



EAWAG

Swiss Federal Institute
for Environmental Science
and Technology



Diplomarbeit

Michael Brögli

Geochemische und wasserisotopische Untersuchungen im Rhoneabschnitt zwischen Sion und Branson

Stationnement dangereux, cette
zone pouvant être submergée
brusquement et à tout moment
par suite du fonctionnement de
l'usine hydro-electrique.

Geochemische und wasserisotopische Untersuchungen im Rhoneabschnitt zwischen Sion und Branson

Diplomarbeit

Michael Brögli

EAWAG
Eidgenössische Anstalt für Wasserversorgung,
Abwasserreinigung und Gewässerschutz

Betreuer
Prof. Dr. Bernhard Wehrli
Dr. Eduard Hoehn

Eidgenössische Technische Hochschule Zürich

Departement Umweltnaturwissenschaften



Kastanienbaum, September 2001

ZUSAMMENFASSUNG

Die grössten Wasserkraftwerke der Schweiz liegen im Wallis. Sie leiten ihre Abflussspitzen in den Unterlauf der Rhone zwischen Sion und Martigny ein. Der Abfluss der Rhone ist deshalb durch einen tageszeitlichen Schwall-Sunk geprägt, der sich auch im Wasserchemismus und im Temperaturregime widerspiegelt. Ein Ziel dieser Arbeit war, die natürlichen und anthropogenen Komponenten im Abflussregime der Rhone mit Hilfe von Tracern zu charakterisieren.

Mittels stabiler Isotopenverhältnisse ($\delta^{18}\text{O}$) - und geochemischer Analysen (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} , Cl^- und SiO_2) konnte der tageszeitliche Einfluss der Schneeschmelze und der Einfluss von Hochwasserereignissen auf die hydrologisch unbeeinträchtigten Seitengewässer Losentse und Salentse untersucht werden. Sowohl im Fall der Salentse als auch im Fall der Losentse nahmen die Ionenkonzentrationen während der Schneeschmelze (je nach betrachteter Komponente) zwischen 6 und 25% im Talboden ab. Diese maximale Verdünnung wurde regelmässig in den Abendstunden erreicht.

Im Gegensatz dazu reagierten die beiden Seitengewässer auf Niederschlagsereignisse hydrologisch unterschiedlich. Es konnte gezeigt werden, dass sich der Abfluss eines Hochwassers aus unterschiedlichen Abflusskomponenten (Grundwasser, Bodenwasser und Regenwasser) zusammensetzt und während eines solchen Ereignisses dank geochemischen Indikatoren verschiedene Phasen (vor dem Hochwasser, Hochwasserbeginn, Hochwasserspitze und Hochwasserende) unterschieden werden können. Während das $\delta^{18}\text{O}$ ein guter Indikator für Niederschlagswasser ist, lässt sich der Grundwasseranteil mit Kieselsäure und mit der Leitfähigkeit quantifizieren.

INHALTSVERZEICHNIS

1	EINLEITUNG	1
2	GRUNDLAGEN	2
2.1	Stabile Wasserisotope	2
2.1.1	Generelles	2
2.1.2	Isotopenfraktionierung	2
2.1.3	Umwelteffekte	3
2.2	Hydrogeologie	5
2.2.1	Bodenaufbau	5
2.2.2	Geochemische Verwitterung	5
2.3	Niederschlag/Abfluss Beziehung	7
2.4	Schmelzwasser/Abfluss-Beziehung	11
3	UNTERSUCHUNGSGEBIET	12
4	MATERIAL UND METHODEN	16
4.1	Abschätzung der Fließgeschwindigkeit	16
4.2	Probenahme und Probenvorbereitung	17
4.3	Geochemische Analysen	17
4.3.1	Kationen und Anionen	17
4.3.2	Kieselsäure	18
4.4	Geochemische Charakterisierung	18
4.5	Wasserisotopenanalyse d¹⁸O	18
4.6	Physikalische Analysen	19
4.6.1	Elektrische Leitfähigkeit	19
4.6.2	Temperatur	20
4.6.3	Globalstrahlung	20
4.6.4	Niederschlag	20
4.6.5	Durchfluss	21
5	RESULTATE	22
5.1	Rhone	22
5.1.1	Abfluss	22
5.1.2	Temperatur	24
5.1.3	Leitfähigkeit	25
5.2	Zuflüsse	26

5.2.1	Geochemische Charakterisierung	26
5.2.2	Schneesmelze	27
5.2.3	Regenereignis	29
5.3	Ausgewählte Wasserkraftwerke	36
6	DISKUSSION	39
6.1	Rhone	39
6.2	Zuflüsse	40
6.3	Ausgewählte Wasserkraftwerke	46
7	SCHLUSSFOLGERUNG UND AUSBLICK	48
8	DANKSAGUNG	50
9	LITERATURVERZEICHNIS	51
10	ANHANG	53
10.1	Erste Messkampagne: 5.-6. Juli 2001	53
10.2	Zweite Messkampagne: 7.-10. August 2001	56

1 EINLEITUNG

Die Rhone und ihre Seitengewässer wurden seit Beginn des 19. Jahrhunderts systematisch durch den Menschen eingedämmt. Dem Flusssystem wurde in der ersten (1863-1893) und zweiten Rhonekorrektur (1930-1960) zunehmend Land für die Besiedlung, Industrie und die intensive Landwirtschaft weggenommen. Die grösstenteils kanalisierte Rhone liegt gegenwärtig in einer anthropogenen Zwangsjacke. Die Rhone-Hochwässer von 1987 und 1993 zeigten, dass die heutigen Hochwasserschutzbauten Mängel aufweisen und die Hochwassersicherheit im Tal für ein Jahrhunderthochwasser nicht mehr gewährleistet ist. Deshalb plant der Kanton Wallis eine dritte Rhonekorrektur zwischen Brig und Martigny. Das Ziel ist eine Verbesserung des Hochwasserschutzes bei einer gleichzeitigen Wiederherstellung der ökologischen Funktion des Flusses (Baumann 2001).

Das Rhoneprojekt ist von nationaler Bedeutung und soll als Modellbeispiel für eine naturnahe Gewässersanierung verstanden werden, welche die Interessen aller Beteiligten integriert. Für die Verbesserung der ökologischen Situation sollte die Fluss- und Auendynamik, die laterale Ausdehnung des Flusses und die Interaktion zwischen dem Hauptgerinne und der Talebene wiederhergestellt werden. Insbesondere sollten auch die Mündungsgebiete und Flussläufe der Seitengewässer in die Umsetzung der dritten Rhonekorrektur miteinbezogen werden. Nach gegenwärtigem Kenntnisstand liegen die Kosten der Arbeiten der kommenden 30 Jahre bei ungefähr 900 Mio. Franken.

Im Rahmen des Projektes "Dritte Rhonekorrektur" führt die EAWAG verschiedene naturwissenschaftliche und sozialwissenschaftliche Forschungsprojekte durch. Die vorliegende Arbeit fand innerhalb des Subprojektes "Minimierung des Schwall-Sunk Regimes bei der dritten Rhonekorrektur" statt. Insbesondere im Rhoneabschnitt zwischen Sion und Branson leiten einige grosse Speicherkraftwerke turbiniertes Wasser ein, das hauptverantwortlich für einen ausgeprägten tageszeitlichen Schwall-Sunk in der Rhone und eventuell auch im angrenzenden Grundwasseraquifer ist. Zudem droht dieses Gebiet, bei Extremhochwasserereignissen überflutet zu werden. In diesem Rhoneabschnitt ist wegen der extremen hydrologischen Beeinträchtigung der Rhone eine Gewässerrevitalisierung mit der Herstellung einer naturnahen Auendynamik in Frage gestellt. Durch die geplanten Flussaufweitungen werden im Tagesgang grössere Flächen trocken fallen, die wahrscheinlich nur bedingt von aquatischer und terrestrischer Flora und Fauna genutzt werden können.

Das Ziel dieser Arbeit ist eine geochemische und wasserisotopische Charakterisierung sämtlicher Oberflächengewässer im Rhoneabschnitt zwischen Sion und Branson. Dazu wurden alle natürlichen (Seitengewässer und Kanal) und künstlichen Zuströme (Kraftwerkseinleitungen) der Rhone sowie die Rhone selber untersucht.

Mit dieser Arbeit sollte versucht werden, Indikatorparameter ausfindig zu machen, die als natürliche Tracer für den tageszeitlichen Schwall-Sunk in der Rhone und im angrenzenden Aquifer verwendet werden können. Parallel dazu wurde der tageszeitliche Schmelzwassereinfluss und der Einfluss von Sommer-Hochwässern auf zwei hydrologisch unbeeinträchtigte Seitenflüsse der Rhone untersucht. Mittels geochemischen und wasserisotopischen Untersuchungen sollte versucht werden, die hydrogeochemische Reaktion der beiden Seitenflüsse besser verstehen zu können und konservative natürliche Tracer zu finden, die unterschiedliche Abflusskomponenten, wie beispielsweise Grundwasser, Regenwasser oder Bodenwasser, charakterisieren können.

2 GRUNDLAGEN

2.1 Stabile Wasserisotope

2.1.1 Generelles

Die stabilen Wasserisotope ^{18}O und ^2H sind für hydrologische Untersuchungen ideal, da sie als chemisch gebundene Bestandteile des Wassermoleküls weitgehend die Anforderungen an einen natürlichen konservativen Tracer erfüllen (Moser und Rauert 1980).

Ein natürlicher Tracer ist ein leicht nachweisbarer Stoff, um Fließwege bzw. Fließseigenschaften wie Geschwindigkeit, Fließzeit, Alter oder Verdünnung zu messen (Internationales Hydrologisches Glossar 2001).

Stabile Wasserisotope geben wertvolle Hinweise über die Herkunft und über die Entstehungsgeschichte des Wassers und spielen daher bei der Erforschung lokaler und globaler Wasserbewegungen eine bedeutende Rolle. Dies soll kurz erläutert werden:

Wasser besteht aus den beiden Elementen Wasserstoff und Sauerstoff. In der Natur kennt man die drei verschiedenen Wasserisotope Wasserstoff (^1H), Deuterium (^2H) und das radioaktive Tritium (^3H), sowie die drei verschiedenen Sauerstoffisotope ^{16}O , ^{17}O und ^{18}O , die unterschiedlich häufig auftreten und die zu 18 verschiedenen Wassermolekülen kombiniert werden können (Hörling 1996). Die Konzentrationsunterschiede liegen für das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis bei ungefähr 0.002, für das $^2\text{H}/^1\text{H}$ -Verhältnis bei ungefähr 0.00015 (Clark und Fritz 1997). Die in der Natur am häufigsten vorkommenden Wassermoleküle sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt (Moser und Rauert 1980):

Molekül	Molmasse	Häufigkeit [%]
$^1\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$	18	99,768
$^1\text{H}^1\text{H}^{18}\text{O}$	20	0,201
$^2\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$	19	0,032

Die Häufigkeit der Isotopen ^{18}O bzw. ^2H werden normalerweise als Verhältnis zu ^{16}O bzw. ^1H angegeben und als d- Notation relativ zu einem internationalem Standard, dem Standard Mean Ocean Water (SMOW) definiert (Seather und De Caritat 1997):

$$R = \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \quad R = \frac{^2\text{H}}{^1\text{H}} \quad (1)$$

$$d = \left(\frac{R_{\text{Probe}}}{R_{\text{Standard}}} - 1 \right) * 1000 \quad [\text{‰}] \quad (2)$$

2.1.2 Isotopenfraktionierung

Aus thermodynamischer Sicht sind die Schwingungsenergien der Bindungen von Isotopen mit schwerer Masse etwas geringer und damit stabiler. Die leichteren Isotope eines Elements zeigen deshalb eine kleinere Aktivierungsenergie als die schwereren. Daher sind die Wasserstoffbrückenbindungen von ^{18}O - ^1H etwas stärker als diejenigen von ^{16}O - ^1H .

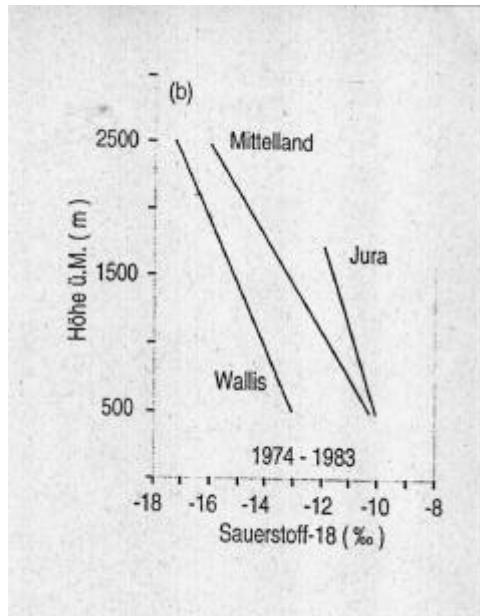
Dieser Umstand führt bei Phasenübergängen zu einer Isotopenfraktionierung, indem beispielsweise der Wasserdampf relativ zum Wasser an ^{18}O -Wassermolekülen verarmt und damit ein negativeres $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis als das Wasser selber aufweist. Der kinetische Isotopeneffekt bewirkt also eine Veränderung der relativen Isotopenverhältnisse.

Die wesentliche Ursache für die kinetische Isotopenfraktionierung im Wasserkreislauf bilden die verschiedenen Dampfdrücke und Schmelzpunkte der einzelnen Isotopenspezies eines Moleküls. Beispielsweise sind die Dampfdrücke eines isotopisch leichteren Wassers höher als diejenigen eines isotopisch schwereren. Dies hat zur Folge, dass bei allen Phasenübergängen, d.h. bei Verdunstung, Kondensation, Gefrieren und Schmelzen, aber auch bei Lösungs- und osmotischen Vorgängen eine Isotopenfraktionierung stattfindet (Moser und Rauert 1980).

2.1.3 Umwelteffekte

Dank der Isotopenfraktionierung im Wasser ist es möglich, sowohl Rückschlüsse über seine geografische Herkunft als auch über seine hydrologische Geschichte zu ziehen. Für das Niederschlagswasser können grundsätzlich folgende Fraktionierungseffekte unterschieden werden:

- **Kontinentaleffekt:** Mit zunehmendem Abstand von der Küste kommt es durch das Ausregnen von feuchten Luftmassen zu einer progressiven Abnahme der schweren Moleküle in den Niederschlägen (Keppler 1995). Die vorhandenen, häufig komplizierten Niederschlagsmuster spiegeln dabei den Weg der meteorischen Zyklonenbahnen wider (Hölting 1996).
- **Jahreszeiteffekt:** Die mittleren Monatswerte der $\delta^2\text{H}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte im Niederschlag folgen der jahreszeitlich variierenden Temperatur mit einem weniger negativen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert im Sommer und einem stärker negativen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert im Winter. Der jahreszeitliche Isotopengang der Niederschläge gleicht dabei in guter Näherung der saisonalen sinusförmigen Temperaturkurve (Hölting 1996).
- **Mengeneffekt:** Mit zunehmender Niederschlagsmenge und -intensität tritt eine Abnahme der schweren Isotope im Wasserdampf auf, so dass innerhalb eines Regenereignisses die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Regenwasser allmählich abnehmen (Moser und Rauert 1980).
- **Höheneffekt:** Mit zunehmender orographischer Höhe kommt es infolge einer Abnahme der Lufttemperatur und einer fortschreitenden Ausregnung der isotopisch schweren Wassermoleküle (siehe Mengeneffekt) beim Aufsteigen von feuchten Luftmassen an Berghängen zu ansteigend negativen $\delta^2\text{H}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalten im Niederschlag (Keppler 1995). Typische Werte liegen für $\delta^{18}\text{O}$ in der Größenordnung von -0.1‰ bis -0.5‰ pro 100 Höhenmeter (Clark und Fritz 1997). Dieser Effekt erlaubt dank einer Messgenauigkeit für $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Bereich von etwa $\pm 0.15\text{‰}$ eine Höhenbestimmung bis zu 100m (Moser und Rauert 1980; Hölting 1996).



Durch diese Isotopeneffekte werden die Niederschlagswässer auf der ganzen Welt zeitlich und örtlich in charakteristischer Weise markiert (Moser und Rauert 1980). Da die Fraktionierungsprozesse für $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ ähnlich sind, kann für das Niederschlagswasser eines definierten Einzugsgebietes ein empirisch ermittelter linearer Zusammenhang formuliert werden.

Abb. 1 Die Höhenabhängigkeit von $\delta^{18}\text{O}$ in drei Regionen der Schweiz zwischen 1974 und 1983 (Schotterer, Stocker et al. 1995)

Die gleichzeitige Messung von $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ erlaubt es, zusätzliche Prozesse wie die Verdunstung zu quantifizieren. Dazu benutzt man eine einzugsgebietspezifische Niederschlagsgerade (catchment specific meteoric water line):

$$d^2\text{H} = a \cdot d^{18}\text{O} + b \quad [\text{‰}] \quad (3)$$

Die Konstanten a und b sind typisch für ein bestimmtes Einzugsgebiet. Für die globale Niederschlagsgerade liegen die Werte bei $a=8.2$ und $b=10.8$, für diejenige der Schweiz bei $a=7.55$ und $b=4.8$ (Moser und Rauert 1980). Dank der temperaturabhängigen Isotopenfraktionierung kann man eine empirische Beziehung zwischen der monatlichen Durchschnittstemperatur und den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten formulieren (Clark und Fritz 1997).

Im Weltdurchschnitt :

$$d^{18}\text{O}_{\text{Monat}} = 0.338 \cdot T_{\text{Monat}} - 11.99\text{‰ VSMOW} \quad (4) \quad (\text{nach Gat 1982})$$

Für die Nordschweiz:

$$d^{18}\text{O}_{\text{Monat}} = 0.56 \cdot T_{\text{Monat}} - 14.6\text{‰ VSMOW} \quad (5) \quad (\text{Clark und Fritz 1997})$$

Bodenwasser und Grundwasser können aufgrund von Evaporationseffekten, nicht aber durch Transpirationseffekte, ein noch negativeres $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis als ihr ursprüngliches Niederschlagswasser aufweisen. Im Grundwasser mitteln sich bei längerer hydrologischer Aufenthaltszeit die saisonal unterschiedlichen $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ oft aus und spiegeln dadurch Jahresmittelwerte wider. Das Schmelzwasser kann aufgrund isotopenfraktionierender Prozesse während dem Gefrieren und dem Schmelzen ein verändertes $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis als die ursprüngliche Schneedecke aufweisen (Seather und De Caritat 1997).

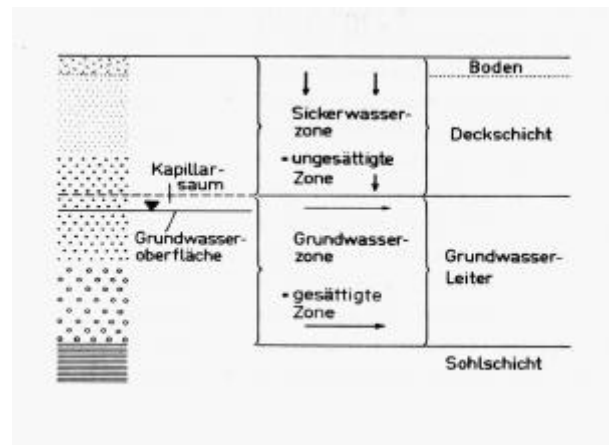
^{1,2} Seit 1976 ist an der IAEA Wien der neue Standard „Vienna SMOW“ (VSMOV) erhältlich, der jedoch im $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis mit dem SMOW übereinstimmt (Moser und Rauert 1980).

2.2 Hydrogeologie

2.2.1 Bodenaufbau

Ein Untergrund kann grob in vier vertikale Abschnitte unterteilt werden: Oberboden, Matrix eines Grundwasserleiters der ungesättigten und der gesättigten Zone sowie der Sohlschicht des Grundwasserleiters (meist Fels). Dies wird schematisch in Abbildung 2 gezeigt:

Abb. 2 Schema der vertikalen Wasserverteilung im Untergrund (Moser und Rauert 1980)



Unter Infiltration versteht man den Zugang von Wasser in den Untergrund. Dabei infiltriert das Wasser zunächst in die ungesättigte Zone; dem Raum zwischen Erdoberfläche und Grundwasseroberfläche, der nicht gänzlich mit Wasser ausgefüllt ist. Das Wasser in dieser Zone bezeichnet man als Sickerwasser und dessen Bewegungen im Sickerraum als Perkolation (Hölting 1996).

Die Gefügestruktur wird in Makroporen und Mikroporen unterteilt: Makroporen sind grosse Bodenporen, die durch die biologische Aktivität (Regenwürmer, Pflanzenwurzeln, Abbauprozesse) und strukturelle Spalten und Risse entstehen. Mikroporen dagegen sind Kleinstbodenhohlräume, die sich zwischen den einzelnen Mineralkörnern bilden (Kendall und McDonnell 1998). In der gesättigten Zone des Grundwasserleiters beginnt der eigentliche Grundwasserkörper.

Grundwasser ist definiert als dasjenige unterirdische Wasser, das die Hohlräume des Untergrundes zusammenhängend ausfüllt (Internationales Hydrologisches Glossar 2001).

2.2.2 Geochemische Verwitterung

Die Verwitterung ist ein irreversibler und komplexer Mechanismus, in dem mechanische, chemische und biologische Prozesse zusammenspielen. In alpinen Einzugsgebieten mit zeitlich variierender Schneedecke dominiert die mechanische und chemische Gesteinsverwitterung (Moldan und Cerny 1994).

Die chemische Gesteinsverwitterung spielt sich hauptsächlich an der Kontaktzone zwischen der festen Mineraloberfläche und der flüssigen Phase ab. Sie resultiert in der Neutralisation von H^+ -Ionen und in der Produktion von löslichen Kationen wie Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Al^{3+} sowie SiO_2 . Die chemische Zusammensetzung eines Gewässers hängt massgeblich von der Geologie, der Beschaffenheit des Untergrundes, den unterirdischen Fließwegen sowie der hydrologischen Aufenthaltszeit des Wassers ab. In natürlichen Gewässern können Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ und K^+ als Hauptkationen und HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} und NO_3^- als Hauptanionen identifiziert werden. NH_4^+ , Fe^{2+} , Mn^{2+} , NO_2^- und HPO_4^{2-} tragen normalerweise nur unbedeutend zur Ionenbilanz bei (Sigg und Stumm 1989).

In einer ersten Näherung können die löslichen Salze (umgerechnet in Äquivalentkonzentrationen) wegen den unterschiedlichen Verwitterungsraten und Löslichkeiten einzelner Gesteinstypen prioritätmässig folgenden Mineralien zugeordnet werden.

Gesteinstyp	Mineral	Chemische Formel	Löslichkeit
Evaporite	Steinsalz	NaCl	Sehr gut
	Sylvin	KCl	Sehr gut
	Anhydrit	CaSO ₄	Gut
	Gips	CaSO ₄ (H ₂ O) ₂	Gut
Carbonate	Kalzit	CaCO ₃	Mittel
	Dolomit	MgCa(CO ₃) ₂	Mittel
	Magnesit	MgCO ₃	Mittel
Pyrite	Pyrit	FeS ₂	Mittel
Silikate	Albit	NaAlSi ₃ O ₈	Gering
	Quarz	SiO ₂	Gering
	Biotit	KMg ₃ AlSi ₃ O ₁₀	Gering

Tab. 1 Ausgewählte Gesteinstypen und ihre Löslichkeit (Sigg und Stumm 1989; Berner und Berner 1996)

In einem anthropogen ungestörten Einzugsgebiet reflektiert die chemische Zusammensetzung des Wassers die Geologie des Einzugsgebietes. Dabei liegen die zu erwartenden Konzentrationen an gelösten Substanzen im Oberflächenabfluss umso höher, je löslicher die Mineralien eines Einzugsgebietes sind (Sigg und Stumm 1989).

Im Weltdurchschnitt ist die Auflösung von Evaporiten eine Hauptquelle für Cl⁻, Na⁺ und SO₄²⁻ im Flusswasser (Berner und Berner 1996). Regional gesehen können aber anthropogene Verunreinigungen bedeutende Quellen für SO₄²⁻ und Cl⁻ sein. Es folgt nun eine Zusammenstellung der verschiedenen geochemischen Quellen der Wasserinhaltsstoffe Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, SO₄²⁻, Cl⁻ und SiO₂:

Calcium (Ca²⁺) stammt überwiegend aus der Carbonatverwitterung (siehe Tab. 1). Die Calciumkonzentration kann durch die Verwitterung calciumreicher Silikate (wie Plagioklas oder Anorthit) angereichert oder durch Kationenaustauschprozesse mit Tonmineraloberflächen verringert werden (Keppler 1995).

Dolomit und Silikate bilden die Hauptquellen für **Magnesium (Mg²⁺)** (siehe Tab. 1). Insbesondere im Bodenwasser kann die Mg²⁺-Konzentration bei der Bildung neuer Tonmineralien, sowie durch Kationenaustauschprozesse vermindert werden (Keppler 1995).

Die Freisetzung von **Natrium (Na⁺)** erfolgt einerseits durch die Auflösung von Evaporiten (wie Steinsalz), andererseits durch die Silikatverwitterung. Natrium kann durch Kationenaustauschprozesse an Tonmineralien adsorbiert werden (Keppler 1995).

Kalium (K⁺) wird bei der Auflösung von Silikaten (wie Orthoklas oder Mikroklin) trotz hoher Verwitterungsbeständigkeit und geringer Löslichkeit freigesetzt. Es besitzt eine geringe geochemische Beweglichkeit, da es rasch durch Adsorption an Tonmineralien im Grundwasserleiter wieder dem Wasser entzogen wird. Dies erklärt die häufig tiefen Kaliumkonzentrationen in Gewässern (siehe Tab. 3) (Keppler 1995; Hölting 1996).

Global gesehen ist die Gesteinsverwitterung die Hauptquelle von **Sulfat (SO₄²⁻)**; Gips- und Anhydritvorkommen, aber auch die Verwitterung von Schiefer und Sandsteinen tragen dazu bei (Sharp, Richards et al. 1998). In sulfatarmen Gebieten können aber

anthropogene Quellen, wie beispielsweise die Verbrennung fossiler Brennstoffe, bedeutend sein (Moldan und Cerny 1994).

Neben der lokal gesehen bedeutenden anthropogenen und maritimen Deposition spielt die Auflösung von Evaporiten (wie beispielsweise als Klufteinschlüsse in Silikatgesteinen) eine zentrale Rolle für die **Chloridkonzentrationen (Cl⁻)** in natürlichen Gewässern (Höfing 1996). Chloridionen sind chemisch inert, d.h. sie greifen weder in Redoxreaktionen ein noch werden sie bedeutend an Mineraloberflächen oder die Bodenmatrix adsorbiert (Vitvar 1998).

Silizium ist zusammen mit Sauerstoff der wichtigste Bestandteil der **Silikate**. Die Kieselsäure entsteht bei der Silikatverwitterung und der Lösung amorpher Kieselsäure (Keppler 1995). Die Verwitterungsreaktionen sind langsam; daher lässt eine hohe Kieselsäurekonzentration auf eine lange Kontaktzeit mit dem Gesteinsuntergrund schliessen (Sharp, Richards et al. 1998). Silizium wird weder in der Vegetationsschicht angereichert, noch in grossen Mengen in der Bodenmatrix zurückgehalten (Moldan und Cerny 1994). Eine zeitlich kurzfristige Veränderung der SiO₂-Konzentration im Oberflächengewässer lässt auf unterschiedliche Beiträge verschiedener Wassertypen schliessen (Sharp, Richards et al. 1998). In natürlichen Gewässern (pH ~ 7-8) liegt das gelöste Silizium zu über 97% undissoziiert als H₄SiO₄ vor (pKs = 9.5) (Sigg und Stumm 1989; Keppler 1995).

2.3 Niederschlag/Abfluss-Beziehung

Die hydrologische Reaktion eines Gewässers wird reflektiert durch das hydrologische Verhalten des Oberflächenabflusses bei Niederschlagsereignissen und zeigt die Produktions-, Speicherungs- und Entwässerungscharakteristik des Wasserhaushaltes eines Einzugsgebietes (Clark und Fritz 1997).

Die hydrologischen Parameter eines Einzugsgebietes werden generell durch folgende Einflussgrössen charakterisiert:

- Topographie (Höhenverteilung, Neigung beeinflusst speziell die Aufenthaltszeit und das Speichervermögen)
- Klimatische Variationen (Niederschlagsmenge, -intensität, -dauer, -verteilung, Zeitdauer einer Schneebedeckung, mittlere Jahrestemperatur, Evaporation)
- Geologie (Zerklüftung, Schichtung, Schieferung)
- Bodenmächtigkeit, Bodendurchlässigkeit (Korngrössenverteilung, Tiefe)
- Natürliche Bodenbedeckung (Wald, Wiesen, Weiden, Klimax- oder Pioniervegetation, alpine Rasen, Schotter, Fels, Gletscher)
- Anthropogene Einflüsse (Bodennutzung, Siedlung, Industrie)

Zur Charakterisierung der Regenwasser/Abfluss-Beziehung spielt die Niederschlagsvariation, die Topographie und die Bodenmächtigkeit eine bedeutende Rolle. Je geringer die Bodenmächtigkeit und je steiler und kleiner das Einzugsgebiet ist, desto geringer ist auch die Retentionskapazität und desto schneller und intensiver die

hydrologische Reaktion auf ein Niederschlagsereignis (Moldan und Cerny 1994). Die folgende Zusammenstellung fasst die in der Literatur beschriebenen Abflusswege und -arten zusammen:

- Direct channel precipitation: Darunter versteht man Regenwasser, welches direkt in das Oberflächengewässer fällt. Dieses trägt im allgemeinen nur wenig zum Oberflächenabfluss bei und kann daher vernachlässigt werden.
- Direct surface runoff: Darunter versteht man Wasser, das nicht in die Bodenzone infiltriert, sondern in kleinen, verzweigten Rinnsalen über die Bodenoberfläche dem Vorfluter zufließt³ (Kendall und McDonnell 1998).
- Saturated overland flow: Der Niederschlag versickert vor der Talwärtsbewegung vollständig in die Bodenschicht, exfiltriert weiter unten aber aufgrund des angestiegenen Grundwasserspiegels wieder aus der Bodenzone und fließt dann als Oberflächenabfluss in Rinnadern in den Vorfluter (Kendall und McDonnell 1998). Das Herausquellen von Boden- oder Grundwasser tritt dabei oft flächig als sogenannte Nassstellen, Hangschuttquellen oder als Quellzonen auf (Hölting 1996). Dieses Phänomen kann insbesondere in Hangtälern und bei Hängen mit variierendem Neigungsgradienten und unterschiedlicher Bodenmächtigkeit beobachtet werden (Moldan und Cerny 1994).
- Subsurface stormflow: Darunter versteht man denjenigen Anteil des Niederschlagswassers, der als Perkolationswasser dem Vorfluter zufließt, ohne aber die Grundwasserzone zu erreichen. Dies ist aufgrund der Anisotropie des Bodenprofils möglich, da der bodennahe horizontale Durchlässigkeitsbeiwert oft wesentlich grösser als der vertikale ist (Kendall und McDonnell 1998). Es können zwei Fälle unterschieden werden:
 1. Translatory flow: Mit diesem Begriff wird das Ausstossen von altem Bodenwasser im Talboden infolge der Infiltration von neuem Niederschlagswasser an den Hängen beschrieben. Das Exfiltrieren des flusssnahen Bodenwassers in den Fluss findet aufgrund des Ansteigens des hydraulischen Gradienten an den Talhängen statt und kann als “piston flow” beschrieben werden (Moldan und Cerny 1994).

Der piston flow beschreibt eine Wasserbewegung in einem Grundwasseraquifer, die durch den hydrostatischen Druck zustande kommt und durch das Darcy Gesetz beschrieben werden kann (Kendall und McDonnell 1998).
 2. Macropore flow: Der Makroporenfluss scheint vor allem für das Perkolieren von Hangbodenwasser von Bedeutung zu sein (Kendall und McDonnell 1998).
- Deep groundwater flow: Dieses Grundwasser, das durch zerklüftete Formationen der Sohlschicht fließt, verfügt tendenziell über eine grosse hydrologische Aufenthaltszeit und trägt daher bei Hochwasserereignissen nur untergeordnet zum Abfluss bei.

³ Der direkte Oberflächenabfluss ist normalerweise nur in ariden Gebieten bedeutend.

Dank der gemeinsamen Erfassung von hydrometrischen (Abflusskurve) und hydrochemischen (geochemische und wasserisotopische Analysen) Parametern während Hochwasserereignissen konnte ein besseres Verständnis der involvierten hydrologischen Prozesse innerhalb eines Einzugsgebietes entwickelt werden. Um die zeitlich unterschiedliche Bedeutung der einzelnen Abflusswege während eines Regenereignisses beschreiben zu können, wurden bislang verschiedene Regenwasser/Abfluss-Konzepte formuliert. Drei wichtige Konzepte werden hier kurz erläutert (Moldan und Cerny 1994):

1. The partial-area-concept (nach Betson 1964): Dieses Konzept sagt aus, dass bei den meisten Niederschlagsereignissen nur gewisse Zonen eines Einzugsgebietes zum Oberflächenabfluss beitragen (Moldan und Cerny 1994).
2. The variable-source-area-concept (nach Hewlett und Hibert 1967): Dieses Konzept basiert auf der Annahme, dass während eines Niederschlagsereignisses zeitlich unterschiedliche Zonen des Einzugsgebietes zum Flusswasser beitragen können. Während eines Niederschlagsereignisses erhöht sich der Grundwasserspiegel im Talboden markant. Dadurch dehnt sich das Gebiet des "saturated overland flow" und des "direct surface runoff" aus. Zusätzlich trägt das "subsurface stormwater", das in kleinen Rinnsalen aus der ungesättigten Bodenzone strömt, zum Oberflächenabfluss bei (Moldan und Cerny 1994). Mit diesem Konzept wird also ein expandierendes Flusssystem angenommen, das räumlich und zeitlich dynamisch ist (Kendall und McDonnell 1998).
3. The two-component-mixing-concept (nach Horton 1933): Die Zwei-Komponenten-Hydrographenseparation wurde aus der Tatsache geleitet, dass oberirdische Gewässer auch Abflüsse in Trockenzeiten führen und dass sich der Abfluss mindestens aus zwei Komponenten zusammensetzt: einem oberirdischen Abfluss während eines Niederschlagsereignisses und aus einem unterirdischen Abfluss während der Trockenzeit. Die praktische Anwendung dieses Konzeptes wird im folgenden diskutiert (Clark und Fritz 1997).

Zur quantitativen Beschreibung des Zwei-Komponenten-Abfluss-Konzeptes ist die Methode der Hydrographenseparation formuliert worden. Zunächst wird eine Massenbilanz der relevanten geochemischen oder wasserisotopischen Parametern vorgenommen und der Abfluss in "Ereigniswasser" (bsp. Regenwasser) und "Vorereigniswasser" (bsp. Grundwasser während des Grundabflusses) unterteilt (Seather und De Caritat 1997).

Unter dem Begriff Grundabfluss ("base flow") versteht man dabei denjenigen Oberflächenabfluss, der auch in niederschlagslosen Perioden fließt (Hölting 1996).

Damit können die absoluten und relativen Anteile der zwei Wassertypen "Grundwasser" und "Regenwasser" während eines Hochwasserereignisses unterschieden werden.

Aus der Massenbilanz:

$$Q_{\text{Fluss}} * C_{\text{Fluss}} = Q_{\text{Grund}} * C_{\text{Grund}} + Q_{\text{Regen}} * C_{\text{Regen}} \quad (6)$$

erhält man durch Umformen den Grundwasseranteil und den Regenwasseranteil eines Hochwasserereignisses:

$$\frac{Q_{\text{Grund}}}{Q_{\text{Fluss}}} = \frac{(C_{\text{Fluss}} - C_{\text{Regen}})}{(C_{\text{Grund}} - C_{\text{Regen}})} \quad (7)$$

Q_{Grund} = Grundwasserabfluss

Q_{Regen} = Regenwasserabfluss

Q_{Fluss} = Flusswasserabfluss

C_{Fluss} = Flusswasserkonzentration

C_{Grund} = Grundwasserkonzentration

C_{Regen} = Regenwasserkonzentration

$$\frac{Q_{\text{Regen}}}{Q_{\text{Fluss}}} = 1 - \frac{Q_{\text{Grund}}}{Q_{\text{Fluss}}} \quad (8)$$

Die Methode der Zwei-Komponenten-Hydrographenseparation setzt aber folgende Annahmen voraus:

- Die Speisung des Flusswassers erfolgt nur durch zwei Wassertypen: Grundabfluss und Niederschlagswasser (Schneesmelze oder Regenwasser)⁴.
- Die beiden Komponenten Regenwasser und Grundwasser addieren sich zum Flusswasserabfluss.
- Die Konzentrationen der beiden Wasserkomponenten sind signifikant verschieden und können mit einer hohen Präzision relativ zu ihrem Unterschied detektiert werden.
- Die Konzentrationen der gelösten Stoffe und die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der beiden Wassertypen sind räumlich konstant und konservativ, d.h. sie verändern sich während eines Regenereignisses nicht und sind im Fluss vollständig durchmischt⁵.
- Die Beiträge des Bodenwassers, die oft räumlich und zeitlich variieren, müssen vernachlässigbar sein oder zeigen eine ähnliche Charakteristik wie das Grundwasser⁶.

⁴ Diese Annahme stellt jedoch für die meisten Einzugsgebiete eine zu starke Vereinfachung dar.

⁵ Innerhalb eines Ereignisses können aber Grundwässer aus unterschiedlicher Tiefe und aus verschiedenen Gebieten eines Einzugsgebietes unterschiedlich zum Flusswasser beitragen und damit die Aussagekraft der Hydrographenseparation dämpfen (Seather and De Caritat 1997).

⁶ Diese Annahme scheint oft nicht zuzutreffen, sodass eigentlich eine Drei-Komponenten-Hydrographenseparation (Grundwasser, Bodenwasser und Niederschlagswasser) notwendig wäre (Mast 1995).

Die Hydrographenseparation ist eine simple Methode, die qualitative Informationen über die hydrologische Reaktion eines Einzugsgebietes liefern kann (Moldan und Cerny 1994). Die Methode der Hydrographenseparation kann grundsätzlich für alle geochemischen und wasserisotopischen Parameter angewendet werden. Während die Wasserisotope dabei eher Informationen über den Ursprung des Wassers liefern, lassen die geochemischen Tracer vielmehr Rückschlüsse über Fließwege des Wassers innerhalb des Einzugsgebietes zu (Seather und De Caritat 1997). Für die Charakterisierung von Quellzonen wird häufig $\delta^{18}\text{O}$, für diejenige von Abflusswegen vor allem SiO_2 und Cl verwendet. In einzelnen Studien hat sich zudem gezeigt, dass auch Mg^{2+} , Na^+ sowie die Leitfähigkeit für das Interpretieren von Abflussgenerationsprozessen geeignet sind (Moldan und Cerny 1994; Clark und Fritz 1997; Vitvar 1998).

2.4 Schmelzwasser/Abfluss-Beziehung

Im Gebirge fällt der grösste Niederschlagsanteil in der Form von Schnee, der durch Tauprozesse im Frühsommer innert relativ kurzer Zeit (einige Wochen) vollständig verschwindet. Während des Tages induziert die eintreffende Sonneneinstrahlung eine Schmelzwasserproduktion mit einem Maximum am frühen Nachmittag und einem Minimum während der Nacht. Zunächst akkumuliert dabei das an der Schneeoberfläche schmelzende Schneewasser direkt in der Schneedecke (möglich bis zu ungefähr fünf Wasseräquivalentprozenten) oder gefriert erneut in einer tieferliegenden Schicht. Später sickert das infiltrierende Schmelzwasser in vertikalen Spalten grobkörniger Schneestrukturen bis zum Untergrund und versickert schliesslich im Bodenhorizont (Kendall und McDonnell 1998).

In den ersten Tagen zu Beginn der Schneeschmelze im Frühjahr werden normalerweise die höchsten Konzentrationen an gelösten Stoffen in Fließgewässern beobachtet. Dies scheint weitgehend durch eine Zunahme des Grundwasserabflusses durch den bei der Schneeschmelze erhöhten hydrostatischen Druck erklärbar. Danach überlagert der Einfluss des Schmelzwassers den Chemismus des Grundabflusses (Fengjing, Williams et al. 1995).

Das tageszeitliche Abschmelzen des Schnees zeigt durch die unterschiedlichen Einstrahlungswinkel der Sonne im Laufe eines Tages verschiedene Intensitäten, die sich in tageszeitlichen Variationen im Oberflächenabfluss widerspiegeln (Kendall und McDonnell 1998). Mit den täglichen Oberflächenabflussschwankungen während der Schneeschmelze variieren auch die geochemischen und wasserisotopischen Parameter. Es wurden während des Abflussmaximums beispielsweise die tiefsten Sulfat- und Silikatkonzentrationen, sowie der negativste Deuteriumgehalt im Flusswasser gemessen (Kendall und McDonnell 1998; Sharp, Richards et al. 1998).

3 UNTERSUCHUNGSGBIET

Die Rhone (deutsch: der Rotten) hat ihren Ursprung beim Rhonegletscher in der Nähe des Furkapasses und mündet zwischen Villeneuve und Le Bouveret im Kanton Waadt in den Genfersee. Geologisch betrachtet durchschneidet die Rhone auf ihrem Fließweg sowohl kristalline Einzugsgebiete (Granite, Gneise und kristalline Schiefer) als auch geologische Formationen des Mesozoikums (wie Dolomit- und Kalkgesteine) (Schweizer Weltatlas 1981). Aufgrund der grossen Höhenunterschiede im Einzugsgebiet variieren die jährlichen Niederschlagsmengen zwischen mehr als 3400 mm Niederschlag auf 4600 m ü. M. und weniger als 600 mm im Talboden auf 450 m ü. M. (Hydrologischer Atlas der Schweiz 1992). Die Schneefallgrenze ist saisonalen Schwankungen unterworfen. Die Rhone war ursprünglich ein stark verzweigter Alpenfluss, wurde jedoch im Rahmen der ersten und zweiten Rhonekorrektur mit Ausnahme des Abschnittes im Pfywald (9.2 km) massiv begradigt, kanalisiert und mit Blockwürfen hart verbaut. Ebenso wurden die meisten natürlichen Zuflüsse im Talboden hart verbaut. Das Rhonetal wird sowohl industriell als auch landwirtschaftlich stark genutzt. Durch den Bau zahlreicher Speicherkraftwerke hat sich das Abflussregime der Rhone in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts markant verändert. Etwa 20% des durchschnittlichen, jährlichen Abflusses werden während des Sommers in den Stauseen gespeichert und ganzjährig zur Spitzenstromproduktion turbinert (Kanton Wallis 2000). Dadurch entstehen in der Rhone werktägliche Wasserstandschwankungen von bis zu 80 cm. Diese kurzfristigen Wasserstandschwankungen bezeichnet man als Schwall-Sunk.

Schwall und Sunk: fortschreitende Welle (starker Anstieg oder Abfall der Wassertiefe) in einem offenen Gerinne, bedingt durch eine plötzliche Änderung im Fließvorgang (Internationales Hydrologisches Glossar 2001).

Die Tabelle 2 zeigt eine geographische und hydrologische Charakterisierung des Rhoneeinzugsgebietes bei Sion und bei Branson (Hydrologischer Atlas der Schweiz 1992):

Komponente	Bezeichnung		Sion	Branson	
Einzugsgebiet	Gebietsfläche	F_N	km ²	3368	3841
	Mittl. Gebietshöhe	mH	m	2329	2246
	Höchster Punkt	H_{max}	m	4634	4634
	Niedrigster Punkt	H_{min}	m	490	461
	Anteil Flächen bis 3% Neigung	I_3	%	2.0	3.1
	Anteil Flächen über 15% Neigung	I_{15}	%	78.2	77.4
	Anteil Vergletscherung	F_{VGL}	%	18.4	16.4
	Anteil Waldflächen	F_W	%	14.9	15.8
	Speichervermögen des Bodens	WSV	mm	21.2	21.6
Fluss	Gewässerslänge	Gw	km	101.4	127.7
	Flussordnungszahl	Fz	--	6	6
Morphologie	Ursprüngliche Morphologie	Mu	--	Verzweigt	Verzweigt
	Heutige Morphologie	Mh	--	Hart verbaut	Hart verbaut
Abfluss	Natürliches Abflussregime	Nar	--	Glacio-nival	Glacio-nival
	Schwallbetrieb	S	--	+	++
	Mittlere jährliche Abflussmenge	MQ	m ³ s ⁻¹	104	130
	Mittelwert Jahreshochwasserspitze	mHQ	m ³ s ⁻¹	465	480
	50jährige Wiederkehrperiode	HQ ₅₀	m ³ s ⁻¹	701	746
100jährige Wiederkehrperiode	HQ ₁₀₀	m ³ s ⁻¹	745	807	
Temperatur	Jahresmitteltemperatur	T_{mittel}	°C	6.7	k.A.
	Durchschn. Monatsmaximum	T_{max}	°C	9.2	k.A.
	Durchschn. Monatsminimum	T_{min}	°C	4.2	k.A.

Tab. 2 Charakterisierung des Einzugsgebietes der Rhone zwischen Sion und Branson (Hydrologischer Atlas der Schweiz 1992)

Über 75% der Fläche des Einzugsgebietes der Rhone zeigt ein Gefälle, das steiler als 15% ist. Der Anteil der vergletscherten Gesamtfläche ist mit 17% grösser als der bewaldete Anteil (15%). Die Temperatur der Rhone liegt bei Sion im Jahresdurchschnitt bei nur 6.7°C.

Das Untersuchungsgebiet liegt im Unterwallis. Es ist der 26.3 km lange Rhoneabschnitt zwischen den beiden Flussmesstationen bei Sion und bei Branson (siehe Abb. 3).

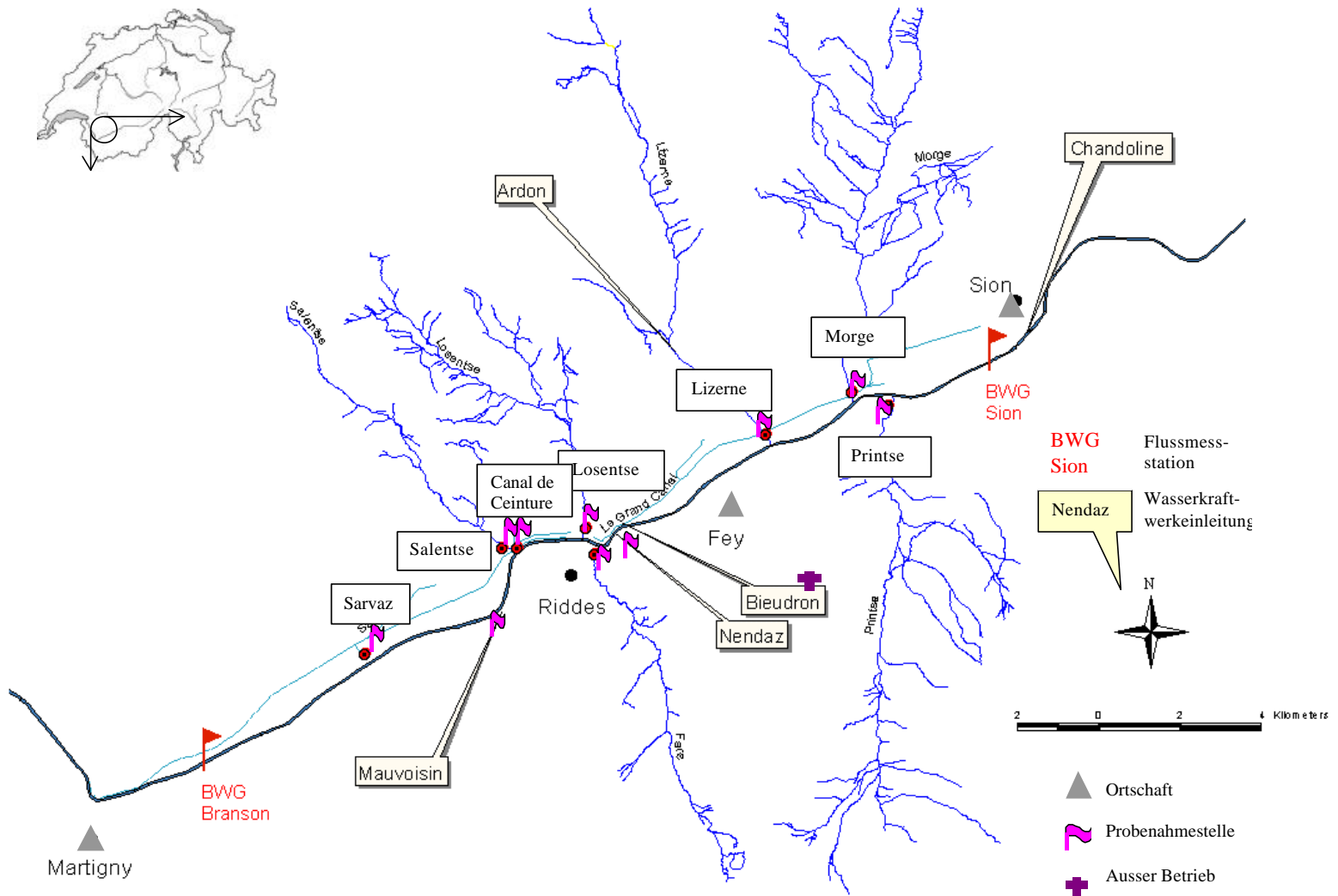


Abb. 3 Übersichtskarte Einzugsgebiet Rhone zwischen Sion und Branson mit eingezeichneten Probenahmestellen

Der gesamte Zufluss in diesem Abschnitt beträgt jahresdurchschnittlich ungefähr $26 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, das einer Erhöhung des mittleren Rhoneabflusses um rund 25% auf total $130 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ entspricht (Hydrologischer Atlas der Schweiz 1992). Es münden sieben Seitengewässer und ein Kanal in die Rhone. Die sieben Seitengewässer liefern zusammen etwa $11 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (siehe Tab. 3), während mehr als die Hälfte des Zustromes (etwa $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) von den drei grossen Speicherkraftwerken Mauvoisin, Nendaz und Bieudron (Maximalleistung jeweils mehr als 200 MW) stammt. Das Speicherkraftwerk Bieudron ist gegenwärtig wegen eines

Unfalls seit dem 12. Dezember 2000 auf unbestimmte Zeit stillgelegt. Tabelle 3 charakterisiert die sieben Seitengewässer.

Seitengewässer	Abflussregime	Abfluss [m ³ s ⁻¹]	Hydroelektrische Nutzung		Verbauungsgrad im Rhonetal
			Restwasser*	Schwall-Sunk	
Printse	Glacio-nival	1.2	50%		Schwach
Morge	Glacio-nival	1.5	50%		Hart
Lizerne	Glacio-nival	3.9	--	x	Hart
Fare	Nival alpin	1.1	80%		Mittel
Losentse	Nival alpin	1.1	--		Schwach
Salentse	Nival alpin	1.1	--		Hart
Sarvaz	Nival alpin**	0.7	--		Mittel
Total		10.6			

*) Verbleibender jährlicher Abflussanteil

**) Karstwasser- Canal de Fully dient als Vorfluter

Tab. 3 Charakterisierung der Seitengewässer im Talboden zwischen Sion und Branson

In den Einzugsgebieten einiger Seitengewässer befinden sich Gletscher. Die Talstrecken aller Seitengewässer ausser der Losentse und der Printse sind begradigt und hart verbaut.

Mit den zwei hydrologisch unbeeinträchtigten Seitengewässern der Losentse und der Salentse wurde sowohl der Schmelzwassereinfluss als auch der Einfluss eines Sommer-Niederschlagsereignisses untersucht (siehe Kapitel 5.2.2 und 5.2.3).

Ein hydrologisch unbeeinträchtigtes Gewässer zeigt ein natürliches Abflussregime, da ihm weder Wasser entzogen noch zugeführt wird.

Der Hydrologische Atlas der Schweiz liefert nur Durchschnittswerte für die Charakterisierung der beiden Einzugsgebiete (Hydrologischer Atlas der Schweiz 1992). Für die beiden Einzugsgebiete konnte eine getrennte, genauere Charakterisierung der Gebietsfläche, des Anteils der Waldfläche sowie des Anteils nicht bodenbedeckter Flächen mit Hilfe der landestopographischen Karte 1:25'000 abgeschätzt werden. Die Tabelle 4 und die Abbildung 4 zeigen eine grobe Charakterisierung dieser beiden Einzugsgebiete. Man beachte, dass sie im Waldanteil und in der Gesamtfläche sehr ähnlich sind, sich im Anteil nicht bodenbedeckter Flächen aber markant unterscheiden.

Komponente	Bezeichnung			Losentse	Salentse
Einzugsgebiet	Gebietsfläche	F _N	km ²	24.5	20.4
	Höchster Punkt	H _{max}	m	2969	3051
	Niedrigster Punkt	H _{min}	m	475	472
	Anteil Flächen bis 3% Neigung	I ₃	%	0.0	0.0
	Anteil Vergletscherung	F _{VGL}	%	0.0	0.0
	Anteil Waldflächen	F _W	%	25.7	26.2
	Anteil nicht bodenbedeckter Flächen	F _{NBo}	%	27.9	9.6
Fluss	Gewässerlänge	Gw	km	8.2	8.3

Tab. 4 Charakterisierung des Einzugsgebietes der Losentse und der Salentse (Hydrologischer Atlas der Schweiz 1992; Eigene Abschätzung)

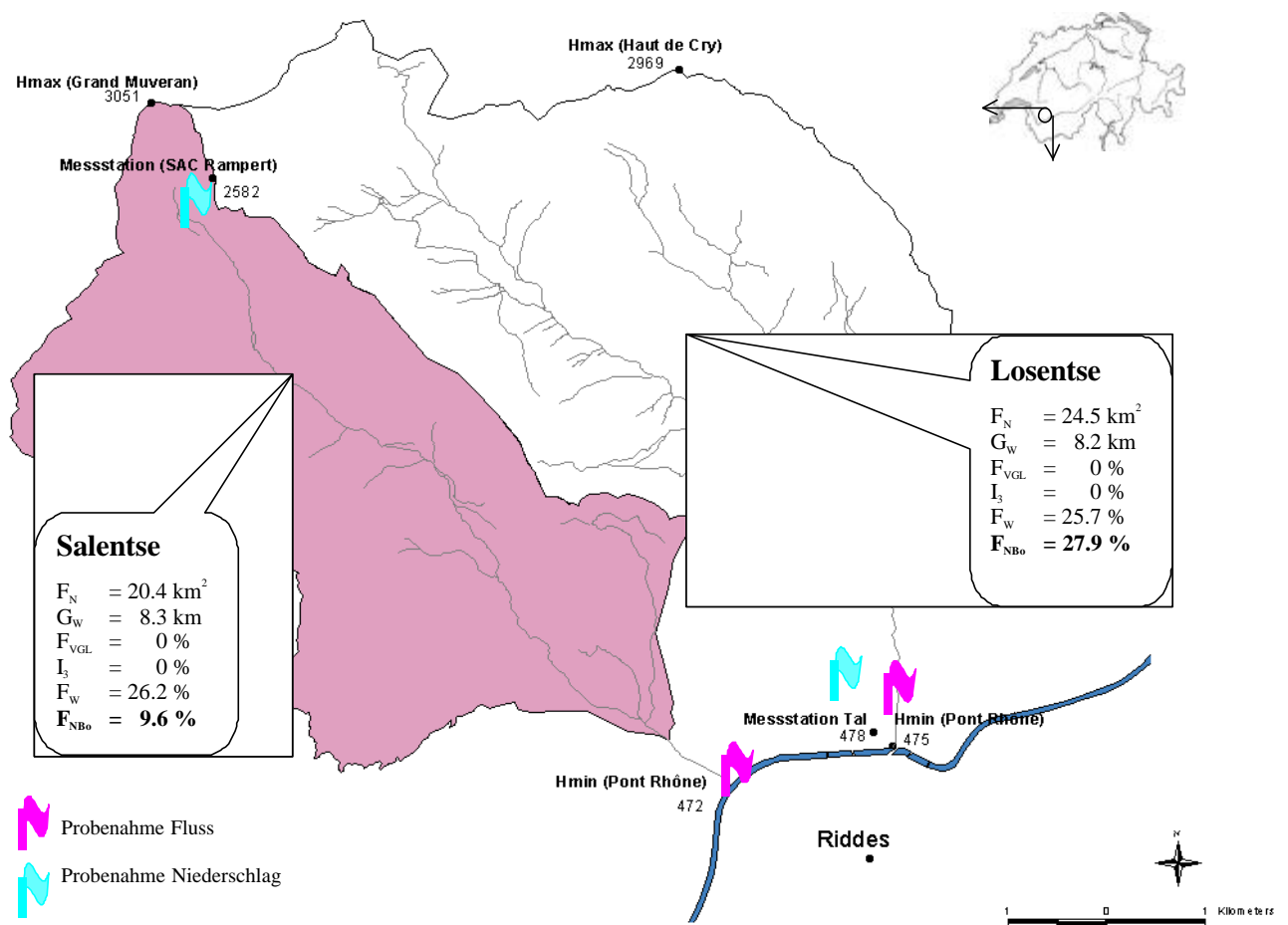


Abb. 4 Übersichtskarte Einzugsgebiet Losentse und Salentse: Gebietsfläche (F_N), höchster Punkt (H_{max}), niedrigster Punkt (H_{min}), Gewässerslänge (G_W), Anteil Vergletscherung (F_{VGL}), Anteil Flächen bis 3% Neigung (I_3), Anteil Waldflächen (F_W), Anteil nicht bodenbedeckter Flächen (F_{NB_0})

4 MATERIAL UND METHODEN

Die Daten dieser Studie wurden mit zwei Messkampagnen anfangs Juli und anfangs August 2001 erhoben. Die Tabelle 5 zeigt die Erfassung relevanter Umweltparameter für die beiden Messkampagnen.

	1. Messkampagne	2. Messkampagne
Zeitraum	5. – 6. Juli 2001	7. – 10. August 2001
Geochemische Analysen		
Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Na ⁺ , K ⁺	x	x
SO ₄ ²⁻ , Cl	x	x
SiO ₂	x	x
Wasserisotopenanalyse		
δ ¹⁸ O	x	x
Physikalische Analysen		
Leitfähigkeit	x	x
Temperatur	x	x
Globalstrahlung	x	
Niederschlag		x
Durchfluss		x

Tab. 5 Übersicht der Messkampagnen und der erfassten Umweltparameter

In der ersten Messkampagne wurden alle Zuströme (Seitengewässer, Kanal und Kraftwerkseinleitungen) der Rhone zwischen den beiden Flussmessstationen bei Sion und bei Branson während eines regenfreien Werktages zur Zeit der Schneeschmelze beprobt. Während 24 Stunden wurden in einem Drei-Stunden Intervall alle Seitengewässer, der Kanal und die Rhone bei Sion und Branson beprobt. Es wurden die genauen Abflusskurven aller relevanten Kraftwerke sowie der beiden Rhonemessstationen angefragt. Aus der Abflussdifferenz der Flussmessstationen und der Kraftwerkseinleitungen konnte die Abflusssummenkurve aller Seitengewässer und des Kanales abgeschätzt werden (siehe Abb. 9).

In der zweiten Messkampagne wurden während vier Tagen Flusswasserproben der Losentse und der Salentse gezogen sowie Durchflussmessungen durchgeführt. Zusätzlich wurde an zwei Stellen im Talboden (478 m) und in den Bergen (2582 m) Niederschlagswasser gesammelt.

4.1 Abschätzung der Fließgeschwindigkeit

Fließzeit zwischen Sion und Branson: Die Fließzeit der Rhone zwischen den beiden Flussmessstationen wurde mit Hilfe der Abflussdaten des Jahres 2000 abgeschätzt (Bundesamt für Wasser und Geologie 2001). Diese Abschätzung war nötig, um sicherzustellen, dass bei den Rhoneflusswasserproben möglichst immer dasselbe Wasserpaket in Sion und in Branson beprobt wurde. Für die Dauer der Probenahme wurde ein tageszeitlich variierender Rhoneabfluss bei Branson von 300-360 m³s⁻¹ angenommen. Dies ergab eine Fließzeit eines Rhonewasserpaketes zwischen 1.9 – 2.4 Stunden auf der 26.3 km langen Untersuchungsstrecke. Für die Datenauswertung wurde eine mittlere Fließzeit von zwei Stunden zwischen Sion und Branson angenommen (siehe S. 22).

Fließzeit zwischen den Speicherkraftwerken (Mauvoisin und Nendaz) und Branson: Da sowohl die Abflusskurven beider Speicherkraftwerke als auch die Flussmessstationen stündliche Abflusswerte lieferten, wurde vereinfachend angenommen, dass das turbinierte Wasser beider Speicherkraftwerke eine Stunde bis zur Flussmessstation Branson benötigt.

4.2 Probenahme und Probenvorbereitung

In der Rhone wurden drei Proben (3 m rechts vom Ufer, 3 m links vom Ufer und in der Flussmitte) von der Brücke aus genommen und gemischt. Eine Mischprobe bestand aus insgesamt 9 L (3 mal 3), aus der nach dem Rühren eine Wasserprobe entnommen wurde. Die Wasserproben der Seitengewässer, des Kanals und der Kraftwerkseinleitungen wurden unmittelbar vor der Mündung in die Rhone, respektive im Unterwasserkanal mit einem Teleskopschöpfer genommen. Die Leitfähigkeit und die Temperatur wurden direkt im Messzylinder gemessen.

Alle Wasserproben wurden in einer dreimalig mit Probewasser vorgespülten 250 mL Polyethylenflasche aufbewahrt und für die spätere Analyse im Kühlraum zwischen 5-10°C gelagert. Die Wasserproben wurden im Labor vor der Analyse innerhalb von sechs Tagen nach der Probenahme filtriert. Die Mikrofiltrierung ist für die Ionenanalyse zwecks Schonung der Säule notwendig und erfolgte mit einem 0.45 µm Filterpapier, das zuvor mit bidestilliertem Wasser und danach mit 50 mL Probewasser gespült wurde. Das Aliquot wurde in die ursprünglichen 250 mL Probeflaschen zurückgegeben, die vorher dreimal mit bidestilliertem Wasser gereinigt worden waren, um alle Feinsedimentrückstände in der Polyethylenflasche entfernen zu können.

4.3 Geochemische Analysen

4.3.1 Kationen und Anionen

Die Kationen (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) und die Anionen (SO_4^{2-} , Cl^-) wurden mit einem Ionenchromatographen (IC Metrohm 690, Pumpe LC 697, Autosampler 698 und Integrator HP 3396A, Herisau) innerhalb von drei Wochen nach der Probenahme gemessen. Die einzelnen Kationen bzw. Anionenspezies wurden aufgrund ihrer unterschiedlichen Affinitäten zu den geladenen funktionellen Gruppen der Kationen- bzw. Anionensäule aufgetrennt und mit einem Leitfähigkeitsdetektor analysiert (Seather und De Caritat 1997). Die Identifizierung der Ionenpeaks erfolgte durch einen Vergleich der Retentionszeiten einer Standardlösung für Kationen und Anionen. Die Kalibrationsgerade basierte auf vier Messpunkten. Die Standardreihe wurde zu Beginn eines Batch gemessen. Das IC-System wurde nach dem Umbau auf die Kationen- bzw. Anionensäule während mindestens 36 Stunden konditioniert. Zwischen den Wasserproben unterschiedlicher Probestandorten wurde das IC-Säulensystem jeweils mit bidestilliertem Wasser gereinigt. Die Nachweisgrenze kann im Chromatogramm als das Signal- zu Rauschverhältnis $S/N = 3$ definiert werden. Dieses betrug für die Kationen ungefähr 10 µM, für Cl^- ungefähr 5 µM und für SO_4^{2-} ungefähr 7 µM.

	Säule	Vorsäule	Eluent	Durchfluss
Kationen	Metrosep Cation 1-2 (Art.No. 6.10.10.000)	Metrosep Cation 1-2 (Art.No. 6.1010.010)	Weinsäure (4mM) Dipicolinsäure (1mM)	1 mL/min
Zu 8 µL einer 1M HNO_3 -Lösung wurden in ein Probenröhrchen 792 µl des Probewassers zugegeben. In den IC wurden automatisch 10 µL über einen Loop eingespritzt.				
Anionen	Metrohm Hamilton PRP-X100 (Art.No. 6.1005.000)	--	Weinsäure (2mM) Aceton (7.6%) pH = 5	2 mL/min
In ein Probenröhrchen wurden jeweils 800 µl Probewasser gegeben. In den IC wurden automatisch 100 µl über einen Loop eingespritzt.				

Tab. 6 Verwendete Materialien bei der IC-Analyse

4.3.2 Kieselsäure

Die Kieselsäure wurde photometrisch mit der Molybdänreaktion bestimmt. Dazu wurden zu 50 mL des Probewassers 1 mL der Ammoniummolybdatlösung (10 g Ammoniummolybdat-Tetrahydrat auf 100 mL H₂O) zugegeben. Nach fünf Minuten Wartezeit wurde je 1 mL HCl-Lösung (210 mL 1M HCl auf 130 mL H₂O) und nach weiteren fünf Minuten jeweils 1 mL Oxalsäurelösung (25 g Oxalsäure auf 250 mL H₂O) zudosiert. Die Kalibrationsgerade, basierend auf 5 Messpunkten, wurde aus einer SilikatstammLösung (Titrisol Ampulle 9947, Firma Merck) hergestellt. Die photometrische Detektion erfolgte in einer 10 cm Küvette nach mindestens 20 Minuten Wartezeit mit einem Spektralphotometer (Modell U-2000 Hitachi, 1992, Boehringer Mannheim Rotkreuz). Sowohl die Standardreihe als auch die Wasserproben wurden zweimal gemessen.

4.4 Geochemische Charakterisierung

Für die geochemische Charakterisierung einer Wasserprobe wird in der Regel eine Ionenbilanz der wichtigsten Kationen und Anionen nach folgender Gleichung erstellt (Sigg und Stumm 1989):

$$\sum (Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^{+} + K^{+})_{Meq} = \sum (HCO_3^{-} + SO_4^{2-} + Cl^{-})_{Meq} \quad (9)$$

In dieser Arbeit konnte keine Ionenbilanz erstellt werden, da das entscheidende Hauptanion HCO₃⁻ nicht erfasst wurde und für alle Seitengewässer und turbinieren Wässer die Na⁺ und K⁺-Konzentrationen unter der Nachweisgrenze lagen (siehe S. 17 und Anhang 10.1). Daher wurden lediglich die Verhältnisse von Ca²⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻ und SiO₂ verglichen, um zumindest qualitative Aussagen über die Wassertypen und Gesteinstypen in den einzelnen Einzugsgebieten machen zu können. So weisen beispielsweise hohe SiO₂/Ca²⁺-Werte auf einen höheren Gebietsanteil von Silikatgesteinen hin als tiefe, die vor allem auf Carbonate hindeuten (siehe Tab. 1 und Abb. 14). Ca²⁺/SO₄²⁻ oder Mg²⁺/SO₄²⁻-Werte, die nahe bei eins liegen, lassen auf eine dominante Sulfatquelle durch Evaporite wie Anhydrit oder Gips schliessen (siehe Tab. 1 und Abb. 15).

4.5 Wasserisotopenanalyse d¹⁸O

Die Messung von δ¹⁸O ist eine Verhältnismessung, die sich auf den natürlichen Standard VSMOW bezieht (siehe S. 4). Als Mass für den Isotopengehalt wird die relative Differenz des Isotopenverhältnisses der Probe gegenüber dem Isotopenverhältnis eines Standards angegeben. Die recht aufwendige Messung zur Bestimmung absoluter Isotopenverhältnisse ist im allgemeinen nicht erforderlich (Moser und Rauert 1980).

Die δ¹⁸O-Werte wurden mit dem ISOPRIME-Massenspektrometer (Firma Micromass) gemessen. 200 µL jeder Wasserprobe wurden je drei Mal in ein 3 mL Probenröhrchen abgefüllt und luftdicht mit einem Septumsdeckel verschlossen. Anschliessend wurde der Luftraum der Röhrchen mit dem Messgas (9.98% CO₂ und 90.02% He) insgesamt 40 mal mit einem Anaeromaten gespült. Dazu wurden zunächst die Röhrchen 20 mal abwechselnd auf 0.2 atm evakuiert und anschliessend mit 1.9 atm gefüllt. Danach wurden die Röhrchen nochmals 20 mal auf 0.2 atm evakuiert und anschliessend mit 1.1 atm gefüllt, so dass am Ende der Spülung ein leichter Überdruck von 1.1 atm im

Probenröhrchen herrschte. (Aufgrund einer gewissen Störungsanfälligkeit des Anaeromaten wurde bei manchen Proben 1-2 mal weniger häufig gespült). Anschliessend wurden die Röhrchen im Wasserbad des Multiflow-Autosamplers, der einem Massenspektrometer vorgeschaltet ist, während mindestens acht Stunden bei 40°C equilibriert. Die Equilibrierung im Wasserbad ist essentiell, da im Massenspektrometer aus gerätetechnischen Gründen das Sauerstoffisotopenverhältnis des Wassers nicht direkt, sondern nur indirekt über das Sauerstoffverhältnis des CO₂ bestimmt werden kann. Über das Carbonatgleichgewicht führte die Equilibrierung zu einem Austausch der Sauerstoffmoleküle des H₂O mit dem CO₂. Am Ende der Equilibrierung widerspiegelte sich also das ursprüngliche Sauerstoffisotopenverhältnis der Wassermoleküle der flüssigen Phase im CO₂ der Gasphase. Nach der Kalibrierung des Massenspektrometers erfolgte die δ¹⁸O-Analyse automatisch. Die Kalibrationsgerade wurde mit folgenden Standards bestimmt:

Standard	Abkürzung	δ ¹⁸ O [‰]
Vienna Standard Mean Ocean Water	VSMOW	0.00
Greenland Ice Sheet Precipitation Water	GISP	-24.80
Institutsstandard Vierwaldstättersee	EA-H ₂ O-1	-11.54
Institutsstandard Mauvoisin	EA-H ₂ O-2	-14.46

Tab. 7 Verwendete δ¹⁸O- Standards

Die Kalibrationsgeraden der Juliananalysen wurden mit fünf Messpunkten ausgeführt (jeweils einmal GISP und VSMOW und dreimal EA-H₂O-1). Die Kalibrationsgerade der Augustanalysen wurde mit 20 Messpunkten vorgenommen (jeweils fünfmal GISP, VSMOW, EA-H₂O-1 und EA-H₂O-2). Aus den Sollwerten (y-Werte) und den gemessenen Werten (x-Werte) konnte für jeden Batch jeweils eine Eichgerade berechnet werden. Die Reproduzierbarkeit der δ¹⁸O-Werte der Juliananalysen kann insbesondere aufgrund einer an Messpunkten unzureichenden Kalibrationsgerade nicht gewährleistet werden. Die Präzision der Werte innerhalb eines Wassertyps war jedoch gut, so dass zumindest Aussagen über eine relative zeitliche Veränderung der δ¹⁸O-Werte des gleichen Wassertyps gemacht werden können. Dank einer verbesserten Kalibrationsgerade konnte in der zweiten Messkampagne eine Messgenauigkeit der δ¹⁸O-Werte um ± 0.1-0.3 ‰ erreicht werden.

4.6 Physikalische Analysen

4.6.1 Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit in [μS cm⁻¹] bei der Referenztemperatur 20°C [κ₂₀] charakterisiert den Gehalt dissozierter Ionen in einem Wasser. Sie wird mit Hilfe zweier Platinelektroden gemessen (Hölting 1996). In der ersten Messkampagne wurden zwei Leitfähigkeitsmessgeräte (LF330 κ₂₀, LF318 κ₂₅, Wissenschaftlich-Technische Werkstätten (WTW) GmbH, Weilheim, Deutschland) verwendet. Zur internen Kalibrierung wurden die Werte des Gerätes LF318 zunächst auf κ₂₀ umgerechnet⁷ und anschliessend mit drei Wasserproben unterschiedlicher Leitfähigkeit mit dem Gerät LF330 κ₂₀ kalibriert. In der zweiten Messkampagne wurde nur das Leitfähigkeitsmessgerät LF330 κ₂₀ verwendet.

⁷ κ₂₀ = κ_T * (1.72118 - 0.0541369 * T + 1.14842 * 10⁻³ * T² - 1.222651 * 10⁻⁵ * T³) (Imboden 1997)

4.6.2 Temperatur

Die Temperaturmessungen erfolgten mit zwei unterschiedlichen Messgeräten. Die Temperaturen der Seitengewässer und des Kanals wurden mit den Leitfähigkeitsmessgeräten LF330 und LF318 gemessen. Die Temperaturen aller Kraftwerksausleitungen sowie der beiden Rhonestandorten Sion und Branson konnten über die gesamte Untersuchungsperiode mit fest installierten Temperaturloggern (Firma VEMCO Limited, Nova Scotia, Canada) in einem 15-Minuten Intervall gemessen werden. Die Kraftwerksausleitungen wurden mit Minilog-8 Bit Dataloggern (Auflösung 0.1°C im Temperaturbereich von -4 bis 20°C), die Rhonestandorte je mit zwei (rechts- und linksufrig) Minilog-12 Bit Dataloggern (Auflösung 0.015°C im Temperaturbereich von -5 bis 40°C) bestückt.

4.6.3 Globalstrahlung

Die Globalstrahlung [Wm^{-2}] ist ein Mass für den zeitlich variierenden Energieeintrag der kurz-, und langwelligen Sonneneinstrahlung auf die Erdoberfläche. Repräsentativ für das Untersuchungsgebiet wurden die Daten der nächstgelegenen automatischen Wetterstation Fey (ANETZ-Station, 732 m ü M., 10 Minuten Auflösung) der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt verwendet.

4.6.4 Niederschlag

Die Niederschlagsdaten von Fey und Sion-Aéroport (ANETZ-Stationen, 10 Minuten Auflösung) zeigten bei den August-Niederschlagsereignissen dasselbe zeitliche Niederschlagsmuster (Schweizerische Meteorologische Anstalt 2001). Daher wurden für eine qualitative Niederschlagscharakterisierung im untersuchten Einzugsgebiet nur die Daten der nächstgelegenen Station Fey (737 m)

verwendet. Es ist aber zu berücksichtigen, dass in den Bergen ein anderes Niederschlagsmuster und andere Niederschlagsintensitäten stattgefunden haben können. Für eine wasserisotopische und geochemische Analyse der jeweiligen Niederschlagsereignisse wurden zwei simple Regenstationen im Talboden (478 m) und in den Bergen (2582 m) errichtet. In den Bergen diente das Kupferdach der SAC-Hütte Rampert, im Talboden ein schräggestelltes Wellblech als Regensammler. Die



Abb. 6 Regenstation im Talboden



Abb. 5 Cabane de Rampert (SAC)

Niederschlagsproben der SAC-Hütte sind Einzelproben und wurden in Plastikflaschen zu drei verschiedenen Zeitpunkten gesammelt, die Niederschlagsproben im Talboden repräsentieren. Das vom Wellblech herabtropfende Regenwasser wurde vor dem Abfüllen in die 250 mL Polyethylenflaschen in einen schwarzen Polyethylensack (35 L) gesammelt.

4.6.5 Durchfluss

Der Durchfluss der beiden Seitengewässer Losentse und Salentse wurde stetig und indirekt über die Fliessgeschwindigkeit und den Abflussquerschnitt ermittelt. Die Bestimmung der Fliessgeschwindigkeit erfolgte mit dem Propellerflügelmessgerät (μ P-Flowtherm 11/96, Firma Höntzsch GmbH, Waiblingen, Vertrieb Konttonau A.H., Uetikon am See). Das Abflussprofil wurde in vier Sektoren unterteilt (siehe Abb. 7). Die vier Sektoren konnten durch Verwendung von Seilen über die ganze Untersuchungsperiode genau lokalisiert werden. Zur Ermittlung der Fliessgeschwindigkeiten (mittlerer Wert einer fünf Sekunden Messung) wurden bei der Salentse jeweils acht (4 mal 2 Messungen: 20% und 80% über Grund) und bei der Losentse jeweils vier (4 mal 1: 40% über Grund) Flügelmessungen durchgeführt. Zusammen mit der Aufnahme der jeweiligen Wasserhöhen und dem Querprofil konnte später mit der mittleren Sektormethode (mid-section area method) der Abfluss berechnet werden (Seather und De Caritat 1997). Die Abbildung 7 zeigt schematisch das Abflussprofil der Salentse, sowie qualitativ die Durchflussberechnung.

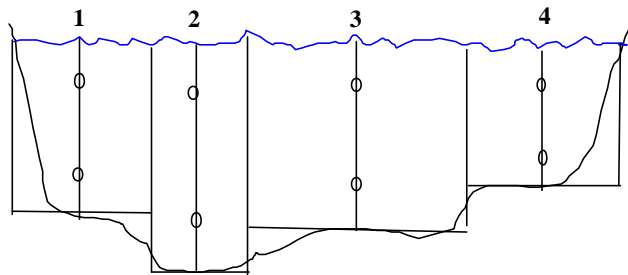


Abb. 7 Salentse: Durchflussberechnung mit der mittleren Sektormethode, Kreise markieren Position der Flügelmessungen

5 RESULTATE

Im Abschnitt zwischen Sion und Branson leiten gegenwärtig die beiden grossen Speicherkraftwerke Nendaz und Mauvoisin zur Produktion von Spitzenstrom direkt in die Rhone ein und verursachen dort ein werktägliches Schwall-Sunk Regime. Anhand der drei ausgewählten Parameter Durchfluss, Temperatur und Leitfähigkeit werden die tageszeitlichen Schwankungen sämtlicher Zuflüsse der Rhone (Kraftwerkseinleitungen, Seitengewässer und Kanal) zwischen der Flusstation bei Sion und der 26.3 km stromabwärts gelegenen Flusstation bei Branson für einen niederschlagsfreien Julitag dargestellt. Es soll gezeigt werden, dass sich die täglichen Zuflussschwankungen auch im Rhonewasser selbst widerspiegeln und dass sowohl die Temperatur als auch die Leitfähigkeit gute natürliche Tracer sein können, um auch allenfalls die Interaktion zwischen der Rhone und ihrem Grundwasseraquifer beschreiben zu können.

In einem zweiten Teil folgt eine geochemische Charakterisierung aller Zuströme des oben genannten Rhoneabschnitts mittels den Verhältnissen von Calcium, Magnesium, Kieselsäure und Sulfat. Weiters wird der Einfluss der Schneeschmelze bzw. intensiver Sommerregen auf die Abflüsse zweier hydrologisch unbeeinträchtigter Seitengewässer, der Losentse und der Salentse, mit Hilfe von geochemischen Parametern und $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen gezeigt und versucht, verschiedene Abflusskomponenten wie Regenwasser oder Grundwasser unterscheiden zu können.

In einem dritten Teil wird die Höhenverteilung der Einzugsgebiete der Kraftwerke Ardon, Mauvoisin, Nendaz und Chandoline mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten des turbinierten Wassers verglichen und versucht, eine $\delta^{18}\text{O}$ -Höhenkorrelation für die Kraftwerkeinzugsgebiete herzustellen. Zusätzlich wird die tageszeitliche Temperaturvariation im Unterwasserkanal der vier Wasserkraftwerke gezeigt.

5.1 Rhone

Die tageszeitlichen Schwankungen der Zuflüsse und des Rhonewassers wurden innerhalb des Abschnittes zwischen Sion und Branson im Zeitraum zwischen dem 5.-6. Juli 2001 bezüglich des Abflusses, der Temperatur und der Leitfähigkeit untersucht.

5.1.1 Abfluss

Die Flussmessstation Branson liegt stromabwärts von derjenigen von Sion. In den Abbildungen 8, 9, 11 und 13 wurde die Zeitangabe immer auf die Messstation Branson bezogen - die Messstation Sion wurde somit mit einer angenommenen Fliesszeit von zwei Stunden zwischen den beiden Flussmessstationen zeitkorrigiert (siehe S. 16). Diese Zeitkorrektur ist notwendig, um möglichst immer dasselbe Wasserpaket zu beproben und die einzelnen Ergebnisse korrekt interpretieren zu können.

Die Abbildung 8 zeigt eine dreitägige Abflusskurve (4.-6. Juli 2001) in stündlicher Auflösung (Bundesamt für Wasser und Geologie 2001). Der Rhonedurchfluss in Branson liegt mit den tageszeitlichen Schwankungen bei 300 bis 360 m^3s^{-1} . Die Differenz zwischen Branson und Sion repräsentiert den totalen Zustrom des Rhoneabschnittes. Es findet eine tageszeitliche Zustromvariation statt. Das Zustrommaximum (60-70 m^3s^{-1}) wird immer während des Tages erreicht.

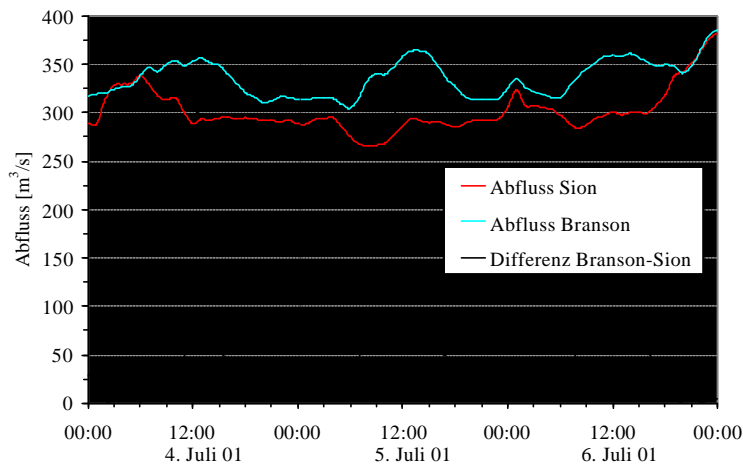


Abb. 8 Abflussdifferenz zwischen der Flussmessstation Sion und Branson (Provisorische Daten, Bundesamt für Wasser und Geologie 2001)

Abbildung 9 zeigt sowohl die tageszeitliche Variation des totalen Zustromes (siehe auch Abb. 8), als auch die tageszeitlich stark variierenden Wassereinleitungsmengen der Kraftwerke Nendaz und Mauvoisin. Die Variation des totalen Zustromes stellt die Abflussdifferenz zwischen Sion und Branson dar. Die Kraftwerkseinleitungen repräsentieren die Abflussschwankungen des turbinieren Wassers der beiden Kraftwerke Nendaz und Mauvoisin (Schriftliche Mitteilung Forces Motrices de Mauvoisin 2001; Grande Dixence 2001).

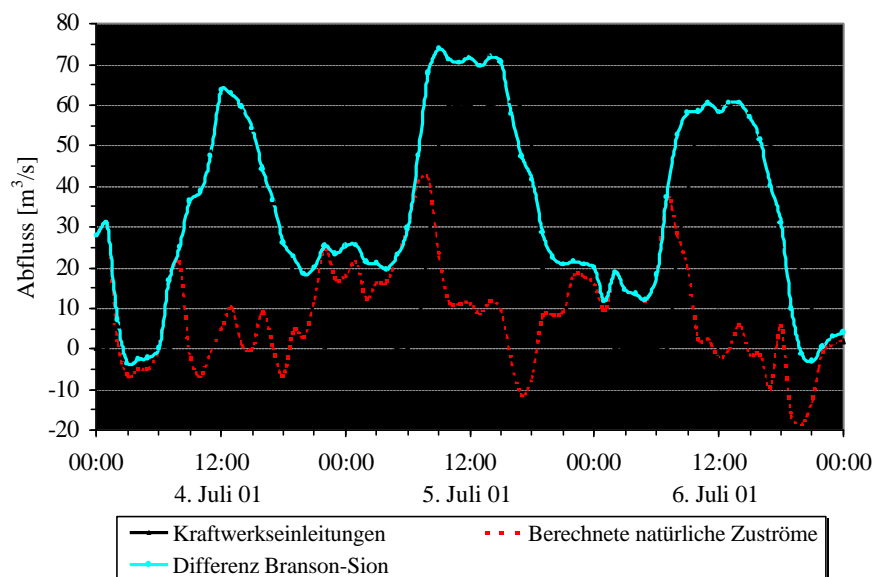


Abb. 9 Kraftwerkseinleitungen und Seitengewässer zwischen Sion und Branson in stündlicher Auflösung (Bundesamt für Wasser und Geologie 2001, Schriftliche Mitteilung Forces Motrices de Mauvoisin; Grande Dixence 2001)

Die Abflusskurven zeigen eine stündliche Auflösung. Die Wassereinleitungen beider Kraftwerke wurden in dieser Abbildung um eine Stunde zeitkorrigiert (siehe S. 16). Durch Differenzbildung des totalen Zustromes und der Kraftwerkseinleitungen kann damit der totale natürliche Zustrom aller Seitengewässer und des Kanals zwischen Sion und Branson berechnet werden. Durchschnittlich strömen pro Tag $34 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ Wasser in die Rhone ein, wovon $25 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (74%) auf die Kraftwerke und $9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (26%) auf die Seitengewässer und den Kanal entfallen. Die Kraftwerke dominieren den Abfluss während des Tages ($50\text{-}60 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

5.1.2 Temperatur

Abbildung 10 zeigt die unterschiedlichen Temperaturen der Kraftwerkseinleitungen, des Kanales und der Seitengewässer für den Zeitraum 5.-6. Juli 2001.

Der Canal de Ceinture zeigt Temperaturen zwischen 13-15°C. Die vorwiegend stauseegespeisten Kraftwerkswässer zeigen recht konstante Temperaturen zwischen 5-7°C.

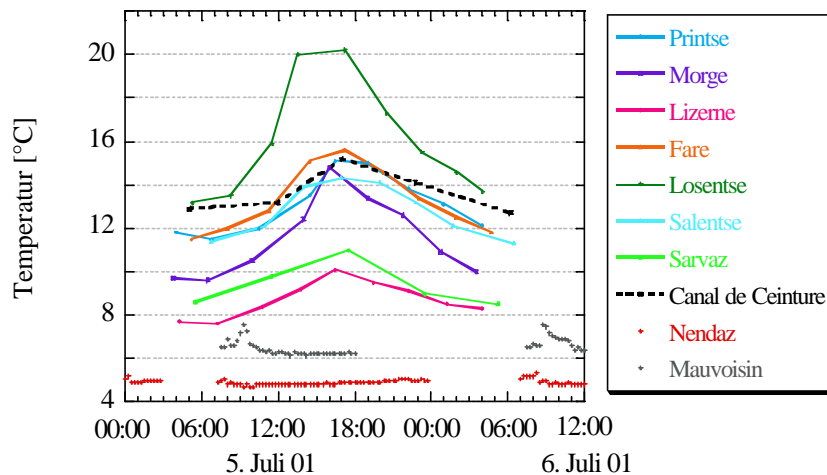
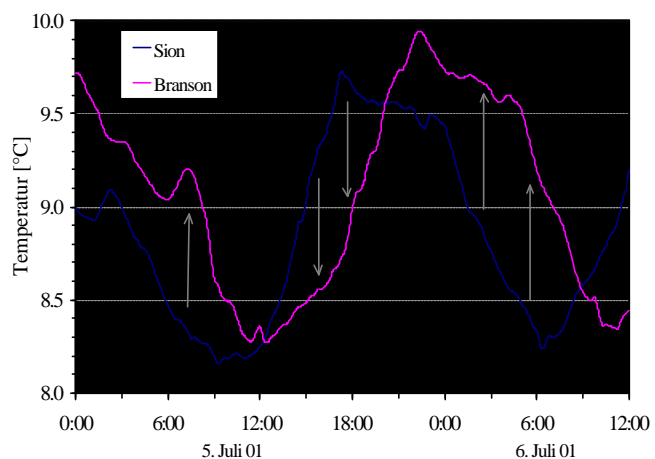


Abb. 10 Wassertemperatur der Kraftwerkseinleitungen, Seitengewässer und des Kanals. Fehlt im Graph die Temperaturzuordnung, so wurde zu dieser Zeit nicht turbiniert

Die tageszeitlichen Temperaturvariationen der Seitengewässer (Minimum um 05:00 Uhr, Maximum um 16:00 Uhr) liegen je nach Seitengewässer zwischen 8-14°C. Die Losentse zeigt eine deutliche Tagesschwankung von 7°C mit einem Maximum über 20°C (siehe S. 40).

Abb. 11 Temperaturunterschiede im Rhonewasser zwischen Sion und Branson



Die Rhonetemperatur variiert zwischen 8-10°C. Ein Vergleich desselben Wasserpaketes in Sion und Branson zeigt, dass eine tageszeitlich wechselnde Temperaturinversion im betrachteten Rhoneabschnitt stattfindet. Während des Tages wird die Rhone zwischen Sion und Branson um etwa 1°C abgekühlt, wohingegen sich das Rhonewasser in der Nacht um etwa 0.5-1.5°C erwärmt.

5.1.3 Leitfähigkeit

Abbildung 12 zeigt die unterschiedlichen Leitfähigkeiten der Zuströme. Die tiefsten Leitfähigkeiten zeigen die Kraftwerkswässer Nendaz und Mauvoisin ($75\text{-}100\ \mu\text{Scm}^{-1}$), die höchsten der Canal de Ceinture ($680\text{-}690\ \mu\text{Scm}^{-1}$). Die Leitfähigkeiten der Seitengewässer variieren im mittleren Bereich zwischen $150\text{-}280\ \mu\text{Scm}^{-1}$. Das Seitengewässer Fare dagegen weist als eine Restwasserstrecke eine Leitfähigkeit von $430\ \mu\text{Scm}^{-1}$ auf.

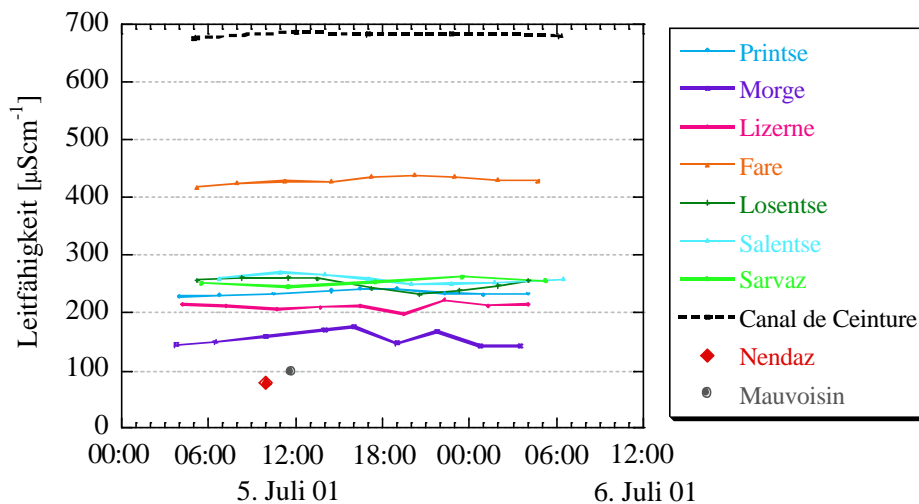
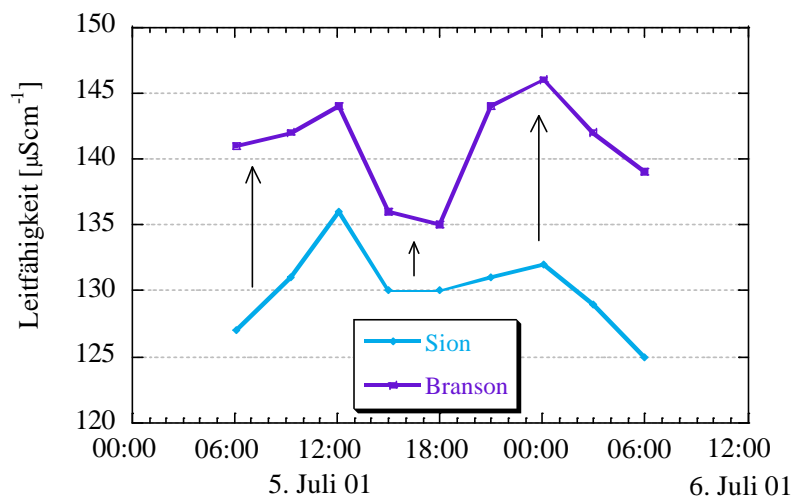


Abb. 12 Leitfähigkeitswerte der Kraftwerkseinleitungen, Seitengewässer und des Kanals

Abb. 13 Leitfähigkeitsunterschiede in der Rhone zwischen Sion und Branson



Die Leitfähigkeit der Rhone variiert zwischen $125\text{-}135\ \mu\text{Scm}^{-1}$ in Sion und $135\text{-}145\ \mu\text{Scm}^{-1}$ in Branson. Es ist keine tageszeitliche Leitfähigkeitsinversion zwischen Sion und Branson festzustellen, wohl aber Schwankungen der absoluten Zunahme. Am Tag nimmt die Leitfähigkeit um etwa $5\ \mu\text{Scm}^{-1}$ zu, in der Nacht um etwa $15\ \mu\text{Scm}^{-1}$. Man beachte, dass die Leitfähigkeit in der Rhone auch während des Tages zwischen Sion und Branson zunimmt, obwohl die Kraftwerke dominant einleiten (siehe Abb. 8) und generell tiefere Leitfähigkeiten als die Rhone aufweisen (siehe Abb. 12 und 13 und S. 40).

5.2 Zuflüsse

Zunächst wird die Geochemie der Zuflüsse im untersuchten Einzugsgebiet der Rhone analysiert. Anschliessend werden der Einfluss der Schneeschmelze und eines Hochwassers auf die Wasserchemie des Seitengewässers Losentse untersucht.

5.2.1 Geochemische Charakterisierung

Die Abbildungen 14 und 15 zeigen die Verhältnisse von Calcium, Magnesium, Kieselsäure und Sulfat für alle Zuströme (sieben Seitengewässer, ein Kanal, die zwei Speicherkraftwerke Nendaz und Mauvoisin und das in die Lizerne einleitende Kraftwerk Ardon) des betrachteten Rhoneabschnittes (siehe Abb. 3). Die drei Wasserkraftwerke wurden nur einmal beprobt. Die Seitengewässer und der Kanal wurden dagegen über einen 24-Stundenzyklus neunmal beprobt. Ein einzelner Datenpunkt in den Abbildungen 14 und 15 repräsentiert jeweils eine Messung. Liegen die Datenpunkte auf einer Geraden, so zeigen die Wässer dieselbe Geochemie, wenn auch unterschiedliche Konzentrationen vorliegen.

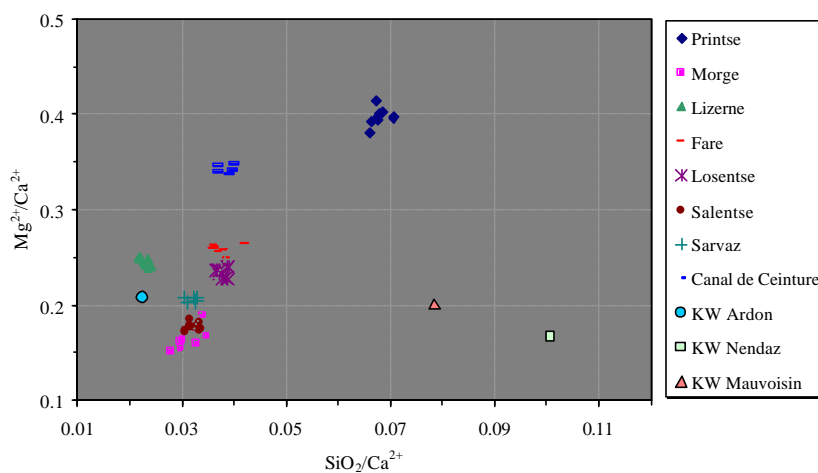


Abb. 14 Mg/Ca - und SiO_2/Ca -Verhältnisse der künstlichen und natürlichen Zuströme

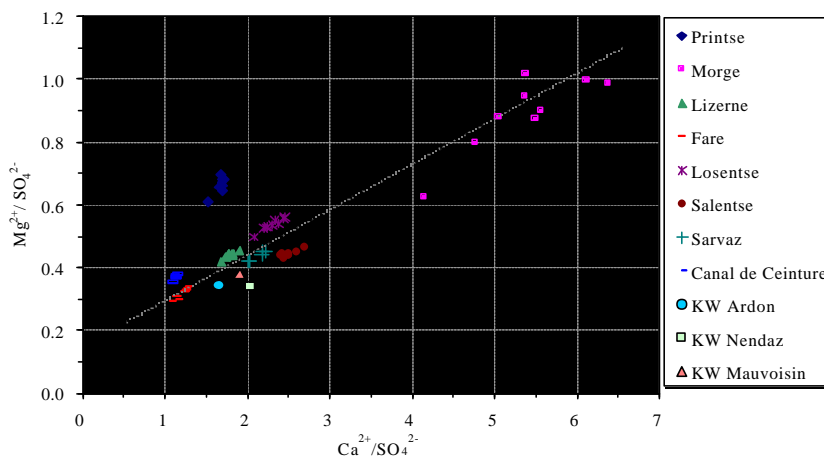


Abb. 15 Mg/SO_4 und Ca/SO_4 -Verhältnisse der künstlichen und natürlichen Zuströme

Aus der Abbildung 14 geht hervor, dass bei allen Zuströmen die Calciumkonzentrationen deutlich höher sind als die Magnesium- und Silikakonzentrationen. Die $\text{SiO}_2/\text{Ca}^{2+}$ -Verhältnisse liegen zwischen 0.01-0.1, die $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ -Verhältnisse zwischen 0.15-0.4.

Auffällig ist, dass die $\text{SiO}_2/\text{Ca}^{2+}$ -Verhältnisse der im Einzugsgebiet des Rhoneabschnittes südseitig (bzw. linksufrig) gelegenen Kraftwerke und Seitengewässer (KW Nendaz, KW Mauvoisin und Printse, eine Ausnahme bildet die Fare) deutlich höhere Kieselsäurekonzentrationen im Vergleich zu den Calciumkonzentrationen zeigen, als diejenigen der nordseitig (bzw. rechtsufrig) gelegenen Seitengewässer und Kraftwerke.

In Abbildung 15 sind die Sulfatkonzentrationen im Verhältnis zu den Calcium- und Magnesiumkonzentrationen aufgetragen. Bei praktisch allen Zuströmen variieren die $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$ und die $\text{Mg}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$ -Verhältnisse um ungefähr einen Faktor zwei. Die Calciumkonzentrationen dominieren die Sulfatkonzentrationen und liegen ein- bis sechsmal höher. Generell sind die Sulfatkonzentrationen etwa doppelt so hoch wie die Magnesiumkonzentrationen. Die Printse zeigt höhere Magnesiumkonzentrationen als die anderen Zuströme. Man beachte, dass die geochemischen Konzentrationen der Morge im Tagesverlauf stark schwanken (siehe S. 41).

5.2.2 Schneeschmelze

Zur Zeit der Untersuchungen (5.-6. Juli 2001) lag die Schneegrenze bei 2600-2700 m; an Nordhängen und in Muldenlagen 200-300 m tiefer (Mündliche Mitteilung Charlie Viu, Schnee- und Lawinenforschung Davos 2001). In der Periode des 29. Juni bis zum 5. Juli regnete es bei den nahegelegenen Meteostationen Sion-Aéroport und Fey nicht (Schweizerische Meteorologische Anstalt 2001). Gezeigt werden soll der Einfluss der Schneeschmelze auf die beiden hydrologisch unbeeinträchtigten Seitengewässer Losentse und Salentse. Ihre Einzugsgebiete grenzen aneinander und liegen nordseitig der Rhone (siehe Abb. 3). Die rechte Abbildung der Abbildungspaare 16 und 17 zeigt die Veränderung der Leitfähigkeit und der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte während des 24-Stundenzyklus. Die zweite Abbildung zeigt die tageszeitliche Veränderung der Globalstrahlung der Meteostation Fey (Schweizerische Meteorologische Anstalt 2001), sowie die relative Konzentrationsveränderung⁸ der Leitfähigkeit, der Kationen (Ca^{2+} und Mg^{2+}), der Anionen (Cl^- und SO_4^{2-}) und des Silika. Die Kurve der Globalstrahlung in Fey soll qualitativ die Sonnenintensität im Untersuchungsgebiet repräsentieren.

⁸ Die relative Konzentrationsangabe wurde zur besseren Vergleichbarkeit und Darstellung der Parameter verwendet. Es wurde jeweils die höchste Konzentration eines einzelnen Parameters auf 100% gesetzt und die anderen Konzentrationen des selben Parameters relativ zum höchsten Wert ausgedrückt.

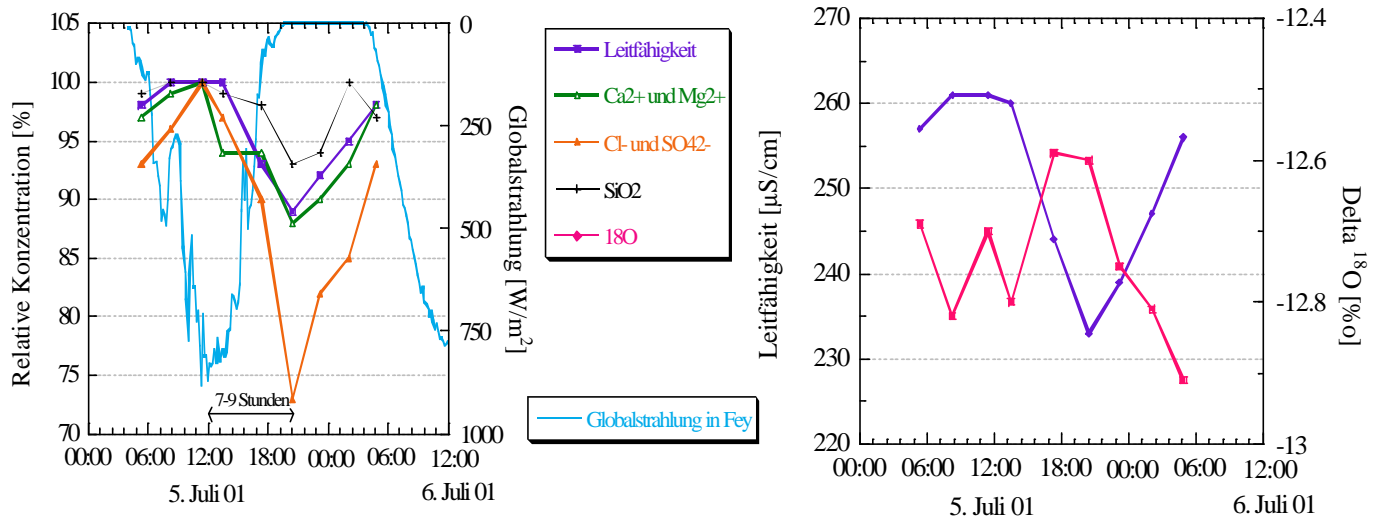


Abb. 16 Losentse: Konzentrationsveränderungen während der Schneeschmelze

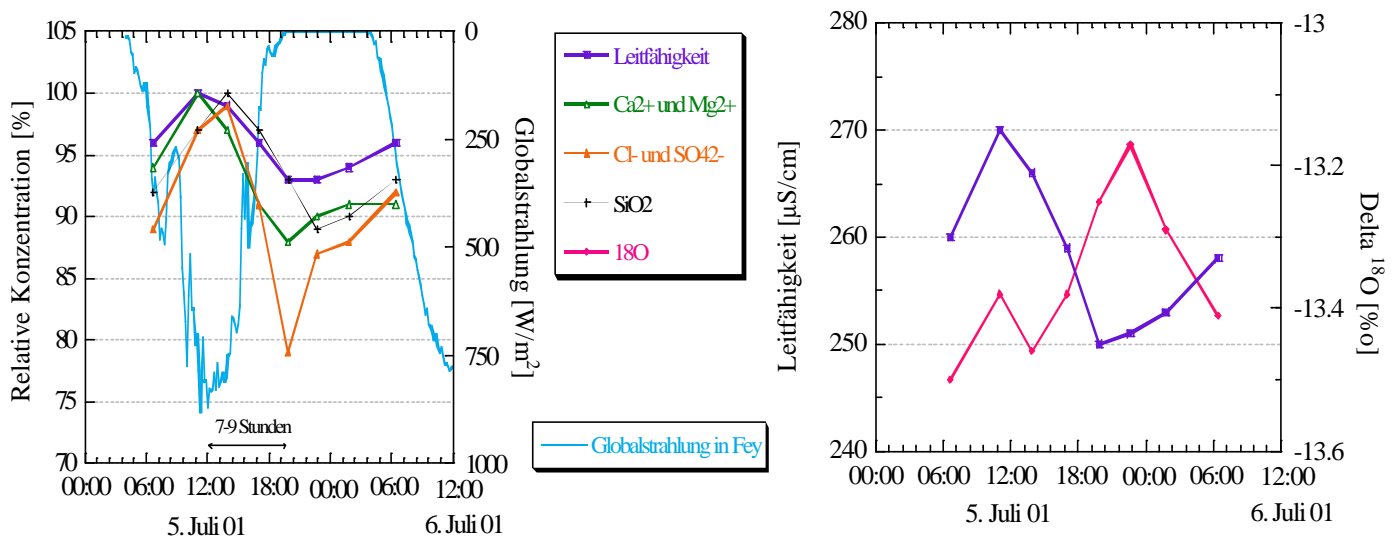


Abb. 17 Salentse: Konzentrationsveränderungen während der Schneeschmelze

Beide Seitenflüsse zeigen ein zeitlich sehr ähnliches geochemisches und wasserisotopisches Muster. Die rechten Abbildungen 16 und 17 zeigen die höchste Leitfähigkeit gegen 11:00 Uhr und die tiefste gegen 20:00 Uhr. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte jedoch zeigen einen entgegengesetzten Verlauf: gegen 11:00 Uhr werden die negativsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, gegen 20:00 Uhr die am wenigsten negativen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gemessen.

Während der Probenahmezeit war der Himmel beinahe wolkenfrei, was sich im Kurvenverlauf der Globalstrahlung widerspiegelt (Beginn der Sonneneinstrahlung um ungefähr 6:00 Uhr, Maximum um 12:00 Uhr und Ende um ungefähr 18:00 Uhr). Die relativen Konzentrationen der Leitfähigkeit, der Kationen, der Anionen und der Kieselsäure variieren im Tagesverlauf und zeigen einen ähnlichen Tagesgang. Generell ist die Konzentrationsverdünnung etwa um 20:00 Uhr am stärksten. Die Kationen- und Leitfähigkeitsschwankungen verhalten sich etwa gleich und schwanken bei beiden Flüssen um 6-12% im Tagesverlauf; die Silikanschwankungen liegen bei etwa 8-12%, diejenigen der Anionen bei 22-25%.

5.2.3 Regenereignis

Der folgende Abschnitt beschäftigt sich mit dem **Niederschlag und der hydrologischen Reaktion** eines Oberflächengewässers. Am 8. und 9. August bewirkte ein aus Westen kommendes Tiefdruckgebiet im Unterwallis zwei intensive Regenereignisse. Mindestens drei Tage zuvor regnete es weder in Sion-Aéroport noch in Fey (Schweizerische Meteorologische Anstalt 2001). Anfangs August lag die Schneegrenze an den Südhängen bei 3200 m und an den Nordhängen bei 3000 m (Mündliche Mitteilung Charlie Viu, Schnee- und Lawinenforschung Davos 2001).

Die Abbildung 18 zeigt die Regenintensitäten der Niederschlagsmessstation in Fey (737 m), sowie die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der gesammelten Niederschlagsproben im Talboden (478 m) und in den Bergen (2582 m). Die Regendaten von Fey sollen für die Charakterisierung des Niederschlagsmusters im Untersuchungsgebiet verstanden werden.

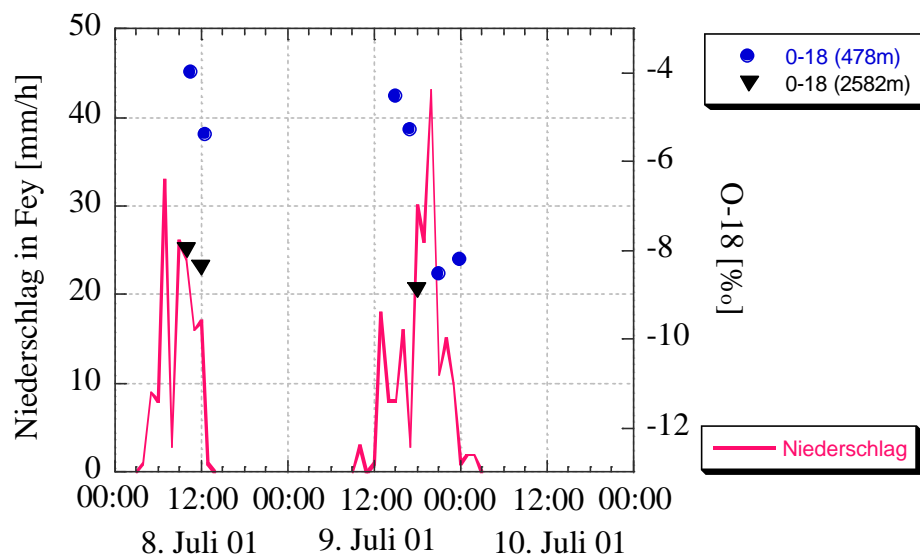


Abb. 18 Regenereignisse und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in zwei unterschiedlichen Höhenlagen. Die automatische Niederschlagsmessstation in Fey liegt auf 737 m (Schweizerische Meteorologische Anstalt 2001)

Zwischen den beiden Regenereignissen, bei dem das zweite intensiver und langandauernder war, fiel während 24 Stunden kein Regen. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Regenwasserproben variierten mit der Zeit, mit der Höhe und zwischen den beiden Niederschlagsereignissen. Bei der gleichen Regenstation erkennt man eine zeitliche Abnahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte innerhalb eines Niederschlagsereignisses. Die in den Bergen gesammelten Regenproben zeigten generell tiefere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (ungefähr 3‰ tiefer) als diejenigen im Talboden.

Die Abbildung 19 zeigt sowohl die beiden Regenereignisse als auch die Abflusskurven der Losentse und Salentse.

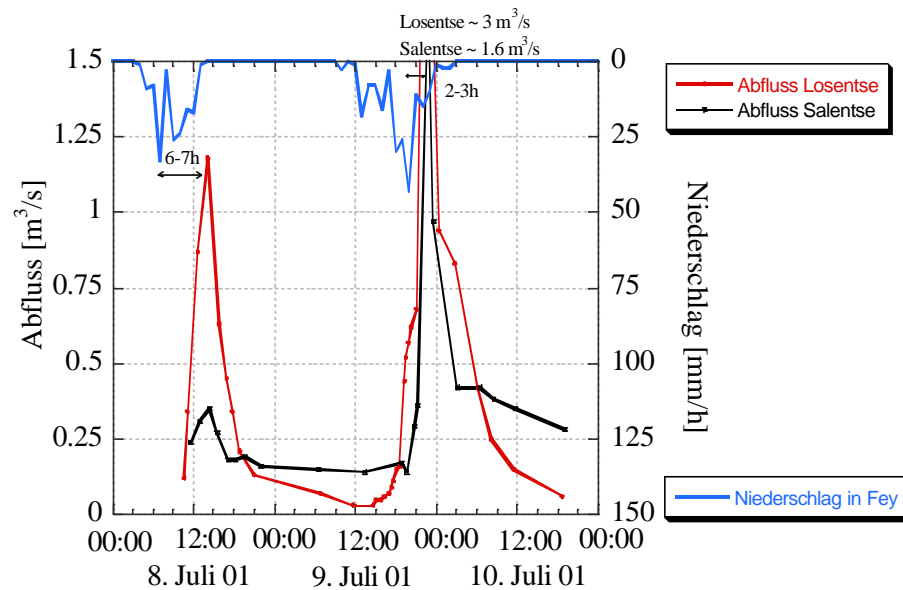


Abb. 19 Hydrologische Reaktion der Losentse und Salentse auf zwei Niederschlagsereignisse

Die Zeitverzögerung zwischen der maximalen Regenintensität und der Abflusspitze betrug für beide Flüsse beim ersten Ereignis ungefähr 6-7 Stunden, beim zweiten ungefähr 2-3 Stunden. Die beiden Seitengewässer zeigten eine unterschiedliche hydrologische Reaktion. Die Abflusskurve der Losentse zeigt sowohl intensivere Hochwasseramplituden als auch ein rascheres Abklingen. Die Abflusskurve der Salentse dagegen ist ausgeglichener (siehe S. 43). Im folgenden Abschnitt werden die Hochwasserereignisse der Losentse genauer betrachtet.

Bei der Losentse sind merkliche **Konzentrationschwankungen** detektierbar. Die fünf nachfolgenden Abbildungen zeigen die Veränderungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, der Leitfähigkeit sowie der SiO_2 , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- und SO_4^{2-} -Werte während den beiden Hochwasserereignissen der Losentse. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Flusswasser nehmen markant zu. Sie liegen beim ersten Hochwasser höher als beim intensiveren zweiten Hochwasser. Man beachte das unterschiedliche Verhalten von Na^+ , Cl^- und SO_4^{2-} gegenüber SiO_2 , Ca^{2+} und Mg^{2+} .

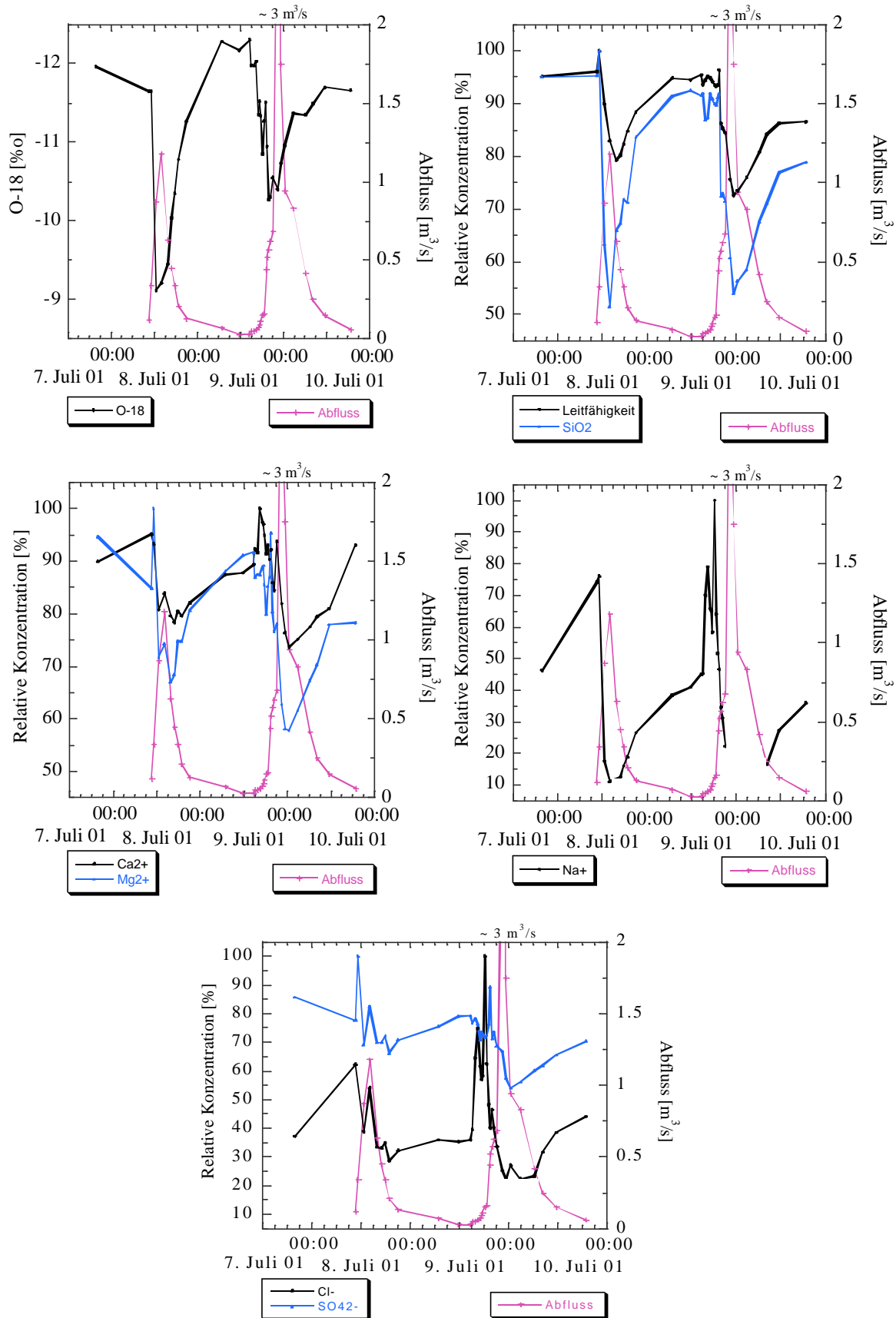


Abb. 20 Losentse: Hochwasserereignisse und Veränderung von $d^{18}O$, Leitfähigkeit und SiO_2 , Ca^{2+} und Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- und SO_4^{2-} . Fehlen Messpunkte, so wurde die Nachweisgrenze unterschritten

SiO₂, Leitfähigkeit, Ca²⁺ und Mg²⁺ zeigen einen ähnlichen relativen Konzentrationsverlauf mit der höchsten Konzentration zu Beginn des Hochwassers, einer starken Verdünnung während des Hochwassers und einer allmählichen Erholung auf leicht geringere Konzentrationen als im Vorereigniswasser.

Die Konzentrationen von SO₄²⁻ und insbesondere Na⁺ und Cl⁻ steigen zu Beginn des Hochwasserereignisses kurzfristig massiv an. Man beachte bei Na⁺ und Cl⁻ die massiven Konzentrationsschwankungen.

Mit Hilfe der **Zwei-Komponenten-Hydrographenseparation** kann grob der Regenwasseranteil während eines Hochwasserereignisses abgeschätzt werden (siehe S. 10). Diese Methode konnte aufgrund des Konzentrationsverlaufes während eines Hochwasserereignisses nur für die Parameter δ¹⁸O, die Leitfähigkeit, SiO₂, Ca²⁺ und Mg²⁺ angewendet werden. Die Tabelle 8 zeigt die Konzentrationswerte für das Grundwasser⁹ und das einzugsgebietsgemittelte Regenwasser, sowie die daraus berechneten prozentualen Regenwasseranteile während den Hochwasserspitzen. Unter einem einzugsgebietsgemittelten Regenwasser versteht man dasjenige Regenwasser, das im topographischen Mittel in das Einzugsgebiet fällt. Die δ¹⁸O-Werte der jeweiligen Regenereignisse in der Tabelle 8 sind niederschlags- und einzugsgebietsgemittelt. Da keine Angaben über die Höhenverteilung noch über die unterschiedlichen Niederschlagsintensitäten in den beiden Einzugsgebieten bekannt waren, wurde der Niederschlagsdurchschnittswert der Talstation gegenüber der Bergstation doppelt gewichtet.

Berechneter Regenwasseranteil			Konzentrationen zur Berechnung der Zwei-Komponenten-Hydrographenseparation				
Parameter	1. HW Spitze	2. HW Spitze	1. Hochwasser		Einheit	2. Hochwasser	
			Grundwasser	Regen		Grundwasser	Regen
δ ¹⁸ O	45%	39%	-12,0	-5,9	‰	-12,3	-7,4
Leitfähigkeit	15%	22%	315	19	µScm ⁻¹	313	15
SiO ₂	48%	37%	50	2*	µM	49	2*
Ca ²⁺	12%	11%	1276	10*	µM	1239	10*
Mg ²⁺	22%	28%	385	5*	µM	353	5*
Durchschnitt	28%	27%					
Bereich	12-48%	11-39%					
Abfluss	1,18 m ³ s ⁻¹	2,98 m ³ s ⁻¹					

Tab. 8 Losentse: Berechneter prozentualer Regenwasseranteil während den Hochwasserspitzen,

*) Geschätzter Wert, da die gemessenen Werte unter der Nachweisgrenze lagen

Der Grundabfluss der Losentse zeigt einen deutlich unterschiedlichen δ¹⁸O-Wert als das Regenwasser (5-6 ‰ Differenz). Die Konzentrationen des Grundabflusses liegen je nach Parameter 15 bis 100 mal höher als diejenigen des Regenwassers. Man beachte, dass bei beiden Hochwässern das Grundwasser den Wasserchemismus dominiert. Trotz der wesentlich höheren zweiten Hochwasserspitze variiert der Regenwasseranteil für beide Ereignisse unwesentlich und liegt je nach Parameter zwischen 11-48%. Den überwiegenden Abflussanteil spendet also das Vorereigniswasser, d.h. dasjenige Wasser früherer Niederschläge, das als Grundwasser im Einzugsgebiet gespeichert wurde.

⁹ Die angenommenen Grundwasserkonzentrationen repräsentieren die Konzentrationen des Vorereigniswassers (Grundabfluss des 7. Juli 2001).

Die Abbildung 21 zeigt die absoluten Regenwasseranteile während den Hochwasserereignissen, dargestellt für SiO_2 und $\delta^{18}\text{O}$.

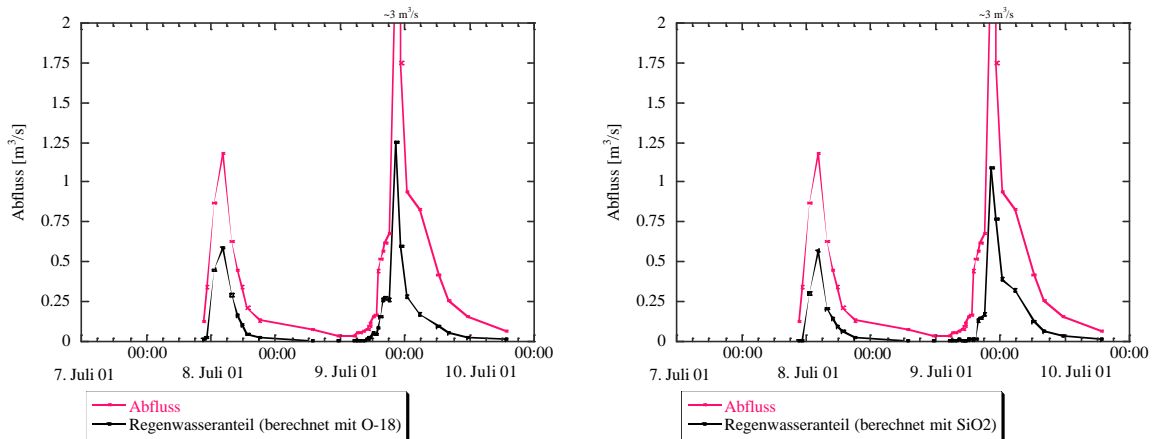


Abb. 21 Losentse: Berechnete prozentuale Regenwasseranteile für d^{18}O und SiO_2

Auch wenn während der Hochwasserspitze der Regenwasserabfluss am dominantesten ist, tritt das Maximum des prozentualen Regenwasseranteils im Abfluss erst beim Abklingen des Hochwassers auf. Dies ist am Beispiel des zweiten Hochwasserereignisses der Losentse exemplarisch für SiO_2 und die Leitfähigkeit dargestellt (siehe Abb. 22). Die Datenpunkte einer einzelnen Probenahme zeigen deren zeitlichen Verlauf der Konzentrationsveränderungen.

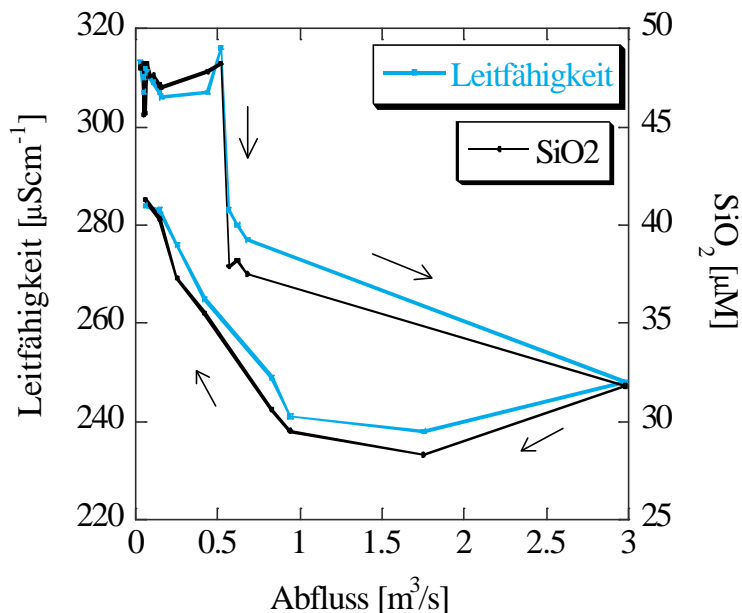


Abb. 22 Zweites Hochwasser der Losentse: Konzentrationsveränderungen für SiO_2 und Leitfähigkeit versus Abfluss

Die tiefsten Silika- und Leitfähigkeitswerte werden im Flusswasser nach dem Hochwassermaxima erreicht. Beide Wasserinhaltsstoffe reagieren sehr ähnlich auf das Hochwasserereignis. Nach dem Hochwasserereignis werden die Vorereigniskonzentrationen erst allmählich wieder erreicht.

Während eines Hochwasserereignisses verändert sich der Wasserchemismus kurzfristig massiv, was an einigen repräsentativen **Indikatorparametern** verfolgt werden kann. Nicht alle chemischen Parameter zeigen jedoch das gleiche Muster. Für das zweite Hochwasser der Losentse ist in der Abbildung 23 das Silika gegen die Leitfähigkeit bzw. gegen Chlorid aufgetragen. Man beachte, dass sich SiO_2 und die Leitfähigkeit ähnlich verhalten, während das Chlorid gegenüber SiO_2 verschieden reagiert.

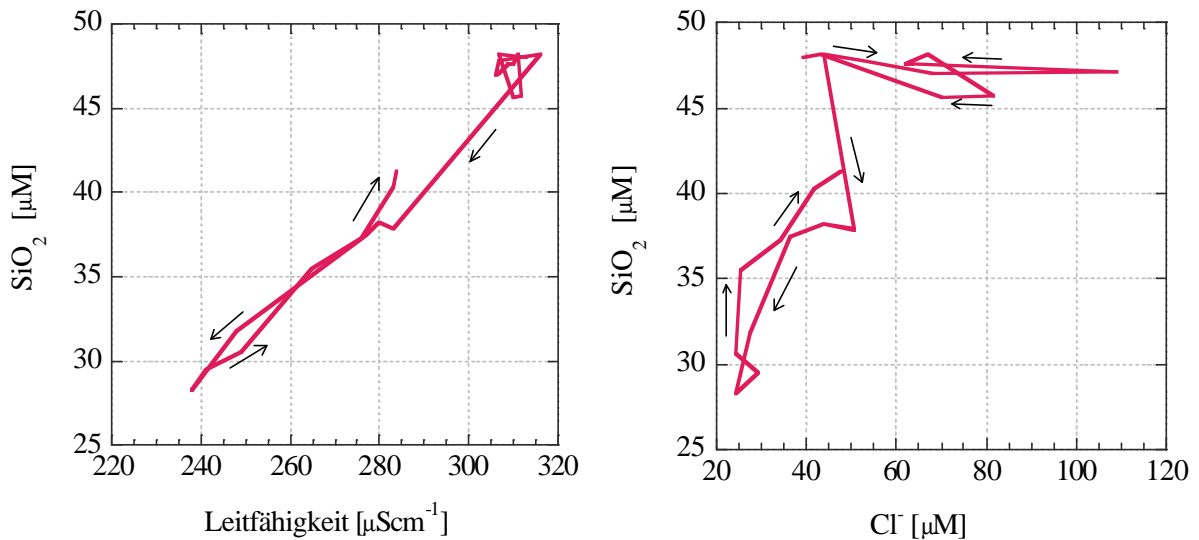


Abb. 23 Zweites Hochwasser der Losentse: SiO_2 gegen die Leitfähigkeit bzw. gegen Cl^-

Die Wasserisotope können bei Hochwasserereignissen als ideale natürliche Tracer angesehen werden, während der gelöste Anteil der Wasserinhaltsstoffe im Regenwasser durch den Kontakt mit dem Untergrund im Einzugsgebiet verändert werden kann. Trägt man also während eines Hochwasserereignisses einen chemischen Parameter gegen den $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt im Flusswasser auf, erhält man möglicherweise Informationen über unterschiedliche Wasserwege und Wassertypen (siehe S. 11). Die Abbildung 24 zeigt für das zweite Hochwasser der Losentse das Verhalten von SiO_2 und der Leitfähigkeit, sowie von Natrium und Chlorid in Bezug auf den $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt im Flusswasser.

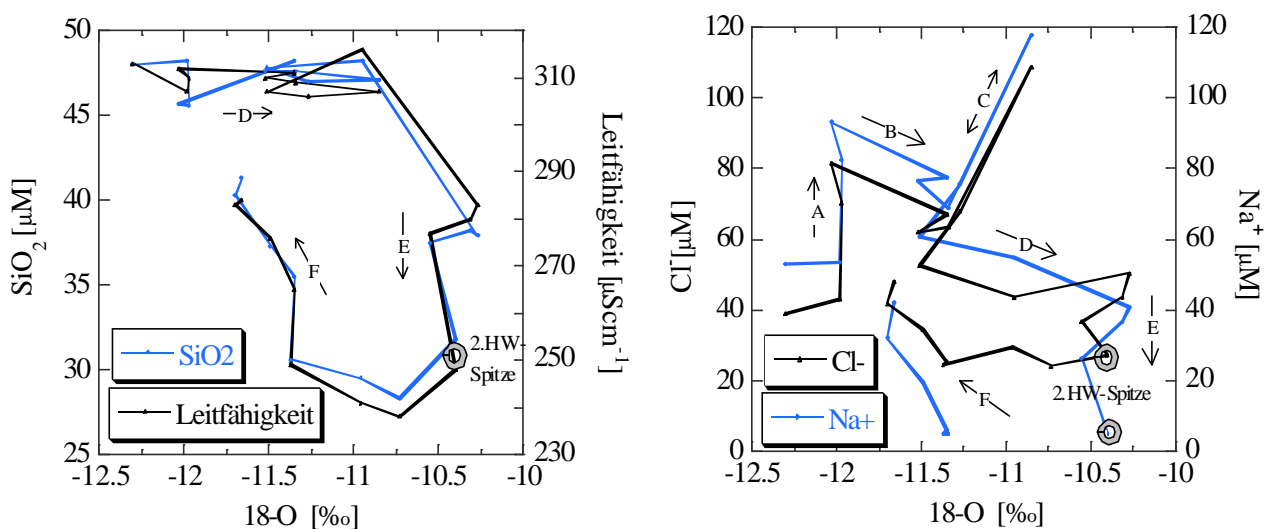


Abb. 24 Zweites Hochwasser der Losentse: SiO_2 und Leitfähigkeit versus $\delta^{18}\text{O}$ bzw. Na^+ und Cl^- versus $\delta^{18}\text{O}$

Vergleicht man die unterschiedlichen chemischen Komponenten des Flusswassers der Losentse mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, kann man verschiedene Phasen während eines Hochwasserereignisses unterscheiden.

Für Na^+ und Cl^- können grob sechs Phasen unterschieden werden:

- A. Markante Zunahme von Na^+ und Cl^- bei gleichbleibendem $\delta^{18}\text{O}$
- B. Leichte Abnahme von Na^+ und Cl^- bei Zunahme des $\delta^{18}\text{O}$
- C. Markante Zunahme von Na^+ und Cl^- bei insgesamt gleichbleibendem $\delta^{18}\text{O}$
- D. Zunahme des $\delta^{18}\text{O}$ bei gleichbleibendem Na^+ und Cl^-
- E. Abnahme von Na^+ und Cl^- bei gleichbleibendem $\delta^{18}\text{O}$
- F. Zunahme von Na^+ und Cl^- bei Abnahme des $\delta^{18}\text{O}$

Für SiO_2 und die Leitfähigkeit können grob drei Phasen unterschieden werden:

- D. Zunahme des $\delta^{18}\text{O}$ bei gleichbleibender Leitfähigkeit und Silikakonzentration
- E. Abnahme von Leitfähigkeit und Silika bei gleichbleibendem $\delta^{18}\text{O}$
- F. Zunahme von Leitfähigkeit und Silika bei Abnahme des $\delta^{18}\text{O}$

Man beachte, dass die Leitfähigkeit, SiO_2 , Cl^- und Na^+ während den Phasen D-F dasselbe Verhalten zeigen.

Der variierende Chemismus und Wasserisotopengehalt während den beiden Hochwasserereignissen wurde bisher nur für die Losentse besprochen. Da die chemische und wasserisotopische Reaktion der Salentse sehr ähnlich wie diejenige der Losentse ist, wird hier auf eine Präsentation der Analysenresultate der Salentse verzichtet. Sie befinden sich im Anhang 10.2. Es sollen hier nur die berechneten Regenwasseranteile für die beiden Hochwasserspitzen der Salentse gezeigt werden.

Berechneter Regenwasseranteil			Konzentrationen zur Berechnung der Zwei-Komponenten-Hydrographenseparation				
Parameter	1. HW Spitze	2. HW Spitze	1. Hochwasser		Einheit	2. Hochwasser	
			Grundwasser	Regen		Grundwasser	Regen
$\delta^{18}\text{O}$	20%	12%	-12,5	-5,9	‰	-12,6	-7,4
Leitfähigkeit	13%	21%	376	19	μScm^{-1}	362	15
SiO_2	7%	10%	51	2*	μM	50	2*
Ca^{2+}	23%	22%	1655	10*	μM	1405	10*
Mg^{2+}	31%	39%	369	5*	μM	316	5*
Durchschnitt	19%	21%					
Bereich	7-31%	10-39%					
Abfluss	$0.35 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$	$1.64 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$					

Tab. 9 Salentse: Berechneter prozentualer Regenwasseranteil während den Hochwasserspitzen ,
*) Geschätzter Wert, da die gemessenen Werte unter der Nachweisgrenze lagen

Trotz der höheren zweiten Hochwasserspitze variiert der Regenwasseranteil für beide Ereignisse unwesentlich und liegt je nach Parameter zwischen 7-39%. Den überwiegenden Abflussanteil spendet also das Vorereigniswasser.

5.3 Ausgewählte Wasserkraftwerke

Die Resultate der vier Wasserkraftwerke Ardon, Mauvoisin, Nendaz und Chandoline werden hinsichtlich der Höhenverteilung des Kraftwerkseinzugsgebietes, der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und der tageszeitlichen Temperaturvariation der turbinieren Wässer vorgestellt.

Abbildung 25 zeigt die verschiedenen Kraftwerkseinzugsgebiete mit ihrer Höhencharakterisierung und den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten des turbinieren Wassers, die im Unterwasserkanal einmalig am 5. Juli 2001 gemessen wurden. Man erkennt eine gewisse Korrelation der mittleren Einzugsgebietshöhe mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten.

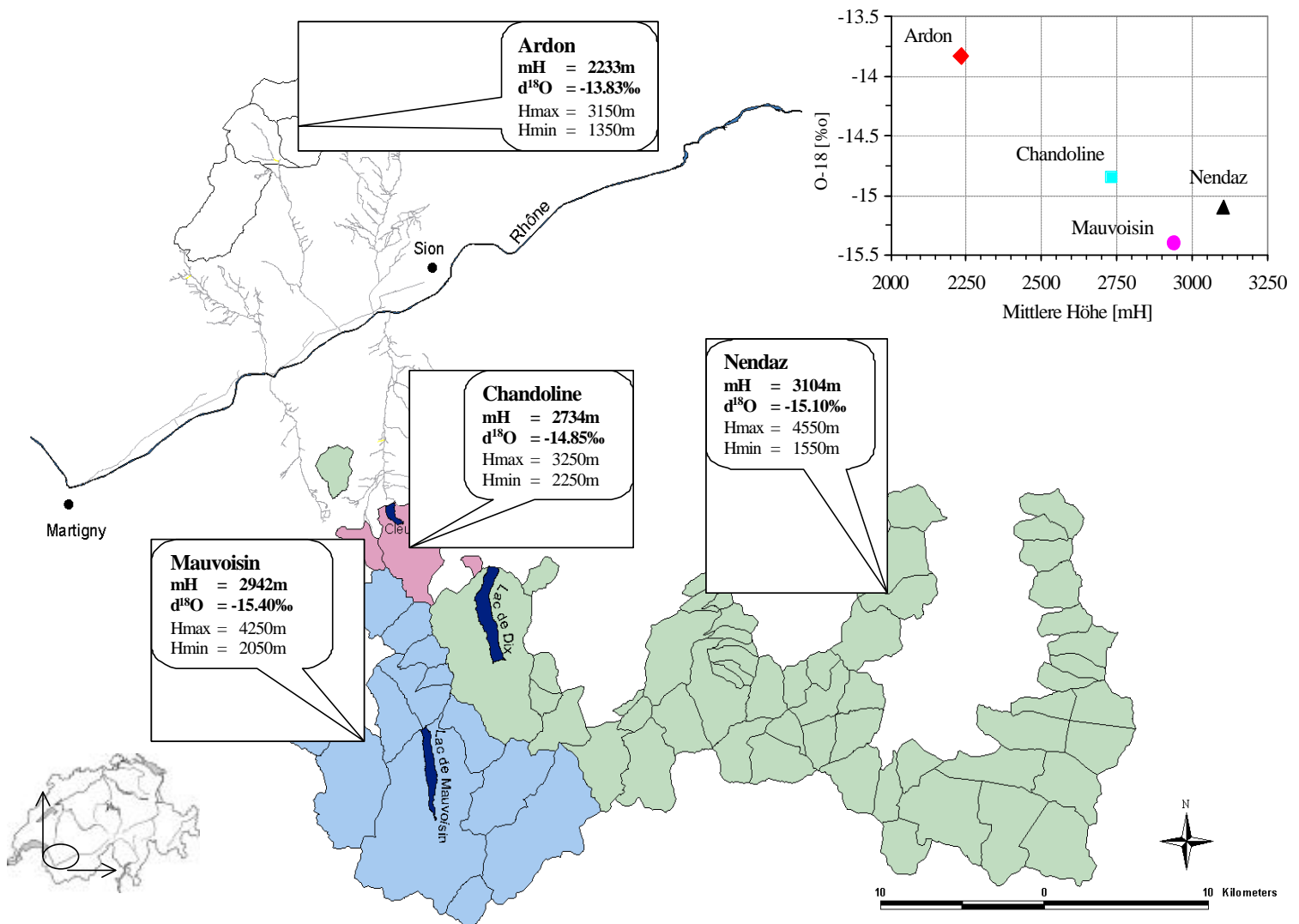


Abb. 25 Die vier Kraftwerkseinzugsgebiete Ardon, Mauvoisin, Chandoline und Nendaz und die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gemessen im Unterwasserkanal nach der Endturbiniierung im Rhonetal (Service des Forces Hydrauliques 2001)

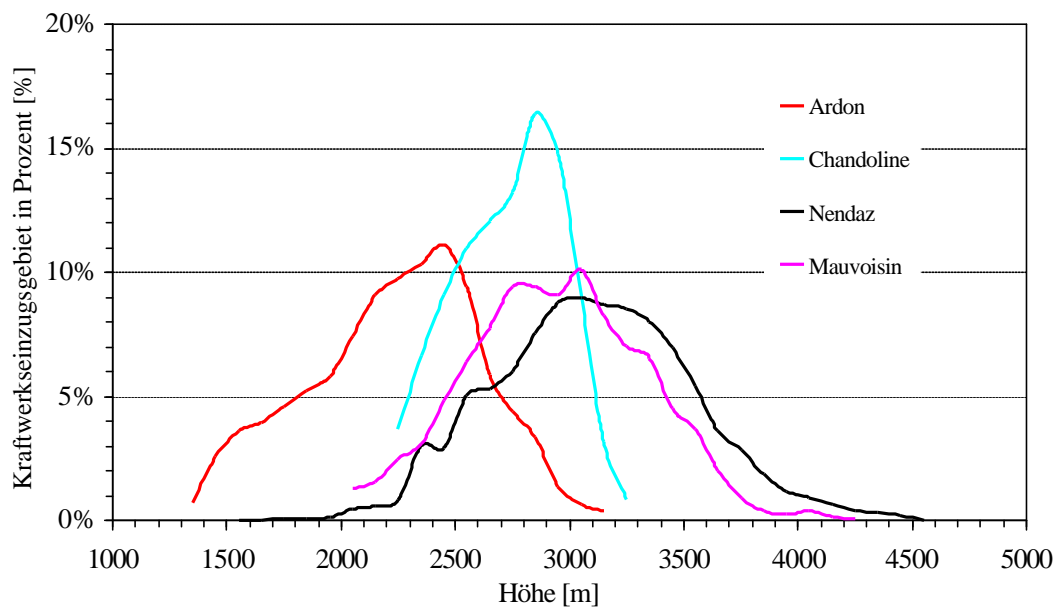


Abb. 26 Höhenverteilung der vier Kraftwerkeinzugsgebiete Ardon, Mauvoisin, Chandoline und Nendaz (Service des Forces Hydrauliques 2001)

Abbildung 26 zeigt die Höhenverteilung der vier Kraftwerkeinzugsgebiete¹⁰. Das topografisch am tiefsten gelegene Einzugsgebiet ist dasjenige des Kraftwerks Ardon, diejenigen von Mauvoisin und Nendaz sind die höchstgelegenen. Zudem weisen die letzteren Höhenunterschiede von bis zu 3000 m auf. Die Tabelle 10 charakterisiert die vier Kraftwerkssysteme mit ihren dazugehörigen Stauseen.

Kraftwerk				Speichersee		
Name	Max. Turbinierung [m^3s^{-1}]	Zwischenturbinierung	Einleitung	Name	Nutzhalt [Mio m^3]	Mittl. Aufenthaltszeit [h] *)
Ardon	8	Nein	Lizerne	Bassin de compensation de Godey	0,89	31
				Chambre de compensation	0,06	2
Chandoline	10	Nein	Rhone	Lac de Cleuson	20	-
Nendaz	31	Fionnay	Rhone	Lac de Dix	400	-
				Bassin de compensation de Fionnay	0,2	1,8
Mauvoisin	29	Fionnay	Rhone	Lac de Mauvoisin	204	-
				Bassin de compensation de Fionnay	0,17	1,6

Tab. 10 Charakterisierung der Kraftwerke mit zugehörigen Stauseen (Hydrologischer Atlas der Schweiz 1992; Schriftliche Mitteilungen der Kraftwerke 2001) *) Berechnet mit max. Turbinierungsleistung

Das Wasserkraftwerk Ardon ist dasjenige mit der kleinsten maximalen Leistung und Speicherkapazität. Es kann in einer ersten Näherung einem Flusskraftwerk gleichgesetzt werden, während die anderen drei typische Speicherkraftwerke darstellen.

¹⁰ Das zu Mauvoisin gehörige Kraftwerkeinzugsgebiet ist ohne dasjenige von Fionnay (1493 m) berücksichtigt.

Abbildung 27 zeigt sowohl die Turbinierungszeiten als auch die Temperaturschwankungen in den vier Unterwasserkanälen der Kraftwerke für den Zeitraum 5.-6. Juli 2001.

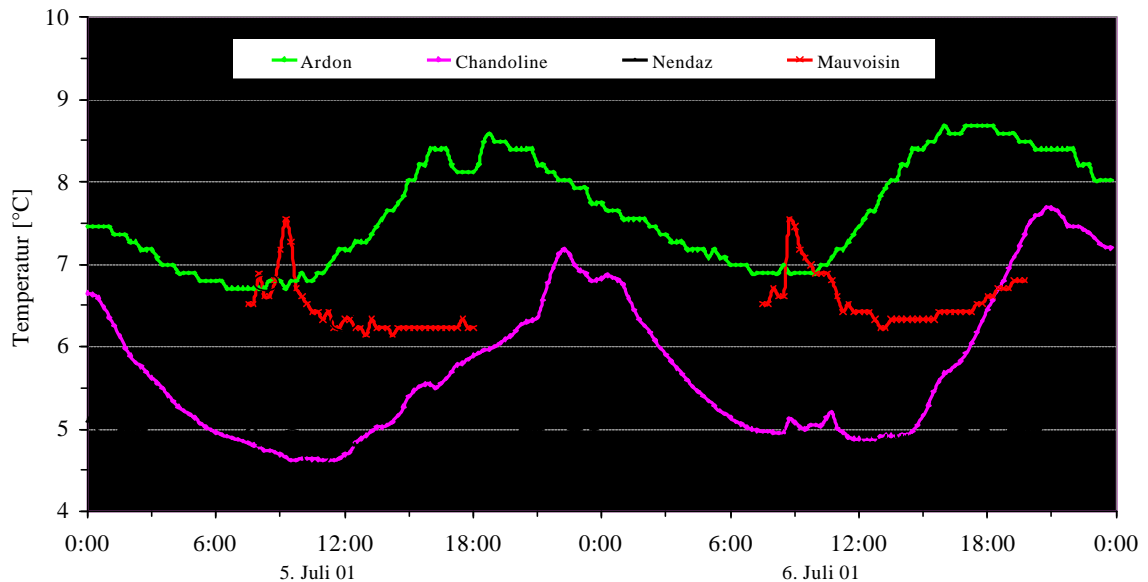


Abb. 27 Temperaturschwankungen der turbinierten Wässer der Wasserkraftwerke Ardon, Mauvoisin, Chandoline und Nendaz

Im betrachteten Zeitraum wurde in den Kraftwerken Ardon und Chandoline ganztags turbiniert, in den beiden anderen nur während des Tages. Ardon und Chandoline zeigen Tagesschwankungen von etwa 2°C (Temperaturmaximum in Ardon um 18:00 Uhr, in Chandoline um 22:00 Uhr). In Abbildung 27 erkennt man, dass in Mauvoisin und Nendaz die Temperaturmaxima jeweils 1-3 Stunden nach dem Anlaufen der Turbinen erreicht werden (in Mauvoisin ~ 1°C, in Nendaz ~ 0.3°C). Danach stagniert die Temperatur während der Turbinierung (Nendaz bei ~ 4.8°C und Mauvoisin bei ~ 6.2°C).

6 DISKUSSION

Die Diskussion der Resultate folgt im wesentlichen dem thematischen Aufbau des Resultateteils. Zunächst werden die Abfluss-, Temperatur- und Konzentrationsveränderungen der Rhone diskutiert. Nach einer geochemischen Charakterisierung der Zuströme im Rhoneabschnitt zwischen Sion und Branson wird für zwei hydrologisch unbeeinträchtigte Seitengewässer, die Losentse und die Salentse, der Einfluss der Schneeschmelze bzw. intensiver Sommerregen diskutiert. Zuletzt werden die Kraftwerkseinzugsgebiete von Nendaz, Mauvoisin, Ardon und Chandoline hinsichtlich den $d^{18}O$ -Werten des turbinieren Wassers verglichen.

6.1 Rhone

Zwischen Sion und Branson ist der Abfluss der Rhone auch während den Sommermonaten kraftwerksdominiert und zeigt zwischen 6:00 Uhr und 18:00 Uhr einen markant höheren Durchfluss (ungefähr $60-70 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Dies kann insbesondere auf die beiden grossen Speicherkraftwerke Nendaz und Mauvoisin zurückgeführt werden (siehe Abb. 8 und 9).

Abbildung 9 zeigt den berechneten Abflusssummenbeitrag der Seitengewässer. Dazu wurden die addierten Abflusskurven der Kraftwerke Nendaz und Mauvoisin von der Abflussdifferenz der beiden Rhonemessstationen Branson und Sion subtrahiert.

Dieses Vorgehen zeigt aber Unstimmigkeiten. Zu gewissen Zeitpunkten werden sogar negative Abflusssummenbeiträge der Seitengewässer erhalten. Die Abflusskurven der Kraftwerke, die aus der Stromproduktion und einem kraftwerkstypischen Wirkungsfaktor berechnet werden konnten, sind genauer als die Durchflussmessungen der beiden Flussmessstationen Sion und Branson.

Abbildung 9 zeigt, dass der Beitrag der Seitengewässer während der Nacht bedeutender ist als am Tag. Die nächtliche Zunahme des Abflusses in den Seitengewässern ist wahrscheinlich auf die Schneeschmelze in den Bergen zurückzuführen. Das Schmelzwasser der Losentse und Salentse beispielsweise benötigt typischerweise 7-9 Stunden, bis es den Talboden der Rhone erreicht (siehe Abb. 16 und 17).

Der Kraftwerkseinfluss zeigt sich auch in der tageszeitlich variierenden Rhonetemperatur zwischen Sion und Branson. Die kalten Wasserrückgaben der Kraftwerke ($4-7^\circ\text{C}$) kühlen während des Tages die Rhone um bis zu 1°C ab, während in der Nacht die Seitengewässer und der Kanal das Rhonewasser im untersuchten Rhoneabschnitt erwärmen ($0.5-1.5^\circ\text{C}$) (siehe Abb. 10 und 11).

Der Einfluss der Sonneneinstrahlung widerspiegelt sich in den mehr oder weniger stark ausgeprägten tageszeitlichen Temperaturschwankungen der Seitengewässer (siehe Abb. 10). Die Zeitverzögerung zwischen dem Temperaturmaximum des Flusswassers und der maximalen Sonnenintensität ist ein Mass für die ungefähre Fliesszeit des Wassers in den Talboden der Rhone; sie beträgt für alle Seitengewässer ungefähr 5 Stunden.

Die Losentse zeigt eine ausgesprochen starke Temperaturvariation ($\sim 7^\circ\text{C}$). Dies könnte zwei Gründe haben:

1. Es könnte ein Fehler bei der Temperaturmessung aufgetreten sein (beispielsweise Temperaturmessung in vorwiegend stehendem Flusswasser).
2. Aufgrund der speziellen Topographie des Einzugsgebietes (30% der Fläche besteht aus Fels, Schotter oder Steilwänden) könnte möglicherweise das Wasser in den Seitenbächen der Losentse stärker erwärmt werden als im Vergleich zu den anderen Seitengewässern (siehe Tab. 4).

Der Canal de Ceinture zeigt eine hohe Leitfähigkeit (siehe Abb. 12), die auf eine dominante Grundwasserspeisung schliessen lässt.

Die Leitfähigkeit der Restwasserstrecke Fare liegt deutlich höher als diejenige der anderen Seitengewässer (siehe Abb. 12). Möglicherweise wird beinahe das gesamte Schmelzwasser des oberen Einzugsgebietes der Fare für die hydroelektrische Nutzung abgeführt, so dass das verbleibende Flusswasser vorwiegend aus stärker mineralisiertem Grundwasser gespeisen wird.

Der Einfluss des Kraftwerkswassers verändert die Leitfähigkeit in der Rhone zwischen Sion und Branson (siehe Abb. 13). Es kann aber nicht abschliessend geklärt werden, warum die Leitfähigkeit zwischen Sion und Branson auch während des Tages zunimmt. Es können aber zwei potentielle Fehler diskutiert werden:

1. Der Abflussbilanz der Rhone (siehe Abb. 9) entnimmt man, dass während des Tages die Kraftwerke dominant einleiten, während der Beitrag der Seitengewässer in einer ersten Abschätzung vernachlässigbar ist. Demnach müsste auch die Leitfähigkeit in der Rhone während des Tages abnehmen, da alle turbinieren Wässer eine durchwegs geringere Leitfähigkeit (ungefähr $75\text{-}100\ \mu\text{Scm}^{-1}$) als die Rhone zeigen ($125\text{-}145\ \mu\text{Scm}^{-1}$). Diese Überlegung legt nahe, dass möglicherweise der berechnete Abflussbeitrag der Seitengewässer am Tag in der Abflussbilanz unterschätzt wurde¹¹.
2. Da wahrscheinlich die laterale Durchmischung des Rhonewassers vor allem bei der Flussmessstation bei Sion nicht vollständig ist (etwa 400 m vor der Probenahme leitet unter anderem das Kraftwerk Chandoline ein), kann ein weiterer Fehler auch bei der Probenahme aufgetreten sein. Es wurden nämlich nur jeweils eine Mischprobe (rechts, mitte und links) genommen (siehe S. 17).

6.2 Zuflüsse

Eine umfassende **geochemische Charakterisierung** der Zuströme ist nicht möglich gewesen, da das HCO_3^- nicht bestimmt wurde und die Konzentrationen von Natrium und Kalium ($<10\ \mu\text{M}$) unter ihrer Nachweisgrenze lagen¹² (siehe S. 18). Dagegen lassen sich Tendenzen aus den Verhältnissen der Hauptionen Ca^{2+} , Mg^{2+} , SiO_2 und SO_4^{2-} ableiten.

Die Kraftwerkseinzugsgebiete (Nendaz und Mauvoisin) und Seitengewässer (Ausnahme Fare) südseitig der Rhone zeigen wesentlich höhere $\text{SiO}_2/\text{Ca}^{2+}$ -Verhältnisse (0.07-0.11) als

¹¹ Leider wurden während der Messkampagne keine eigenen Durchflussmessungen bei den Seitengewässern vorgenommen (siehe Tab. 5) und deshalb keine genauere Abschätzung des Abflussbeitrages der Seitengewässer am Tag möglich.

¹² Um tiefere Nachweisgrenzen zu erhalten, kann für die Anionen eine IC-Suppressorsäule verwendet werden und die Kationenanalyse mit einem ICP-MS erfolgen.

die nordseitig gelegenen Zuströme (0.02-0.04) (siehe Abb. 3 und 14). Dies lässt den Schluss zu, dass die Einzugsgebiete südseitig der Rhone stärker durch Silikatgesteine beeinflusst sind als die nordseitigen (siehe Tab. 1).

Diese unterschiedliche Zusammensetzung der Wässer stimmt im wesentlichen mit der geologischen Karte der Schweiz überein: Nordseitig der Rhone dominieren Sedimentformationen (Kreide und Jura, vorwiegend Kalk), während südseitig kristalline Gesteine (Granit, Gneiss) und Triaseinschlüsse (vorwiegend Dolomit) vorherrschen (Schweizer Weltatlas 1981).

Unter Zuhilfenahme des Mg^{2+}/Ca^{2+} -Verhältnisses ist es möglich, grob zwischen dem relativen Einfluss in den Sedimentgesteinen der beiden Carbonate Calcit und Dolomit zu unterscheiden. Die Printse (südseitig) zeigt den höchsten Dolomitanteil in ihrem Einzugsgebiet.

Die Mg^{2+}/Ca^{2+} und Ca^{2+}/SO_4^{2-} -Verhältnisse der Morge variieren im Tagesverlauf massiv¹³ (siehe Abb. 15). Diese bedeutenden Verhältnisveränderungen im Abfluss der Morge kommen wahrscheinlich durch variierende Verdünnung der Wasserchemie zustande, da die Morge im oberen Teil des Einzugsgebietes hydroelektrisch genutzt wird. Es ist denkbar, dass während der Schneeschmelze anfangs Juli die Kapazität der Kraftwerkswasserauffassung überschritten wird, und ein Teil des Schmelzwassers in die Restwasserstrecke abfließt. Die tageszeitlichen Abflussschwankungen der Morge während der Schneeschmelze können bei konstantem Wasserabzug möglicherweise zu unterschiedlichen Abflussbeiträgen in die Restwasserstrecke führen und somit die variierenden Verhältnisse erklären.

Abbildung 15 zeigt die Mg^{2+}/SO_4^{2-} und Ca^{2+}/SO_4^{2-} -Verhältnisse. Das Sulfat kann entweder aus der Verwitterung von Evaporiten wie Anhydrit oder Gips oder aus der Pyritverwitterung stammen (siehe Tab. 1). Das Seitengewässer Printse und die Einzugsgebiete der Kraftwerke Nendaz und Mauvoisin zeigen die höchsten Kieselsäurekonzentrationen im Vergleich zu Calcium (siehe Abb. 14). Für diese Zuströme scheint wegen der relativ hohen Sulfatkonzentration im Vergleich zu Calcium (siehe Abb. 15) die Pyritverwitterung eine bedeutende Sulfatquelle zu sein.

Der Einfluss der **Schneeschmelze** kann in der Wasserchemie der zwei hydrologisch unbeeinträchtigten Seitengewässer Losentse und Salentse mit einer 7-9 stündigen Zeitverschiebung (ca. 20:00 Uhr) im Talboden beobachtet werden (siehe Abb.16 und 17). Implizit wird dabei aber angenommen, dass die Fliesszeit des Schmelzwassers weniger als einen Tag beträgt und dass beispielsweise natürliche unterirdische Drainagen, wie Klüfte oder Karste, in welchen die Fliesszeit eventuell einige Tage dauert, für den Schmelzwassertransport vernachlässigbar sind.

Der tageszeitlich variierende Konzentrationsunterschied liegt bei beiden Flüssen je nach geochemischem Parameter zwischen 6 und 25% (siehe Abb. 16 und 17). Die Anionen (Cl und SO_4^{2-}) zeigen wesentlich grössere Konzentrationsschwankungen als beispielsweise das Silika, das aufgrund einer höheren Löslichkeit der Salze gegenüber Silikaten erklärt werden kann.

Zur Zeit der grössten Verdünnung der gelösten Wasserinhaltsstoffe und der Leitfähigkeit werden die am wenigsten negativen $d^{18}O$ -Werte gemessen und umgekehrt (siehe Abb. 16 und 17). Während der geringsten Leitfähigkeit am Abend stammt das Wasser also aus einer geringeren Höhe des Einzugsgebietes als während der höchsten Leitfähigkeit am Vormittag. Es muss darauf aufmerksam gemacht werden, dass die Differenz des tiefsten

¹³ Die Datenpunkte repräsentieren die bei der 24-Stunden-Beprobung (5.-6. Juli 2001) gezogenen neun Wasserproben.

und höchsten $d^{18}\text{O}$ -Wertes 0.2-0.3‰ beträgt und somit der Messgenauigkeit der Analysenmethode sehr nahe kommt (siehe S.19). Trotzdem ist die Leitfähigkeit- $d^{18}\text{O}$ -Korrelation bei beiden Flüssen beobachtet worden. Die Abbildung 28 versucht, dieses Phänomen zu erklären:

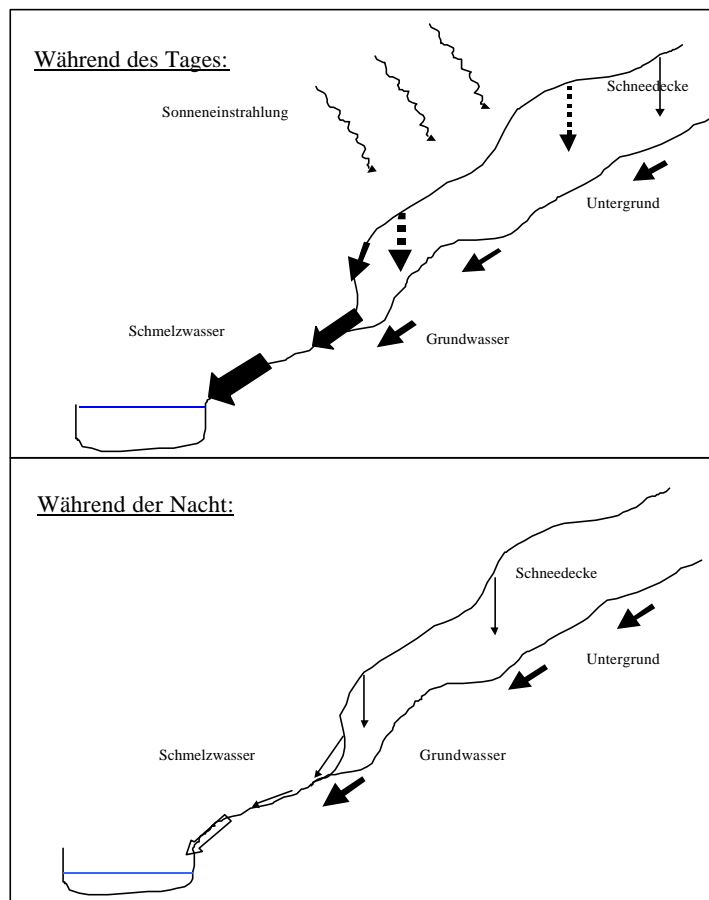


Abb. 28 Modellvorstellung der tageszeitlichen Schneeschmelze

Die chemische und $\delta^{18}\text{O}$ -Charakterisierung von Regenwässern und **Hochwasserereignissen** kann wertvolle Beiträge leisten, um innerhalb eines Hochwasserereignisses zwischen unterschiedlichen Wassertypen und Fliesswegen unterscheiden zu können.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Regenwassers variieren sowohl mit der Höhe, als auch zwischen und innerhalb einzelner Regenereignissen (siehe Abb. 18). Die Abnahme des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes innerhalb eines Niederschlagsereignisses kann durch den Mengeneffekt erklärt werden (siehe S. 3). Die leicht erhöhten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte am Ende des zweiten Regenereignisses könnten von einer neuen Regenwolke stammen.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Regenwassers im Talboden (478 m) liegen etwa 3‰ höher als diejenigen in den Bergen (2582 m). Dies kann durch den Höheneffekt erklärt werden (siehe S. 3). Die Höhendifferenz zwischen den beiden Regenstationen beträgt 2100 m, wodurch ein $\delta^{18}\text{O}$ -Gradient zwischen 0.1-0.15‰ pro 100 m errechnet werden kann. Dieser Wert liegt in der Grössenordnung, wie er auch in der Literatur beschrieben ist (siehe S. 3).

Die Einzugsgebiete der Losentse und der Salentse sind bis auf den Anteil nicht bodenbedeckter Flächen ähnlich (siehe Tab. 4 und Abb. 4). Ungefähr 30% der Fläche der

Losentse und nur etwa 10% der Fläche der Salentse bestehen aus Felsbändern, Schotterfluren oder Steilwänden (siehe Tab. 4). Dies zeigt sich auch im unterschiedlichen Abflussverhalten der beiden Seitengewässer (siehe Abb. 19): Der Abfluss der Losentse schwillt etwas früher und wesentlich stärker an und klingt schneller ab als derjenige der Salentse.

Das Einzugsgebiet der Salentse hat eine höhere Retentionswirkung. Dies ist durch den geringeren Anteil nicht bodenbedeckter Flächen zu erklären. Auch ein Vergleich der Resultate des berechneten prozentualen Regenwasseranteils zeigt, dass während beiden Hochwasserspitzen (siehe für die Losentse Tab. 8 und die Salentse Tab. 9) der Regenwasseranteil der Losentse höher ist (mittlerer Wert 28%) als derjenige der Salentse (mittlerer Wert 20%). Dies lässt den Schluss zu, dass ein erhöhter Regenwasseranteil in den Untergrund des Einzugsgebiets der Salentse infiltriert.

SiO_2 , Ca^{2+} und Mg^{2+} zeigen Konzentrationsschwankungen und verhalten sich während den Hochwasserereignissen anders als Na^+ , Cl^- und SO_4^{2-} . Die Konzentrationen von SiO_2 , Ca^{2+} und Mg^{2+} sind beim Beginn eines Hochwasserereignisses kurzfristig erhöht und nehmen danach markant ab (20-45%), bis sie allmählich wieder auf einen tieferen Wert als vor dem jeweiligen Hochwasser ansteigen (siehe Tab. 8 und 9).

Es werden vier Phasen eines Hochwasserereignisses vorgeschlagen, die nun getrennt diskutiert werden. Abbildung 29 zeigt schematisch die einzelnen Phasen.

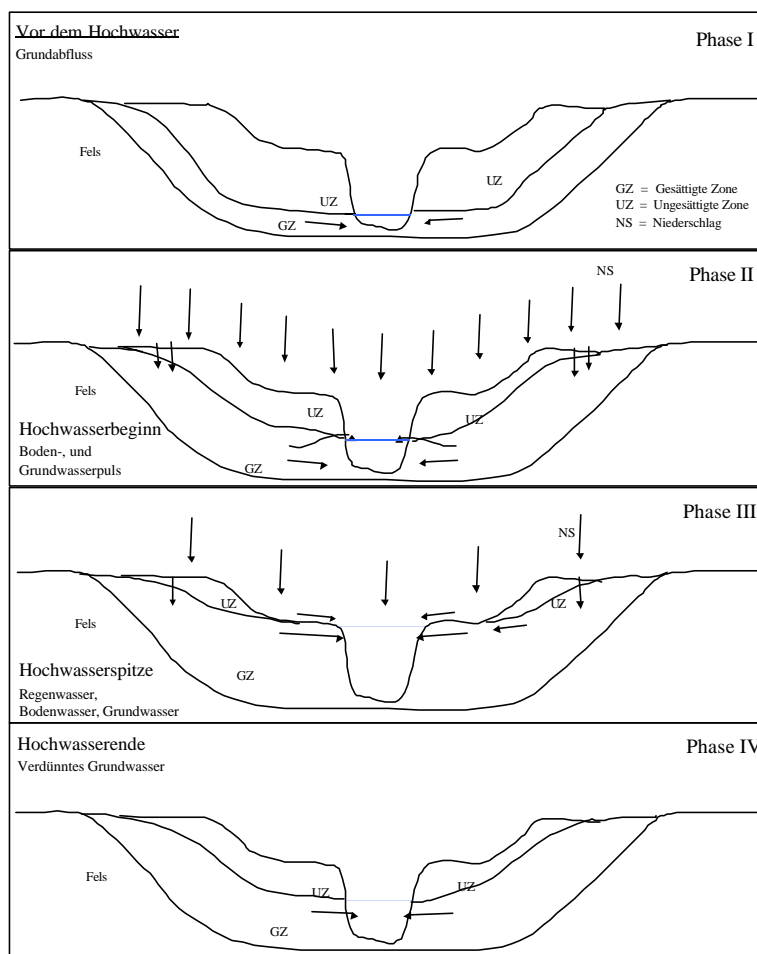


Abb. 29 Modellvorstellung der verschiedenen Phasen eines Hochwasserereignisses

Phase I Vor dem Hochwasser

Die Speisung des Oberflächenabflusses erfolgt lediglich durch den Grundabfluss (siehe S. 9).

Phase II Hochwasserbeginn

Erhöhter Grundabfluss durch zusätzlichen Eintrag von stark mineralisiertem Boden- und Grundwasser, das vor allem aus flussnahen Zonen des Untergrundes in das Oberflächengewässer exfiltriert.

Die Konzentrationserhöhung von SiO_2 könnte in Flussnähe gespeichertes Grundwasser oder das Bodenwasser einer bereits gesättigten Bodenzone sein, das durch die Regeninfiltration an den Hängen durch den Aufbau eines hydraulischen Gradienten verdrängt wird (siehe Abb. 20; Moser und Rauert 1980; Vitvar 1998).

Insbesondere zu Beginn des zweiten Hochwasserereignisses fluktuieren vor allem die Ca^{2+} , Mg^{2+} und SO_4^{2-} -Konzentrationen zwischen 10-15%. Dies kann zwei Gründe haben: Es könnte das Resultat von geographisch unterschiedlichen Beiträgen des Untergrundwassers sein oder aus der Abflusskomponente „subsurface stormflow“ stammen (siehe S. 8). Die Konzentrationsschwankungen können weder durch Anteile des „direct channel precipitation“ noch aus „direct surface runoff“ resultieren, da zu dieser Zeit die Na^+ und Cl^- Konzentrationen massiv erhöht sind (siehe Abb. 20).

Die sehr schnelle, beinahe zehnfache Konzentrationserhöhung während der Phase C, die für Na^+ und Cl^- zeitgleich stattfindet (siehe Abb. 24) kann nicht geochemischen Ursprungs sein, sondern ist vermutlich einer oder mehreren punktuellen, anthropogenen Salzquellen im Einzugsgebiet zuzuschreiben (Mündliche Mitteilung, Eduard Hoehn 2001). Vermutet werden Einträge im Zusammenhang mit der Viehwirtschaft (beispielsweise Salzung von Schafherden oder Verarbeitung von Käseerzeugnissen). Die Na^+ und Cl^- -Konzentrationen während den Phasen D-F des Hochwasserereignisses sind aber geochemischen Ursprungs.

Die leicht erhöhten Leitfähigkeitswerte zu Beginn der jeweiligen Hochwasserereignissen müssen als Summenparameter interpretiert werden. Die rückgängigen Ca^{2+} und Mg^{2+} -Konzentrationen werden durch die massive Konzentrationszunahme von Na^+ und Cl^- überlagert.

Phase III Hochwasserspitze

Stark abnehmende Konzentrationen aller Parameter durch zunehmenden Abflussbeitrag des Regenwassers.

Je nach verwendetem Parameter werden bei der Losentse zur Zeit der jeweiligen Hochwasserspitzen zwischen 11-48% Regenwasseranteil berechnet (siehe Tab. 8). Diese berechneten Anteile repräsentieren ein Maximum des Regenabflusses (Mast, Kendall et al. 1995) und stehen im Einklang mit anderen Studien, die zeigen, dass der Regenwasseranteil während der Hochwasserspitze normalerweise weniger als die Hälfte ausmacht (Sueker 1995; Kendall und McDonnell 1998).

Die höchste Konzentrationsverdünnung tritt typischerweise nicht während der Hochwasserspitze sondern kurz danach auf (siehe Abb. 22). Bedeutend sind während der höchsten Konzentrationsverdünnung möglicherweise die Abflusswege „saturated overland flow“, sowie „direct surface runoff“ (siehe S. 8).

Phase IV Hochwasserende

Allmähliche Erholung der Konzentrationen der gelösten Wasserinhaltsstoffe auf den Zustand vor dem Hochwasser.

Mit dem Abklingen der Abflusskurve erholt sich allmählich auch der Wasserchemismus wieder. Beispielsweise liegen am Ende eines Hochwasserereignisses die SiO_2 -Konzentrationen tiefer als vor dem Hochwasserereignis. Dies zeigt, dass durch die Niederschlagsereignisse ein bedeutender Anteil des Regenwassers in den Boden infiltriert ist und dadurch zumindest über mehrere Tage den Oberflächenchemismus verändern konnte. Der Wiederanstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte kann mit einem erhöhten Grundabfluss aus höheren Bereichen des Einzugsgebietes erklärt werden (Moser und Rauert 1980).

Die gemittelten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Regenwassers repräsentieren nur unzureichend den einzugsgemittelten $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt eines Regenereignisses, da die berechneten prozentualen Regenwasseranteile - im Vergleich mit anderen Parametern - zu hoch sind (siehe Tab. 8 und 9). Zu erwarten wäre, dass die $\delta^{18}\text{O}$ -Hydrographenseparationsmethode den tiefsten prozentualen Regenwasseranteil ergeben würde, da $\delta^{18}\text{O}$ ein idealer Tracer darstellt, der während des Abflussweges keinen Verwitterungsreaktionen unterliegen kann.

Voraussetzung für eine geeignete Anwendung der $\delta^{18}\text{O}$ -Methode ist, dass der höhengemittelte $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Niederschlagswassers zu jedem Zeitpunkt eines Regenereignisses bekannt ist, damit die Hydrographenseparation mit zeitlich variablem $\delta^{18}\text{O}$ -Input angewendet werden kann. Dazu ist es unabdingbar, Regenwasserproben in verschiedener Höhe und zu verschiedenen Zeitpunkten zu sammeln.

Die Methode der Zwei-Komponenten-Hydrographenseparation berücksichtigt nur zwei Wassertypen: Regenwasser und Grundwasser des Grundabflusses. Während eines Hochwasserereignisses leistet aber zumindest zeitweilig auch das Bodenwasser bedeutende Anteile zum Oberflächenabfluss. Die Entnahme von repräsentativen Boden- und Grundwasserproben zur Charakterisierung dieser Wasserkomponenten scheint jedoch wegen ihrer geographischen Heterogenität schwierig zu sein (Moldan und Cerny 1994).

Im Oberflächenabfluss verhalten sich die Chlorid- und Natrium-Konzentrationen während eines Hochwasserereignisses anders als die Silika oder die Leitfähigkeit (siehe Abb. 23). Während die Konzentrationsänderungen des Silika und der Leitfähigkeit beim zweiten Hochwasserereignis nahezu auf einer Gerade liegen, ist dies für die Silika- und Chloridkonzentrationen nicht der Fall (siehe Abb. 24). Um Aussagen über mögliche Fließwege machen zu können, müssen also mindestens zwei der vier Parameter gemessen werden (SiO_2 oder die Leitfähigkeit und Na^+ oder Cl^-).

Dank einer Kombination von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und geochemischen Indikatorparametern können Aussagen über quellzonenbezogene ($\delta^{18}\text{O}$) und fließwegbezogene (SiO_2 , Leitfähigkeit, Na^+ und Cl^-) Abflusskomponenten gemacht werden (siehe Abb. 24). Trägt man das Na^+ oder Cl^- gegen das $\delta^{18}\text{O}$ auf, ist es möglich, beim zweiten Hochwasserereignis der Losentse etwa sechs Phasen (A-F) unterscheiden zu können (siehe Abb. 24 und S. 35), die mit den vier oben vorgeschlagenen Phasen I-IV wie folgt kombiniert werden können:

Beobachtete Phasen (siehe Abb. 29)	Vor dem Hoch- wasser I	Hochwasser- beginn II	Hochwasser- spitze III	Hochwasser- ende IV
Postulierte Phasen (siehe Abb. 24)	-	A-D	E	F

Tab. 11 Losentse: Kombination der beobachteten und postulierten Phasen eines Hochwasserereignisses

In der **Phase A** steigen die Na^+ oder Cl^- -Gehalte, während der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert konstant bleibt; es muss also gespeichertes Na^+ und Cl^- reiches Bodenwasser in den Vorfluter exfiltrieren (siehe Abb. 24). Die **Phase B** zeigt die ersten Regenwasseranteile im Oberflächenabfluss. In der **Phase C** nehmen die Na^+ oder Cl^- -Konzentrationen massiv zu; es scheint, dass bedeutende Salzkonzentrationen in den Vorfluter gelangen.

Die Phasen D-F sind für Cl^- , Na^+ , SiO_2 und die Leitfähigkeit dieselben (siehe Abb. 24). Die **Phase D** könnte folgendermassen erklärt werden. Da der $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt stark zunimmt, trägt das Regenwasser bereits substantiell zum Abfluss bei. Trotzdem bleiben die SiO_2 -Konzentrationen und die Leitfähigkeit konstant. Dies könnte durch in Flussnähe gespeichertes, stark mineralisiertes Grundwasser erklärt werden, das zusätzlich zum Abfluss beiträgt. Eine Überlagerung des Regenwasseranteils und des stark mineralisierten Grundwasseranteils könnten die konstanten SiO_2 -Konzentrationen erklären. Die **Phasen E und F** entsprechen in etwa der Phase III und IV eines Hochwasserereignisses, die bereits diskutiert worden sind (siehe Abb. 24 und 29).

Für ein besseres Verständnis des Verhaltens einzelner Abflusskomponenten innerhalb eines Hochwasserereignisses genügt es also nicht, nur einen geochemischen oder wasserisotopischen Tracer zu verwenden. Es können folgende Indikatortracer für eine bessere Charakterisierung der Hochwasserereignisse der Losentse vorgeschlagen werden.

Charakterisierung	Indikatortracer
Quellzonen	$\delta^{18}\text{O}$ oder $\delta^2\text{H}$
Bodenwasser	Na^+ oder Cl^-
Grundwasser	SiO_2 oder Leitfähigkeit

Tab.12 Losentse: Vorgeschlagene natürliche Tracer zu Charakterisierung verschiedener Wasserkomponenten

Mindestens einer der beiden vorgeschlagenen Tracer ist notwendig für die Charakterisierung der Quellzonen (Regenwasser), des Bodenwassers und des Grundwassers. Häufig wird für die Quellzonencharakterisierung das $\delta^{18}\text{O}$ bzw. für die Grundwassercharakterisierung das SiO_2 verwendet (Moldan und Cerny 1994; Clark und Fritz 1997; Vitvar 1998).

6.3 Ausgewählte Wasserkraftwerke

Die im Unterwasserkanal einmalig gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte korrelieren relativ gut mit der mittleren Höhe der vier Kraftwerkeinzugsgebiete (Ardon, Mauvoisin, Chandoline und Nendaz, siehe Abb. 25). Trotzdem gibt es mindestens drei Gründe, warum die Resultate mit Vorsicht zu interpretieren sind:

1. Die Analysen stammen von einer einmalig durchgeführten Beprobung (siehe Abb. 27).
2. Die Temperaturen (und damit verbunden vielleicht auch die $d^{18}\text{O}$ -Werte) der turbinieren Wässer variieren im Tagesverlauf zum Teil erheblich. Die Temperaturen des turbinieren Wassers von Ardon und Chandoline schwanken im Tagesverlauf (ungefähr 1.5°C). Dies lässt den Schluss zu, dass das Wasser nicht Stauseewasser ist, sondern aus gefassten Seitengewässern stammen muss.

Das zwischenzeitlich turbinieren Stauseewasser der Kraftwerke Nendaz und Mauvoisin zeigt einen kurzfristigen Temperaturanstieg nach dem Anlaufen der Turbinen ($0.5-1^\circ\text{C}$). Dies kann dadurch erklärt werden, dass zu Beginn möglicherweise ein wärmeres Wasser als das Stauseewasser turbinieren wird, da die Stauseewässer (Lac de Mauvoisin und Lac de Dix) der Kraftwerke Mauvoisin und Nendaz zuerst in Fionnay (1493 m und 1486 m) zwischenturbinieren werden. Nach der Zwischenturbinieren gelangen sie jeweils in ein Ausgleichsbecken mit einer mittleren Aufenthaltszeit von 1.5-2 h (siehe Tab. 10), bevor sie in den genannten Kraftwerken endturbinieren werden.

In die Ausgleichsbecken fließt aber auch das gefasste Wasser der tieferliegenden Kraftwerkeinzugsgebiete. Während der Nacht (Nichtturbinieren) füllen sich also die zwei getrennten Ausgleichsbecken mit zwischenzeitlich gespeichertem Wasser der Seitengewässern. Beim Anlaufen der Turbinen wird dieses dann zuerst turbinieren (während den ersten 2-3 Stunden), bevor das temperaturkonstante Stauseewasser das Rhonetal erreichen kann.

Man beachte, dass in den ersten 15 bis 30 Minuten nach dem Anlaufen der Turbinen die Temperatur noch nicht ansteigt. Dies ist wahrscheinlich das in der Druckleitung und im Wasserschloss (eventuell auch Kavernen) noch übriggebliebene Stauseewasser des Vortages¹⁴.

3. Die $d^{18}\text{O}$ -Analyse bereitete während der ersten Messkampagne einige Probleme, weshalb eine Fehlerbehaftung der $d^{18}\text{O}$ -Werte nicht ausgeschlossen werden kann.

¹⁴ Für eine genauere Abklärung müsste man den Durchmesser und die Länge der Druckleitungen sowie das Volumen des Wasserschlosses kennen.

7 SCHLUSSFOLGERUNG UND AUSBLICK

Aus den Ergebnissen der vorliegenden Studie können folgende abschliessende Erkenntnisse gewonnen werden:

- Der Betrieb der zwei Speicherkraftwerke Mauvoisin und Nendaz verändert merklich die physikalische und chemische Zusammensetzung des Rhonewassers.
- Die Natur liefert uns einige geochemische und zwei nahezu ideale wasserisotopische Tracer, die uns helfen können, insbesondere bei Extremereignissen, wie Hochwasser oder Schneeschmelze, ein hydrologisches Einzugsgebiet besser verstehen zu können. Dies konnte an zwei hydrologisch unbeeinflussten Seitengewässern der Losentse und der Salentse untersucht werden:
 - Der tageszeitliche Einfluss der Schneeschmelze, sowie Auswirkungen von Sommerhochwasserereignissen konnte im Wasserchemismus und Wasserisotopengehalt nachgewiesen werden.
 - Die Hochwasserstudie zeigte deutlich, dass interessante hydrochemische Untersuchungen in den verschiedenen Seiteneinzugsgebieten der Rhone möglich sind.

Mit Hilfe von geochemischen Untersuchungen und Wasserisotopenanalysen sollten folgende Fragestellungen weiter vertieft werden:

- **Ein ausgewähltes Seitengewässer für hydrogeochemische Untersuchungen:** In einem ausgewählten Einzugsgebiet können während Extremereignissen wie Schneeschmelze oder Hochwasser Untersuchungen durchgeführt werden. Dank einer geographisch und zeitlich hochaufgelösten Beprobung des Niederschlagwassers und aller relevanten Seitenbäche wird es möglich sein, bessere Aussagen über zeitlich variierende Beiträge verschiedener Wassertypen und über Grundwasserproduktionszonen zu machen.
- **Einfluss der Kraftwerke auf das Rhonewasser:** Dank einer 24-Stunden-Beprobung des Rhoneabschnittes zwischen Sion und Branson konnte im Sommer der tageszeitlich variierende Kraftwerkseinfluss in der Wasserchemie der Rhone gezeigt werden. Diese 24-Stunden-Untersuchung sollte in den Wintermonaten nochmals durchgeführt werden, um in einem Vergleich zwischen der Sommer- und Wintersituation allfällige Unterschiede erkennen zu können. Das Schwall-Sunk Regime der Rhone ist im Winter am stärksten.
- **Sind Stauseen geschichtet?** Um den jahreszeitlichen Einfluss der Speicherkraftwerke auf den Wasserisotopengehalt des Rhonewassers beschreiben zu können, wäre es interessant, den Wasserisotopengehalt der turbinierten Wässer genau zu kennen. Die saisonalen Unterschiede im Wasserisotopengehalt der turbinierten Wässer können eventuell mit einem Vertikalprofil in den relevanten Stauseen charakterisiert werden. Es ist unbekannt, ob die Stauseen des Wallis über den Jahresverlauf dichte-stratifiziert sind oder ein miktisches Verhalten zeigen. Nach gegenwärtigem Kenntnisstand sind die Stauseen des Wallis noch nie wasserisotopisch charakterisiert worden. Das Wasser der grossen Stauseen scheint nach einer ersten Abschätzung eine mittlere

Aufenthaltszeit von ungefähr einem Jahr zu haben (Grande-Dixence, Cleuson). Es ist unklar, ob das turbinierte Wasser der Speicherkraftwerke allenfalls saisonale Wasserisotopenschwankungen aufzeigt. Dies könnte anhand von Vertikalprofilaufnahmen an ausgewählten Stauseen untersucht werden.

- **Seitengewässer und Hochwassersicherheit:** Gegenwärtig sind die meisten Seitengewässer im Talboden kanalisiert und hart verbaut. Es ist fraglich, ob die massive Verbauung der Seitengewässer notwendig ist.

Zur Sicherstellung des Hochwasserschutzes sind vor allem Abflussmengen entscheidend. Es könnten daher an allen relevanten Seitengewässern hydrometrische Untersuchungen bei Hochwasserereignissen durchgeführt werden, um Regenwasser/Abflusskurven bestimmen zu können.

Die Kombination geochemischer Analysen mit Wasserisotopenuntersuchungen ermöglicht, zusätzliche Aussagen über unterschiedliche Wasserwege und Mischwässer während Extremereignissen zu machen. Diese leisten in ihrer Kombination eventuell einen wichtigen Beitrag als Grundlage für flussbauliche Aufweitungen und Korrektionsmassnahmen im Talboden und im Mündungsgebiet.

- **Aufwertung der Mündungsgebiete der Seitengewässer:** Für dieses Vorhaben bedürfte es einer interdisziplinären Zusammenarbeit mit dem Ziel einer Klassierung aller Seitengewässer und ihren Mündungsgebieten zwischen Brig und Martigny anhand hydroelektrischen, hydrogeochemischen, ökomorphologischen, biologischen und anthropogenen Einflussgrössen.

Es sollten im Rahmen dieser Studie der Wasserkraftwerkeinfluss (Restwasser, Schwall-Sunk), die Niederschlags/Abfluss-Beziehungen (Schneesmelze, Hochwasser, auf Niederschläge schnell ansprechende oder puffernde hydrologische Einzugsgebiete, austrocknende Seitengewässer) und eine Charakterisierung der aquatischen Lebensgemeinschaft (Makrobenthos, Fische) untersucht werden. (Wertvolle Grundlagen betreffend den Fischen und der Ökomorphologie der Seitengewässer im Talboden der Rhone sind bereits in der Diplomarbeit von Stefan Küttel erarbeitet worden).

Basierend auf der Klassifizierung der Seitengewässer könnten allenfalls konkrete Projektvorschläge für Aufweitungen einzelner Seitengewässer im Talboden resultieren. Es wäre denkbar, Mündungsgebiete mit hohem ökologischem Potential ausfindig zu machen, die mit relativ wenig finanziellem Aufwand im Rahmen der dritten Rhonekorrektur aufgeweitet werden könnten.

8 DANKSAGUNG

Ganz herzlich danke ich meinen beiden Betreuern Prof. Bernhard Wehrli und Dr. Edi Hoehn für die konstruktiven Gespräche, die fachliche Unterstützung und die kritische Durchsicht meiner Arbeit.

Markus Fette gebührt eine besonderer Dank. Hilfsbereit und unermüdlich stand er mir während meiner gesamten Diplomarbeit zur Seite.

Die chemischen Analysen wären ohne die kompetente Führung und Unterstützung von Ruth Stierli und Antonin Mares nicht möglich gewesen. Ich danke herzlich.

Ich möchte mich auch sehr herzlich bei Stefan Küttel, Felix Erb und Viviane Uhlmann für die tatkräftige Mithilfe während den Messkampagnen bedanken.

Die Mitarbeit im Subprojekt "Temperaturregime der Rhone" hat Spass gemacht. Herzlich bedanken möchte ich mich bei Johnny Wüest, der mir die Verwendung der Temperaturdaten erlaubt hat.

Die EAWAG - Kastanienbaum ist ein besonderer Ort; es arbeiten viele hilfsbereite und kompetente Mitarbeiter, denen ich allen von ganzem Herzen danken möchte.

Auch danke ich herzlich Monsieur Raboud und Monsieur Costa des „Service des Forces Hydrauliques“ in Sion für die wertvollen Informationen bezüglich den Kraftwerkseinzugsgebieten. Ein besonderer Dank für die Mitarbeit gilt den Verantwortlichen der Kraftwerke Ardon, Chandoline, Nendaz und Mauvoisin; M. Blondey, M. Fournier, M. Bonvin und M. Besson.

9 LITERATURVERZEICHNIS

- Baumann, W. (2001). Die "neue" Rhone. WWF. 3/2000
- Berner, E. K. und R. A. Berner (1996). Global Environment, Water Air and Geochemical Cycles, Prentice Hall.
- Clark, I. D. und P. Fritz (1997). Environmental Isotopes in Hydrogeology. Boca Raton, CRC Press LLC, Lewis Publishers.
- Clow, W. D. und M. A. Mast (1995). Composition of precipitation, bulk deposition, and runoff at a granitic bedrock catchment in the Loch Vale watershed, Colorado, USA. International commission on snow and ice (IAHS) IAHS Publ. no. 228: 235-242.
- Fengjing, L., W. M. Williams, et al. (1995). Snow and water chemistry of a headwater alpine basin, Urumqi River, Tian Shan, China. International commission on snow and ice (IAHS) IAHS Publ.no. 228: 207-212.
- Hölting, B. (1996). Hydrogeologie - Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. Stuttgart, Enke.
- Imboden, D. (1997). Einführung in die Physik aquatischer Systeme, Vorlesungsunterlagen.
- Kanton Wallis (2000). Synthesebericht zur dritten Rhonekorrektur. Sion, Dienststelle für Strassen- und Flussbau: 47.
- Kendall, C. und J. J. McDonnell (1998). Isotope tracers in catchment hydrology. Amstrdam, Elsevier Science.
- Keppler, A. (1995). Hydrogeologische, hydrochemische und isotopehydrologische Untersuchungen an den Oberflächen- und Kluftwässern im Grimselgebiet, Schweiz. Fakultät der Geowissenschaften. München, Ludwig-Maximilians-Universität München: 141.
- Mast, M. A., C. Kendall, et al. (1995). Determination of hydrologic pathways in an alpine-subalpine basin using isotopic and chemical tracers, Loch Vale Watershed, Colorado, USA. International commission on snow and ice (IAHS) IAHS Publ. no. 228: 263-270.
- Moldan, B. und J. Cerny (1994). Biogeochemistry of small catchments. Surrey, John Wiley & Sons.
- Moser, H. und W. Rauert (1980). Isotopenmethoden in der Hydrologie. Berlin, Gebrüder Bornträger.
- Peters, N. E. und G. H. Leavesley (1995). Hydrochemical processes during snowmelt in a subalpine watershed, Colorado, USA. International commission on snow and ice (IAHS) IAHS Publ. no. 228: 313-319.
- Schotterer, U., T. Stocker, et al. (1995). Isotope im Wasserkreislauf. [gwa 9/95](#).
- Schweizer Weltatlas, (1981). Schweizer Weltatlas für die Volks- und Mittelschule. Zürich, Orell Füssli Graphische Betriebe AG.

- Seather, O. M. und P. De Caritat (1997). *Geochemical Processes, Weathering and Groundwater Recharge in Catchments*. Rotterdam, Balkema A.A.
- Sharp, M., K. S. Richards, et al. (1998). *Glacier Hydrology and Hydrochemistry. The Hydrochemistry of runoff from a cold-based glacier in the high arctic (Scott turnerbreen, Svalbard)*. R. Hodgkins, M. Tranter and J. A. Dowdeswell. Exeter, John Wiley and Sons: 51-63.
- Sigg, L. und W. Stumm (1989). *Eine Einführung in die Chemie wässriger Lösungen und natürlicher Gewässer*. Zürich, vdf Hochschulverlag ETHZ.
- Sprefico, M., et al. (1992). *Hydrologischer Atlas der Schweiz*. Bern, Landeshydrologie und -geologie.
- Sueker, J. K. (1995). *Chemical hydrograph separation during snowmelt for three headwater basins in Rocky Mountain National Park, Colorado*. International commission on snow and ice (IAHS) IAHS Publ. no. 228: 271-277.
- Vitvar, T., Ed. (1998). *Water residence times and runoff generation in a small prealpine catchment*. Zürich, Geographisches Institut der Eidgenössische Technische Hochschule Zürich.

Quellenverzeichnis:

- Bundsammt für Wasser und Geologie (BWG):
<http://www.bwg.admin.ch/service/hydrolog/d/index.htm>
- Internationales Hydrologisches Glossar (2001):
<http://www.cig.ensmp.fr/~hubert/glu/aglop.htm>
- Service des Forces Hydrauliques, (2001). *Département énergie service des forces hydrauliques*. Sion, Département énergie service des forces hydrauliques.
- SMA (2001). *Schweizerische Meteorologische Anstalt*. Zürich, Schweizerische Meteorologische Anstalt, Kundendienst Bodendaten:
<http://www.meteoschweiz.ch/de/Daten/Klimadaten/IndexKlimadaten.shtml>

10 ANHANG

10.1 Erste Messkampagne: 5.-6. Juli 2001

Rhone

Analysewerte 5./6. Juli 2001

Brücke Sion (593 350/118 450, 3-Mischprobe: rechts, mitte, links)

Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca2+ (μM)	Mg2+ (μM)	Cl- (μM)	SO42- (μM)	SiO2 (μM)	^{18}O (%)	Entnahme- ort
03:54	126.5	9.5	<10	27.9	513.5	73.4	70.8	212.4	44.4	-14.78	gemischt
06:58	131.2	9.2	<10	19.8	511.1	82.7	67.2	215.0	38.6	-14.77	gemischt
10:16	136	9.3	<10	17.5	516.0	90.7	68.3	227.2	36.6	-14.68	gemischt
13:14	129.9	9.5	<10	17.9	492.4	81.9	62.8	212.1	36.2	-14.86	gemischt
16:14	130	10.7	<10	15.8	484.3	81.9	67.9	214.0	36.1	-14.38	gemischt
19:12	131	10.9	<10	16.2	476.3	85.2	76.2	215.2	37.4	-14.72	gemischt
22:00	132.1	10.3	<10	16.2	484.8	85.2	72.9	217.8	36.0	-14.88	gemischt
00:54	129.3	10.0	<10	17.1	482.9	85.3	69.3	202.4	36.7	-14.65	gemischt
03:45	124.7	9.4	<10	16.6	468.1	73.7	70.3	198.8	36.0	-14.97	gemischt

Brücke Branson (572 700/108 100, 3 mal 3-Einzelproben rechts, mitte, links, sonst 3-Mischproben)

Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca2+ (μM)	Mg2+ (μM)	Cl- (μM)	SO42- (μM)	SiO2 (μM)	^{18}O (%)	Entnahme- ort
06:05	141	9.8	<10	16.5	528.0	93.3	70.7	257.8	36.6	-15.24	r.m.l.
09:06	145	9.4	<10	23.2	541.2	93.8	63.1	256.8	36.5	-14.87	rechts
09:15	143	9.3	<10	19.7	534.6	93.2	62.3	246.8	37.3	-14.36	mitte
09:20	139	9.2	<10	19.4	531.1	95.2	61.3	253.4	38.0	-14.89	links
12:05	144	8.7	<10	20.7	533.5	103.4	60.5	251.6	36.0	-15.01	rechts
12:07	144	8.7	<10	17.7	536.2	98.3	61.2	258.0	35.7	-14.62	mitte
12:08	143	8.7	<10	17.6	537.5	100.2	61.5	251.2	35.6	-14.47	links
14:57	137	9.3	<10	16.1	514.4	97.0	60.3	240.2	33.9	-14.59	rechts
15:00	136	8.9	<10	15.4	508.8	92.4	58.3	238.8	34.5	-14.94	mitte
15:02	136	8.9	<10	17.6	458.1	90.4	59.1	240.4	33.8	-14.15	links
18:00	135	10.3	<10	15.3	498.5	92.0	64.0	240.9	33.7	-14.55	r.m.l.
20:58	144	10.8	<10	15.9	532.5	97.3	78.4	272.8	35.1	-14.88	r.m.l.
00:06	146	11.1	<10	19.7	540.9	99.4	95.6	268.8	35.7	-15.05	r.m.l.
02:57	142	10.6	<10	15.3	528.8	94.6	74.4	260.2	35.0	-14.79	r.m.l.
05:58	139	10.0	<10	18.8	532.4	92.8	70.3	262.3	36.3	-15.06	r.m.l.

Kraftwerkseinleitungen

Analysewerte 5./6. Juli 2001

Kraftwerk Ardon (Unterwasserkanal 586 000/118 300)

Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca2+ (μM)	Mg2+ (μM)	Cl- (μM)	SO42- (μM)	SiO2 (μM)	^{18}O (%)
09:55	210	7.9	<10	<10	768.1	159.3	7.2	464.1	17.2	-13.83

Kraftwerk Chandoline (Unterwasserkanal 595 050/119 100)

Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca2+ (μM)	Mg2+ (μM)	Cl- (μM)	SO42- (μM)	SiO2 (μM)	^{18}O (%)
10:45	93.9	5.8	<10	<10	263.9	87.7	79.4	79.6	33.3	-14.85

Kraftwerk Nendaz (Unterwasserkanal 585 450/114 650)

Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca2+ (μM)	Mg2+ (μM)	Cl- (μM)	SO42- (μM)	SiO2 (μM)	^{18}O (%)
09:05	77.9	4.9	<10	<10	245.6	40.8	<5	120.7	24.8	-15.10

Kraftwerk Mauvoisin (Unterwasserkanal 582 150/111 900)

Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca2+ (μM)	Mg2+ (μM)	Cl- (μM)	SO42- (μM)	SiO2 (μM)	^{18}O (%)
11:35	97.6	4.8	<10	<10	307.4	61.7	6.2	161.5	24.1	-15.40

Seitengewässer und Kanäle

Analysewerte 5./6. Juli 2001

La Printse (Mündung 590 950/117 750)

Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca ²⁺ (μM)	Mg ²⁺ (μM)	Cl- (μM)	SO ₄ ²⁻ (μM)	SiO ₂ (μM)	¹⁸ O (‰)
4:05	229	11.8	<10	<10	737.4	291.2	79.4	427.3	52.0	-14.31
6:39	231	11.5	<10	<10	766.2	291.4	77.4	451.3	50.5	-14.42
10:25	233	12.0	<10	<10	747.4	300.1	76.3	491.6	51.2	-14.16
14:25	238	13.5	<10	<10	770.4	305.8	80.7	464.9	54.5	-14.39
16:24	242	15.1	<10	<10	787.0	313.0	82.5	466.5	53.2	-14.33
19:04	242	15.0	<10	<10	794.4	311.4	79.0	469.9	52.8	-14.28
22:09	234	13.8	<10	<10	760.9	315.4	75.1	453.7	51.3	-14.00
1:01	232	13.1	<10	<10	755.0	296.9	77.2	447.7	51.1	-13.98
3:54	233	12.1	<10	<10	754.5	302.3	75.3	442.9	51.3	-14.03

La Morge (Mündung 589 950/117 550)

Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca ²⁺ (μM)	Mg ²⁺ (μM)	Cl- (μM)	SO ₄ ²⁻ (μM)	SiO ₂ (μM)	¹⁸ O (‰)
3:40	144	9.7	<10	<10	597.6	96.5	14.5	107.5	17.8	-13.31
6:30	150	9.6	<10	<10	625.8	101.8	26.6	102.3	18.8	-13.54
9:56	159	10.5	<10	<10	625.9	99.8	27.3	113.9	20.5	-13.60
13:55	171	12.4	<10	<10	651.2	108.9	33.4	136.6	22.6	-13.53
16:00	176	14.8	<10	<10	723.1	126.1	35.5	143.2	24.1	-13.58
18:58	147	13.4	<10	<10	541.5	102.3	15.7	100.7	18.4	-13.88
21:45	168	12.6	<10	<10	681.8	119.9	19.0	126.9	22.6	-13.57
0:45	142	10.9	<10	<10	587.9	88.8	8.4	141.9	16.4	-13.84
3:32	143	10.0	<10	<10	571.9	88.4	14.4	89.6	17.1	-13.82

La Lizerne (Mündung 587 950/116 400)

Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca ²⁺ (μM)	Mg ²⁺ (μM)	Cl- (μM)	SO ₄ ²⁻ (μM)	SiO ₂ (μM)	¹⁸ O (‰)
4:20	215	7.7	<10	<10	784.5	195.4	<5	442.1	17.3	-13.40
7:21	212	7.6	<10	<10	772.6	189.2	<5	426.8	17.4	-13.31
10:39	207	8.4	<10	<10	765.8	184.5	<5	422.0	18.4	-13.24
13:39	210	9.2	<10	<10	782.1	189.8	<5	427.8	17.9	-13.45
16:27	212	10.1	<10	<10	773.4	192.3	<5	438.1	18.1	-13.23
19:31	198	9.5	<10	<10	728.1	174.0	<5	382.7	17.1	-13.27
22:22	222	9.1	<10	<10	821.7	204.5	<5	489.5	17.9	-13.27
1:16	213	8.5	<10	<10	793.9	197.9	<5	457.2	17.4	-13.34
4:05	215	8.3	<10	<10	796.7	199.8	<5	451.4	17.3	-13.49

La Fare (Mündung 583 850/113 950)

Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca ²⁺ (μM)	Mg ²⁺ (μM)	Cl- (μM)	SO ₄ ²⁻ (μM)	SiO ₂ (μM)	¹⁸ O (‰)
5:11	418	11.5	<10	<10	1'414.3	373.2	112.4	1'274.9	59.6	-13.66
8:07	424	12.0	<10	<10	1'657.5	426.4	114.3	1'300.9	63.2	-13.94
11:18	428	12.8	<10	<10	1'692.3	438.8	117.6	1'299.7	60.6	-13.98
14:22	427	15.1	<10	<10	1'496.9	396.1	121.2	1'299.8	61.7	-13.94
17:15	435	15.6	<10	<10	1'613.5	401.6	119.7	1'359.4	62.3	-14.03
20:16	438	14.6	<10	<10	1'727.5	442.1	123.2	1'380.3	63.9	-13.99
23:05	435	13.4	<10	<10	1'714.7	443.0	118.1	1'368.1	62.1	-13.86
2:00	430	12.5	<10	<10	1'692.7	442.6	114.4	1'347.8	61.2	-14.01
4:45	429	11.8	<10	<10	1'685.8	439.1	116.8	1'322.0	61.3	-13.83

Seitengewässer und Kanäle

Analysewerte 5./6. Juli 2001

La Losentse (Mündung 583 400/114 150)

Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca2+ (μM)	Mg2+ (μM)	Cl- (μM)	SO42- (μM)	SiO2 (μM)	^{18}O (‰)
5:20	257	13.2	<10	<10	955.3	221.9	50.1	415.0	35.5	-12.69
8:14	261	13.5	<10	<10	962.1	227.1	50.7	428.9	35.8	-12.82
11:26	261	15.9	<10	<10	974.4	230.9	54.3	436.9	36.0	-12.70
13:29	260	20.0	<10	<10	912.0	218.2	51.6	438.5	35.5	-12.80
17:21	244	20.2	<10	<10	906.6	217.5	47.0	413.5	35.1	-12.59
20:27	233	17.3	<10	<10	868.7	198.6	35.7	354.0	33.5	-12.60
23:12	239	15.5	<10	<10	893.9	203.7	43.6	366.2	33.7	-12.75
2:06	247	14.6	<10	<10	927.0	210.2	44.4	389.1	36.0	-12.81
4:50	256	13.7	<10	<10	953.6	225.2	69.6	409.2	34.9	-12.91

Canal de Ceinture/ Le Grand Canal (Mündung 581 650/113 750)

Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca2+ (μM)	Mg2+ (μM)	Cl- (μM)	SO42- (μM)	SiO2 (μM)	^{18}O (‰)
5:00	675	12.9	433.7	48.7	2,308.1	787.0	450.6	2,146.3	89.3	-14.09
11:57	686	13.2	409.5	36.2	2,432.5	841.8	469.7	2,227.8	87.4	-13.93
16:58	682	15.2	435.5	36.3	2,323.2	808.3	463.4	2,175.8	90.5	-14.06
22:47	684	14.1	376.9	32.9	2,289.6	771.6	441.2	2,109.6	87.0	-13.84
6:23	679	12.7	587.7	51.8	2,253.6	763.6	434.8	2,163.7	81.2	-13.94

La Salentse (Mündung 581 600/113 750)

Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca2+ (μM)	Mg2+ (μM)	Cl- (μM)	SO42- (μM)	SiO2 (μM)	^{18}O (‰)
6:40	260	11.4	<10	<10	1,122.0	193.2	57.3	431.5	34.2	-13.50
11:02	270	12.1	<10	<10	1,150.7	212.2	61.4	474.7	36.2	-13.38
13:55	266	13.9	<10	<10	1,124.6	203.6	65.1	465.8	37.4	-13.46
17:02	259	14.3	<10	<10	1,076.4	188.4	59.2	429.7	36.3	-13.38
19:54	250	14.1	<10	<10	1,040.1	179.8	50.5	386.5	34.7	-13.25
22:42	251	13.2	<10	<10	1,050.3	186.6	55.7	418.8	33.1	-13.17
1:50	253	12.1	<10	<10	1,068.4	188.7	56.4	428.5	33.7	-13.29
6:26	258	11.3	<10	<10	1,073.6	189.5	58.8	440.7	34.7	-13.41

La Sarvaz (mündet in Canal de Fully, Pumpstation 578 100/111 100)

Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca2+ (μM)	Mg2+ (μM)	Cl- (μM)	SO42- (μM)	SiO2 (μM)	^{18}O (‰)
5:29	252	8.6	<10	<10	888.9	184.9	75.1	437.8	29.3	-13.80
11:34	246	9.8	<10	<10	906.8	184.4	77.2	409.1	29.7	-13.77
17:30	254	11	<10	<10	926.2	192.2	86.4	458.9	29.8	-13.84
23:25	263	9	<10	<10	992.0	205.8	84.1	454.1	30.2	-13.87
5:18	255	8.5	<10	<10	892.9	180.3	85.1	410.7	27.7	-13.85

10.2 Zweite Messkampagne: 7.-10. August 2001

La Losentse (Mündung 583 400/114 150)

Analysewerte 7.-10. August 2001

Datum (d-m-y)	Zeit (00:00)	Abfluss (m ³ /sec)	Leitfähigkeit (μ S/cm,20°C)	Temperatur (°C)	Na+ (μ M)	K+ (μ M)	Ca2+ (μ M)	Mg2+ (μ M)	Cl- (μ M)	SO42- (μ M)	SiO2 (μ M)	¹⁸ O (‰)
7-Aug-01	19:48	-	312	-	54.5	<10	1'206.2	384.7	40.5	912.4	49.8	-11.96
8-Aug-01	10:35	0.12	315	15.2	87.5	<10	1'275.7	344.8	67.8	826.3	49.9	-11.65
	11:08	0.34	328	15.1	89.6	<10	1'251.2	406.4	n.g.	1'063.7	52.4	-11.65
	12:35	0.87	295	15.0	20.8	<10	1'082.4	291.9	42.3	736.1	33.2	-9.12
	14:05	1.18	272	15.6	13.2	<10	1'124.7	301.9	58.9	877.9	27.0	-9.21
	15:50	0.63	260	15.8	<10	<10	1'067.9	272.3	36.4	742.7	34.6	-9.45
	16:52	0.45	263	15.8	14.8	<10	1'050.8	278.4	36.0	744.1	35.3	-10.04
	17:48	0.34	270	16.2	18.9	<10	1'079.6	304.0	38.0	767.4	37.6	-10.35
	18:49	0.21	278	16.4	22.2	<10	1'067.6	304.2	31.1	705.4	37.3	-10.78
	21:02	0.13	290	15.4	31.2	<10	1'099.5	328.0	35.1	753.0	43.8	-11.27
9-Aug-01	06:48	0.07	311	14.2	45.2	<10	1'172.5	358.0	39.2	803.4	47.9	-12.28
	11:42	0.03	310	16.1	48.3	<10	1'177.2	370.5	38.5	841.0	48.5	-12.17
	14:39	0.03	313	15.8	53.0	<10	1'198.3	372.6	39.1	842.8	48.0	-12.30
	15:04	0.05	307	15.9	53.4	<10	1'238.6	353.2	43.0	815.2	48.2	-11.98
	15:46	0.05	310	16.0	82.5	<10	1'229.1	355.9	70.2	832.6	45.6	-11.97
	16:24	0.06	312	15.9	93.2	<10	1'340.9	355.7	81.6	811.6	45.7	-12.03
	17:05	0.07	311	15.6	77.6	<10	1'305.9	361.1	67.1	754.1	48.2	-11.35
	17:22	0.09	310	15.6	76.6	<10	1'300.6	362.6	62.0	783.2	47.6	-11.52
	17:36	0.11	309	15.4	68.8	<10	1'272.6	347.6	63.4	773.5	47.6	-11.34
	18:10	0.15	307	15.6	117.9	<10	1'225.2	324.8	108.9	760.0	47.1	-10.85
	18:36	0.16	306	15.3	75.6	<10	1'247.1	346.4	68.0	769.8	47.0	-11.27
	19:03	0.44	307	15.0	60.8	<10	1'211.6	353.3	52.6	810.0	47.8	-11.51
	19:28	0.52	316	14.9	54.9	<10	1'235.5	387.6	43.7	950.1	48.2	-10.95
	19:55	0.57	283	14.8	40.8	<10	1'151.7	327.1	50.5	758.7	37.9	-10.27
	20:21	0.62	280	14.8	36.7	<10	1'132.5	311.8	43.7	784.4	38.2	-10.31
	21:06	0.68	277	14.6	26.3	<10	1'256.0	317.3	36.6	730.6	37.5	-10.55
	22:25	2.98	248	14.4	<10	<10	1'098.2	255.0	27.4	710.6	31.8	-10.40
	23:18	1.75	238	13.0	<10	<10	1'024.0	236.0	24.2	612.0	28.3	-10.73
10-Aug-01	00:27	0.94	241	13.2	<10	<10	988.1	235.0	29.5	574.0	29.5	-10.96
	02:47	0.83	249	13.5	<10	<10	1'007.7	250.5	24.4	596.0	30.6	-11.37
	06:11	0.42	265	13.0	<10	<10	1'039.3	273.4	25.3	639.5	35.5	-11.35
	08:12	0.25	276	13.0	19.5	<10	1'065.2	285.9	34.4	659.0	37.3	-11.49
	11:33	0.15	283	15.4	32.0	<10	1'086.1	316.9	41.9	697.6	40.3	-11.70
	18:45	0.06	284	-	42.4	<10	1'248.5	318.4	48.0	748.3	41.3	-11.66

La Salentse (Mündung 581 600/113 750)

Analysewerte 7.-10. August 2001

Datum (d-m-y)	Zeit (00:00)	Abfluss (m ³ /sec)	Leitfähigkeit (μ S/cm,20°C)	Temperatur (°C)	Na+ (μ M)	K+ (μ M)	Ca2+ (μ M)	Mg2+ (μ M)	Cl- (μ M)	SO42- (μ M)	SiO2 (μ M)	¹⁸ O (‰)
7-Aug-01	19:58	-	376	-	43.8	<10	1655.1	369.5	104.4	680.0	51.0	-12.51
8-Aug-01	11:38	0.24	360	13.0	52.8	<10	1384.05	292.3	102.4	588.4	50.3	-11.72
	12:53	0.31	359	13.7	59.2	<10	1416.89	299.0	101.3	620.4	47.7	-11.26
	14:24	0.35	328	14.0	54.9	<10	1272.75	255.2	101.8	524.3	47.3	-11.19
	15:28	0.27	328	13.4	-	-	-	-	-	-	-	-
	17:08	0.18	334	13.6	48.9	<10	1340.33	283.3	103.4	559.7	44.7	-11.66
	18:05	0.18	338	13.6	30.9	<10	1294.55	283.2	103.8	572.0	45.1	-11.94
	19:39	0.19	339	13.2	28.3	<10	1312.22	279.6	103.8	555.9	45.8	-12.18
	22:08	0.16	350	12.8	31.5	<10	1339.39	280.9	104.3	580.7	49.4	-12.30
	06:33	0.15	344	12.4	21.6	<10	1340.36	287.2	104.7	564.7	47.5	-12.47
9-Aug-01	13:28	0.14	362	13.0	25.4	<10	1404.7	316.4	104.6	621.3	50.3	-12.60
	18:51	0.17	342	13.1	64.4	<10	1280.78	267.2	102.2	542.8	52.1	-11.75
	19:38	0.14	343	13.1	45.1	<10	1302.97	271.3	102.9	552.5	48.7	-11.78
	20:49	0.29	341	13.3	42.9	<10	1306.01	278.6	103.1	546.8	49.8	-12.14
	21:14	0.36	331	13.4	49.3	<10	1248.56	258.2	102.0	513.9	51.8	-11.75
	22:50	1.64	288	13.4	45.9	<10	1099.42	194.4	102.8	387.3	45.1	-11.90
	23:35	0.97	280	13.2	32.7	<10	1094.7	185.1	103.5	372.9	42.8	-12.06
10-Aug-01	03:08	0.42	294	12.4	28.2	<10	1152.12	204.5	104.4	376.8	41.4	-12.13
	06:27	0.42	298	11.9	<10	<10	1179.9	206.5	105.2	382.9	41.3	-12.38
	08:33	0.38	294	11.7	<10	<10	1157.14	204.5	105.6	353.9	40.7	-12.34
	11:45	0.35	295	13.4	<10	<10	1171.6	211.7	105.5	380.5	42.0	-12.33
	19:08	0.28	307	-	<10	<10	1207.24	215.8	105.4	403.1	43.3	-12.45

Niederschlag Talboden 478m (583 350/114 150)

Analysewerte 7.-10. August 2001

Datum (d-m-y)	Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca2+ (μM)	Mg2+ (μM)	Cl- (μM)	SO42- (μM)	SiO2 (μM)	^{18}O (‰)
8-Aug-01	10:30	38	-	<10	<10	75.0	<10	9.6	<7	3.5	-4.00
	12:30	23	-	<10	<10	37.4	<10	5.2	<7	2.3	-5.38
9-Aug-01	15:00	20	-	<10	<10	<10	<10	<5	<7	1.9	-4.54
	17:00	15	-	<10	<10	<10	<10	<5	<7	1.5	-5.28
	21:00	8	-	<10	<10	<10	<10	<5	<7	<1	-8.55
10-Aug-01	00:00	19	-	<10	<10	<10	<10	<5	<7	1.3	-8.22

Niederschlag SAC Rampert 2582m (576 500/119 950)

Analysewerte 7.-10. August 2001

Datum (d-m-y)	Zeit (00:00)	Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}, 20^\circ\text{C}$)	Temperatur ($^\circ\text{C}$)	Na+ (μM)	K+ (μM)	Ca2+ (μM)	Mg2+ (μM)	Cl- (μM)	SO42- (μM)	SiO2 (μM)	^{18}O (‰)
8-Aug-01	morgen	15	-	<10	<10	<10	<10	<5	<7	1.2	-7.99
	mittag	13	-	<10	<10	<10	<10	<5	<7	1.2	-8.39
9-Aug-01	ganztags	15	-	<10	<10	<10	<10	<5	<7	1.1	-8.88