VPPB3 (2) befindet sich kurz oberhalb der Mündung des Quellzuflusses am Punibach. Die elektrische Leitfähigkeit ist hier gegenüber dem Quellbach im Dezember deutlich höher und im Februar leicht darunter.

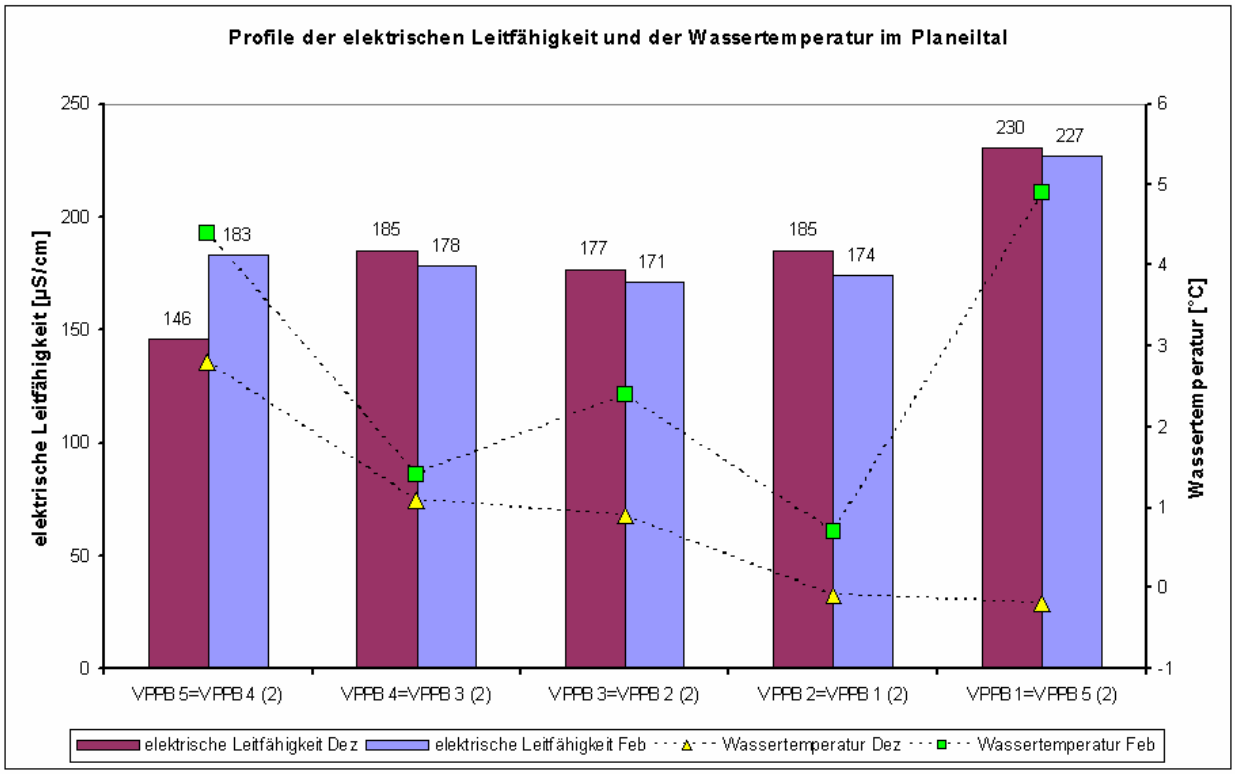

Abbildung 6-9: Die Profile der elektrischen Leitfähigkeit und der Wassertemperatur von Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts) für das Planeiltal. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008.

Im mittleren Bereich des Tales bleibt die Leitfähigkeit relativ konstant. In diesem Teil konnten keine Zuflüsse lokalisiert werden.

Erst im unteren Teil des Tales waren mehrere Bäche zu verzeichnen, welche in den Punibach münden. Auch die Vegetation wird erst im untersten Talbereich zunehmend dichter, was auf eine zunehmende Bodenentwicklung schließen lässt. Daraus ergeben sich seitliche Zuflüsse, die höher mineralisiert sein können. Diese Zuflüsse können zu einer Zunahme der elektrischen Leitfähigkeit führen.

Der Verlauf der elektrischen Leitfähigkeit im Februar ähnelt dem Verlauf im Dezember sehr. Es ist eine leichte Abnahme der Werte zu verzeichnen. Diese Abnahme könnte auf die anfangende Schneeschmelze hindeuten. Schneefreie Flächen waren im Februar nur im untersten Talbereich an den westlich gelegenen Hängen anzutreffen.

Lediglich der Quellbach weist im Februar eine erhöhte Mineralisation auf.

Die Wassertemperatur zeigt im Dezember einen kontinuierlich abnehmenden Verlauf. Der Zufluss des Quellbachs besitzt im Dezember die höchste Wassertemperatur von + 2,8 °C. Im weiteren Verlauf nehmen die Wassertemperaturen stark ab, was auf die sehr niedrigen Lufttemperaturen zu dieser Zeit zurückzuführen ist. Auch im Februar sind die

Wassertemperaturen am Quellbach relativ hoch. Die Wassertemperaturschwankungen im weiteren Bachverlauf sind auf wechselnde Sonnen- bzw. Schattenlagen mit starkem bzw. schwachem Strahlungsgenuss zurückzuführen.

Abbildung 6-10 zeigt das Sauerstoff 18 Profil des Punibachs im Planeiltal von der Quellregion in Richtung Mündung. Das erste Wertepaar stammt von einem Quellzufluss in ca. 2200 m Höhe. Hier sind die leichtesten Isotopensignaturen zu verzeichnen, welche sich, im Vergleich zur Station Grimsel, mit der Signatur von Niederschlägen der kalten Jahreszeit decken. D.h. die Quelle liefert Grundwasser mit relativ kurzen Verweilzeiten.

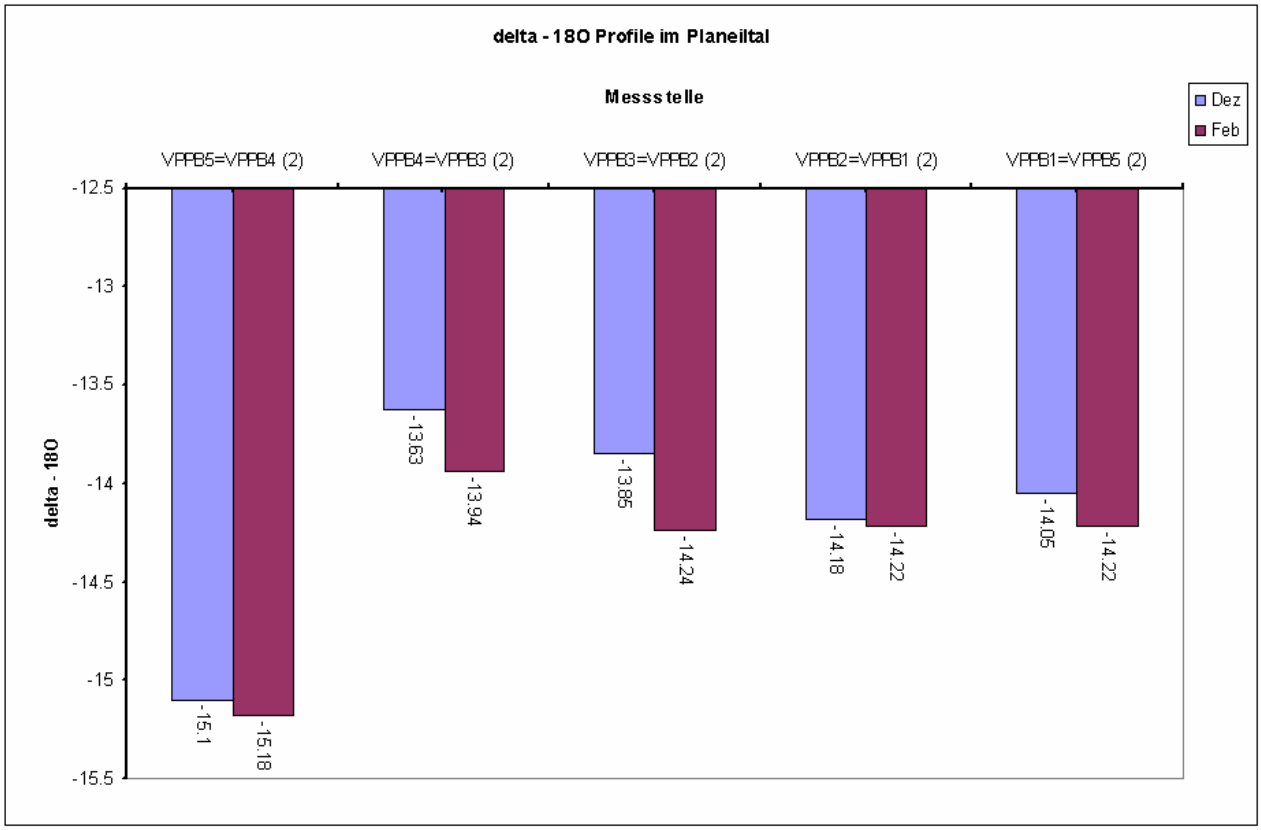

Abbildung 6-10: Delta – 18O Profile im Planeiltal von der Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts). Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008.

Das zweite Wertepaar stammt vom Punibach selbst, kurz oberhalb der Mündung des ersten Zuflusses. Die Isotopensignatur liegt im Bereich des langjährigen Mittelwertes. Daraus kann geschlossen werden, dass die Wässer der höchst gelegenen Quellen sehr lange Verweilzeiten aufweisen. Begründeter scheint die Annahme, dass diese Quellen sehr stark vom Planeilferner beeinflusst sind. Bei der Bildung von Gletschereis stellt sich durch den langjährigen Prozess der Metamorphose von Schnee zu Eis der langjährige Mittelwert der Isotopensignatur ein.

Durch Mischung der Wässer verringert sich der Wert im Punibach an der darauffolgenden Messstelle. Im weiteren Verlauf nehmen die Werte nochmals leicht ab.

Insgesamt zeigt das Sauerstoff 18 Profil vom Februar 2008 eine leichte Abnahme der delta - 18O Werte im Vergleich zum Profil vom Dezember 2007. Dies verdeutlicht den Einfluss der einsetzenden Schneeschmelze, wodurch zunehmend „leichteres“ Wasser mobilisiert wird. Die Schneeschmelze hinterließ im Februar 2008 deutliche Spuren bis über 2200 m Höhe. Vor allem an den östlich exponierten Hängen waren Einbußen der Schneemächtigkeit zu erkennen.

Die Profile der Strontium- (Abbildung 6-11) und Lithiumgehalte (Abbildung 6-12) im Planeiltal zeigen sehr ähnliche Verläufe zu den Profilen der elektrischen Leitfähigkeit. Der Quellzuflussbach weist im Dezember den niedrigsten Strontiumgehalt auf. Im Punibach selbst liegt der Gehalt deutlich darüber und bleibt im mittleren Talbereich relativ konstant. Erst im untersten Talabschnitt steigen die Strontiumgehalte deutlich an. Die Strontiumkonzentrationen sind im Februar bei allen Proben erhöht. Am deutlichsten ist diese Zunahme am Quellzuflussbach und im untersten Talbereich ausgeprägt.

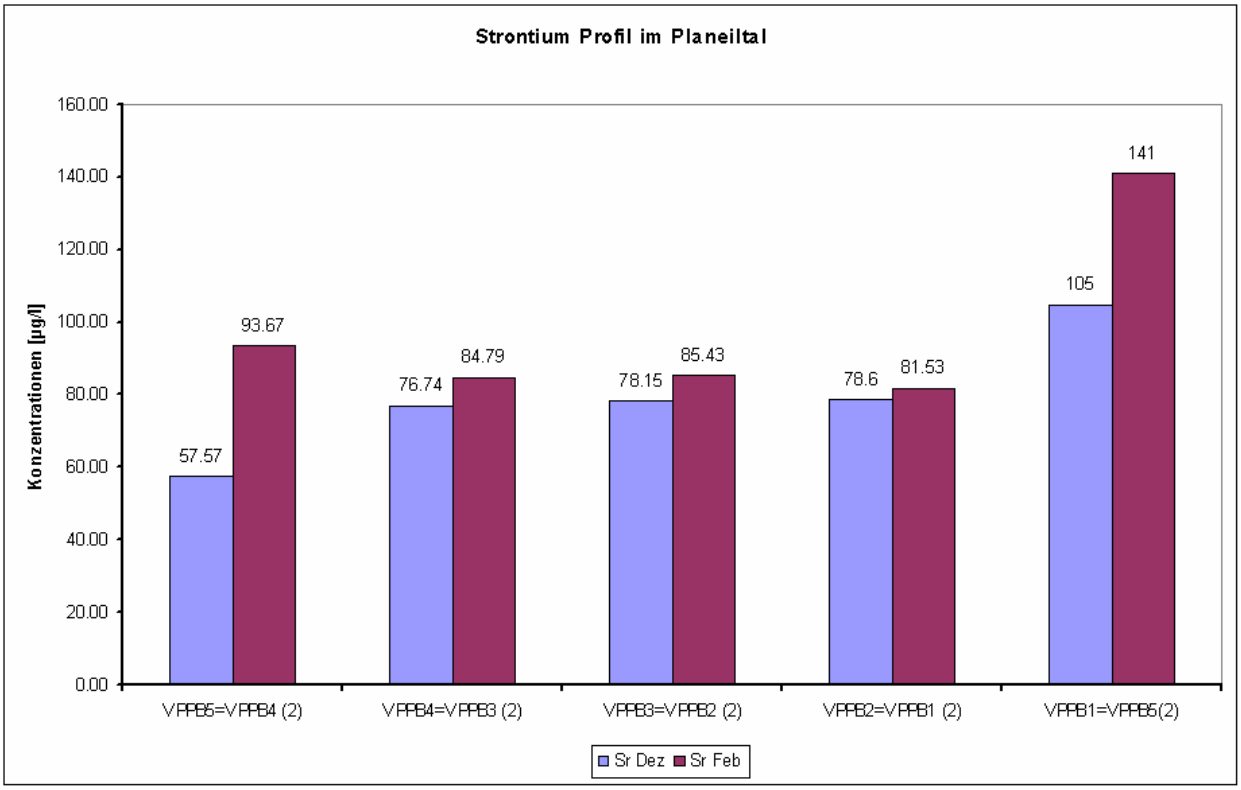

Abbildung 6-11: Strontiumprofile im Planeiltal von Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts). Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008.

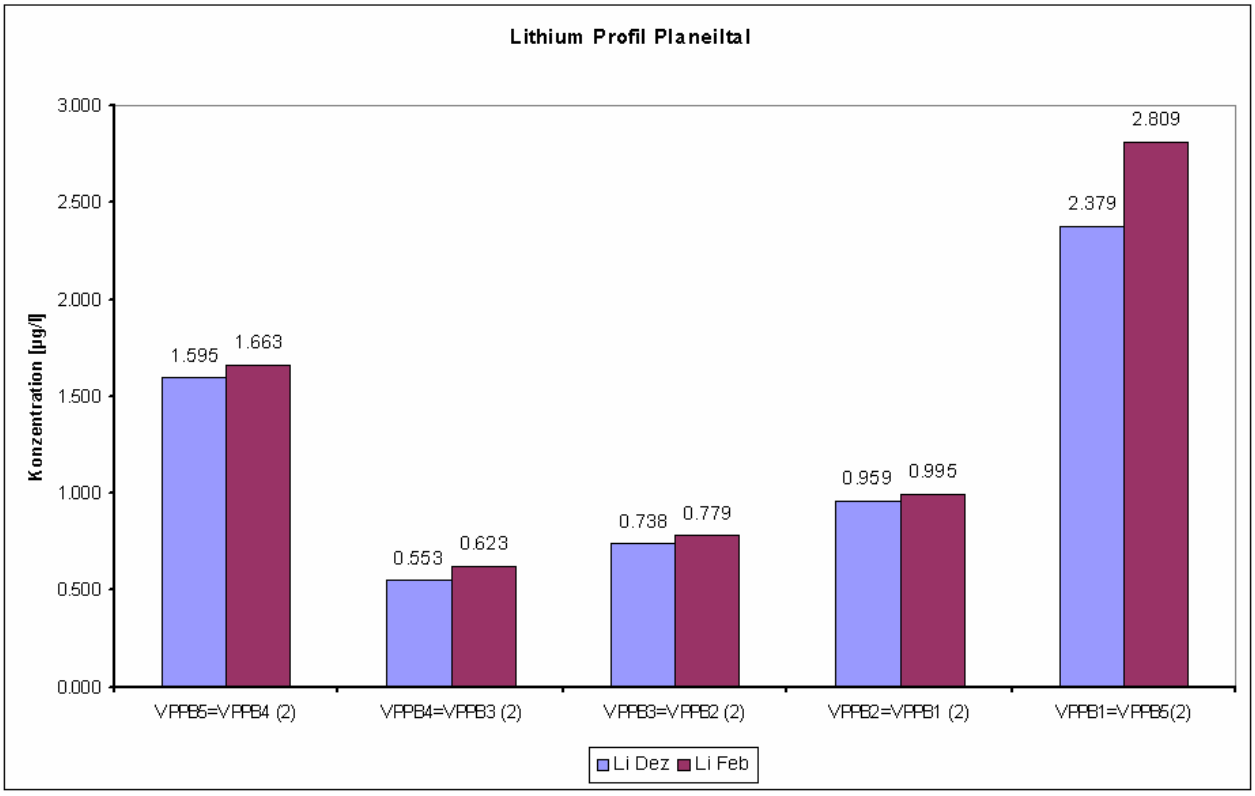

Abbildung 6-12: Lithiumprofile im Planeiltal von Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts). Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008.

Das Bild der Lithiumkonzentrationen weist ebenfalls Gemeinsamkeiten mit der elektrischen Leitfähigkeit auf. Der Quellzuflussbach hat gegenüber dem Punibach stark erhöhte Lithiumkonzentrationen. Im mittleren Talbereich bleiben sie relativ gering und im untersten Talabschnitt steigen sie sehr stark.

6.4.3 Matscher Tal

Im obersten Talabschnitt des Matscher Tals sind zahlreiche Quellen zu verzeichnen, welche den Saldurbach speisen. Der Saldurbach weist daher in der höchsten Beprobungsstelle relativ hohe Werte der elektrischen Leitfähigkeit auf (VMSB4=VMSB1 (2)) (Abbildung 6-13). Im Februar konnten zwei oberflächliche Zuflüsse beprobt werden (VMSB2 (2) und VMSB3 (2)). Der erste Zufluss aus westlicher Richtung (VMSB2 (2)) besitzt im Februar eine sehr ähnliche elektrische Leitfähigkeit, wie der Saldurbach vor der Mündung dieses Zuflusses. Der zweite Zufluss aus östlicher Richtung (VMSB3 (2)) weist dagegen sehr hohe Werte der elektrischen Leitfähigkeit auf und lässt daher auf deutlich längere Verweilzeiten dieser Wässer schließen. Eisfälle oberhalb dieses Zuflusses deuten darauf hin, dass dieser auch im Dezember Wasser führte. Durch diesen Zufluss hat sich die elektrische Leitfähigkeit im Saldurbach an dem Punkt

VMSB3 gegenüber dem vor der Mündung des Zuflusses gelegenen Punktes VMSB4 deutlich erhöht. Im weiteren Verlauf nimmt die elektrische Leitfähigkeit langsam ab, was auf die zahlreichen Zuflussbäche im unteren Talabschnitt zurückzuführen ist. In diesem Talabschnitt sind keine Quellen zu verzeichnen und die Bäche führen lediglich oberflächlich konzentrierten Abfluss ab.

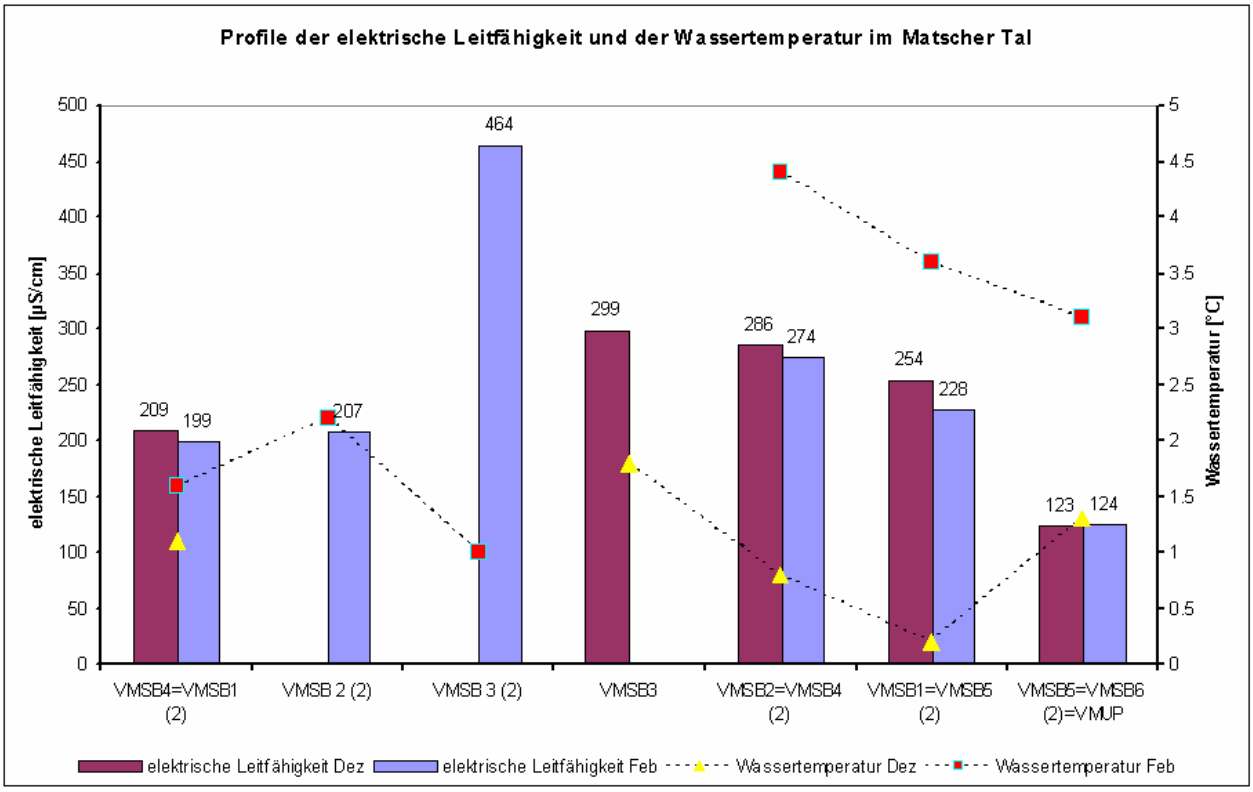

Abbildung 6-13: Die Profile der elektrischen Leitfähigkeit und der Wassertemperatur von Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts) für das Matscher Tal. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008.

Der einzige Zuflussbach, der direkt beprobt wurde ist der Upibach. Dieser ist an einen kleinen See angeschlossen, welcher sich auf ca. 2500 m Höhe befindet.

An allen Punkten, die im Dezember und Februar beprobt wurden ist der Einfluss der Schneeschmelze an der Verringerung der elektrischen Leitfähigkeit zu erkennen. Lediglich der Upibach weist kaum eine Differenz zwischen Dezember und Februar auf. Das macht den Einfluss des Sees, bzw. den fehlenden Einfluss von stärker mineralisiertem Quellwasser deutlich.

Die deutlich höheren Wassertemperaturen im Februar im unteren Talabschnitt sind auf die im Vergleich zum Dezember wärmeren Lufttemperaturen zurückzuführen, die die Oberflächengewässer erwärmt haben.

Die Delta - 18O Werte im Matscher Tal weisen in allen Probenahmestellen höhere Werte wie im Plawenntal und im Planeiltal auf (Abbildung 6-14). Sie liegen generell leicht unter dem Bereich der langjährigen Mittelwerte (Vergleich Station Grimsel). Vor allem in der Nähe der Quellregionen liegen die Isotopenwerte sowohl im Dezember als auch im Februar um diesen Mittelwert herum. Dies deutet darauf hin, dass ein großer Teil der Wässer im Matscher Tal relativ lange Verweilzeiten im Einzugsgebiet haben, bzw. dass der Einfluss der Gletscher eine wichtige Rolle spielt.

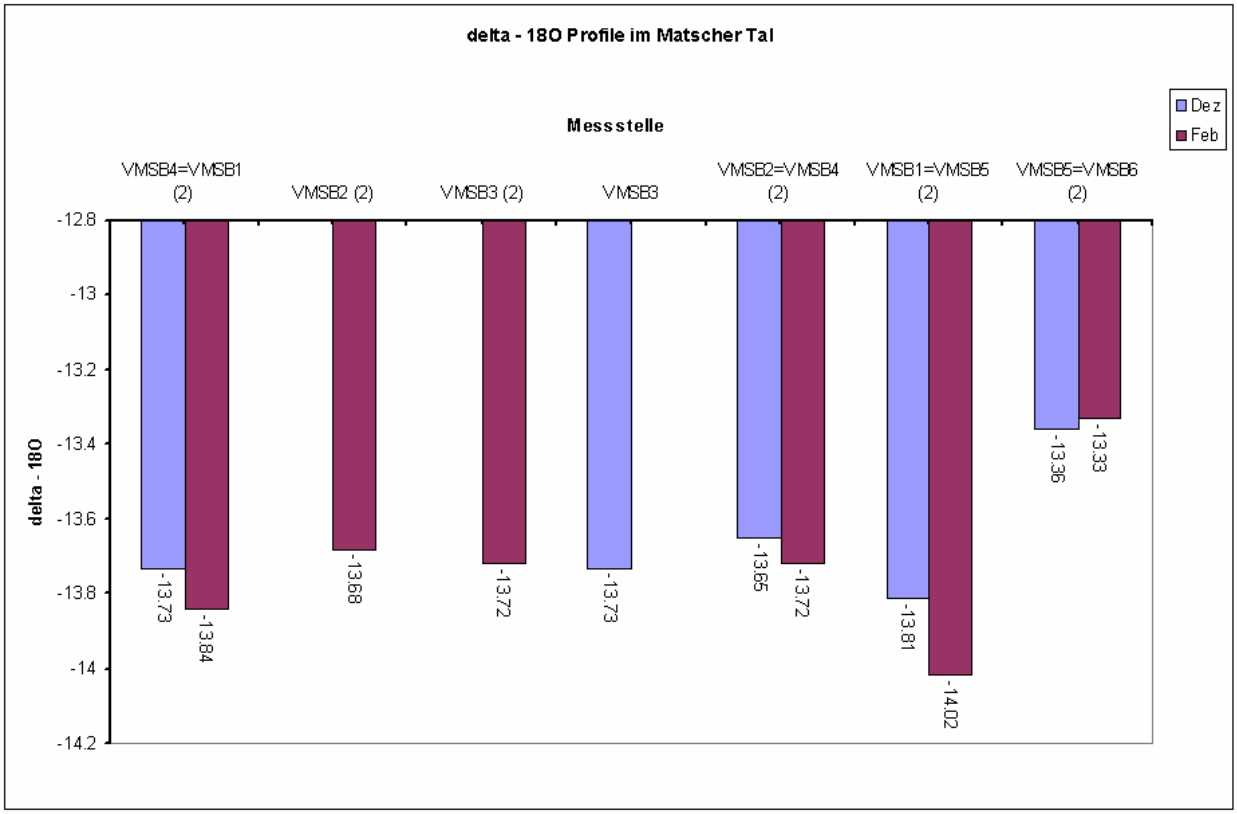

Abbildung 6-14: Delta – 18O Profile von Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts) für das Matscher Tal. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008.

Erst an der untersten Messstelle am Saldurbach (VMSB1=VMSB5 (2)) sind die Werte leicht erhöht und deuten auf zunehmende Mischung mit oberflächlich abfließendem Wasser, das während der kalten Jahreszeit gebildet wurde hin. An dieser Stelle ist der Einfluss der Schneeschmelze im Vergleich von Februar und Dezember am deutlichsten bemerkbar. Aber auch im Bereich der Quellregionen des Matscher Tales ist der Einfluss von Schmelzwasser in der Isotopensignatur im Saldurbach, wenn auch schwindend gering, zu verzeichnen.

Die Werte im Upibach sind am höchsten und liegen noch näher im Bereich des langjährigen Isotopenmittelwertes. In dem See „Auf der Lacken“ kommt es zur Speicherung und

Durchmischung der Wässer, so dass sich die Isotopensignatur auf diesen Mittelwert einstellt und sich kaum verändert.

Die Strontium Konzentrationen im Matscher Tal zeigen ein sehr ähnliches Bild wie die Werte der elektrischen Leitfähigkeit im Matscher Tal.

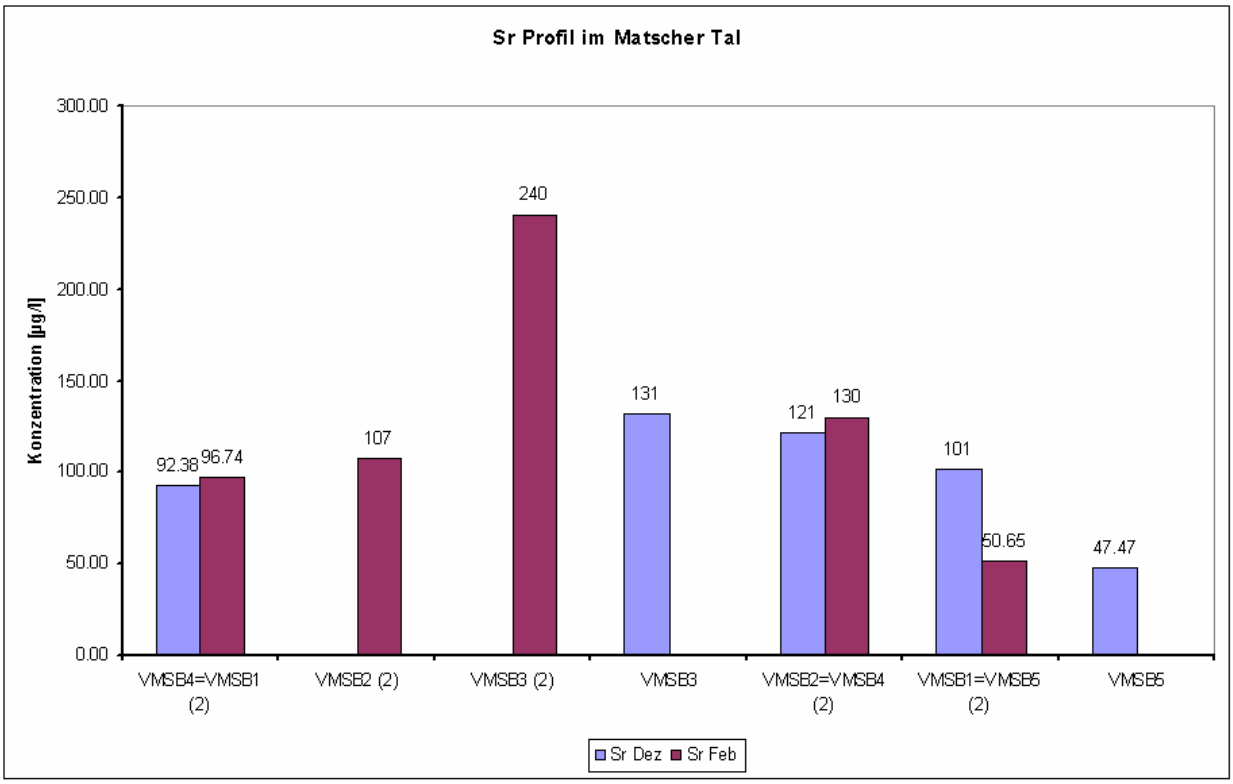

Abbildung 6-15: Strontiumprofile von der Quellregion (links) in Richtung Mündung (rechts). Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008.

6.5 Tirol

6.5.1 Quellen der Gemeinde Stanz und Wildbadquelle

In Abbildung 6-16 sind die unterschiedlichen elektrischen Leitfähigkeiten, sowie die Wassertemperaturen der Quellen der Stanzer Wasserversorgung und der Wildbadquelle dargestellt (Dezember 2007 und im Februar 2008). Die Gratzental-, Holspitzen- und die Nasse-Riner-Quelle (STWGT, STWHP und STWNR) bringen relativ stark mineralisiertes Wasser zu Tage. Das deutet auf einen großen Grundwasserspeicher mit relativ langen Verweilzeiten hin. Die höchsten Werte der Leitfähigkeit und der Wassertemperatur sind jedoch in der Köterquelle (STWK) zu verzeichnen, während die anderen drei sehr ähnliche Werte aufweisen. Alle Quellen zeigen im Februar 2008 geringere elektrische Leitfähigkeiten als im Dezember 2007. Es kam zur Mischung mit geringer mineralisierten Wässern der Schneeschmelze. Um eine solche Abnahme der Werte zu ereichen, müssen die Quellen neben relativ langen Fließwegen, in welchen die Kontaktzeit groß genug ist um entsprechende elektrische Leitfähigkeiten aufzuweisen, auch über kürzere Fliesswege verfügen. Somit kommt es im Grundwasserspeicher zur Durchmischung länger im System verweilendem Wasser mit relativ frisch gebildetem Schmelzwasser geringerer Mineralisation.

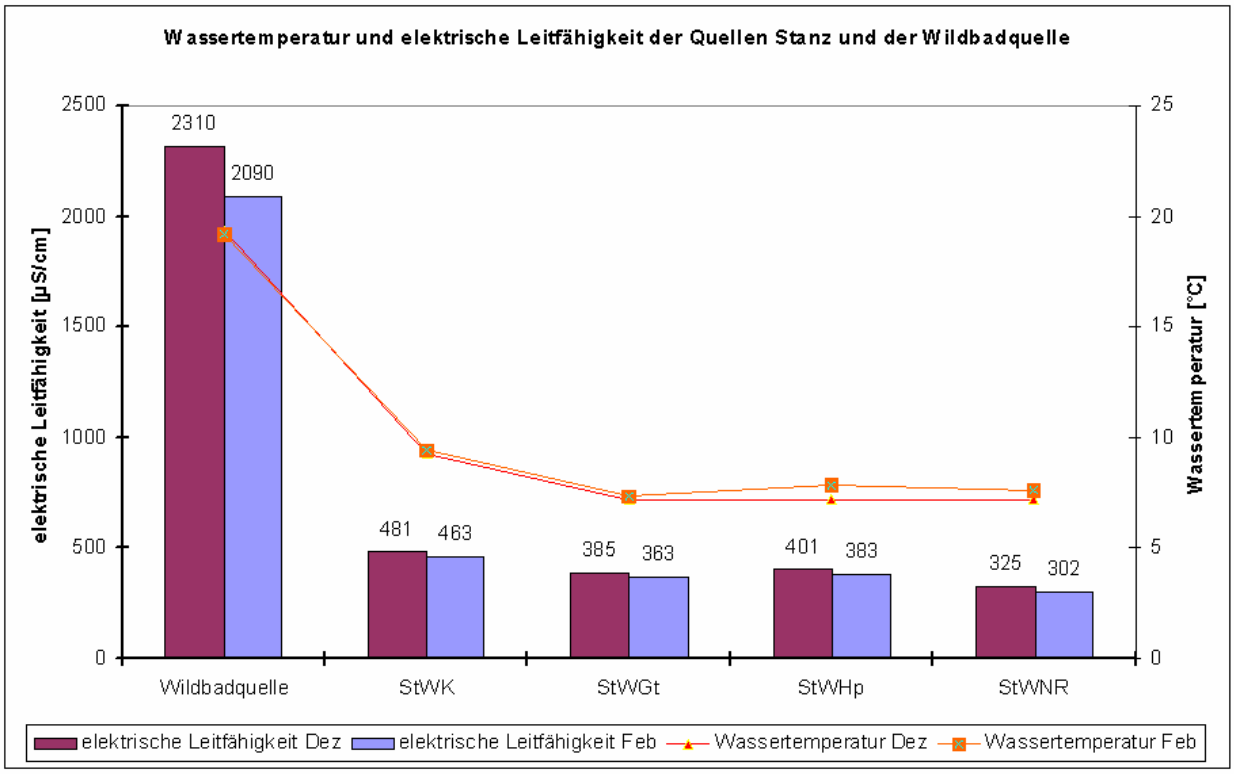

Abbildung 6-16: Werte der elektrischen Leitfähigkeit und der Wassertemperatur für die Quellen in Stanz und Wildbadquelle. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008.

Gratzental-, Holtzspitzen- und die Nasse-Rinner-Quelle weisen Wassertemperaturen zwischen 7,2 °C im Dezember und bis zu 7,8 °C im Februar auf. Im Vergleich zu den anderen fällt die Köterquelle auch bei der Betrachtung der Wassertemperatur mit 9,3 – 9,4 °C deutlich aus dem Rahmen.

Die relativ hohen Wassertemperaturen im Dezember 2007 sind ein deutliches Indiz dafür, dass die Wässer längere Zeit im System verweilen. Die Lufttemperaturen nämlich während der Beprobung im Dezemberlagen weit unter dem Gefrierpunkt.

Die Wassertemperaturen der Köterquelle liegen mit 9,3 – 9,4 °C sogar über dem langjährigen Jahresdurchschnitt der Lufttemperatur der Klimastation Landeck von 8,0 °C. Zusammen mit der deutlich höheren elektrischen Leitfähigkeit kann eine eventuelle Beeinflussung von Wasser aus der tektonischen Störung, die die Wildbadquelle speist, nicht mehr gänzlich ausgeschlossen werden.

Die Wildbadquelle weist auf Grund des hohen Wasseralters (Information der Gemeinde Stanz) extrem hohe Werte der elektrischen Leitfähigkeit auf. Der Wert im Februar ist leicht verringert. Auch hier ist der Einfluss der Schneeschmelze für die Veränderung der Werte naheliegend.

Die Wassertemperatur der Wildbadquelle beträgt im Dezember und im Februar über 19 °C. Eine Beeinflussung der Wildbadquelle durch die Außentemperaturen ist auszuschließen.

In Abbildung 6-17 sind die delta – 18O Werte der Quellen der Gemeinde Stanz und der Wildbadquelle dargestellt. Die Dezember Werte der Gratzental-, Holtzspitzen- und der Nasse-Rinner- Quelle liegen nahe an dem langjährigen Mittelwert der Niederschläge der Station Grimsel. Die Köterquelle weist dagegen etwas stärker abweichende Werte auf. Auffällig ist, dass die Isotopensignatur der Köterquelle im Februar „schwerer“ im Vergleich zum Dezember geworden ist, die anderen Quellen der Gemeinde Stanz im Februar jedoch deutlich „leichtere“ Signaturen wie im Dezember aufweisen. Der relativ große Unterschied der delta – Werte in der Holzspitzenquelle und der Nasse-Rinner- Quelle, aber auch der etwas schwächer ausgeprägte Unterschied in der Gratzentalquelle, bekräftigt die Vermutung, dass es im Grundwasserspeicher zur Durchmischung mit Schneeschmelzwasser gekommen ist, das durch relativ schnelle, oberflächennahe Flieswege geflossen ist.

Die „schwerere“ Isotopensignatur der Köterquelle im Februar könnte ebenfalls durch den Einfluss der Schneeschmelze zu erklären sein. Dass der delta – 18O Wert im Dezember unter dem Februar Wert liegt, könnte ein Indiz dafür sein, dass der Einfluss von Wasser aus der tektonischen Störung während der Niedrigwasserperiode am stärksten zur Geltung kommt.

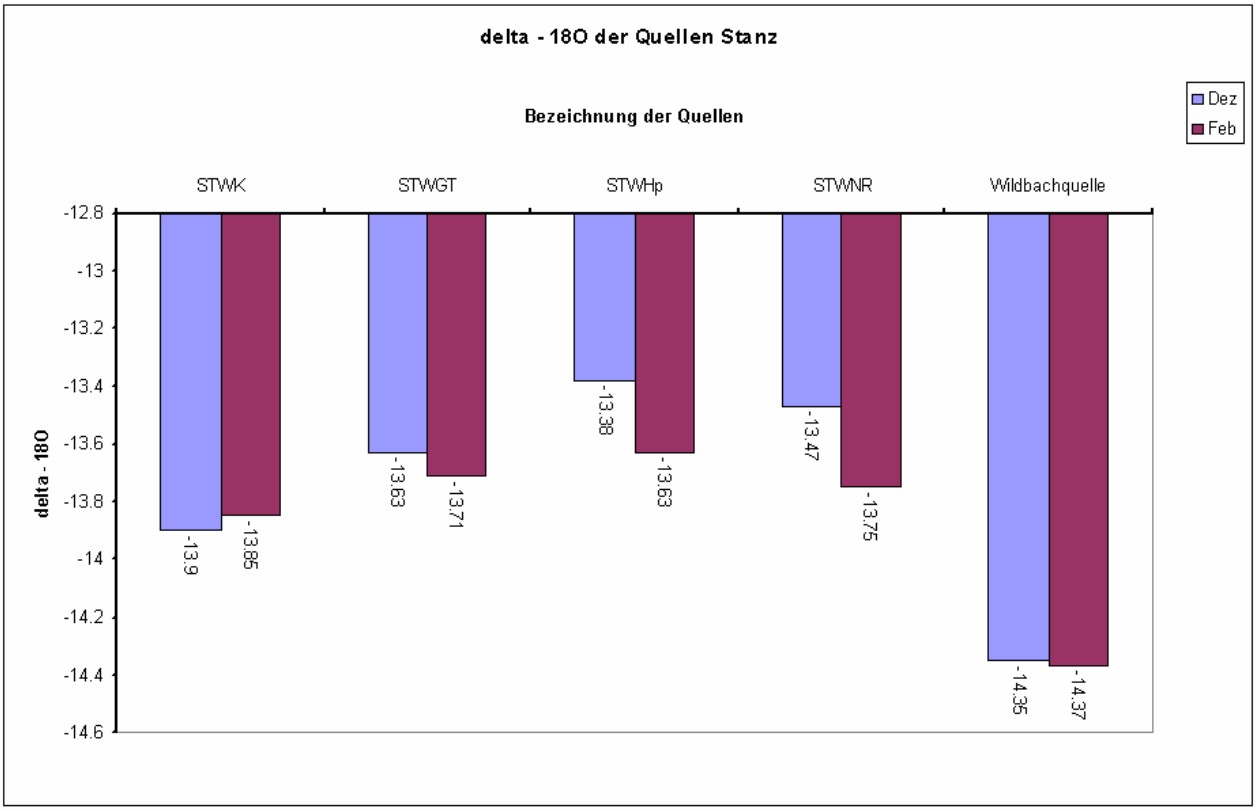

Abbildung 6-17: Delta – 18O Werte der Quellen Stanz und der Wildbadquelle. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008.

Die Wildbadquelle, die aus tiefem Wasser der tektonischen Störung gespeist wird, weist die niedrigsten delta – 18O Werte auf. Der Unterschied zwischen Dezember und Februar ist dabei so gering, dass er als vernachlässigbar angesehen werden kann.

Die Gehalte der Spurenelemente Lithium und Strontium in den Quellen Stanz und der Wildbadquelle (Abbildung 6-18), legen die Vermutung nahe, dass die Köterquelle von Wasser aus der tektonischen Störung beeinflusst wird. In der halblogarithmischen Darstellung ist deutlich zu erkennen, dass die Lithium- sowie die Strontiumgehalte der Köterquelle gegenüber den restlichen Quellen der Gemeinde Stanz stark erhöht sind. Die Köterquelle stellt in der Graphik quasi die Brücke zwischen den Konzentrationen der Wildbadquelle und den Konzentrationen der Gratzental-, Holzspitzen und Nasse – Rinner Quelle dar.

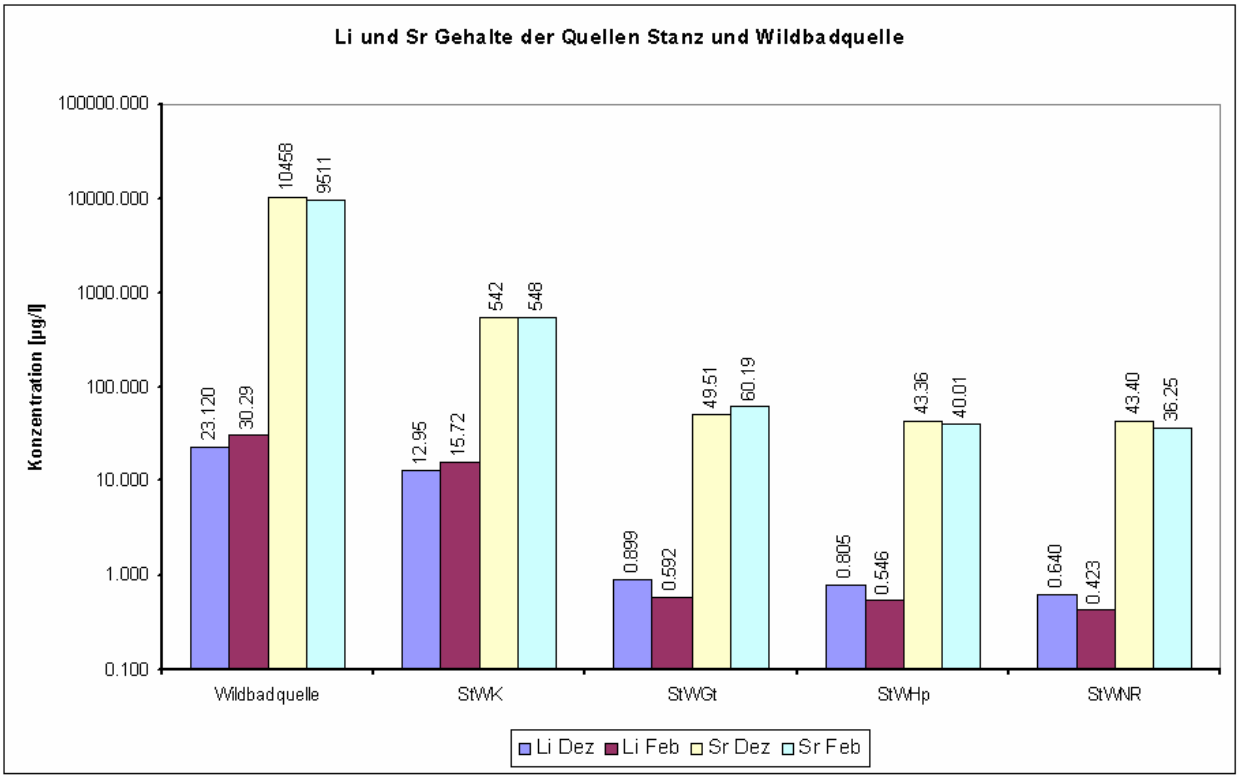

Abbildung 6-18: Werte von Strontium (Sr) und Lithium (Li) der Quellen der Gemeinde Stanz und der Wildbadquelle in halblogarithmischer Darstellung. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008.

Die gemessenen Tritiumwerte der Quellen der Wasserversorgung Stanz sind in Abbildung 6-19 dargestellt. Beim Vergleich mit den Niederschlagswerten der Station Garmisch fallen die gemessenen Tritiumgehalte in die kalte Jahreszeit der letzten aufgezeichneten Jahre. Die Interpretation solch niedriger Tritiumwerte ist jedoch sehr kritisch zu betrachten, da Wässer die älter als 50 Jahre nicht von sehr jungen Wässern unterschieden werden können (CLARK, FRITZ, 1997).

Mit der Annahme, dass sich die saisonalen Schwankungen seit 2001 fortgesetzt haben (Abbildung 6-3), könnte die Interpretation der Tritiumgehalte folgendermaßen lauten. Die Wässer haben eine sehr kurze Verweilzeit im Grundwasserkörper und kommen bereits nach wenigen Monaten zum Abfluss. Angesichts der hohen Wassertemperaturen im Dezember und den generell hohen elektrischen Leitfähigkeitswerten kann eine sehr alte Komponente jedoch nicht ausgeschlossen werden, d.h. die Wässer könnten ebenfalls ein Alter von mehr als 50 Jahren aufweisen.

Die Anpassung eines Fliessmodells, wie z.B. das Exponentialmodell, bei dem eine vollständige Durchmischung von Wässer unterschiedlichen Alters im Aquifer stattfindet, erscheint angesichts der wenigen Messwerte nicht als sinnvoll. Zudem liegen die gemessenen Werte für eine genaue Altersaufschlüsselung zu nahe an den natürlichen Hintergrundwerten.

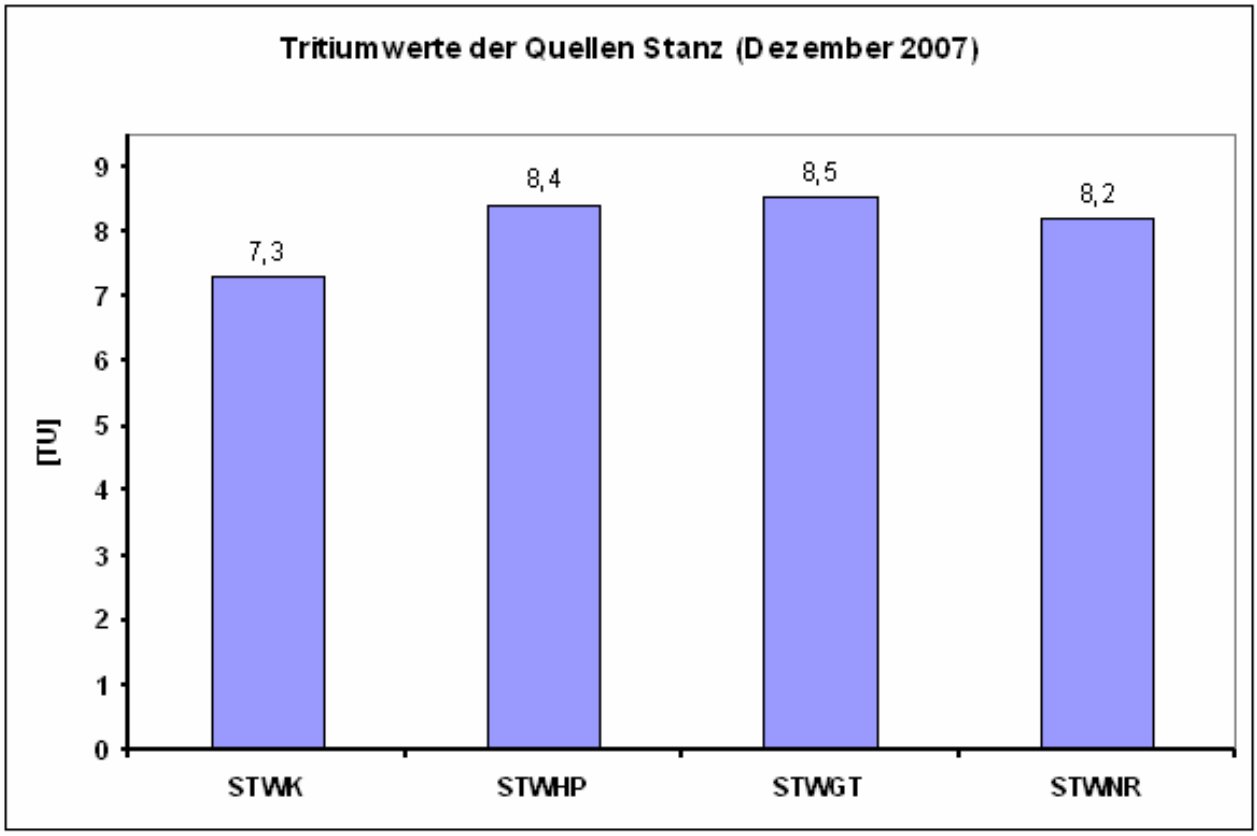

Abbildung 6-19: Gemessene tritiumwerte der Quellen Stanz im Dezember 2007

6.5.2 Gassilbach und Mühlbach

Die Datenlage für den Gassilbach und den Mühlbach ist relativ gering, da für die Feldparameter keine Vergleichswerte von Dezember zur Verfügung stehen. Jedoch zeigt sich beim Vergleich der Isotopendaten eine generelle Unterscheidung der beiden Bäche.

In Abbildung 6-20 sind die Delta – 18O Werte von Dezember und Februar dargestellt. Es ist deutlich zu erkennen, dass sich die Dezemberwerte stark von einander unterscheiden, während die Werte im Februar sehr ähnlich sind. Der Mühlbach führte im Dezember 2007 deutlich mehr Abfluss und wird von Quellwasser gespeist. Der Unterschied zwischen Dezember und Februar ist in der Isotopensignatur sichtbar und wurde von der Schneeschmelze induziert.

Im Gassilbach zeigt sich eine deutlich größere Differenz zwischen Dezember und Februar. Die Schneeschmelze übt hier einen wesentlich größeren Einfluss aus. Zudem ist der Gassilbach an Eisschmelze gebunden, da er den Abfluss aus dem Grinner Ferner abführt. Die ausgleichende Wirkung einer Quelle bleibt aus und führt zu größeren Schwankungen in der Isotopensignatur.

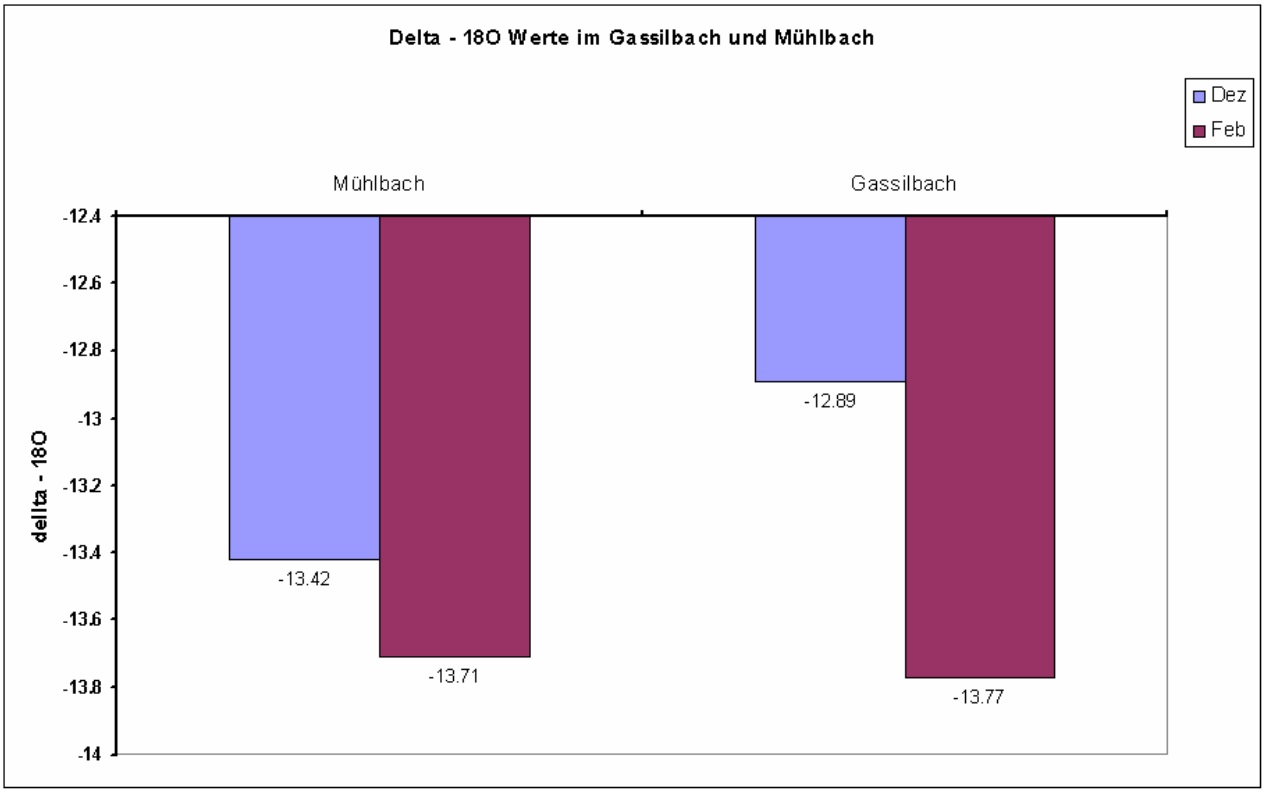

Abbildung 6-20: Delta – 18O Werte im Gassilbach und im Mühlbach. Vergleich zwischen Dezember 2007 und Februar 2008.

6.6 Fazit

Mit zwei Stichtagsbeprobungen wurden in den Untersuchungsgebieten die Feldparameter Wassertemperatur und elektrische Leitfähigkeit erhoben und die Probenahmen für die Wasserbeschaffenheit, stabile Isotope (vor allem Sauerstoff 18) und die Konzentration an Spurenstoffe durchgeführt. Während des ersten Termins im Dezember 2007 herrschten sehr kalte Bedingungen unter dem Gefrierpunkt, während dem zweiten Termin stiegen die Lufttemperaturen tagsüber auch in 2200 m bis zu 13 °C an.

Die Ionenbilanz der Hauptbestandteile deutet im Vinschgau auf generell unterschiedliche Herkunftsräume der Wässer hin. Die Konzentrationen im Plawenntal verringerten sich mit dem Bachlauf von Quelle in Richtung Mündung während sie im Planeiltal und im Matscher Tal mit dem Bachlauf anstiegen. In Mündungsnähe gleichen sich die Konzentrationen aneinander an.

Anthropogene Verschmutzungen konnten weitgehend ausgeschlossen werden.

Der Plawennbach im Plawenntal wird von Wasser aus einer tektonischen Störung gespeist, das gefasst und abgeleitet wird. Erst in der Talebene kommt es zu seitlichen Zuflüssen. Sie

werden im Einzugsgebiet gebildet und fließen oberflächennah als Interflow zu. Auffällig sind sehr hohe Konzentrationen an Uran, aber auch Strontium und Arsen sind im Plawennbach als natürliche Inhaltsstoffe in relativ hohen Konzentrationen enthalten. Die Isotopensignatur veranschaulicht die Schneeschmelze in den Februarwerten.

Im Planeilttal sind zwei Quellregionen mit relativ kurzen bzw. langen mittleren Verweilzeiten zu unterscheiden. Die höchst gelegene Quellregion scheint unter dem Einfluss von Gletscherschmelzwasser zu stehen. Während die Konzentrationen an Spurenstoffen und die elektrische Leitfähigkeit im mittleren Talbereich relativ konstant bleiben, kommt es im untersten Talabschnitt zu einer deutlichen Erhöhung dieser Werte als Reaktion von seitlich zufließendem Wasser. Die Schneeschmelze hinterlässt deutliche Spuren in der Isotopensignatur, die bis in Höhen über 2200 m zu beobachten sind.

Im Matscher Tal ist das Zusammenspiel verschiedener Quellen und seitlicher Zuflüsse unterschiedlicher Herkunftsräume komplexer aufgebaut, als in den anderen Tälern. Zahlreiche Quellen in der Quellregion bilden zusammen ein Wasser mit relativ hohen Werten der elektrischen Leitfähigkeit. Zuflüsse im oberen Talabschnitt weisen sehr unterschiedliche Verweilzeiten, als Folge unterschiedlicher Herkunftsräume auf. Kluftgrundwasserquellen stehen im Gegensatz zu Hangschuttquellen, die beiderseits in den Saldurbach münden. Im weiteren Verlauf in Richtung Mündung kommt es zu zahlreichen oberflächlichen Zuflüssen. Die Isotopensignatur im Saldurbach zeigt, dass der Einfluss von oberflächlich abfließendem Schneeschmelzwasser in diesem Bereich am deutlichsten ausfällt. Auch diese Zuflüsse stehen im Sommer, wie der Saldurbach selbst, unter dem Einfluss der Gletscherschmelze.

Die beprobten Quellen, Gratzentalquelle, Holzspitzenquelle und Nasse – Rinner Quelle in Tirol zeigen relativ ähnliche Werte in der Wassertemperatur, der elektrischen Leitfähigkeit, der Isotopensignatur und den Konzentrationen an Spurenstoffen. Sie werden von dem großen Grundwasserspeicher des Hauptdolomits der nördlichen Kalkalpen gespeist. Neben der relativ langen Fließwege existieren auch kurze Fließwege. Die Köterquelle verfügt über ähnliche Eigenschaften. Sie stellt jedoch eine Ausnahme der vier Quellen dar, da sie vermutlich unter dem Einfluss von Wasser aus der tektonischen Störung, die die Wildbadquelle speist, steht. Die Gesamtheit aller gewonnen Werte der Köterquelle stehen zwischen denen der Wildbadquelle und den restlichen drei Quellen der Wasserversorgung Stanz. Die Altersdatierung der Wässer der Quellen Stanz mit Tritium führte zu keinem eindeutigen Ergebnis.

7 Schlussfolgerungen

7.1 Strukturmodelle Vinschgau

7.1.1 Plawenntal

Aus den Ergebnissen der Datenanalyse wird für das Plawenntal folgendes Bild gewonnen. Am nördlichen Rand des Einzugsgebietes - der Quellregion des Plawennbaches - tritt stark mineralisiertes Wasser zu tage und speist den Plawennbach (Abbildung 7-1). Es gelangt vermutlich durch die tektonische Störung an die Oberfläche. Dem steilen Relief folgend fließt das Wasser oberflächlich ab. In 2241 m Höhe befindet sich bereits eine Wasserfassung, die ein Teil dieses Oberflächenwassers vermutlich Richtung Plawenner Alm ableitet.

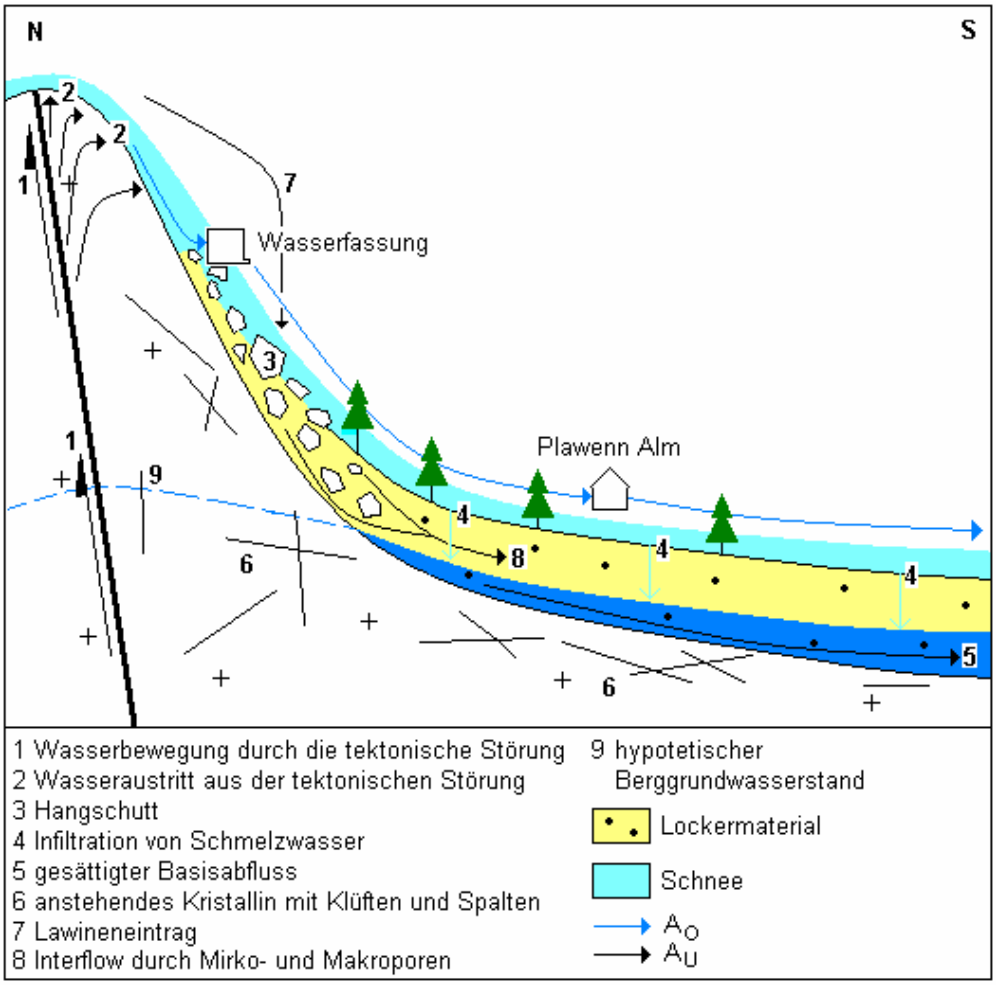

Abbildung 7-1: Schematischer Querschnitt des Quellgebiets und weiterer Verlauf mit Einbindung der Wasserfassungen.

Im oberen Abschnitt des Plawenntales ist die Vegetation noch relativ spärlich. Talabwärts nimmt sie zu und beim Übergang in die Talebene sind ausgedehnte Waldflächen vorhanden.

Diese Waldflächen verfügen über mächtige Böden und Hangschuttmassen. Oberflächenabfluss außerhalb des Gerinnes kann in diese Böden infiltrieren. Dazu gehört vor allem die Wasserabgabe aus der Schneedecke, die in den Frühlingsmonaten zu Interflow führen kann.

In der Talebene bildet sich ein zusammenhängender Grundwasserspiegel, der talabwärts an Mächtigkeit gewinnt (Abbildung 7-1). Das kristalline Grundgebirge fungiert hauptsächlich als Grundwasserstauer. Durch Klüfte und Spalten kann sich das Wasser jauch hier fortbewegen und einen Berggrundwasserstand bilden.

Der Hauptinput für den Plawennbach im oberen Talbereich und für die Wasserfassung ist ein tiefer Grundwasserspeicher, aus dem das Wasser entlang der tektonischen Störung am Nordrand des Einzugsgebietes austritt.

In der Talebene kommt es zunehmend zur Durchmischung mit seitlich zuströmendem Wasser (**Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.**). An den steilen Hängen befinden sich Hangschuttmassen mit Korngrößen bis im Meterbereich. Darunter gehen diese in das Lockermaterial der Talfüllungen über.

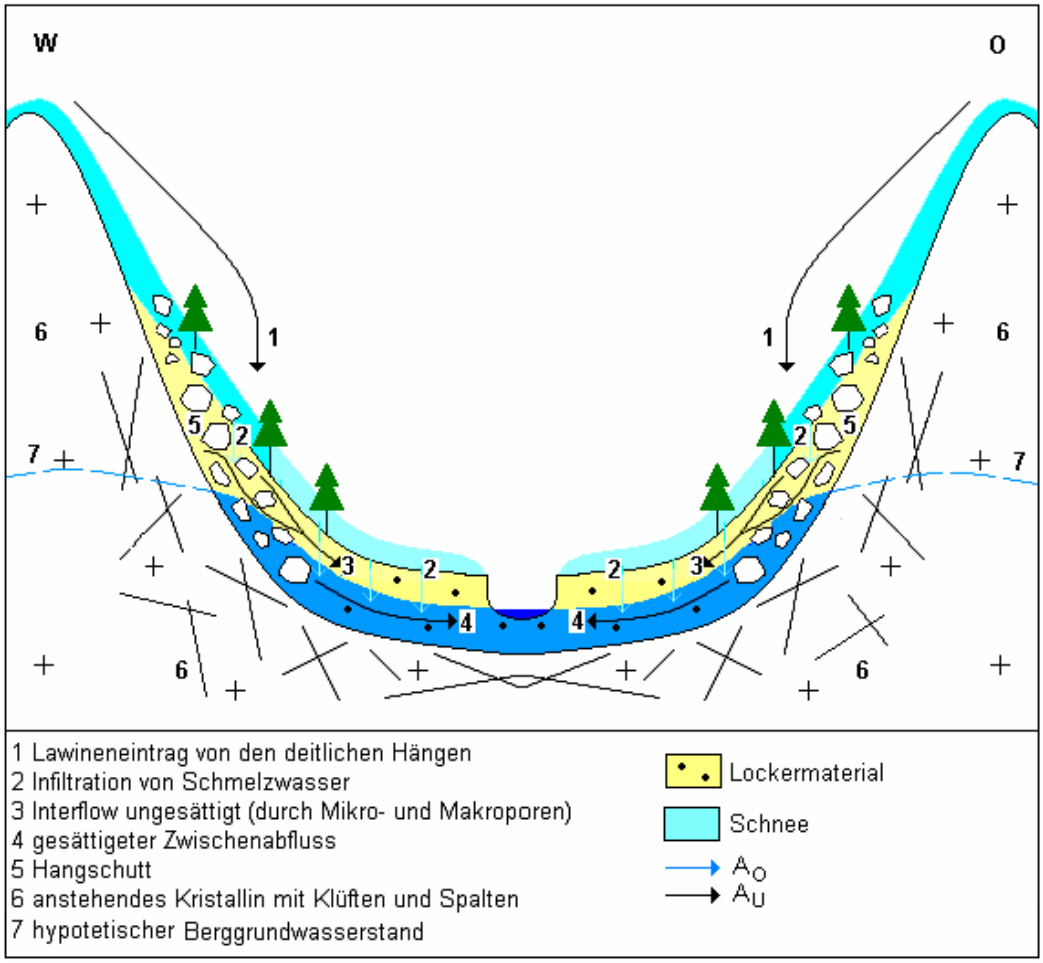

Abbildung 7-2: Schematischer Querschnitt auf der Höhe der Talebene oberhalb des Dorfes Plawenn.

Das anstehende kristalline Festgestein weist Klüfte und Spalten auf. Lawinenschnee der steilen Hänge bildet zusammen mit der Schneedecke die Vorraussetzung für eine kontinuierliche Wasserabgabe in das Lockermaterial während der Schneeschmelze. An den westlich exponierten Hängen bleiben die Ausbildung der Schneedecke und der Lawinenschnee wegen der deutlich schwächeren Strahlungsenergie länger bestehen.

Durch die langsame Wasserabgabe während der Schneeschmelze kann das Wasser in die Talfüllungen infiltrieren und es bildet sich ein Grundwasserstrom aus. Dieser Vorgang kann zu einem gesättigten oberflächennahen Aquifer führen, wodurch es zu diffusem Grundwasseraustritt kommen kann (beobachtet im Winter 2006/2007). Im Februar 2008 konnte während der einsetzenden Schneeschmelze bereits ein geringer Abfluss aus den Drainagerohren in der Talebene beobachtet werden.

Die Speicherräume im unteren Talbereich sind durch das Hangschuttmaterial und die Talfüllungen gegeben. Der Input wird hier hauptsächlich durch die Schneeschmelze gebildet.

In der Abbildung 7-3 sind die Speicher und Herkunftsräume im Plawenntal zueinander in Beziehung gesetzt. Der Klimawandel wirkt sich auf die verschiedenen Speicher unterschiedlich aus. Wegen der relativ geringen Höhenlage des Einzugsgebietes wird die Schneedecke im unteren Talbereich die stärksten Veränderungen erfahren.

Der tiefe Grundwasserspeicher bleibt vom Klimawandel zunächst unbeeinflusst. Der Basisabfluss im oberen Talbereich wird sich in kürzerer Zeit kaum verändern. Langzeitliche Veränderungen innerhalb dieses Speichers sind aber denkbar.

Die Grundwasserneubildung in der Talebene wird durch den Rückgang der Schneebedeckung stärker vom Klimawandel beeinflusst, da die Schneeschmelze Hauptinput für die Lockermassen ist. So gesehen ist der oberflächennahe Aquifer, der durch die lockeren Talfüllungen gebildet wird, ebenfalls durch den Klimawandel gefährdet.

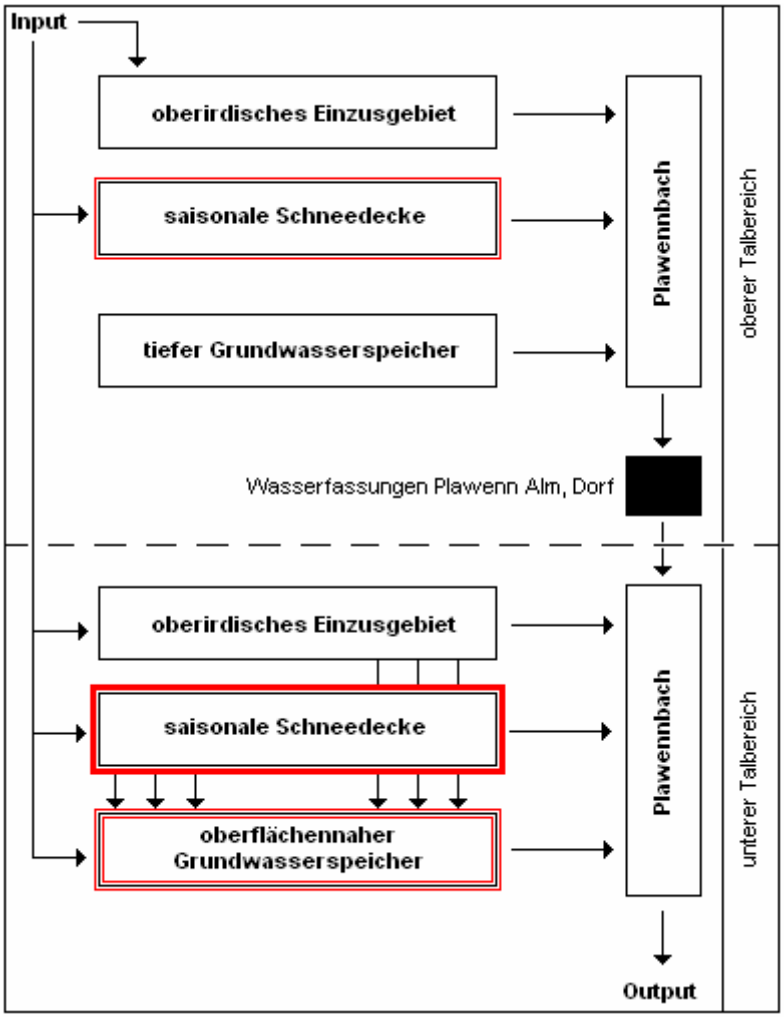

Abbildung 7-3: Strukturmodell für das Plawenntal. Die rote Umrandung kennzeichnet die durch den Klimawandel gefährdeten Speicher.

7.1.2 Planeiltal

Abbildung 7-4 zeigt einen schematischen Querschnitt der höchst gelegenen Quellregion im Planeiltal mit dem Einfluss des Planeilferners. Die Quellen befinden sich ausschließlich an den östlichen Flanken. An der obersten Probennahmestelle im Punibach wurden Mischwässer der verschiedenen Quellen dieser Quellregion beprobt. Es sind zum Teil Hangschuttquellen, die sich unterhalb der Schottermassen befinden, und Kluftgrundwasserquellen unterhalb der steilen felsigen Wände im obersten Bereich des Planeiltales. Die Delta – 18O Werte dieser Probenahmestelle liegen im Bereich der langjährigen Mittelwerte. Man kann daher annehmen, dass es sich um Gletscherwasser handelt. Die Schmelzwässer fließen oberflächlich ab und fließen durch die Spalten und Klüfte des kristallinen Grundgebirges. Am Fuße der steilen Wände tritt das Wasser wieder durch Kluftgrundwasserquellen zu Tage oder bewegt sich in die lockeren Hangschuttmassen. Diese sättigen sich zunehmend auf und bilden Returnflow.

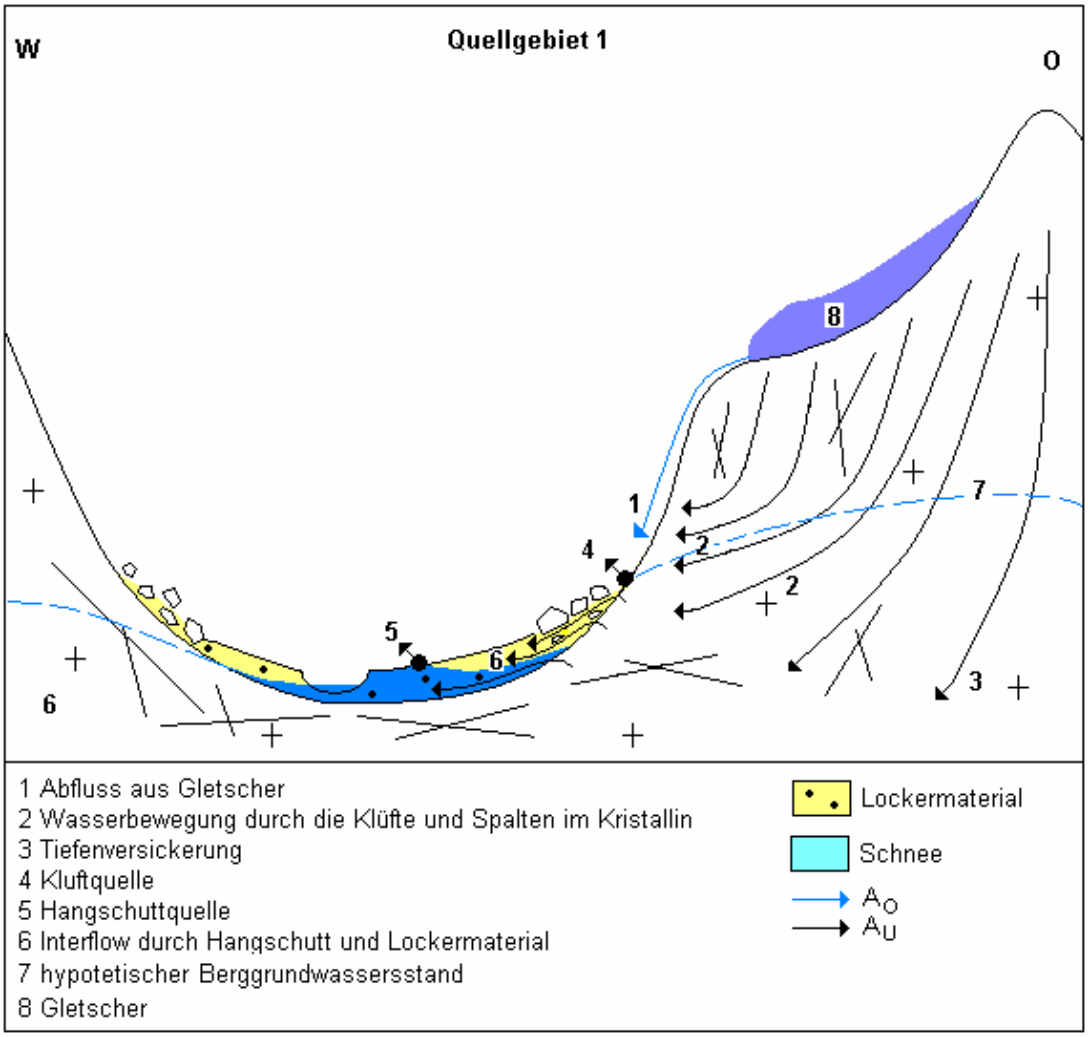

Abbildung 7-4: Schematischer Querschnitt der Quellregion 1 mit Einfluss des Planeilferners.

Die zweite Quellregion im Planeiltal (Abbildung 7-5), etwas tiefer gelegen als die erste, befindet sich ausschließlich an den westlichen Flanken. Diese sind deutlich flacher ausgebildet als die östlichen Flanken und sind bis in große Höhen mit lockerem Hangschutt bedeckt.

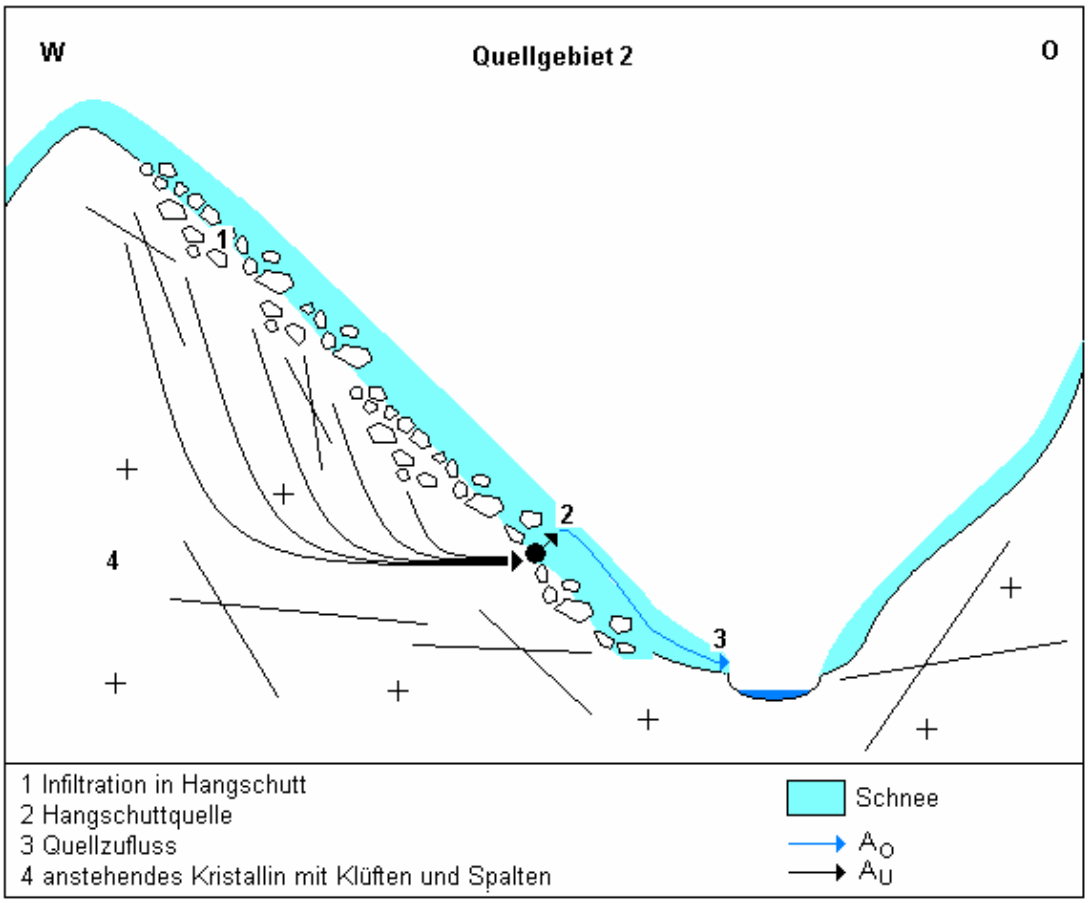

Abbildung 7-5: Schematischer Querschnitt durch die Quellregion 2 ohne Gletschereinfluss

Es wurde nur ein Quellbach dieser Region beprobt, der im Dezember relativ geringe Werte der elektrischen Leitfähigkeiten aufweist. Außerdem sind die Isotopensignaturen die leichtesten im gesamten Planeiltal. Die Wässer wurden während der kalten Jahreszeit gebildet und deren Verweilzeit ist relativ kurz. Die deutlich höheren Werte der elektrischen Leitfähigkeit im Februar im Vergleich zu den Dezemberwerten deuten darauf hin, dass sich die Kontaktzeit des Wassers mit dem Gestein verlängert hat. Durch die höheren Lufttemperaturen im Februar 2008 wurden auch Wässer aus größerer Höhe mobilisiert, die, wie Abbildung 5 zeigt, längere Fließwege zurücklegen müssen um an den Quellaustritt zu gelangen.

Zusammenfassend lässt sich daraus schließen, dass die Quelle sowohl über sehr kurze, als auch über längere Fließwege verfügt.

Im mittleren und etwas weiteren Talabschnitt befinden sich ausgedehnte Hangschuttmassen, vor allem an den östlichen Flanken (Abbildung 7-6).

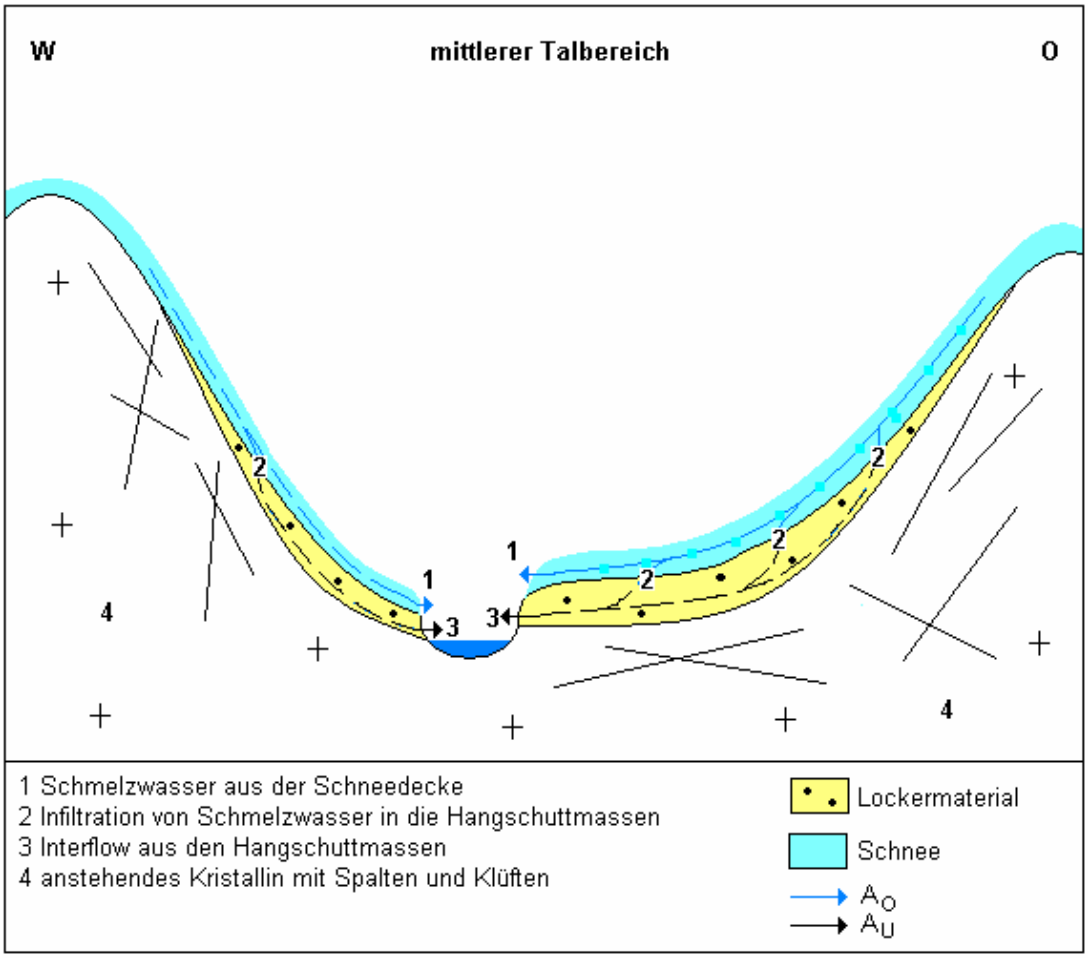

Abbildung 7-6: Schematischer Querschnitt des mittleren Talbereichs im Planeiltal.

Es konnten sowohl im Dezember 2007 als auch im Februar 2008 keine Zuflussbäche ausgemacht werden. Die elektrische Leitfähigkeit, die Isotopensignatur, sowie die Konzentrationen an Spurenstoffen, gemessen unterhalb dieses weiten Talabschnittes, lagen alle zwischen den Werten der oben genannten Messstellen. Daraus wird die Annahme gewonnen, dass es im Dezember zu keinen nennenswerten Zuflüssen in diesem Talabschnitt kam, sondern lediglich zur Mischung der Wässer aus den oberen Quellregionen. Allerdings muss der Einfluss der Schneeschmelze im Februar berücksichtigt werden. Der Unterschied der Isotopensignatur zwischen Dezember und Februar ist in diesem Bereich am deutlichsten. Die Schneeschmelze übt hier offensichtlich einen starken Einfluss aus. Das Schmelzwasser infiltriert in die lockeren Hangschuttmassen und fließt durch deren Hohlräume vermutlich als Translatory - Flow in Richtung Punibach ab.

Der unterste Talabschnitt (Abbildung 7-7) verfügt auf Grund der niedrigsten Höhenlage über eine geschlossene Vegetationsdecke und über relativ gut ausgebildete Böden. Die Baumgrenze liegt weit oben in den steilen Hängen. In Vorfluternähe befinden sich Wiesen und Weiden. In

diesem Bereich münden zahlreiche Bäche aus westlicher und östlicher Richtung in den Punibach.

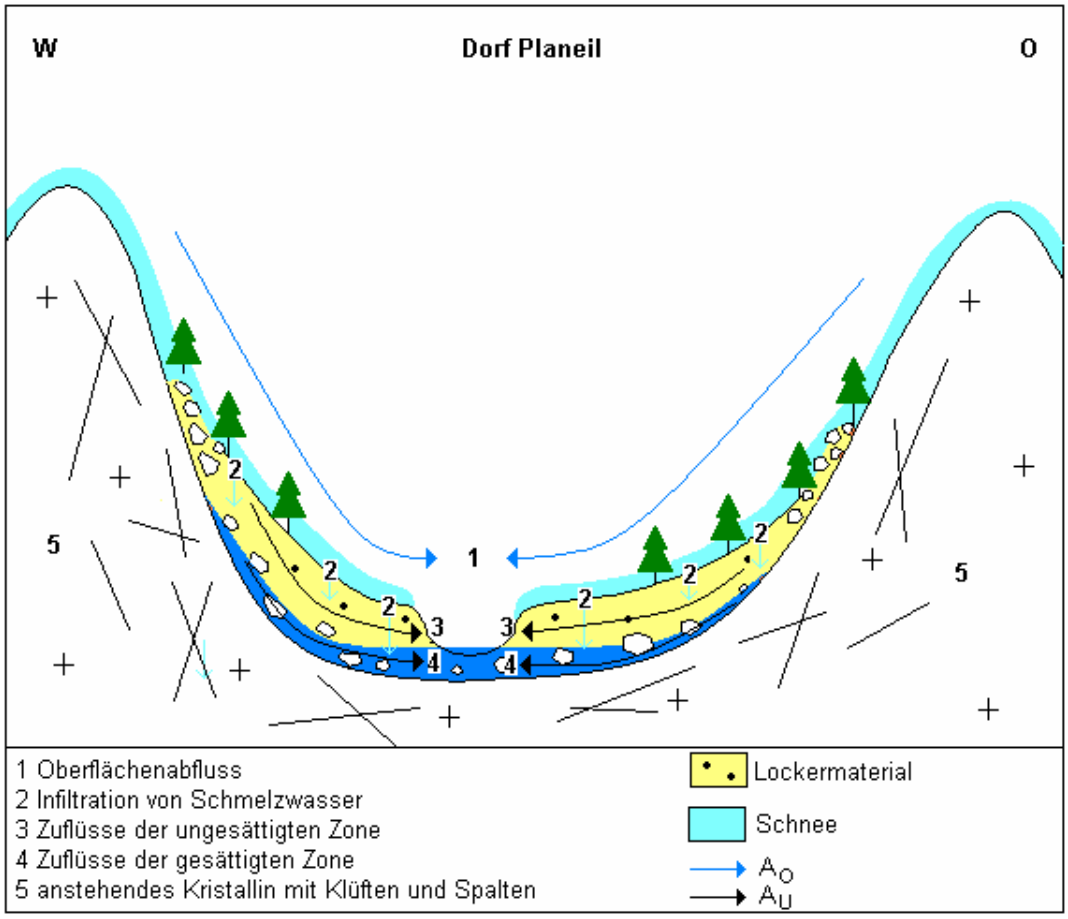

Abbildung 7-7: Schematischer Querschnitt durch den untersten Talabschnitt im Planeiltal.

Die elektrische Leitfähigkeit steigt in diesem Abschnitt des Tales sowohl im Dezember, als auch im Februar relativ stark an, so dass es wahrscheinlich auch zu unterirdischen Zuflüssen kommt. Die Isotopensignatur ändert sich dagegen praktisch nicht. Das kann damit begründet werden, dass sich die mittlere Einzugsgebietshöhe relativ wenig geändert hat, weil auch die Erhebungen im untersten Bereich bis in 2232 m Höhe reichen. Außerdem handelt es sich auch hier um Wässer, die während der kalten Jahreszeit gebildet wurden. Die unterirdischen seitlichen Zuflüsse finden auf Grund der Bodenentwicklung als Interflow in der ungesättigten Zone und Translatory Flow in der gesättigten Zone statt. Die Durchwurzelung durch den Waldbestand führt an den Hängen dazu, dass Schmelzwässer relativ gut infiltrieren können und durch die Mirko- und Makroporen im Untergrund abfließen.

Im Folgenden werden die Speicher des Planeiltals zueinander in Beziehung gesetzt (Abbildung 7-8 und Abbildung 7-9).

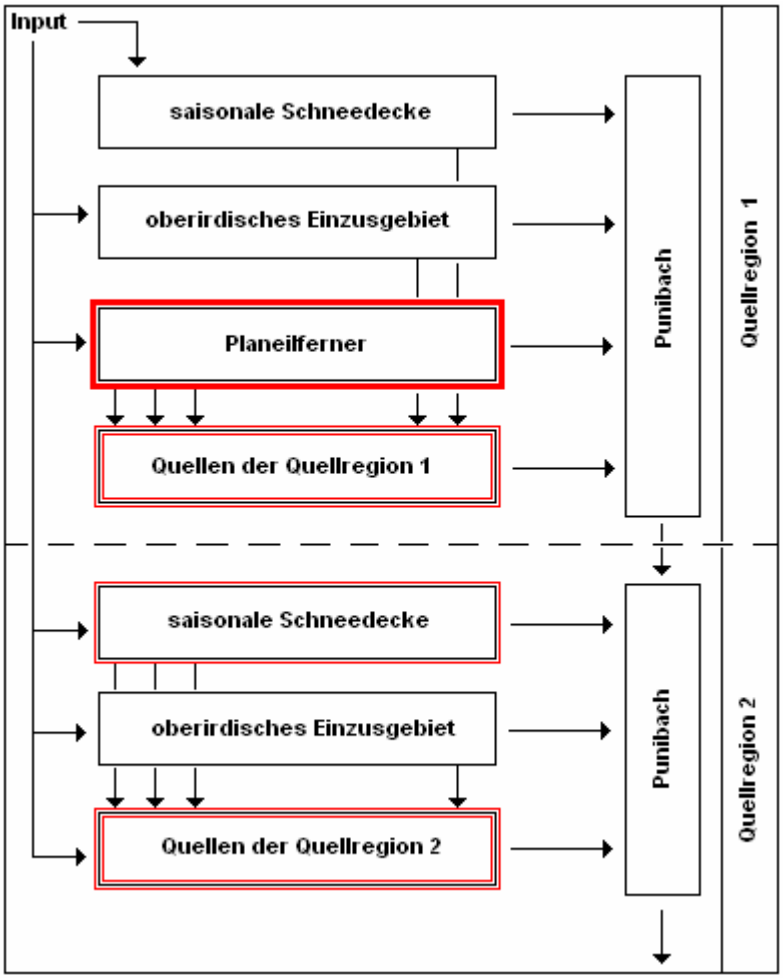

Abbildung 7-8: Strukturmodell für die Quellregionen im Planeiltal. Die rote Umrandung kennzeichnet gefährdete Speicher

Die Quellregion 1 wird sehr stark durch den Planeilferner beeinflusst. Der Klimawandel wirkt sich stark auf den Gletscher aus. Die speisenden Speicher der Quellregion 1 reduzieren sich zunehmend auf das oberirdische Einzugsgebiet und die saisonale Schneedecke. Die fehlenden sommerlichen Gletscherschmelzwässer könnten zu einer zeitweise Austrocknung der Quellen führen.

Die Schneedecke in diesen Höhenlagen bleibt relativ unbeeinflusst vom Klimawandel.

Die etwas tiefer gelegene Quellregion 2 ist frei von Eiseinflüssen. Die Quellen hier werden ausschließlich von der Schneeschmelze, sowie dem flüssigen Niederschlag gespeist. Auf Grund der Höhenlage ist die Ausbildung einer Schneedecke in diesem Talabschnitt relativ sichergestellt, die Dauer der Schneebedeckung könnte sich jedoch durch den Klimawandel ändern. Die Quellregion befindet sich an den westlichen Flanken des Tales und erfährt in den Frühjahrsmonaten einen deutlichen stärkeren Energieeintrag durch die solare Einstrahlung im Gegensatz zu den östlichen Flanken. Die Dauer der Schneebedeckung bedingt eine zeitlich

limitierte Speisung der Quellen mit Schneeschmelzwasser, so dass auch die Quellen dieser Region zumindest mittelfristig als gefährdet eingestuft werden können.

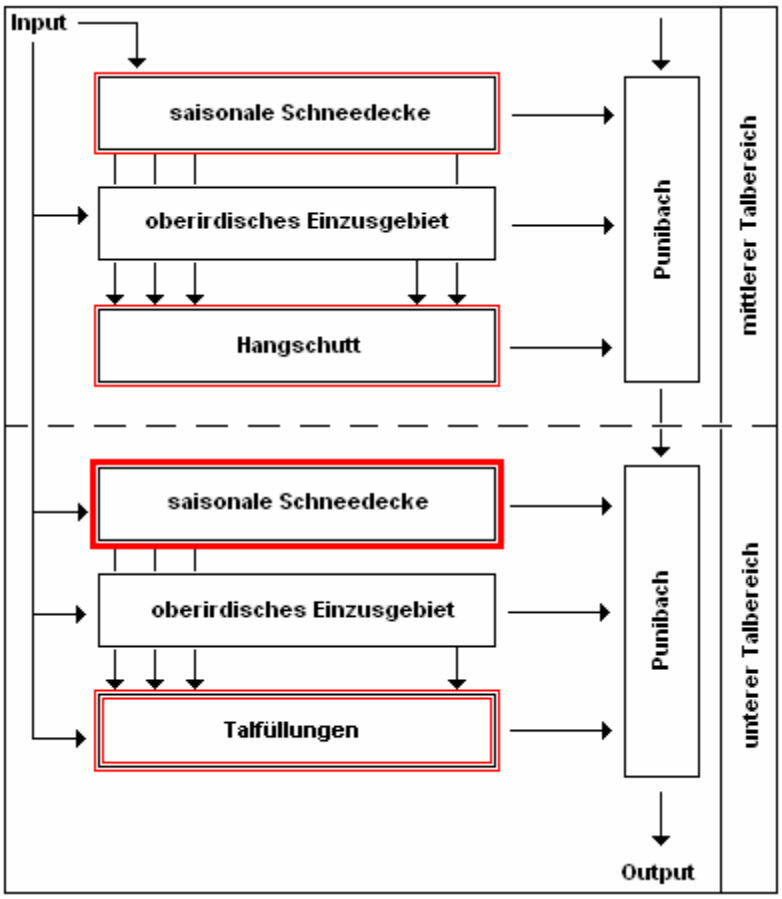

Abbildung 7-9: Strukturmodell des mittleren und untersten Talabschnitts im Planeiltal. Die rote Umrandung kennzeichnet gefährdete Speicher.

Im mittleren Talabschnitt (Abbildung 7-9) kommen Zuflüsse aus den ausgedehnten Hangschuttmassen. Die Schneeschmelze stellt in diesem Bereich einen sehr wichtigen Inputfaktor dar. Mit dem Rückgang der Schneebedeckung ist zunehmend die Speisung der Hangschuttmassen gefährdet.

Im untersten Talabschnitt, der über eine geschlossene Vegetationsdecke und mächtige Talfüllungen verfügt, hat die Schneeschmelze einen großen Einfluss auf die seitlichen Zuflüsse aus der ungesättigten und gesättigten Zone. Vor allem an den östlich exponierten Hängen wird sich die Dauer der Schneebedeckung auf Grund des hohen Energieeintrags, bei steigenden Durchschnittstemperaturen, drastisch reduzieren. Auch der Rückzug der Schneegrenze in höhere Lagen wird sich in diesem Bereich am stärksten auswirken. Die seitlichen Zuflüsse könnten sich auf Grund der fehlenden Schneeschmelze in kürzerer Zeit stark reduzieren.

7.1.3 Matscher Tal

Der Saldurbach führt oberhalb „Bei der Klamm“ Mischwässer der darüber gelegenen Quellregionen ab (Abbildung 7-10). Die Wässer weisen relativ lange Verweilzeiten auf und sind mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit stark von dem darüber gelegenen Gletscher beeinflusst. Die Quellen an den östlichen Flanken befinden sich unterhalb der steilen Felshänge und werden von Wasser aus den Klüften und Spalten des kristallinen Grundgebirges gespeist. An den westlichen Flanken befinden sich ausgedehnte Hangschuttmassen. Schneeschmelzwasser kann in dieses Lockermaterial infiltrieren. Es ist anzunehmen, dass auch Wasser aus den Spalten und Klüften in die Hangschuttmassen fließt und die Quellen in der Niedrigwasserperiode speist. Durch die Aufsättigung in Vorfluternähe gelangt das Wasser zu Tage.

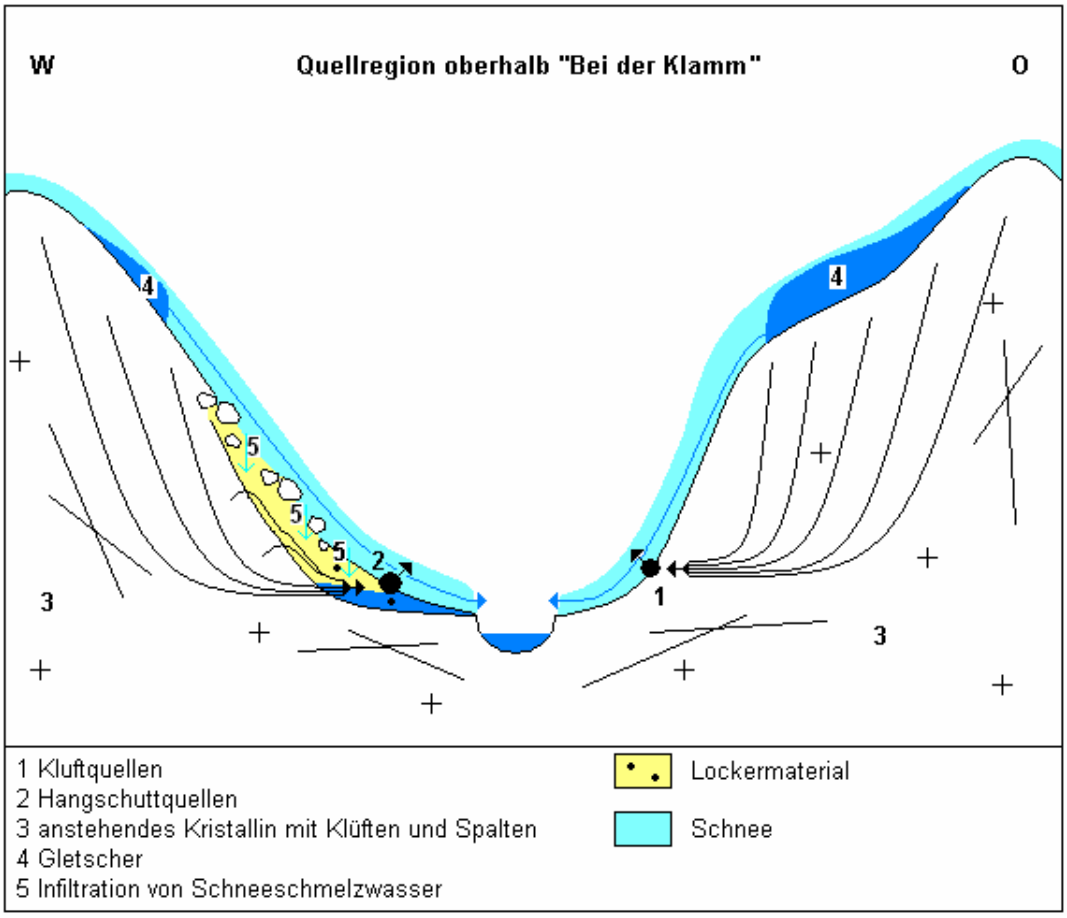

Abbildung 7-10: Schematischer Querschnitt der Quellregionen oberhalb „Bei der Klamm“

Kurz unterhalb (50 – 100 m) „Bei der Klamm“ kommt es zu seitlichen Zuflüssen, die zum Teil an Quellen angebunden sind (Abbildung 7-11). Die westlichen Flanken sind deutlich flacher ausgebildet als die östlichen und mit lockerem Hangschutt bedeckt. Schmelzwässer können relativ gut infiltrieren und oberflächennah abfließen. Sie gelangen als Returnflow wieder an die

Oberfläche. Die Wässer konzentrieren sich schließlich in einem kleinen Bach, der in den Saldurbach mündet.

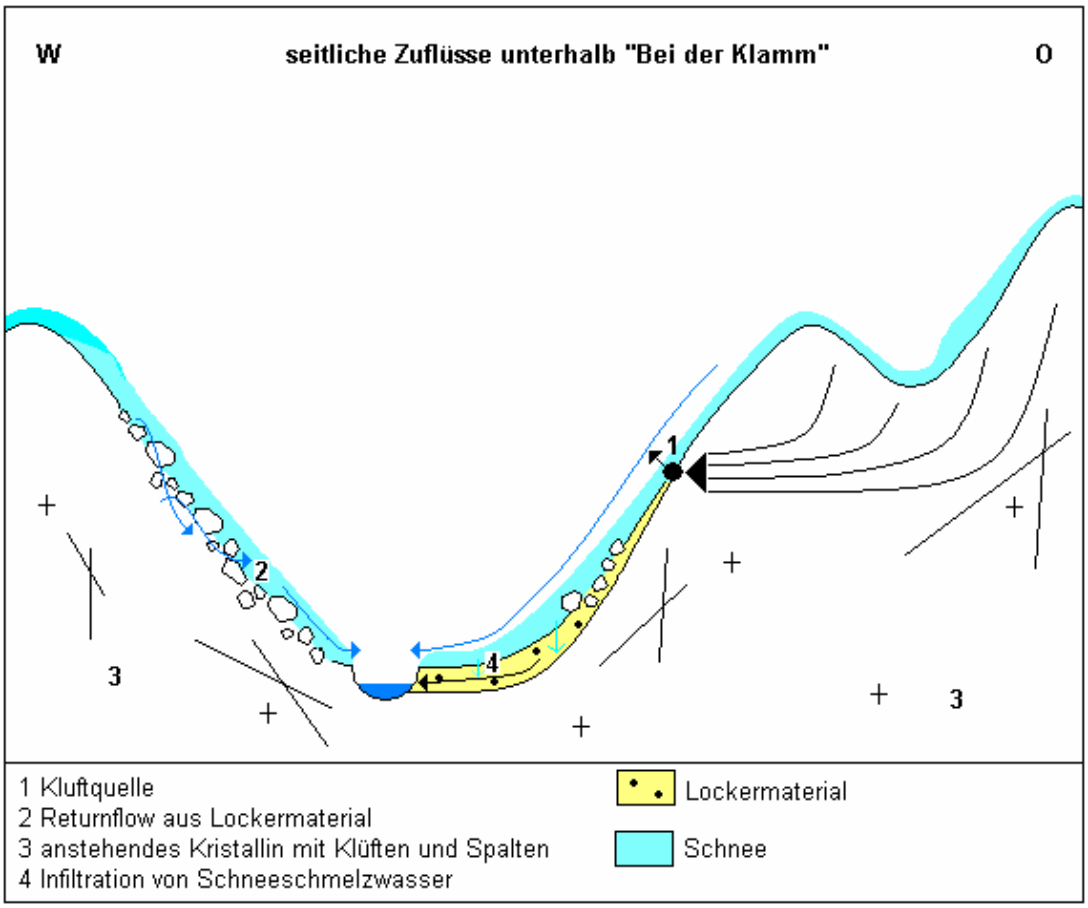

Abbildung 7-11: Schematischer Querschnitt unterhalb „Bei der Klamm“.

Die Quellen der östlichen Flanken liegen am Fuße von sehr steilen und felsigen Hängen und werden aus dem Kluftsystem des anstehenden Kristallin gespeist. Die mittlere Verweilzeit dieser Quellwässer ist relativ hoch, da die Wasserwegsamkeit durch das Kluftsystem eher langsam von statten geht. Die genaue Eingrenzung der Quelleinzugsgebiete ist derzeit nicht möglich.

In diesem geweiteten Talabschnitt des Matscher Tales befinden sich ausgedehnte Hangschuttmassen östlich des Saldurbaches. In diesen Schuttmassen kann infiltrierendes Schneeschmelzwasser kurzzeitig zwischengespeichert werden. Es gelangt danach als Interflow oder Translatory Flow in den Saldurbach.

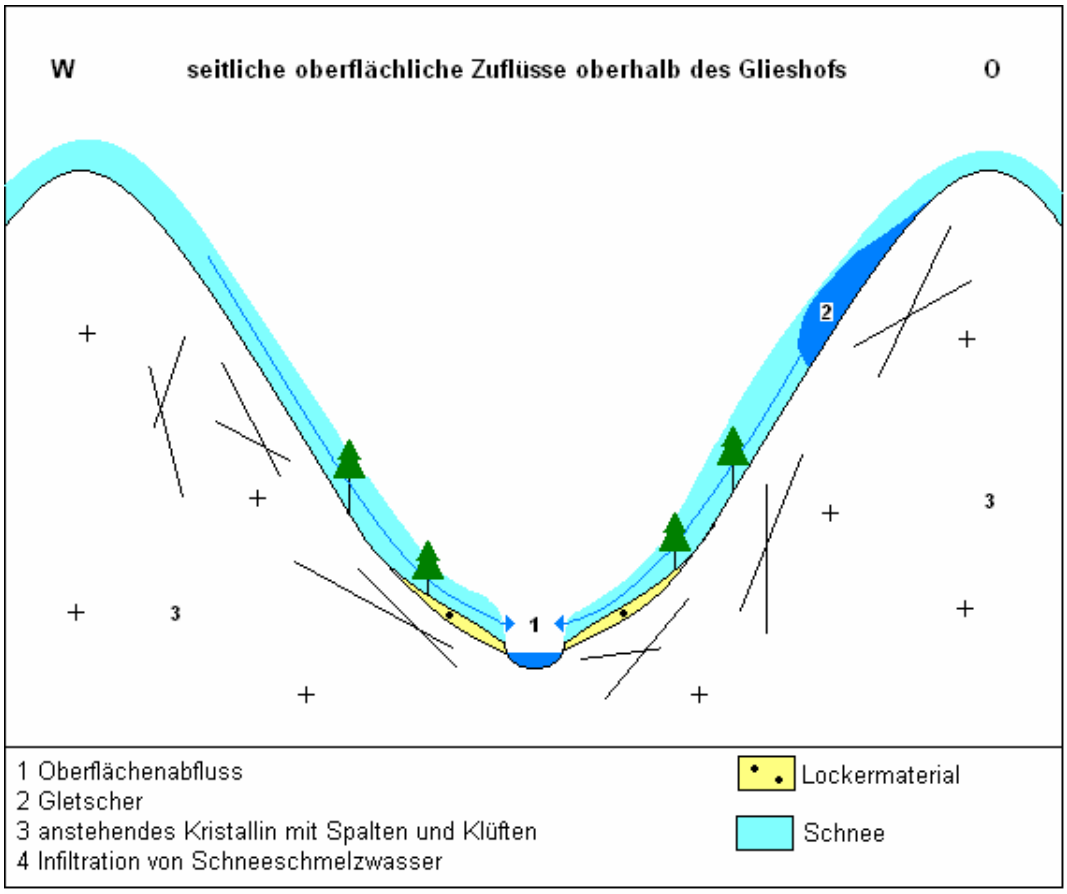

Abbildung 7-12: Schematischer Querschnitt durch den untersten Talabschnitt oberhalb des Glieshofs.

Im letzten Talabschnitt des Matscher Tales oberhalb des Glieshofs (Abbildung 7-12) kommt es, vor allem im Februar, zu zahlreichen Zuflüssen. Die seitlich in den Saldurbach mündenden Bäche führen oberflächlich konzentrieren Abfluss ab. An den steilen Hängen westlich und östlich des Saldurbaches ist Hangschutt untergeordnet vorhanden und im Talboden ist Lockermaterial selten, bzw. deren Mächtigkeit und Ausdehnung gering. Die Zuflüsse beschränken sich auf Oberflächenabfluss, der während der Schneeschmelze signifikante Anteile liefert.

Die Abbildung 7-13 zeigt den Zufluss des Upibachs. Dieser Bach ist an einen See angeschlossen, der über 2000 m Höhe liegt. Im Einzugsgebiet des Sees liegt ein Gletscher. Der See wird von oberirdischen Zuflüssen, dem Schmelzwasser des Gletschers, sowie von der oberflächlich abfließenden Schneeschmelze gespeist. Im Abschnitt zwischen See und der Mündung in den Saldurbach kommt es vor allem während der Schneeschmelze zu oberflächlichen Zuflüssen.

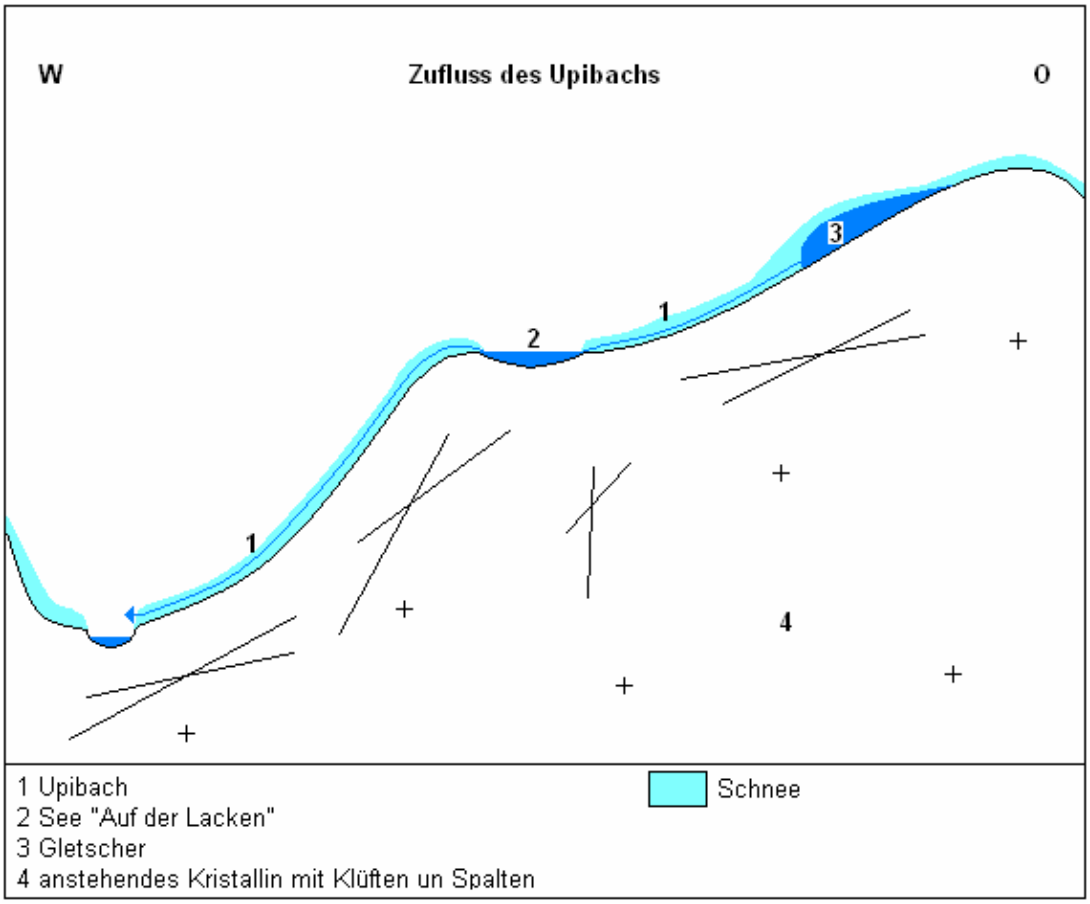

Abbildung 7-13: Schematischer Querschnitt beim Zufluss des Upibaches

In Abbildung 7-14 sind die Speicherräume der Quellregionen im Matscher Tal, die an der Abflussbildung beteiligt sind, in Beziehung zueinander gesetzt. Die Quellen oberhalb „Bei der Klamm“ stehen unter dem Einfluss der darüber liegenden Gletscher. Geringfügiger werden sie von der Schneeschmelze und dem oberirdischen Einzugsgebiet beeinflusst. Die Gletscher sind durch den Klimawandel gefährdet, so dass die Quellen oberhalb „Bei der Klamm“ beeinträchtigt werden. Die Kluftgrundwassersysteme können jedoch als Puffer wirken, da die Fliessgeschwindigkeiten gering einzustufen sind. Auswirkungen infolge des Klimawandels sind hier längerfristig zu erwarten.

Hangschuttmassen, die im Gegensatz zum Kluftsystem sehr schnell auf ein Wasserdefizit reagieren, sind den Quellen an den westlichen Flanken sind Hangschuttmassen vorgelagert. Die Änderung der Schneebedeckung wird sich auf Grund der Höhenlage dieser Region auf Dauer und Mächtigkeit der Schneedecke beschränken.

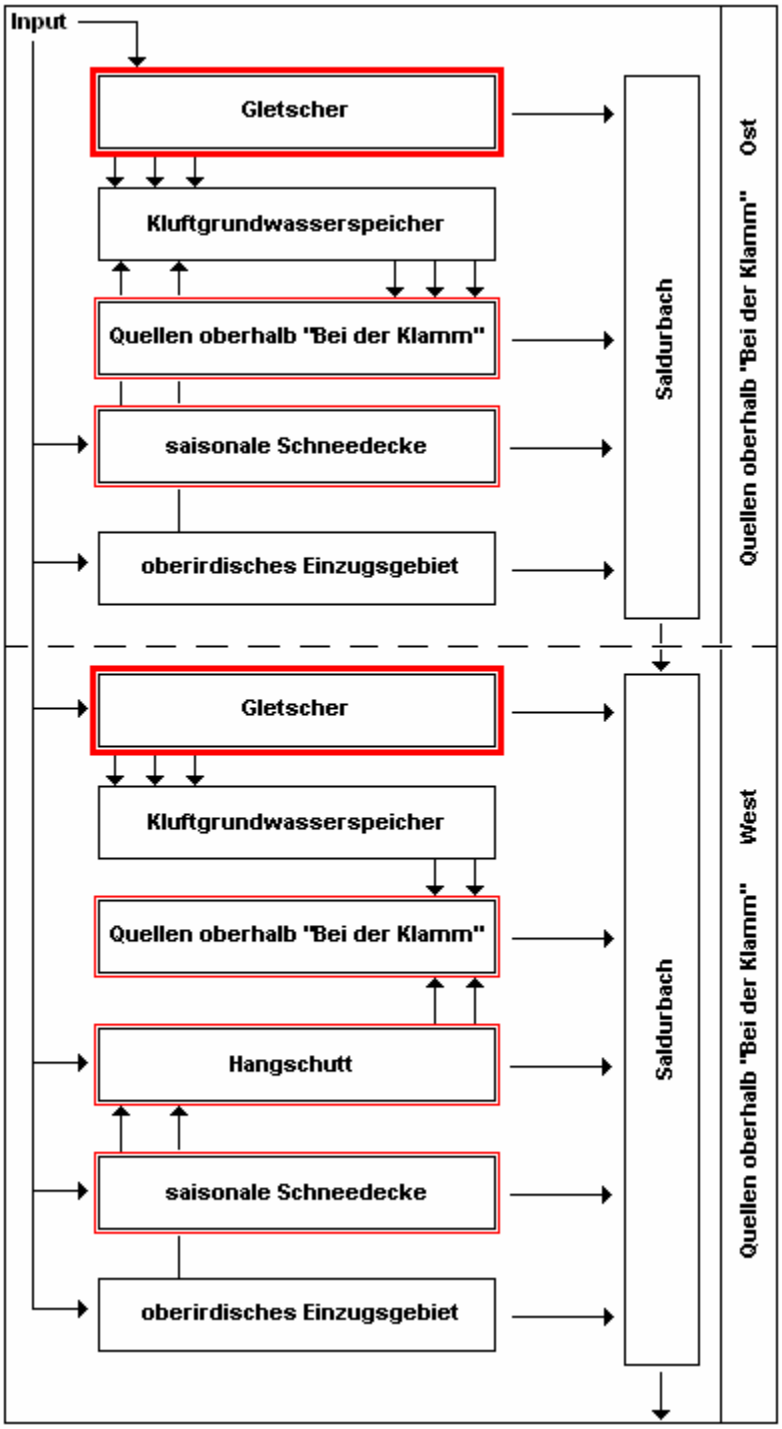

Abbildung 7-14: Strukturmodell für die Quellregionen im Matscher Tal. Die rote Umrandung kennzeichnet gefährdete Speicher.

Kurz unterhalb „bei der Klamm“ kommt es zu seitlichen Zuflüssen, die sich in Ihren Herkunftsräumen deutlich unterscheiden (Abbildung 7-15). Die aus westlicher Richtung zufließenden Wässer, stammen aus den ausgedehnten lockeren Hangschuttmassen, die hauptsächlich von der Schneeschmelze gespeist werden. Die Exposition dieser Hänge trägt

dazu bei, dass sich die Dauer der Schneebedeckung durch den Klimawandel reduzieren wird. Daher sind auch die Zuflüsse aus westlicher Richtung Änderungen unterworfen.

Aus östlicher Richtung fließt Quellwasser zu, das aus dem Kluftsystem des anstehenden Kristallin gespeist wird. Änderungen durch den Klimawandel sind hier längerfristig zu erwarten. In der Talebene sind östlich des Saldurbaches ausgedehnte Hangschuttmassen zu finden, die vorwiegend von Schneeschmelzwasser gespeist werden. Dieser Grundwasserleiter ist vom Input der Schneeschmelze abhängig. Auf Grund der Höhenlage von über 2000 m, beschränken sich die Auswirkungen auf die Schneebedeckung. Vor allem auf die Dauer und die Mächtigkeit der Schneedecke.

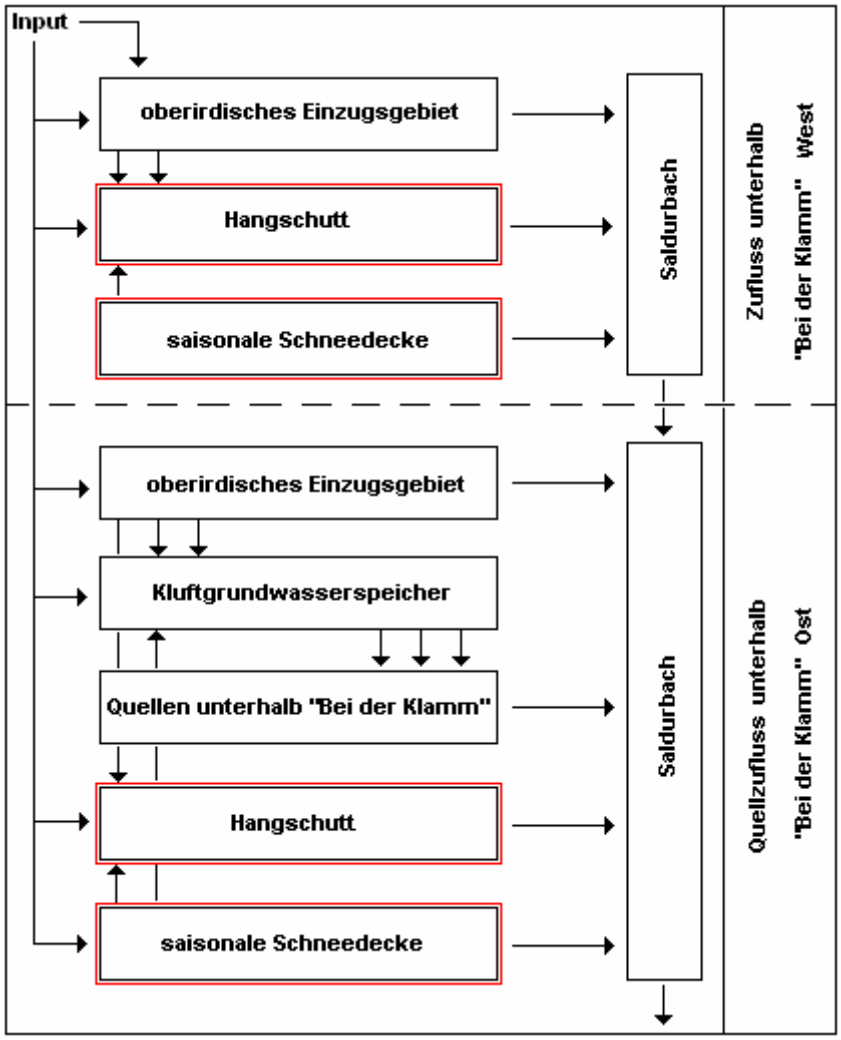

Abbildung 7-15: Strukturmodell der seitlichen Zuflüsse unterhalb „Bei der Klamm“. Die rote Umrandung kennzeichnet gefährdete Speicher.

Die Zuflüsse oberhalb des Glieshofs beschränken sich auf oberflächlich konzentrierten Abfluss (Abbildung 7-16). Die beteiligten Speicher sind die Gletscher der Schlanderer Spitze. Dazu kommen der Abfluss aus der Schneebedeckung, sowie der oberirdische Abfluss aus dem Einzugsgebiet. Zwar befindet sich der Glieshof unterhalb von 2000 m Höhe. Grossteile dieses Talabschnitts liegen aber weit über der 2000 m Grenze, so dass die Schneebedeckung als erstes nur in den tiefsten Bereichen durch den Klimawandel beeinträchtigt wird. Die Gletscher stehen auch hier unter starkem klimatischen Stress.

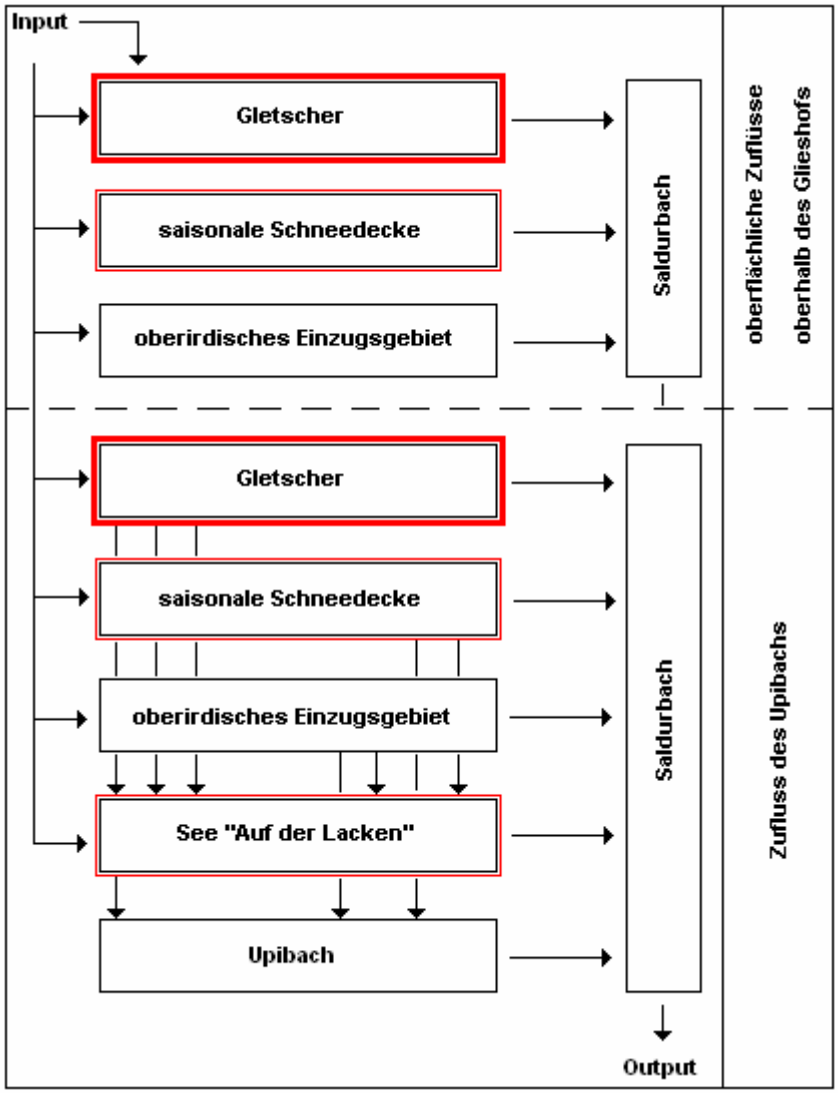

Abbildung 7-16: Strukturmodell der Zuflüsse oberhalb des Glieshofs, sowie des Upibachs. Die Rote Umrandung kennzeichnet gefährdete Speicher.

Der Upibach ist der letzte berücksichtigte Zufluss im Matscher Tal und bildet den Abfluss eines kleinen Sees, der vor allem von Eis- und Schneeschmelzwasser gespeist wird. Der Gletscher ist hier besonders gefährdet, da sich die Schneebedeckung wegen der Höhenlage des Seeeinzugsgebietes (> 2400 m) in Dauer und Mächtigkeit ändern wird.

7.2 Strukturmodelle Tirol

7.2.1 Quellen der Gemeinde Stanz und Wildbadquelle

In Abbildung 7-17 ist das Konzeptmodell der Quellen in Stanz und der Wildbadquelle dargestellt. Die gefassten Quellen der Wasserversorgung Stanz werden von dem großen Grundwasserspeicher des Hauptdolomit gespeist. Dabei sind relativ lange, sowie auch sehr kurze Fließwege beteiligt. Die Quellen zeigen eine deutliche Reaktion auf die Schneeschmelze, d.h. sie führen auch oberflächennahes Wasser mit kürzeren Verweilzeiten ab.

Die Wildbadquelle zeigt dagegen kaum eine Reaktion auf die Schneeschmelze. Sie wird ausschließlich von Wasser aus der tektonischen Störung gespeist und bringt stark mineralisiertes Wasser mit Temperaturen um 19 °C zu Tage.

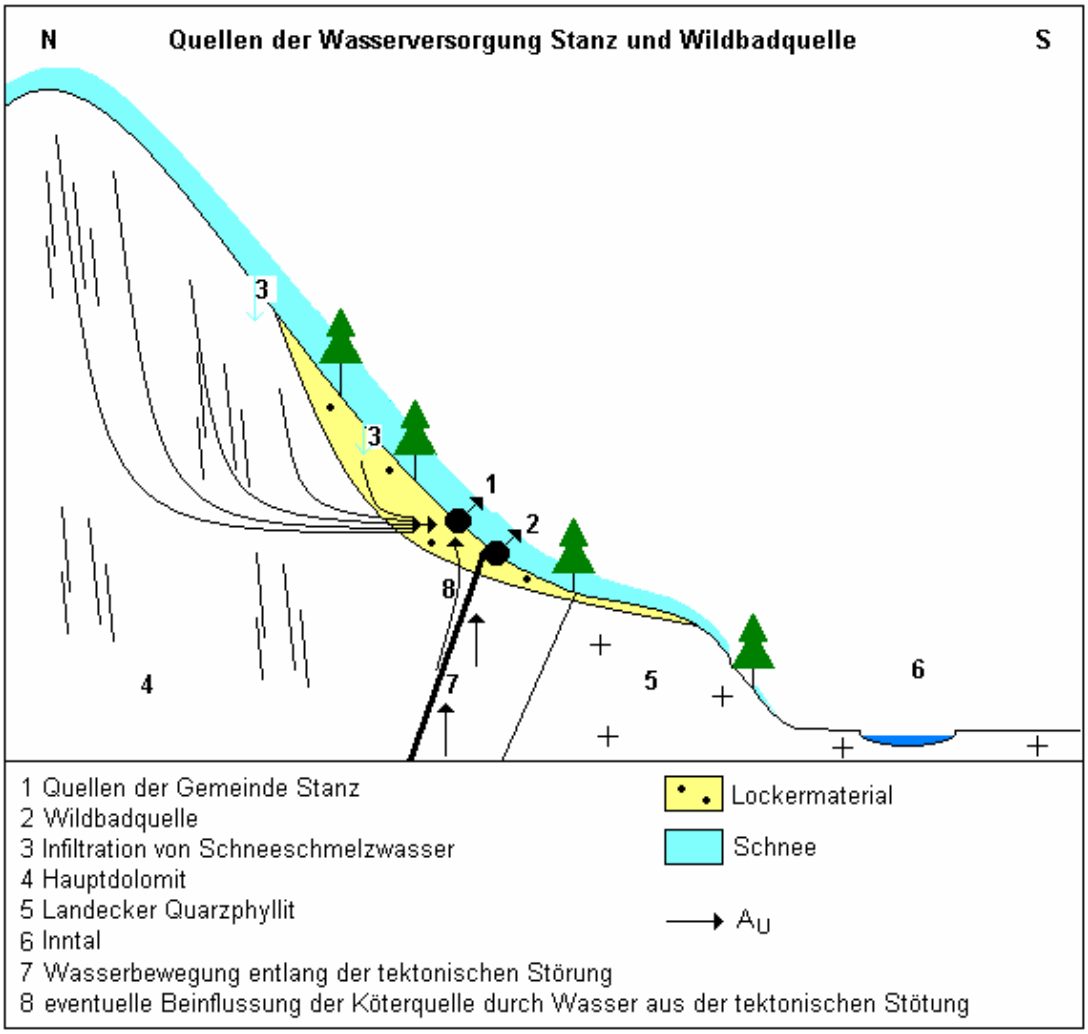

Abbildung 7-17: Schematischer Querschnitt durch die Quellgebiete oberhalb Stanz, sowie der Wildbadquelle.

Die Köterquelle der Wasserversorgung Stanz bildet eine Ausnahme. Die höheren Wassertemperaturen, die erhöhte elektrische Leitfähigkeit und die „leichteren“ Delta – 18O Werte, lassen darauf schließen, dass die Köterquelle unter dem Einfluss von Wasser aus der tektonischen Störung steht.

Die Abbildung 7-18 zeigt die Strukturmodelle der Quellen Stanz und der Wildbadquelle. Die Quellen der Wasserversorgung Stanz werden primär von dem großen Grundwasserspeicher des Hauptdolomits gespeist. Die Quellen verfügen auch über kurze Fließwege und sind somit an das Hangschuttmaterial mit angeschlossen. Der Rückzug der saisonalen Schneedecke wird sich in diesem Gebiet auf Grund der Höhenlage stark auswirken. Außerdem beeinflusst die Exposition in Richtung Süden die Dauer der Schneedecke negativ. Der große Grundwasserspeicher dient den Quellen als Puffer, so dass sich Änderungen infolge des Klimawandels erst mittel- bis langfristig einstellen werden. Die Köterquelle könnte von Wasser aus der tektonischen Störung beeinflusst sein. Das bedeutet, dass eine gewisse Wasserzufuhr auch langfristig gewährleistet ist.

Die Wildbadquelle wird von Wasser aus einem tiefen Grundwasserspeicher gespeist und ist gegen den Klimawandel resistent. Langfristige Änderungen innerhalb des tiefen Grundwasserspeichers lassen sich derzeit nicht prognostizieren.

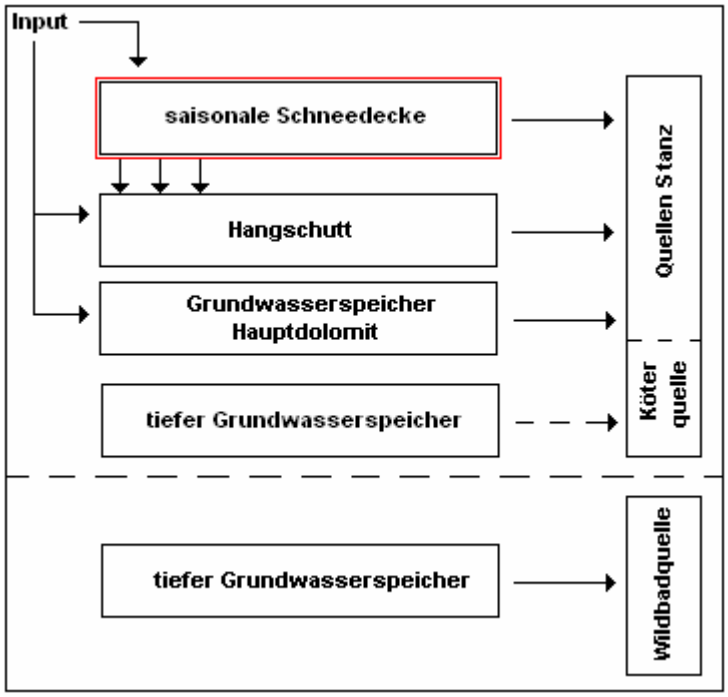

Abbildung 7-18: Strukturmodell der Quellen Stanz und der Wildbadquelle. Die rote Umrandung kennzeichnet durch den Klimawandel gefährdete Speicher.

7.2.2 Gassilbach und Mühlbach

In Abbildung 7-19 ist der Verlauf des Gassilbachs, sowie des Mühlbachs dargestellt. Der Gassilbach ist an einen Gletscher angeschlossen während der Mühlbach von Quellwasser gespeist wird. Die Quelle des Mühlbachs verfügt über längere Fließwege. Dadurch ist auch in der kalten Jahreszeit deutlich mehr Abfluss im Mühlbach als im Gassilbach vorhanden, der im Dezember 2007 fast keinen Abfluss führte.

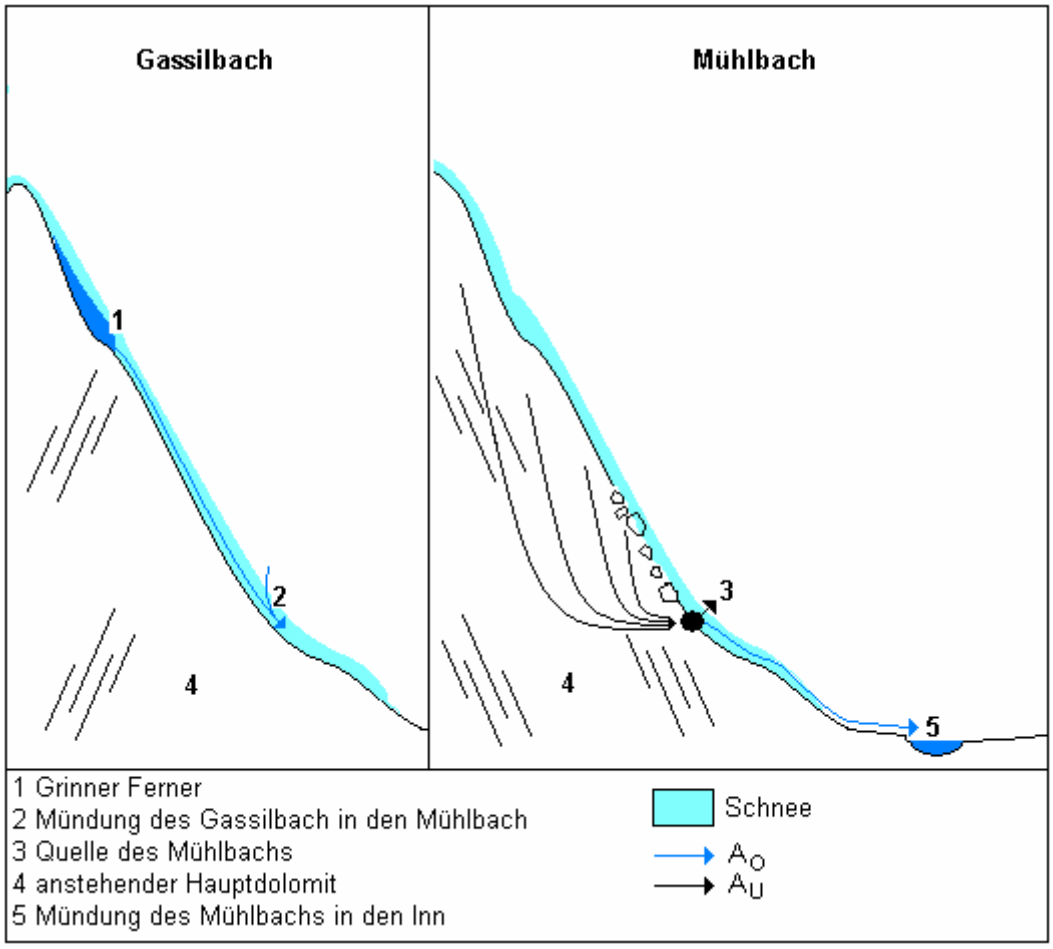

Abbildung 7-19: Schematischer Schnitt durch Quellgebiet des Mühlbachs und Verlauf des Gassilbaches

Die Isotopenwerte haben gezeigt, dass neben den langen auch kurze Fliesswege im Quelleinzugsgebiet existieren. Die Schneeschmelze bringt „leichteres“ Wasser zum Abfluss. Die Differenz der Isotopenwerte von Dezember 2007 und Februar 2008 ist im Gassilbach aber deutlich höher als im Mühlbach.

Abbildung 7-20 zeigt das Strukturmodell für den Gassilbach und den Mühlbach. Die Schneeschmelze ist ein wichtiger Input für den Grundwasserspeicher des Hauptdolomits. Sie spielt eine wichtige Rolle bei der Speisung des Mühlbachs. Die Höhenerstreckung des Gebietes liegt zwischen ca. 1200 m bis 2800 m. Große Teile des Gebiets befinden sich unterhalb einer

Höhe von 2000 m, so dass sich der Input durch die Schneeschmelze reduzieren könnte. Die Flächen über 2000 m Höhe bleiben als Gebiete erhalten, die Schneeschmelze als Input liefern. Zudem wirkt der Grundwasserspeicher als Puffer, so dass der Mühlbach kurzfristig nicht durch den Klimawandel gefährdet ist.

Als Hauptinput sind für den Gassilbach nur die Schneeschmelze und die Eisschmelze von Bedeutung. Der Gletscher ist ein kleines Eisfeld unterhalb der Parseierspitze. Er wird in absehbarer Zeit nicht mehr existieren. Die Schneedecke ist wie in Bezug auf den Mühlbach vom Klimawandel betroffen. Insgesamt ist der Abfluss des Gassilbaches stark vom Klimawandel betroffen, weil der Gletscher als Input in Kürze ganz wegfallen könnte. Dann bleibt als Input die Schneeschmelze im Frühjahr.

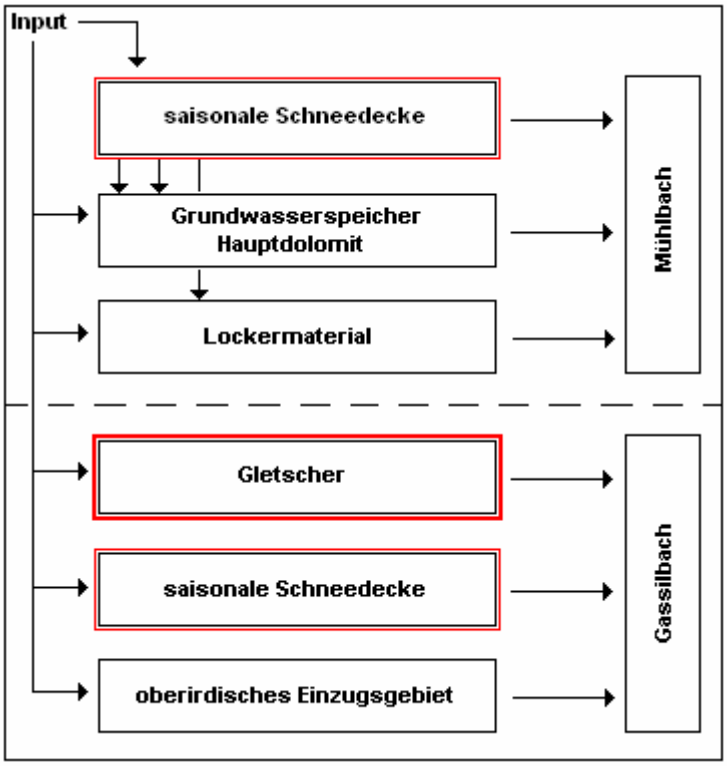

Abbildung 7-20: Strukturmodell für Gassilbach und Mühlbach. Die rote Umrandung kennzeichnet gefährdete Speicher.

7.3 Methodik zur Beurteilung der Wasserversorgungssicherheit alpiner Einzugsgebiete

Um eine Beurteilung der Wasserversorgungssicherheit alpiner Einzugsgebiete vorzunehmen, müssen die Auswirkungen des Klimawandels auf die speisenden Speicher bekannt sein. Die Eis- und Schneespeicher sind von besonderer Bedeutung. Gletscherschwundszenarien und Schneegrenzanstiegsszenarien sind unerlässlich um die grundlegende Veränderung der beiden Gebietsparameter Vergletscherung und Höhenlage der Schneegrenze in Zukunft festzulegen bzw. abzuschätzen.

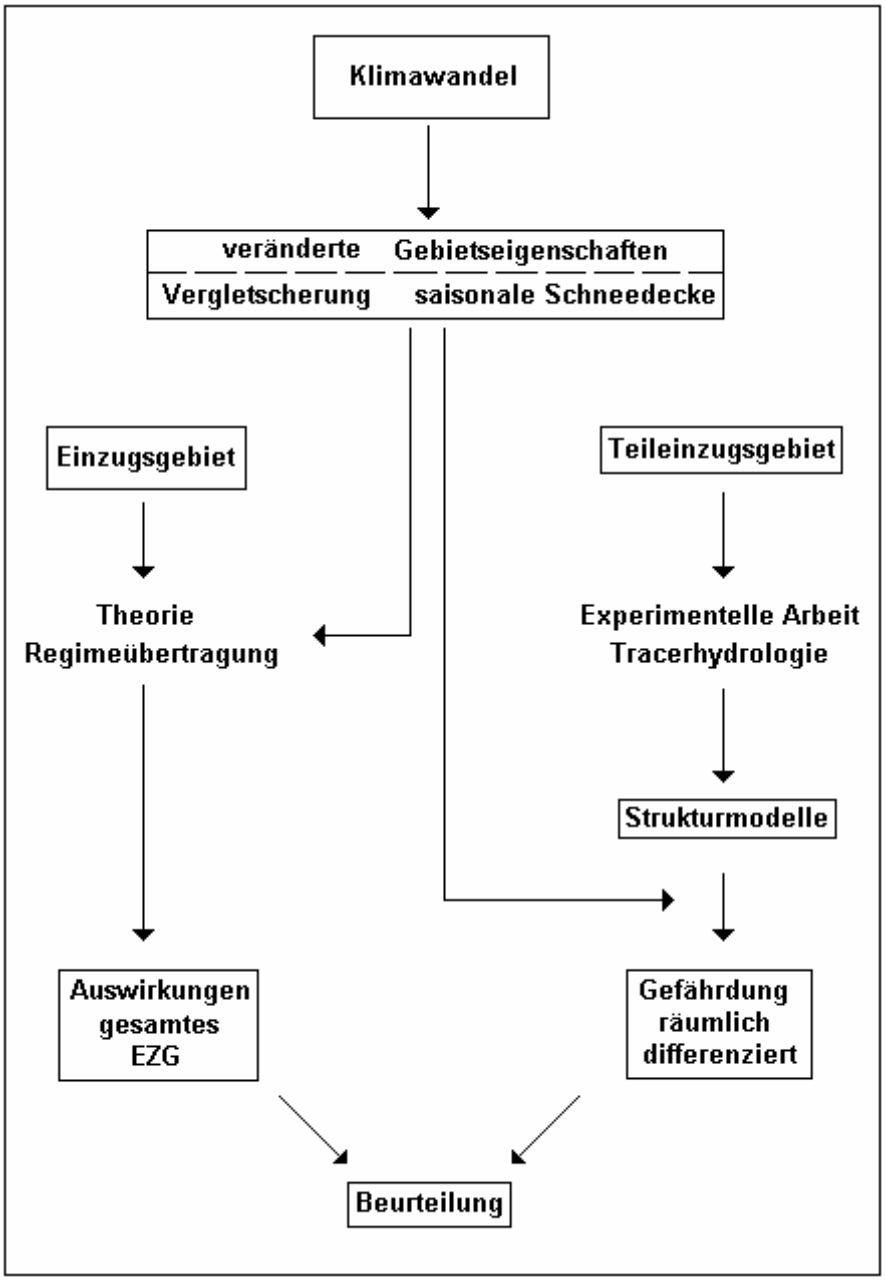

Abbildung 7-21: Methodik zur Beurteilung der Wasserversorgungssicherheit alpiner Einzugsgebiete.

Abbildung 7-21 zeigt eine Option wie die Beurteilung der Wasserversorgungssicherheit erfolgen kann. Die theoretische Grundlage ist durch den Regimeübertragungsansatz von Aschwanden und Weingartner gegeben. Einer veränderten Höhenlage der Schneegrenze ist durch die Modifikation des Parameters mittlere Einzugsgebietshöhe Rechnung zu tragen (DA Nikol, 2007). Die daraus abgeleiteten Abflussregime liefern Informationen für die Gesamtheit des Einzugsgebiets.

Detaillierte Aussagen über mögliche Veränderungen innerhalb der Einzugsgebiete erfordern zusätzliche Arbeiten. Die Betrachtung kleinerer Raumskalen wie z.B. Quellsysteme oder Teilflächen mit gleichen dominierenden Abflussbildungsprozessen liefern Informationen, die beitragen das System besser zu analysieren. Das Zusammenspiel der mitwirkenden Speicherglieder bestimmt das Abflussverhalten eines Einzugsgebietes maßgebend. Die Tracerhydrologie bietet die Möglichkeit Prozesse im Einzugsgebiet zu untersuchen und unterschiedliche Speicherglieder zu definieren. Durch das räumlich differenzierte Bild können die Auswirkungen durch den Klimawandel auf die einzelnen Speicherglieder separat betrachtet werden.

Die Beurteilung der Einzugsgebiete erfolgt durch die Berücksichtigung der Regimeänderung, sowie unter dem Aspekt des Zusammenspiels der speisenden Speicher.

7.4 Fazit

Auf der Basis der Datenanalyse konnten Konzeptmodelle für die Einzugsgebiete und die Quellgrundwasserspeicher erstellt werden. Eine räumlich differenzierte Betrachtung war durch die Aufnahme von Profilen möglich, die entlang der Bachläufe von Quellregion in Richtung Mündung entstanden. Aus den Ergebnissen sind die Strukturmodelle für die Teilräume, wie Quellgebiete und seitliche Zuflüsse, die aus Teilflächen wie z.B. Hängen erfolgen, erstellt worden. Die Auswirkungen des Klimawandels auf die Eis- und Schneespeicher konnten damit räumlich differenziert analysiert und abgeschätzt werden.

Im letzten Schritt ist als praktische Konsequenz ein Konzept generiert worden mit dem die Beurteilung der Wasserversorgungssicherheit alpiner Einzugsgebiete generell vollzogen werden kann. Das Konzept beinhaltet sowohl die gesamthafte Betrachtung des Einzugsgebietes als auch die Wechselwirkungen und das Zusammenspiel verschiedener Speicherglieder gleichermaßen.

7.5 Vorschlag für ein Messprogramm

Ein Messprogramm für die Untersuchungsgebiete muss so konzipiert sein, dass daraus konkrete gesicherte Informationen gewonnen werden können. Diese Informationen auf der Basis von tracergestützten Daten werden zur Modellierung der Abflussbildung und zur Einzugsgebietsmodellierung verwendet. Abflussbildungsprozesse an Teilflächen müssen flächendeckend und räumlich differenziert untersucht werden. Die weitere Verwendung von tracerhydrologischen Daten erfordert, dass während der Messkampagne Zeitreihen entstehen. Damit lassen sich Ganglinien separieren und die Dynamik von Systemen ist besser zu verstehen.

Der Aufbau eines Messnetzes im alpinen Gelände stellt eine besondere Herausforderung dar. Extreme Wetterverhältnisse belasten die Messgeräte. Das abgeschiedene Gelände erschwert die Errichtung, Wartung und das Ablesen der Messgeräte zusätzlich. Solche Einschränkungen müssen beim Entwurf eines Messprogramms berücksichtigt werden.

Um verlässliche Informationen bezüglich der Abflussbildung zu erhalten, kann in der Praxis ein tracerhydrologisches Messnetz mit klassischen hydrologischen Verfahren kombiniert werden (UHLENBROOK, 1999). Zu den klassischen hydrometrischen Messungen zählen die Messungen von Abfluss, Quellschüttung, Niederschlag und Verdunstung. Tracerhydrologisch sind die Messungen von Wassertemperatur, der elektrischen Leitfähigkeit, der Wasserbestandteile und der stabilen bzw. radioaktiven Isotope relevant.

Die Gebietsniederschläge lassen sich durch Interpolation von Niederschlagswerten benachbarter Stationen gewinnen. Dabei ist die große räumliche und zeitliche Variabilität der Niederschläge in den Alpen zu beachten. Niederschlagssammler innerhalb der Gebiete könnten die Genauigkeit des ermittelten Gebietsniederschlags verbessern.

Kontinuierliche Abflussmessungen an den Gebietsauslässen sind ebenso grundlegend und eine conditio sine qua non (notwendige Bedingung) um Ganglinienanalysen durchzuführen. Mit Hilfe von Drucksonden kann eine kontinuierliche Abflussmessung erfolgen.

Unterirdische Fließsysteme werden durch die kontinuierliche Erhebung von Quellschüttung, Wassertemperatur, elektrische Leitfähigkeit an den Quellen sehr gut beschrieben. Beträgt die Messperiode mindestens ein hydrologisches Jahr und liegt die zeitliche Auflösung im Bereich von einer Messung pro Woche, kann die Dynamik bzw. die Reaktion der Quellen auf Schmelzereignisse analysiert werden.

Durch zeitlich gut aufgelöste Beprobungen der Wässer nach den stabilen Isotopen Sauerstoff 18 und Deuterium kann mit mathematischen Modellrechnungen (z.B. Dispersionsmodell,

Exponentialmodell nach Maloszewski und Zuber 1985) die mittlere Verweilzeit des Wassers im Quelleinzugsgebiet bestimmt werden. Zudem sind präzise Aussagen über die Speichereigenschaften der Quelleinzugsgebiete möglich. Die Interpretation der stabilen Isotope in Bezug auf die Verweilzeitenbestimmung erfordert Kenntnisse des Isotopeninputs in das System. Die Isotopensignatur der Niederschläge bzw. des Schnees muss deshalb möglichst im Gebiet gemessen werden.

Die stabilen Isotope sind zur Bestimmung des Direktabflusses weniger relevant, da der Mengeneffekt und der Höheneffekt der Isotopenfraktionierung zu Unterschieden der Isotopensignatur im Niederschlag führen kann.

Zur Bestimmung des Direktabflusses ist die Konzentration an Silikat heranzuziehen. Der Niederschlag besitzt sehr geringe Konzentrationen an Silikat. Durch den Fliessvorgang über die Oberfläche und im Oberboden kann es zu einer leichten Anreicherung kommen, so dass für den Direktabfluss nur geringe Silikatkonzentrationen anzunehmen sind. (UHLENBROOK, 1999)

Zusätzlich gilt es den Direktabfluss in die Komponenten Eis-, Schneeschmelzwasser und Niederschlagswasser zu differenzieren. Die Beprobung und Charakterisierung des Gletscherabflusses im Sommer anhand der elektrischen Leitfähigkeit und der Isotopensignatur ist daher sinnvoll.

Wenn sich die tracerhydrologische Charakterisierung der Teilräume signifikant von einander unterscheident, dann können deren Anteile am Gesamtabfluss ermittelt werden.

Zudem lässt sich die Reaktion eines gesamten Einzugsgebiets auf Einzelereignisse aufschlüsseln. Wichtig ist, dass eine zeitlich hoch aufgelöste Beprobung durch Intensivkampagnen am Gebietsauslass und im Gelände bzw. an den Quellen erfolgt.

8 Ausblick

Die möglichen Auswirkungen des Klimawandels weisen eine große Bandbreite auf (IPCC – REPORT, 2007). Es kommt zu Veränderungen der Schnee- und Eisverhältnisse. Diese spielen eine wichtige Rolle für die Wasserversorgungssicherheit alpiner Regionen. Die vorgestellten Untersuchungen erlauben einen räumlich differenzierten Einblick in die Speicher und Herkunftsräume der Wässer innerhalb der Einzugsgebiete. So ist es möglich, unterschiedliche Speicher auszuweisen, und deren Gefährdung durch den Klimawandel räumlich getrennt von einander abzuschätzen.

Der Klimawandel und das damit gehäufte Auftreten von Extremereignissen birgt weitere Gefahren (SCHÖNWIESE, 2000). Hochwasserereignisse, infolge von Starkniederschlägen und der fehlenden Zwischenspeicherung in Form von Schnee, könnten sich daher vermehren. Es bedarf einer gesonderten Betrachtung der einzelnen Teilflächen um die Reaktion eines Einzugsgebietes auf solche Ereignisse zu beschreiben. Durch weitere Intensivierung hydrometrischer und tracerhydrologischer Arbeiten, in Form von kontinuierlichen Messungen, lassen sich Systemreaktionen besser abgeleiten und quantifizieren. Die Ergebnisse liefern eine wichtige Basis zur Kalibrierung und Validierung von Modellen.

Es birgt Potentiale und Risiken mit dem Werkzeug der Modellierung den Auswirkung des Klimawandels auf den Wasserhaushalt alpiner Regionen nachzugehen. Modelle zur Erforschung der Auswirkungen von Klimaänderungen stehen am Ende einer Kaskade von Modellen. Es muss befürchtet werden, dass sich Unsicherheiten von Stufe zu Stufe verstärken (SCHÖNWIESE, 1995). Es ist sinnvoll die Entwicklung hydrologischer Modelle voranzutreiben, die auf der Grundlage von experimentellen Untersuchungen aufbauen. Danach können „hydrologische Szenarien“ durchgespielt und entsprechende Fragen gestellt werden. Wie ändert sich der Systemoutput bei einer Abnahme der Vergletscherung um 10% bzw. 50% oder 100%? Welche Auswirkungen auf den Wasserhaushalt hat der Rückgang der Schneegrenze um 100, 200 oder 500 m? Wie sieht die Systemreaktion eines Einzugsgebiets auf Starkniederschläge aus?

Solche Modellierungen des Wasserhaushaltes auf der Basis von „harten“ Daten (z.B. Tracerdaten) erfordern weitere Arbeiten in der experimentellen und tracerhydrologischen Untersuchung innerhalb der Einzugsgebiete.

Die zukünftige effektive und nachhaltige Nutzung der Ressource Wasser ist für viele Bereiche der Volkswirtschaft, wie z.B. Landwirtschaft, Energiewirtschaft oder Tourismus, von großer Bedeutung.

„Noch fällt der Sommerregen.

Es tropft und tropft

Und tropft.“

Kobayashi, Issa ((GUZZONI, YONEDA, 2006)

9 Literaturverzeichnis

ACHTNICH W. (1980):

Bewässerungslandbau. Agrotechnische Grundlagen der Bewässerungswirtschaft. Verlag Eugen Ulmer Stuttgart.

ARBEITSKREIS KLIWA (2007):

Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft. 3. KLIWA – Symposium. KLIWA Berichte Heft 10. LUBW Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden – Württemberg Karlsruhe

ASCHWANDEN H., WEINGARTNER R., (1985):

Die Abflussregime der Schweiz. Publikation Gewässerkunde, Nr. 65. Abt. Physikalische Geographie - Gewässerkunde Geographisches Institut der Universität Bern

BAUMGARTNER A., LIEBSCHER H-J. (1996):

Allgemeine Hydrologie – quantitative Hydrologie. Gebrüder Bornträger, Berlin – Stuttgart

BRAUN L.N. (1985):

Simulation of Snowmelt – Runoff in Lowland and Lower Alpine Regions of Switzerland; Züricher Geographische Schriften des Geographischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich

CLARK I. D., FRITZ P. (1997):

Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers. New York

CHRISTIAN K. SPECK (1994):

Änderungen des Grundwasserregimes unter dem Einfluss von Gletschern und Permafrost; Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich, 134

ESCHER-VETTER H., WEBER M., BRAUN L.N.(1998):

Gletscherverhalten als klimatische Information. Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt alpiner, teilweiser vergletscherter Gebiete. BayFORKLIM

FUNK M. (1985):

Räumliche Verteilung der Massenbilanz auf dem Rhonegletscher und ihre Beziehung zu Klimaelementen. Züricher Geographische Schriften. Geographisches Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich

FELLEHNER M. (2003):

Der Hauptdolomit als Grundwasserspeicher in den Nördlichen Kalkalpen. Dissertation im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Marburg

FIEDLER H-J., RÖSLER H-J. (1993):

Spurenelemente in der Umwelt. 2., überarbeitete Auflage. Gustav Fischer Verlag Jena, Stuttgart

GURTZ J., BALTENSWEILER A., LANG H., MENZEL L., SCHULLA J. (1997):

Auswirkungen von klimatischen Variationen auf Wasserhaushalt und Abfluss im Flussgebiet des Rheins. Schlussbericht im Rahmen des nationalen Forschungsprogrammes „Klimaänderungen und Naturkatastrophen in der Schweiz“ NFP 31. Hochschulverlag der ETH Zürich

Guzzoni U., Yoneda M. (2006):

Weisse Tautropfen. 300 Haiku zu Regen und Nebel und Meer. Parerga Verlag GmbH, Berlin.

GWINNER M. P. (1978):

Geologie der Alpen. Stratigraphie, Paläogeographie, Tektonik. 2. Auflage. E. Schweizerbat´sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart

HITZ, CH. (2002):

Inventur und Dynamik der organischen Substanz in Böden der alpinen Stufe. Untersuchungen im Vereina – Tal, Graubünden, Schweiz. Geographisches Institut der Universität Zürich Vol. 42

JONG C. (2005):

Climate and hydrology in mountain areas. Wiley – Verlag

KÄSS W. (1993):

Geohydrologiesche Markierungstechnik. Lehrbuch der Hydrogeologie Band 9. Gebrüder Bornträger. Berlin – Stuttgart

LEIBUNDGUT CH. (1987):

Hydroökologische Untersuchungen in einem alpinen Einzugsgebiet (Testgebiet Gindelwald); Schlussberichte zum schweizerischen MAB – Programm

LEIBUNDGUT CH. (1993):

Wiesenbewässerungssysteme im Langetental – Erläuterungen zu sechs Kartenblättern. GeoGeographica Bernensia. G41. Geographisches Institut der Universität Bern

LEIBUNDGUT CH., UHLENBROOK S. (1997):

Abflussbildung bei Hochwasser. Materialien zum Hochwasserschutz am Rhein des Landesamtes für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz, Ministerium für Umwelt und Forsten

LEIBUNDGUT CH. (2003):

Historical meadow irrgation inEurope – a basis for agricultural development. The Basis of Civilisation – Water Science? (Proceedings of the UNESCO/IAHS/IWHA symposium held in Rome, December 2003). IAHS Publ. 286, 2004

MAISCH M. (2000):

Die Gletscher der Schweizer Alpen: Gletscherhochstand 1850, aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwundszenarien; Projektschlussbericht im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes „Klimaänderungen und Naturkatastrophen“

NIKOL N. (2007):

Auswirkungen der Veränderung der Schnee- und Eisspeicher auf die Wasserversorgung alpiner Täler. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie der Universität Freiburg

PURTSCHELLER F. (1978):

Ötztaler und Stubaier Alpen. Sammlung geologischer Führer Band 53. Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck. Gebrüder Bornträger Berlin – Stuttgart

RAMPOLD J. (1997):

Vinschgau. Landschaft, Geschichte und Gegenwart am Oberlauf der Etsch – das westliche Südtirol zwischen Reschen und Meran. Siebte überarbeitete Auflage. Verlagsanstalt Athesia Bozen.

RICHTER D. (1974)

Grundriß der Geologie der Alpen. Walter de Gruyter. Berlin – New York

SCHÖNWIESE, CH.-D. (1995):

Klimaänderungen. Daten, Analysen, Prognosen. Springer – Verlag. Berlin – Heidelberg – New York

SCHÖNWIESE, CH.-D. (2000):

Praktische Statistik für Metereologen und Geowissenschaftler. 3. verbesserte und erweiterte Auflage. Gebrüder Bornträger Berlin – Stuttgart

SPREAFICO M., WEINGARTNER R. (2005):

Hydrologie der Schweiz. Berichte des BWG, Serie Wasser Nr. 7. Bern

VEIT H. (2002):

Die Alpen. Geoökologie und Landschaftsentwicklung. Verlag Eugen Ulmer Stuttgart

WANNER H. ET AL (2000):

Klimawandel im Schweizer Alpenraum. NFP 31 Schlussbericht. Hochschulverlag der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich

WATZEL R. (1994):

Stofftransportmodellierung im Grundwasser des Argendeltas unter der Verwendung des Umweltisotops Tritium. Dissertation an der Geowissenschaftlichen Fakultät der Universität Freiburg.

Internetliteratur

URL 1:

- http://www.provinz.bz.it/hochbau/abgeschlossene-projekte/1192.asp (zuletzt aufgerufen am 26.05.2008)

Ehrenwörtliche Erklärung:

Hiermit erkläre ich, dass die vorliegende Diplomarbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde.

Freiburg i. Br., den 27. Mai 2008

(Jonas Zimmermann)