

QUARTÄR- UND HYDROGEOLOGIE IN DER VAL LASCHADURA (GR)

Diplomarbeit

der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Bern

vorgelegt von

Marcel Clausen

von
Brig (VS)

2001

Leiter der Arbeit:

Prof. Dr. Christian Schlüchter
Geologisches Institut,
Universität Bern



Fuorcla Stragliavita

VORWORT

Diese Diplomarbeit entstand auf Anregung und unter der Leitung von Prof. Dr. Christian Schlüchter. Mit der Wahl dieses Diplomthemas habe ich mich für eine sehr praxisbezogene Diplomarbeit entschieden. Dies betrifft sowohl den fachlichen Inhalt der Arbeit als auch den Einsatz zeitgerechter Software. Als ich mich im Frühling 1999 für eine der vier Diplomarbeiten im Nationalpark entschied, war für mich klar, dass ich eine Quartärkartierung in alpinem Gelände durchführen wollte. Dieser Entscheidung habe ich es zu verdanken, dass ich in den Genuss der einzigartigen Schönheit und geologischen Vielfalt der Val Laschadura kommen durfte.

Bei der Diplomarbeit konnte ich auf die freundliche Unterstützung folgender Personen zählen, bei denen ich mich herzlich bedanken möchte und ohne deren großzügige Unterstützung diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

Für die Betreuung und die sehr hilfreichen Feldbesuche möchte ich Prof. Dr. Christian Schlüchter danken. Er ließ mir bei der Gestaltung und beim Aufbau dieser Arbeit großen Spielraum und hatte immer ein offenes Ohr für meine Ideen und Vorschläge.

Der Wissenschaftlichen Nationalparkkommission (WNPK) sei gedankt für ihre logistische und finanzielle Unterstützung sowie für die schöne Unterkunft im Laborhaus il Fuorn. Allen voran seien hier Mario Negri und Flurin Filli erwähnt. Ebenfalls danken möchte ich dem Zernezener Gemeindepräsident Dr. Casper Buchli für die Unterstützung und das Verständnis.

PD. Dr. William Shotyk möchte ich für die Hilfeleistungen bei geochemischen Problemen aller Art danken. Fiona Roos sei ebenfalls gedankt für die Instruktionen am Ionenchromatographen.

Beim Aufbau des GIS standen mir Dr. Britta Allgöwer und Ruedi Haller vom GIS-SNP hilfreich zur Seite. Freundliche Unterstützung bei GIS Problemen aller Art wurde mir ebenfalls von Hubert Gerhardinger geboten.

Herzlicher Dank gebührt auch Prof. Ivan Mercolli und Philipp Hunziker für die kompetente Beratung bei der Dünnschliffanalyse.

Meinen Terrainnachbarn Reto Trachsel, Eric Pointner und Lukas Inderbitzin möchte ich für die unterhaltsamen Abende und kulinarischen Höhenflüge im Labor il Fuorn danken.

Allen Mitgliedern der „Vereinigung freier Forscher Zi. 28“ möchte ich für die fachlichen Anregungen und zahlreichen Bemerkungen danken.

Folgende Personen haben mir in irgendeiner Form die Studienzeit verschönert und damit am Gelingen dieser Arbeit beigetragen: Claudia Giacobelli, Willy Guntern, Lauwiner Max, Henzen Michel, Laurentin Steidle, Martin Schmid, Roger Guntern, Fabian Anthamatten, Daniel Bumann, Didier Jossen, Daniel Schmid, Thomas und Michel Wyden, die Mitglieder vom Jassclub „Train Extreme Jassing“ und „alli fam Adler“.

Der allergrößte Dank gebührt meinen Grosseltern und Eltern die mir dieses Studium durch ihre finanzielle Unterstützung überhaupt erst ermöglichten.

ZUSAMMENFASSUNG

Ein wesentliches Ziel der vorliegenden Arbeit war das Erstellen einer detaillierten **geologischen Karte** im Maßstab 1:5000 der Val Laschadura. Die dafür notwendige Feldbegehung wurde in den Sommern 1999/2000 durchgeführt. Bei der Kartierung wurde das Schwergewicht vor allem auf eine korrekte Aufnahme der Lockergesteine gesetzt. Dabei hat sich die Unterteilung in glaziale, periglaziale, fluviale und gravitative Formen und Bildungen bewährt. Auch das Festgestein wurde sorgfältig kartiert, anhand von Dünnschliffen analysiert und in die Karte aufgenommen. Im Rahmen dieser Kartierung konnten einige neue Erkenntnisse über die geologischen Einzelheiten der Val Laschadura gewonnen werden. Es ließ sich unter anderem feststellen, dass sich entlang der Engadiner Linie junge, postglaziale Bewegungen ereigneten, welche die Moränenbedeckung versetzten. Bei der Kartierung des Kessels von Nuna hat sich außerdem gezeigt, dass die heutige Morphologie des Kessels in mindestens drei Phasen entstanden ist. Die bereits vorhandenen geologischen Karten der Region konnten somit, vor allem in bezug auf das Lockergestein, an einigen Orten ergänzt und korrigiert werden. Die klassisch angefertigte geologische Karte wurde mit ArcView später digitalisiert und dadurch „GIS-tauglich“ gemacht. Die bei der Kartierung aufgenommenen Daten lassen sich dadurch je nach Verwendungszweck unterschiedlich darstellen. Die ausgedruckte geologische und die hydrogeologische Karte sind insofern „nur“ ein den Bedürfnissen angepasstes Abbild aller aufgenommenen Informationen.

Ein weiterer Bestandteil dieser Arbeit war die **hydrogeologische Untersuchung** der Val Laschadura in Form von Quellmessungen. Dafür wurden rund 25 Quellen ausgesucht und in vier Messreihen zwischen Oktober 1999 und September 2000 beprobt und gemessen. Am Quellaustritt wurden Schüttung, Temperatur, Leitfähigkeit, pH und Karbonathärte gemessen. Die Wasserproben wurden dann am Ionenchromatographen weiter untersucht. Dabei wurden die Konzentrationen der wichtigsten Anionen und Kationen bestimmt. Die gesammelten, ortsbezogenen Daten wurden dann in eine Datenbank (Access 2000) aufgenommen und konnten mit ArcView visualisiert werden. Auf diese Weise entstanden die thematischen Karten im Anhang und zwei Quellberichte. Während der erste Quellbericht anhand von Diagrammen den zeitlichen Gang der Messwerte illustriert, zeigt ein zweiter Quellbericht im Anhang die numerischen Resultate der Messungen. Mit Hilfe der beiden Quellberichte und der thematischen Karten konnten die Quellen typifiziert und in Gruppen gegliedert werden. Bei der Interpretation der Messwerte wurde versucht, die chemischen und physikalischen Eigenschaften der Quellwässer in einen Zusammenhang mit der ungefähren geologischen Zusammensetzung des Einzugsgebietes zu bringen. Zudem wurde versucht mögliche Abweichungen der Quellwässer mit natürlichen oder menschlichen Ursachen zu erklären.

Im Rahmen dieser Arbeit war es ein stetes Anliegen die verfügbare Software optimal einzusetzen. Dies konnte anhand eines GIS verwirklicht werden. In diesem speziellen Fall besteht das GIS aus der Verknüpfung von ArcView und Access. Mit Access wurden die ortsbezogenen Daten verwaltet und archiviert und mit ArcView visualisiert. Zur optischen Verschönerung der Visualisierung wurde ausserdem ein digitales Höhenmodell der kartierten Fläche erstellt. Anschliessend konnten die zweidimensionalen Kartierdaten und Messergebnisse zur räumlichen Betrachtung auf das 3D-Modell gelegt werden.

INHALTSVERZEICHNIS

VORWORT	I
ZUSAMMENFASSUNG	II
INHALTSVERZEICHNIS.....	III
1. EINLEITUNG	1
1.1. GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK	1
1.2. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK.....	2
2. ALLGEMEINES ZUM OSTALPIN	3
2.1. ENTWICKLUNG DES OSTALPINEN RAUMES.....	3
2.2. TEKTONIK DER OBEROSTALPINEN DECKEN	5
2.3. DIE ENGADINER LINIE	7
2.4. PHASEN DER ALPINEN GEBIRGSBILDUNG IM OSTALPIN	8
3. GEOLOGISCHE KARTIERUNG.....	10
3.1. EINLEITUNG	10
3.2. LITHOLOGIEN	11
3.2.1. Die Sedimente der S-Charl Decke	11
Raiblerschichten (Carnian).....	12
Hauptdolomit (Norian)	15
Kössen-formation (Rhätian).....	16
3.2.2. Die Gesteine der Silvretta Decke	18
Allgemein.....	18
Orthogneise.....	18
Paragneise	20
Amphibolite	21
3.3. DÜNNSCHLIFFBESCHREIBUNG.....	22
3.3.1. Einleitung.....	22
3.3.2. Dünnschliffe von Erratikern.....	23
3.3.3. Dünnschliffe von Anstehendem	29
3.4. QUARTÄRBEDECKUNG.....	33
3.4.1. Einleitung.....	33
3.4.2. Glaziale und periglaziale Formen und Bildungen.....	34
Überblick	34
Glaziale Formen und Ablagerungen	35

Periglaziale Formen und Bildungen.....	44
3.4.3. Gravitative und fluviale Formen und Bildungen	51
Überblick	51
Gravitative Formen und Bildungen.....	52
Fluviale Formen und Bildungen	54
3.5. POSTGLAZIALE BEWEGUNGEN AN DER ENGADINER LINIE	57
4. HYDROGEOLOGIE.....	61
4.1. EINLEITUNG	61
4.2. QUELLMESSUNGEN	62
4.2.1. Feldmessungen.....	62
Karbonat- und Gesamthärte.....	62
Schüttung.....	62
pH, Temperatur und elektrische Leitfähigkeit.....	63
4.2.2. Laborarbeiten	64
Ionenchromatographie.....	64
Berechnung der HCO ₃ ⁻ Konzentration	65
4.3. MORPHOLOGISCHE, PHYSIKALISCHE UND CHEMISCHE PARAMETER	66
4.3.1. Einleitung.....	66
4.3.2. Morphologische Parameter	66
4.3.3. Physikalische Parameter.....	68
4.3.4. Chemische Parameter	72
Einleitung	72
Gelöste Bestandteile	74
4.4. QUELLBERICHT	83
5. ANHANG.....	134
5.1. KURZÜBERSICHT.....	134
5.2. NIEDERSCHLAGSDATEN	135
5.3. THEMATISCHE KARTEN.....	137
5.4. NUMERISCHE RESULTATE DER QUELLMESSUNGEN	157
5.5. GEOGRAPHISCHE DATEN DER QUELLEN.....	182
5.6. GEOGRAPHISCHE DATEN DER ERRATIKER.....	183
5.7. CD-ROM	184
5.7.1. Inhalt	184
5.7.2. Cdrom:\Bilder\>	184
5.7.3. Cdrom:\ArcView\>	188
Cdrom:\ArcView\Karte\>.....	188
Cdrom:\ArcView\3D\>	190
Cdrom:\ArcView\Georefbilder\>	190
5.7.4. Cdrom:\Arbeit\>	190
6. ABBILDUNGS- UND LITERATURVERZEICHNIS	191
6.1. ABBILDUNGSVERZEICHNIS.....	191
6.2. LITERATURVERZEICHNIS	192

1. EINLEITUNG

1.1. GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK

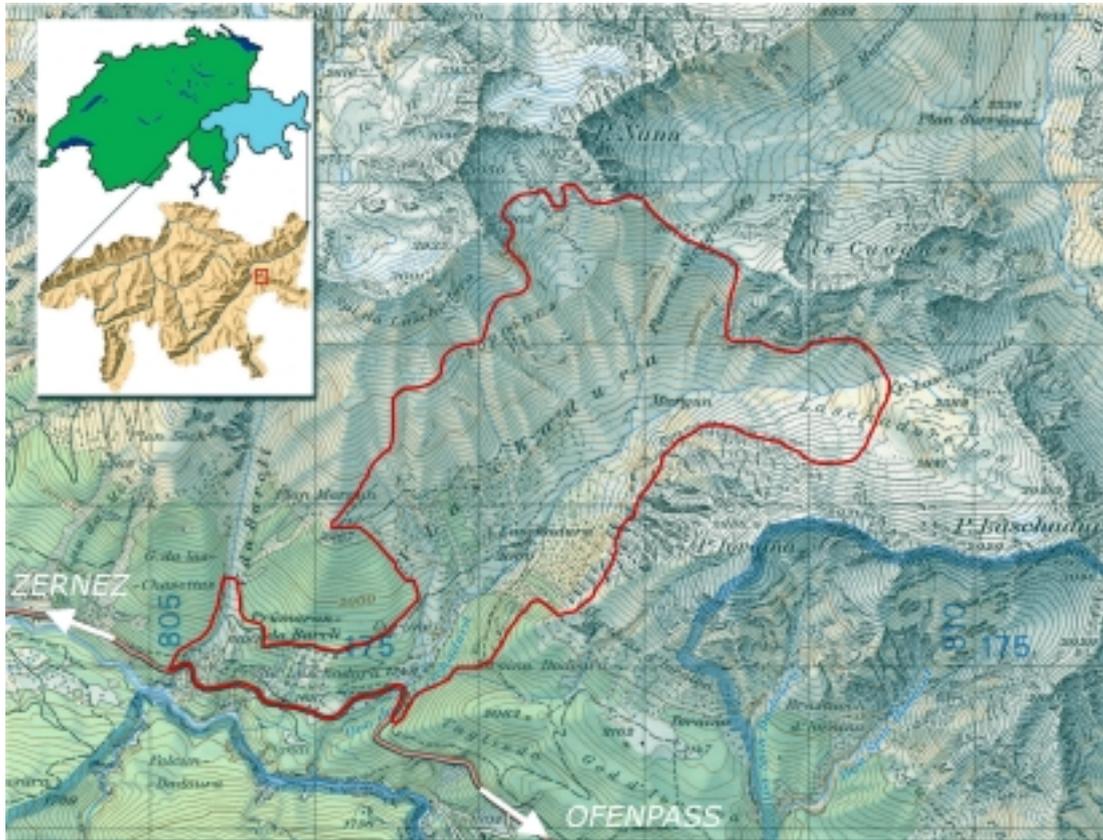


Abb. 1-1: Geographischer Überblick (Quelle: Blatt 1218 ZERNEZ der Landestopographie)

Die Val Laschadura befindet sich etwa 4 km östlich von Zernez im Unterengadin. Das Tal wird entwässert durch die Ova Laschadura, welche unterhalb der Ofenpassstrasse in den Spöl mündet. Die Alp Laschadura im Zentrum des Tals erreicht man mühelos mit dem Wagen über eine Schotterstrasse oder zu Fuß über einen der gut ausgebauten Wanderwege. Die kartierte Fläche umfasst ca. 5 km² und eine maximale Höhendifferenz von 1200 müM.. Der höchste Punkt befindet sich am südöstlichen Bergrücken des Piz Nuna und liegt auf 1830 müM.. Der tiefste Punkt liegt am Südwestrand des Kartiergebietes bei der Ofenpassstrasse auf 1618 müM.. Die Ofenpassstrasse führt von Zernez nach Müstair und bildet die südliche Grenze des Kartiergebietes. Der Grossteil der kartierten Fläche befindet sich jedoch in der nördlichen Talflanke die von der Spi da Laschadura hinunterzieht. Dieser Bergkamm grenzt die Seenplatte von Macun gegen Süden hin zum kartierten Gebiet ab. Im Osten wird das bearbeitete Gebiet durch eine Steilstufe vor der Hochebene Laschadurellas begrenzt. Südlich der Laschadurella bildet die Linie P. Laschadurella – P. Ivrainia die Grenze zum Schweizerischen Nationalpark. Die steilen Felswände dieser Gipfel bilden die südliche Grenze des kartierten Gebietes. Die Val Laschadura wird alpwirtschaftlich genutzt und ist für Wanderer frei zugänglich. Die Landschaft kann sich allerdings in jeder Hinsicht mit jener im Parkgebiet messen.

1.2. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Die Val Laschadura befindet sich im Bereich der oberostalpinen Decken (->Kapitel 2.2 Seite 5). Diese wurden bereits relativ früh in der alpinen Gebirgsbildung zusammen mit dem Unterostalpin über die penninischen Decken geschoben. Die oberostalpinen Decken bestehen aus Sediment- und Kristallineinheiten. Aufgrund ihrer hohen Lage im Deckenstapel wurden sie alpin relativ schwach deformiert und metamorph überprägt. Dabei konzentrierte sich die tektonische Beanspruchung auf die weichen Sedimenteinheiten während die Grundgebirgsblöcke schwach deformiert wurden. In den Kristallindecken sind daher meist noch alte Grundgebirgsstrukturen zu erkennen. Aber auch die Sedimenteinheiten zeigen vielerorts noch die ehemaligen Ablagerungsgefüge.

Im kartierten Gebiet treffen wir auf Vertreter beider Typen (siehe tektonische Übersicht Seite 6). Im nördlichen Teil des Kartiergebietes sind die Gesteine des **Silvrettakristallins** anstehend. Diese große Grundgebirgseinheit besteht aus Misch- oder Paragneisen, Orthogneisen und Amphiboliten.

Der südliche Teil des Arbeitsgebietes wird durch die Sedimente des **S-Charl Unter- und Oberbaus** aufgebaut. Der S-Charl Unterbau besteht vorwiegend aus Gesteinen der Raibler Formation (Carnian). Dies sind gelblich anwitternde Dolomite mit Zwischenlagen aus Tonschiefern und Dolomitmergeln. Die Raiblerformation tritt ebenfalls im S-Charl Oberbau auf. Das mächtigste Glied des Oberbaus ist der norische Hauptdolomit. Diese Einheit besteht aus grauen, mittel- bis dickbankigen Dolomiten und erreicht eine Mächtigkeit von 1500 bis 2000 Metern. Die dritte kartierbare Einheit ist die Kössen-Formation (Rhätian). Sie besteht aus Kalkbänken mit Zwischenlagen aus Schiefertönen.

Die Engadiner Dolomiten im südlichen Teil werden vom Kristallin der Silvrettadecke im nördlichen Teil durch die **Engadiner Linie** getrennt. Dieses wichtige tektonische Lineament lässt sich vom Bergell bis nach Nauders, am Ostrand des Engadiner Fensters, verfolgen. Die Linie folgt vom Bergell bis nach Zernez dem Verlauf des Inntals – oder umgekehrt. Bei Zernez streicht diese Störungszone jedoch geradeaus weiter und zieht entlang der nördlichen Talflanke durch die Val Laschadura während das Inntal nach Norden abbiegt. Die Engadiner Linie zeigt sich im bearbeiteten Gebiet als eine leicht nach Süden einfallende, sehr steil stehende Störungszone.

2. ALLGEMEINES ZUM OSTALPIN

2.1. ENTWICKLUNG DES OSTALPINEN RAUMES

Die mesozoischen Sedimente der ostalpinen Decken bildeten einst die Bedeckung des afrikanischen Kontinentalrands. Sie sind aufgrund ihrer hohen Lage im alpinen Deckenstapel alpin kaum metamorph überprägt worden. Daher sind die ursprünglichen sedimentologischen Strukturen und stratigraphischen Beziehungen hier noch besonders gut beschreibbar. Die Entwicklung des ostalpinen Raumes kann demzufolge relativ genau rekonstruiert werden.

Bereits im spätesten Paläozoikum begann der durch die variszische Gebirgsbildung angelegte Großkontinent Pangäa zu zerfallen. Im oberen Perm und in der frühen Trias drang die Paläotethys (Panthalassa) von Osten her in den heutigen Mittelmeerraum vor. Es entstand ein riesiges epikontinentales Flachmeer. Die Ablagerungsbedingungen in der unteren und mittleren Trias waren sehr einheitlich und führten über die ganze Fläche dieses Meeres kaum zu Differenzierungen.

In mittleren Trias begann sich die subsidierende Plattform durch die Anlegung von N-S verlaufenden Brüchen, zu segmentieren. Dadurch entstand eine submarine Landschaft von Schwellen und Becken mit beträchtlichem Relief. In den tiefen Becken wurden pelagische Sedimente abgelagert und stellenweise submarine Basalte gefördert. Aufgrund von fehlenden Ophiolitserien wird die Bildung dieser Becken als abortierte Riftingphase gedeutet.

Erst ab der oberen Trias lässt sich der Ablagerungsraum in eine karpathische, germanische und alpine Faziesregion unterteilen. Die germanische und karpathische Obertrias lagen nördlich der Briançonnais Schwelle. Die Schwelle selber war als Hochzone kontinentalen Bedingungen ausgesetzt. Südlich davon lag der Bereich der alpinen Trias zu welchem auch der Ablagerungsraum der ostalpinen Sedimente zählt.

Während der oberen Trias herrschten seichtmarine Bedingungen, trotzdem erfolgte eine rasche und beträchtliche Subsidenz. Auf der absinkenden Plattform lagerte sich der bis zu 2000 m mächtige Hauptdolomit ab. Die stabile Subsidenz wurde jedoch von mehreren Schüben unterbrochen die das baldige Einsetzen einer Riftingphase ankündigten. Stellenweise hielten die seichtmarinen Bedingungen trotzdem bis ins Hettangian (unterster Lias) an.

Während dem Lias begann die vormals stabile Karbonatplattform zu zerbrechen. Ähnlich wie in der Mitteltrias wurde die submarine Landschaft in Schwellen und Becken gegliedert. Die paläogeographische Rekonstruktion ergibt eine von Osten nach Westen fortschreitende Fragmentierung des Kontinentalrandes. Dabei wurde eine Schar von Nord-Süd verlaufenden Brüchen angelegt. An den submarinen Steilhängen wurden im Lias mächtige Breckzienabfolgen geschüttet. Im Unterostalpin sind dies die Bardella und Saluver Breckzien, im Oberostalpin die Alv und Lischana Breckzien. Das Auftreten von Kristallinkomponenten als Lithoklasten in den Breckzien deutet auf ein beträchtliches Relief. Die gesamte bis anhin abgelagerte Sedimentbedeckung wurde bis auf ihre kristalline Grundlage aberodiert. In den Becken lagerten sich Kalke und mergelige Schiefer ab – die Allgäu Schichten (siehe Abbild 2-1).

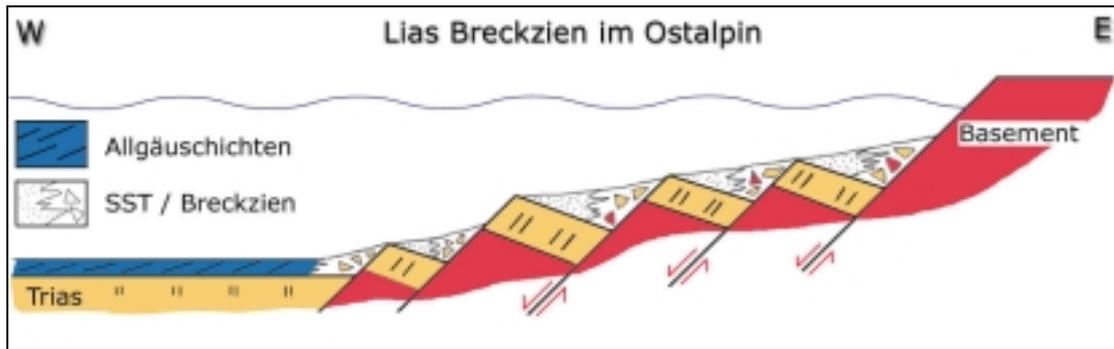


Abb. 2-1: Liasbreckzien im Ostalpin

Als sich im Dogger der südliche Atlantik zu öffnen begann, führte dies im Mittelmeerraum zu transtensiven Bewegungen und damit zur Öffnung des Piemontesischen Trogs. Das ehemals einheitliche Flachmeer wurde zu einem Ozean mit unterschiedlichen Ablagerungsräumen. Im Piemontbecken, südlich der Briançonnais Schwelle, wurde durch das Rifting ozeanische Kruste gebildet. Ob dies im Walliser Trog nördlich der Schwelle auch der Fall war, ist nicht ganz klar. Die Paläogeographische Lage gegen Ende des Doggers dürfte ungefähr so ausgesehen haben :

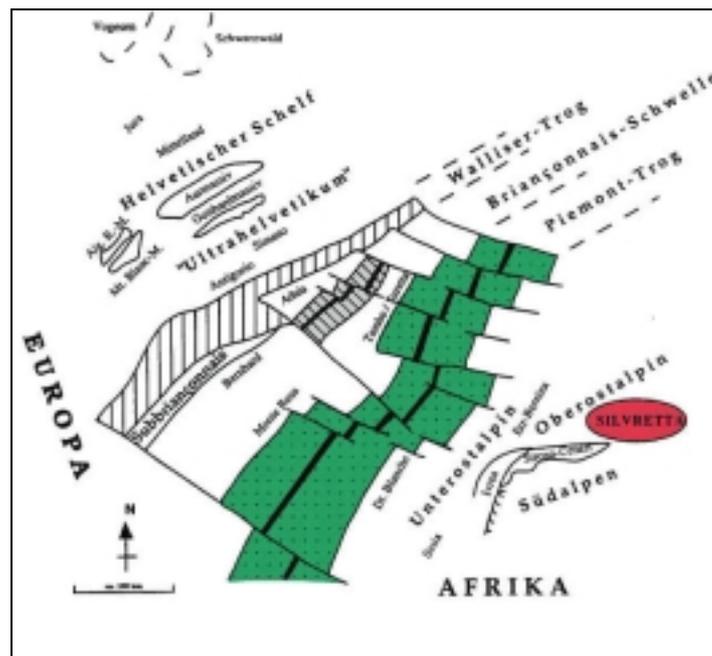


Abb. 2-2: Paläogeographische Lage im Dogger (LABHART 1992)

Im ostalpinen Sedimentationsraum herrschten im Dogger und im Malm Tiefseebedingungen vor. Radiolarite und Aptychenkalke sind typische Sedimente dieser Zeit. In der unteren Kreide verlagerte sich das Spreading auf den zentralen und nördlichen Teil des künftigen Atlantiks. Die Bewegungen im Mittelmeerraum wurden dadurch umgekehrt. Im Bereich der Tethys führte dies zu kompressiven Bewegungen, wodurch sich die Tethys allmählich zu schließen begann. Die Schließung erfolgte durch eine von Westen nach Osten einfallende Subduktionszone. An dieser Subduktionszone wurde die ozeanische Kruste der Tethys vollständig subduziert.

Im ostalpinen Raum dauerte die Sedimentation bis in die untere Kreide an. Gegen Ende der unteren Kreide wurde das Ostalpin bereits von der Einengung erfasst und die ersten Decken wurden angelegt (siehe Kapitel 2.4)

2.2. TEKTONIK DER OBEROSTALPINEN DECKEN

Das Ostalpin hat seinen Namen von den Ostalpen erhalten wo es im deutsch-österreichischen Raum eine riesige Fläche bedeckt. Von Österreich her reicht diese riesige Deckenmasse bis ins Engadin hinein.

Während der alpinen Gebirgsbildung wurden die ostalpinen Decken relativ früh auf und über das Penninikum geschoben. Wie heute noch einige Klippen (Dent Blanche Decke) beweisen, bedeckte es einst den gesamten Deckenstapel im alpinen Raum. Bereits im Tertiär begann der Abtrag der höchsten Einheiten des jungen Gebirges. Dies beweisen Gerölle des ostalpinen Bernina-Granits in der Nagelfluh.

Aufgrund von faziellen Unterschieden und der heutigen tektonischen Lage lässt sich das Ostalpin in Unter- und Oberostalpin unterteilen. Die unterostalpinen Decken liegen entweder als Kristallindecken mit autochtoner Sedimentbedeckung oder nur als abgescherte Sedimentdecken auf dem Penninikum. Sie bestehen aus einer komplizierten Abfolge kleinerer Kristallindecken mit Sedimentzonen als Deckenscheider. Während die Sedimente stark deformiert wurden, blieben in den Kristallinspänen alte Grundgebirgsstrukturen gut erhalten.

Im Gegensatz dazu blieben in den oberostalpinen Decken große zusammenhängende Grundgebirgsdecken wie die Ötztal- oder die Silvrettadecke erhalten. Auch die Sedimente der oberostalpinen Decken wurden weniger stark deformiert bilden große zusammenhängende Komplexe wie die Kalkalpen oder die Engadiner Dolomiten. Die unterostalpinen Decken wurden von Osten nach Westen von den oberostalpinen Decken überfahren.

Wie aus der Abbildung 2-3 hervorgeht, wird das Unterengadin mit wenigen Ausnahmen von oberostalpinen Decken aufgebaut. Südöstlich der Engadiner Linie wird die Basis der oberostalpinen Decken vom Kristallin der Landguard-Campo Decke gebildet. Der Grossteil der übrigen Fläche wird von den Engadiner Dolomiten aufgebaut. Mit den Engadiner Dolomiten sind die oberostalpinen Sedimentdecken im Unterengadin gemeint. Sie werden aufgebaut durch die Ortler- und die Quattervalsdecke im Südwesten sowie durch die S-Charl Decke im Nordosten. Als zwei kleinere Schuppen sind noch das Terza- und das Umbrail-Chavalatsch-Element zu nennen.

Die Ortlerdecke enthält eine mehr oder weniger normal liegende, trotzdem nur lokal vollständige Abfolge vom Kristallin bis zur Chavals-Formation (Kreide). Die Quattervalsdecke bildet eine in sich stark verschuppte Serie vorwiegend aus Gesteinen der Hauptdolomitgruppe. Das Terza-Element kommt auf der Quattervalsdecke zu liegen und besteht aus einem relativ intakten Schichtpaket das von der Raibler- bis zur Kössen-Formation reicht. Der Aufbau des S-Charl Unter- und Oberbaus wird im Kapitel 3 näher beschrieben. Das Sesvennakristallin im östlichen Teil der Engadiner Dolomiten steht unzweifelhaft in stratigraphischem Kontakt mit dem S-Charl Unterbau und bildet somit dessen Unterlage (Trümpy 1997). Von Osten her werden die Engadiner Dolomiten vom Kristallin der Ötztaldecke überfahren. Von der Ötztaldecke kennt man keine autochtonen Sedimente. Die Sedimente des Jaggl werden als Fenster gedeutet und der S-Charl Decke zugeordnet. Die Silvrettadecke nordöstlich der Engadiner Linie trägt nur noch an ihrem auskeilenden Westrand in der Ducan- und Landwasser-Zone mesozoische Sedimente (FURRER 1993).

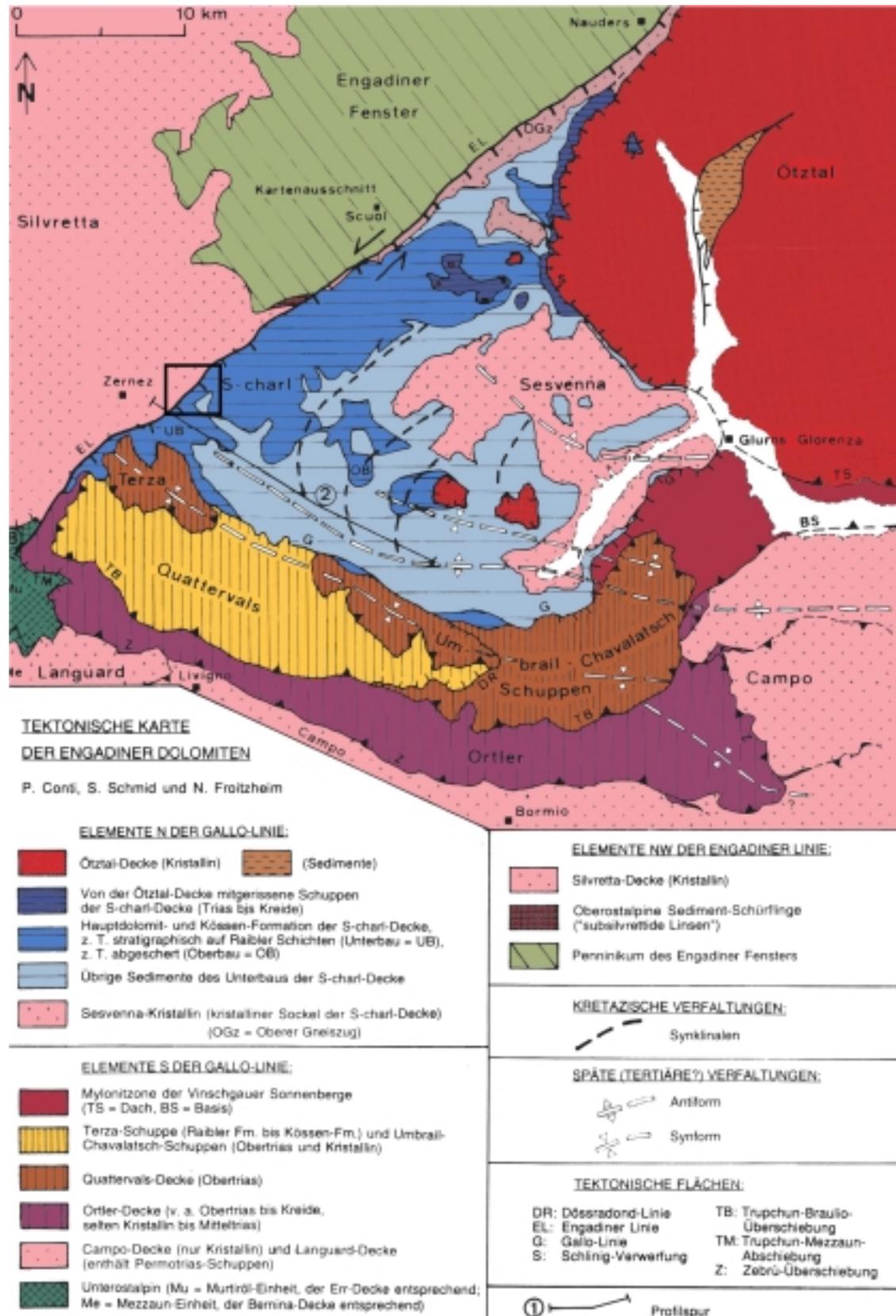


Abb. 2-3: Tektonische Übersicht der oberostalpinen Decken aus den „Erläuterungen zur geologischen Karte 1:5000 des Schweizerischen Nationalparks“

2.3. DIE ENGADINER LINIE

Die riesige Masse des Silvrettakristallins wird von den südlich angrenzenden Engadiner Dolomiten durch die Engadiner Linie getrennt. Diese wichtige tektonische Linie erstreckt sich von der Bergeller Intrusion bis zum Engadiner Fenster über eine Länge von über 80 km. Vom Bergell bis nach Zernez folgt die Linie dem Verlauf des heutigen Inntals (oder umgekehrt). Bei Zernez biegt das Inntal nordwärts ab. Die Engadiner Linie streicht geradeaus weiter durch die Val Laschadura und über die Fuorcla Stragliavita.

Es ist bemerkenswert, dass die Linie nicht etwa dem Verlauf des Talgrunds folgt, sondern entlang der nördlichen Talflanke quert.

Die Bewegungen an der Engadiner Linie lassen sich mit folgender Abbildung illustrieren:

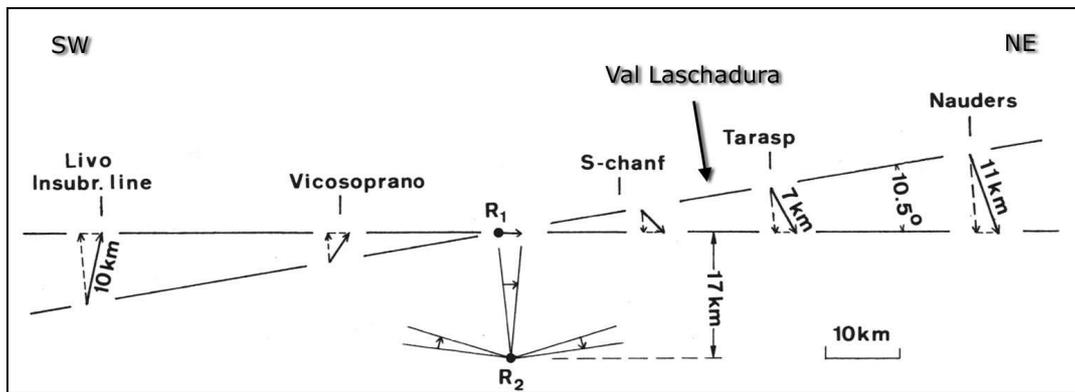


Abb. 2-4: Engadiner Linie (SCHMID, FROITZHEIM 1993)

Dieses Modell postuliert eine Rotationsbewegung um einen gemeinsamen Rotationspunkt in etwa 17 km Tiefe zwischen St. Moritz und Samedan. Lässt man den nordwestlichen Block im Gegenuhrzeigersinn rotieren, erhält man exakt die an der Oberfläche beobachteten Versätze. So hob sich im Gebiet der Val Laschadura der nordwestliche Block um ca. 5 km verbunden mit einem sinistralen Versatz. Der laterale Versatz im Unterengadin beträgt bis zu 20 km (Froitzheim, Schmid 1993).

Eine genaue Beschreibung der Bewegungen an der Engadiner Linie ist vor allem für die Korrelation der Decken über die Linie hinweg wichtig. Macht man die Bewegungen an der Engadiner Linie rückgängig so kommt das Silvrettakristallin auf dieselbe Höhe zu liegen wie das Landguard-Campo Kristallin. Somit kam durch die Bewegungen an der Engadiner Linie die Grundgebirgseinheit der Silvrettadecke auf dasselbe tektonische Niveau zu liegen wie seine eigene mesozoische Bedeckung.

Dieses große ostalpine Krustensegment wurde während der Dehnungstektonik in der späten Kreide durch N-S Brüche segmentiert. Im Oligozän vor ca. 30 Ma wurden diese Segmente durch die Bewegungen an der Engadiner Linie zerteilt (Froitzheim, Schmid). Gute Aufschlussverhältnisse entlang der Engadiner Linie gibt es nur in der Val Laschadura und im Bergell.

Im bearbeiteten Gebiet lässt sich die Linie über mehrere 100 m exakt auskartieren. Sie zieht durch die nördliche Talflanke und verschwindet über die Fuorcla Stragliavita aus dem Kartenbild. Die Engadiner Linie zeigt sich in der Val Laschadura als eine leicht nach Süden einfallende, sehr steil stehende Störungszone. Sie wird meist begleitet von Kakirit-Zonen (durch Spröddeformation geschwächtes Gestein) oder durch kleine Sümpfchen auf der Quartärbedeckung. Es ist nicht auszuschließen dass die Störfläche durch postglaziale Tektonik wiederbelebt wurde (Kapitel 3.4).

2.4. PHASEN DER ALPINEN GEBIRGSBILDUNG IM OSTALPIN

(Aus den „Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50000 des SNP“)

Die Anlegung der Decken und damit die Gebirgsbildung selber lief in mehreren Phasen ab. Die Überlagerung dieser einzelnen Ereignisse erzeugt das heutige komplizierte Bild des ostalpinen Deckenbaus. Die strukturellen Spuren der einzelnen Phasen wurden von jeder darauffolgenden Phase überprägt und teilweise sogar verwischt. Nach S. Schmid, P. Conti und N. Frotzheim lässt sich die Gebirgsbildung im ostalpinen Raum in folgende Phasen gliedern.

Gebirgsbildende Phasen im Ostalpin			
Alter	Periode	Epoche	Gebirgsphase
0.01	Quartär	Holozän	postkollisionale Phase
2	Neogen	Pleistozän	
5.1		Pliozän	
24.6		Miozän	
38		Oligozän	
54.9	Paläogen	Eozän	Blaisun (35 - ??)
65		Paläozän	
97.5	Kreide	Oberkreide	Ducan Ela (65 - 80)
		Unterkreide	Trupchun (80-100)
144			

Abb. 2-5: Die Phasen der alpinen Gebirgsbildung im ostalpinen Raum

Während der mittleren Kreidezeit begann mit der **Trupchun-Phase** das erste gebirgsbildende Ereignis – die Schließung der Tethys und die erste Anlegung von Decken. In vorwiegend WNW vergenteten Bewegungen wurden einzelne individuelle Decken innerhalb des Ostalpins übereinander geschoben. In dieser Phase wurden die Engadiner Dolomiten vom Kristallin der Ötztaldecke überfahren. Ebenso wurden die ostalpinen Decken als Ganzes über die südpenninischen Ophiolite des Malenco, der Platta Decke und der Aroser Zone überschoben.

Kompressive Bewegungen führten in der mittleren Kreidezeit zu einer Verdickung der Kruste. In der darauffolgenden **Ducan-Ela-Phase** kam es zum gravitativen Kollaps der überdickten Kruste. Es herrschten E-W vergente Dehnungsbewegungen vor. Im bereits angelegten ostalpinen Deckenstapel kam es entlang von N-S verlaufenden Brüchen zu mehreren Abschiebungen.

Während der **Blaisun-Phase** wurde der gesamte Deckenstapel aus südpenninischen Ophioliten sowie unter- und oberostalpinen Decken nach Norden über die penninischen Bündnerschiefer überschoben. Der Überschiebungsbetrag beläuft sich auf ca. . 75 km.

Die **vierte und letzte Phase** ist sehr komplex und trägt im Graubünden mehrere Namen. Während dieser postkollisionalen Phase herrschten N-S bis NW-SE gerichtete, einengende Bewegungen vor. An der Insubrischen Linie kam es zur Rücküberschiebung und damit zur Anlegung des südvergenten Deckenbaus der Südalpen. Ebenfalls mit dieser Phase zu verbinden ist die Steilstellung der Wurzelzone sowie die Intrusion des Bergeller Plutons und die Bewegungen an der Engadiner Linie.

3. GEOLOGISCHE KARTIERUNG

3.1. EINLEITUNG

Ein wichtiger Teil dieser Diplomarbeit bildet zweifellos die geologische Kartierung. Während den Sommern 1999 und 2000 entstand die geologische Karte im Maßstab 1:5000 der Val Laschadura. Als Grundlage diente eine vergrößerte, topographische Karte des Vermessungs- und Meliorationsamtes in Chur. Die fachliche Starthilfe lieferte die geologische Karte des schweizerischen Nationalparks im Maßstab 1:50000 (DÖSSEGER, 1987).

Bei der Kartierung wurde vor allem Wert auf die korrekte Aufnahme der Lockergesteine gelegt. Auch das Festgestein wurde mit Sorgfalt aufgenommen. Vor allem die nördliche Talflanke besteht zu einem großen Teil aus aufgeschlossenem Fels. Die hier anzutreffenden Gesteine der Silvretta Decke wurden dementsprechend genau kartiert und anhand von Dünnschliffen mikroskopisch beschrieben. Bei den triadischen Gesteinen der südlichen Talflanke war eine genaue Auskartierung schwieriger.

In den tieferen Lagen des Kartiergebiets wird ein Grossteil der Fläche von dichtem Wald bedeckt. Hier sind Aufschlüsse eher selten und die Methodik gleicht jener einer Mittellandkartierung. In höheren Lagen wird der dichte Wald ersetzt durch nicht weniger dichte und mühsam zu begehende Legföhrenbestände. Hier ist ein Vorwärtskommen meist nur an Wildwechsellern möglich. Oft war hier nur eine Fernkartierung vom Gegenhang aus möglich. Vor allem die südliche Talflanke musste zu großen Teilen auf diese Weise kartiert werden. Oberhalb der Waldgrenze bieten sich jedoch ideale Kartierverhältnisse. Sowohl das Locker- als auch das Festgestein kann hier an zahlreichen Aufschlüssen direkt aufgenommen werden.

Die fertige geologische Karte weist an einigen Stellen Unterschiede gegenüber der geologischen Karte des schweizerischen Nationalparks auf. Der Hauptgrund für diese Differenzen ist sicher der Kartiermaßstab. Es ist gut möglich dass bei der Zusammenfassung und bei der Verkleinerung der Karte einige wichtige Details der Auflösung zum Opfer gefallen sind.

Ein weiterer Grund sind die persönlichen Ansichten. Jede geologische Karte besteht aus Beobachtungen und Interpretationen. Letzteres lässt sich nicht Verallgemeinern und ist häufig ein Grund für Unterschiede in den Kartierungen.

Im Folgenden werden die wichtigsten Elemente der Kartenlegende besprochen.

3.2. LITHOLOGIEN

3.2.1. DIE SEDIMENTE DER S-CHARL DECKE

Im bearbeiteten Gebiet wird die gesamte südliche Talflanke von der S-Charldecke aufgebaut. Diese lässt sich unterteilen in S-Charl Oberbau und S-Charl Unterbau :

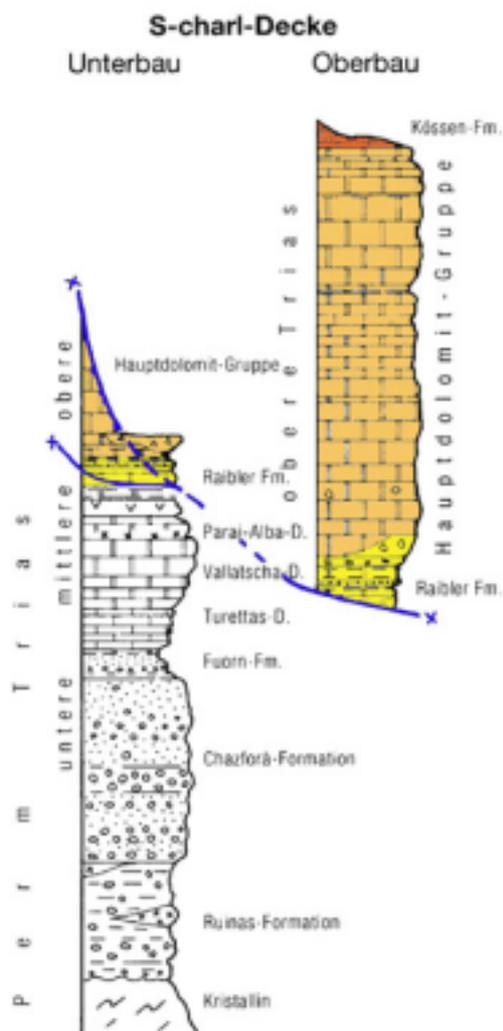


Abb. 3-1: Stratigraphie der S-Charl Decke
(Erläuterungen zur geologischen Karte 1:5000 des schweizerischen Nationalparks , nachbearbeitet)

Die Stratigraphie der S-Charldecke reicht vom Sesvennakristallin bis zur Chazfora-Formation (mittlere Kreide). In der Val Laschadura sind jedoch nur die in Abb. 3-1 angefarbten Lithologien des Ober- und Unterbaus anzutreffen. Die Trennung des Unterbaus vom Oberbau erfolgt meist entlang der inkompetenten Raiblerschichten (Carnian). Stellenweise weicht die Überschiebungsbahn jedoch hinauf in den Hauptdolomit aus. So kommt auch im Unterbau mancherorts Hauptdolomit vor.

Die Lithologien der S-Charl Decke wurden bereits von mehreren Autoren detailliert behandelt. Dieses Kapitel soll daher nur die wichtigsten Merkmale zusammenfassen.

Als Quellen dienten die Arbeiten von DÖSSEGER (1982), FRANK (1986), FURRER (1993) und TRÜMPY (1972).

RAIBLERSCHICHTEN (CARNIAN)

„Die 200 bis 300 m mächtige Raibler Formation besteht aus einem von weitem hellgelb bis hellgrau erscheinenden Komplex von wechsellagernden Dolomiten, Tonschiefern, sedimentären Breccien, Rauhwacken, Evaporiten, tuffitischen Sandsteinen und basaltischen Laven.“ (DÖSSEGGER 1982)

Die Raiblerschichten werden stratigraphisch verknüpft mit dem Carnian, der untersten Stufe der oberen Trias.

Im Carnian wechselten aride Phasen (Rauhwacken) mit eher niederschlagsreichen Phasen (Tonschiefer) ab. Mancherorts schalten sich Alkalibasalte ein. Dieser relativ frühe Vulkanismus in der Trias zeugt von einer interkontinentalen Riftsituation (FRANK 1986).

Die Raibler Dolomite lassen sich vom Hauptdolomit durch die leicht gelbliche Anwitterungsfarbe unterscheiden.



Abb. 3-2: Großfalte in der südlichen Talflanke unterhalb des Piz Ivrainia (Raiblerschichten im Kern)

Im Kern dieser Großfalte erhält man Einblick in die meisten Lithologien der Raiblerformation. So finden sich hier unter anderem auch Breccien und Tonschiefer. Meistens war die Unterscheidung von Hauptdolomit und Raiblerschichten allerdings nicht sehr einfach.

Die folgenden Bilder wurden in dieser Umbiegung aufgenommen.



Abb. 3-3: Sedimentäre Breccien der Raibler Formation bei (808148/176330)

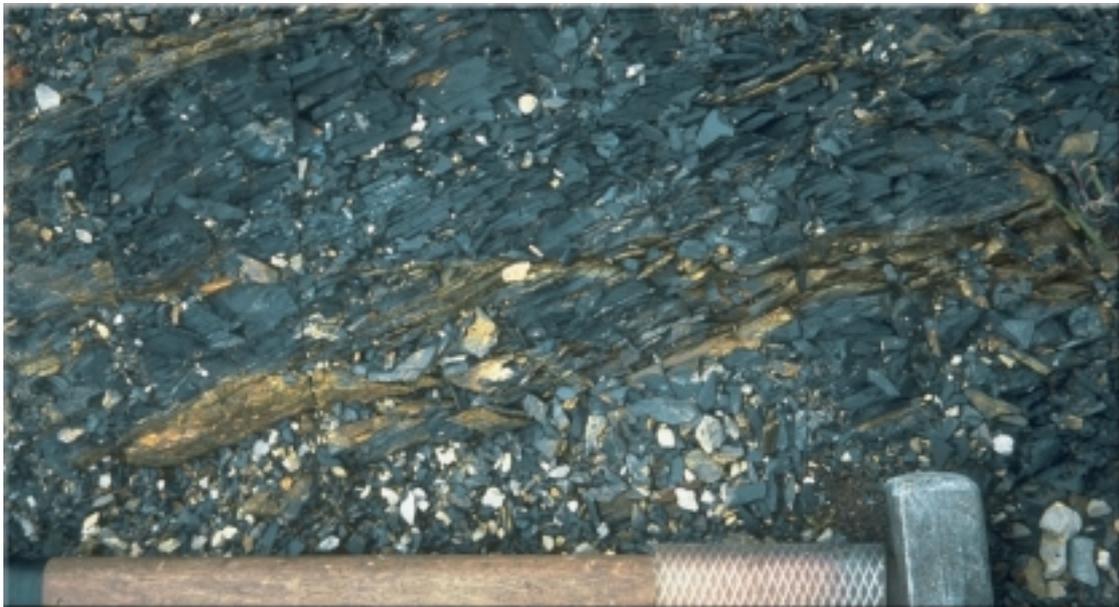


Abb. 3-4: Tonschiefer der Raibler Formation bei (808148/176330)

Am weitesten verbreitet sind jedoch die dünnbankigen gelblich anwitternden Dolomite.

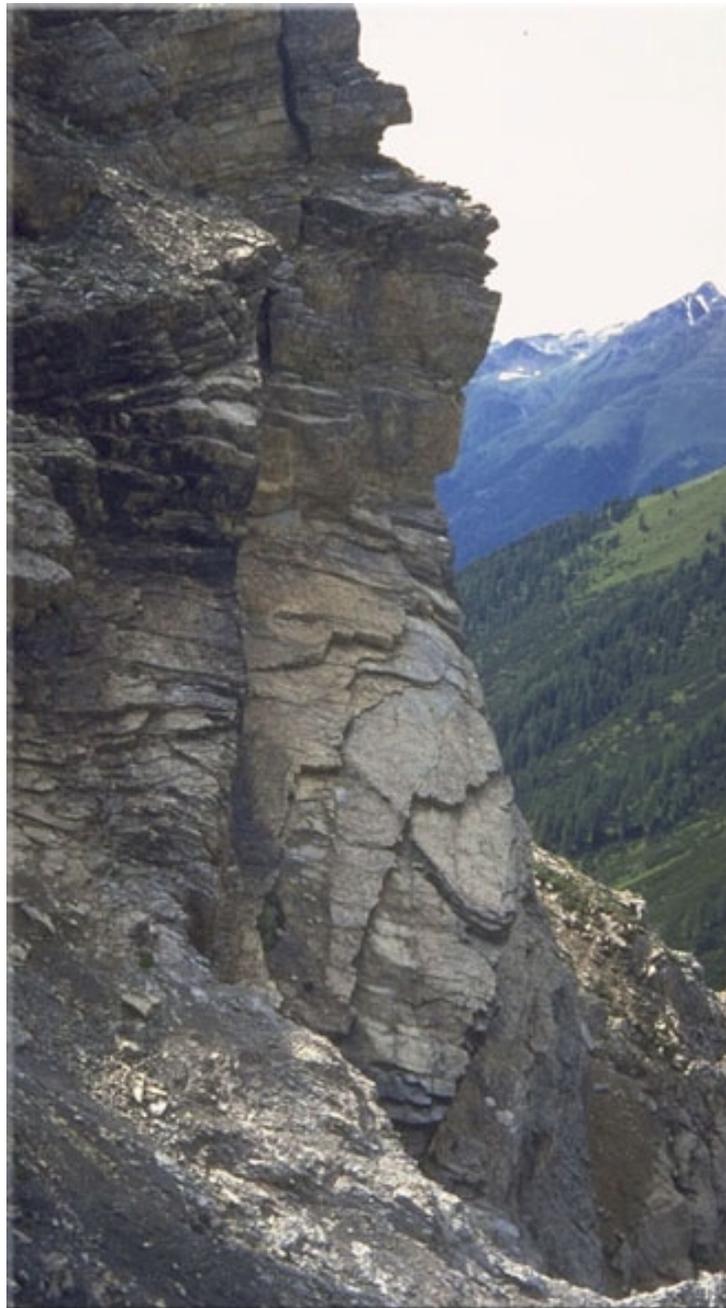


Abb. 3-5: dünnbankige Dolomite in der Faltenumbiegung bei (808148/176330)

Die Raiblerformation bildet die stratigraphisch tiefste aufgeschlossene Einheit im bearbeiteten Gebiet. Die Obergrenze zum hangenden Hauptdolomit lässt sich wegen den starken lithologischen Analogien nicht exakt festlegen. Typisch für den Übergangsbereich sind graue polymikte und monomikte Dolomitbreckzien (Abb. 3-3).

HAUPTDOLOMIT (NORIAN)

Die Hauptdolomit-Formation besteht im allgemeinen aus dickbankigen bis massigen grauen Dolomiten. Selten lagern sich einzelne geringmächtige, seitlich auskeilende Kalklagen ein. Die Dolomite sind meistens fossilarm und stark rekristallisiert.

Der massige Hauptdolomit ist einer der wichtigsten Felsbildner in den Engadiner Dolomiten und äußert sich morphologisch als Steilstufe zwischen den Raiblerschichten und der Kössenformation (FURRER 1993)



Abb. 3-6: Die nördliche Flanke des Piz Ivraia (Hauptdolomit)

Die meisten hohen Berge im Schweizerischen Nationalpark werden vom Hauptdolomit aufgebaut. Er erreicht eine Mächtigkeit zwischen 300 und 2000 m. Die Gesteine des Hauptdolomits wurden im Intertidalbereich eines riesigen Epikontinentalmeeres abgelagert. In diesem Bereich herrschten sehr lebensfeindlichen Bedingungen. Dadurch konnten sich nur wenige Lebewesen halten, was die Fossilarmut erklärt. Auf austrocknenden Flächen blieben Dinosaurierfährten bis heute erhalten. An der Basis des Hauptdolomits finden sich ähnliche polymikte und monomikte Breccien wie im Dach der Raiblerschichten. Die Obergrenze des Hauptdolomits ist ebenfalls nicht sehr scharf ausgebildet. Sie wird beim ersten Auftreten von durchgehenden Kalkbänken der Kössen-Formation definiert.

KÖSSEN-FORMATION (RHÄTIAN)

Die Kössenformation im Graubünden besteht im allgemeinen aus einer Wechsellagerung von dunklen Schiefertonen, Mergeln und tonigen, oft fossilreichen Kalken. Als Fossilien treten häufig Brachiopoden auf. Charakteristisch ist neben dem Fossilreichtum die häufig zu beobachtende gelbe, braune und rötliche Anwitterungsfarbe („herbstlaubfarbene Schiefer“), der in frischem Zustand meist dunkelgrauen bis schwarzen, pyritführenden Gesteine (FURRER 1993)

Der Hauptdolomit wird gegen oben hin immer kalkiger. Die Untergrenze der Kössen-Formation wird durch das erste Auftreten von Schiefer-tonlagen im Hauptdolomit definiert.



Abb. 3-7: Kössener Kalke mit Tonschieferzwischenlagen (806755/174948)

In der Kössen-Formation lässt sich gegen oben hin eine zunehmende Wassertiefe und die dadurch verbundene Verbesserung der Lebensqualität feststellen. Der zunehmende Fossilgehalt (vor allem Brachiopoden) bezeugt dies.

Die Kössen-Formation ist in meinem Gebiet im unteren Talbereich sowie auf dem Ils Cuogns vertreten.

Auf Letzterem folgen über dem Murtèr Plattenkalk, der obersten Einheiten des Hauptdolomits, Brachiopoden- und Korallenkalke.



Abb. 3-8: Brachiopodenbruchstücke in der Kössen-Formation

Die besprochenen sedimentären Einheiten werden gegen Norden hin von der Engadiner Linie abgeschnitten. Die Störzone durchschlägt alle stratigraphischen Einheiten ohne Ausnahme. Entlang der Schlucht die zur Fuorcla Stragliavita hinaufzieht findet man die schönsten Aufschlüsse entlang der Engadiner Linie. Im Großmaßstab erkennt man an dem Verlauf der Schichtgrenzen (808155/177475) eine sinistrale Bewegung. Die Grenzzone zur Engadiner Linie wird größtenteils vom Hauptdolomit aufgebaut.

3.2.2. DIE GESTEINE DER SILVRETTA DECKE

ALLGEMEIN

Nördlich der Engadiner Linie stehen die Gesteine des Silvretta Kristallins an. Das Silvretta Kristallin gehört zu den oberostalpinen Decken. Es ist ein riesiger Grundgebirgskomplex welcher im Laufe seiner Geschichte mehrere Gebirgsbildungen mitgemacht hat. Dementsprechend kompliziert und vielfältig sind die Gesteine die man hier antreffen kann. Die ältesten unter ihnen stammen aus dem Präkambrium. Da sie mehrere Gebirgsbildungen erlebten, wurden sie mehrfach deformiert und metamorph überprägt. Entstanden ist ein Krustenkomplex mit den unterschiedlichsten Gesteinen auf engstem Raum zusammengedrängt. Die Forschung über die Entwicklung der Silvretta Decke liefert ständig neue Ergebnisse. So hat sich seit der viel zitierten Publikation von MAGGETTI&FLISCH (1993) bereits einiges geändert.

Basierend auf der geologischen Karte des schweizerischen Nationalparks wurden folgende Lithologien ausgeschieden:

- **Orthogneise**
- **Misch- und Paragneise**
- **Amphibolite**

Im Folgenden werden die einzelnen Lithologien des Silvretta Kristallins beschrieben. Als Quelle hierzu dienen die Arbeiten von HUNZIKER (1998), LIEBETRAU (1996) und POLLER (1994).

ORTHOEGNEISE

Die Orthogneise der Silvretta Decke lassen sich in mehrere Unterklassen und Typen gliedern.

Unter dem Begriff der **Älteren Orthogneise** werden in der Silvrettadecke gabbroide bis granitische Gneise zusammengefasst, deren magmatische Protolithe in ein amphibolitfaziell bis anatektisch überprägtes Grundgebirge eingedrungen sind. Die zahlreichen Amphibolite und anatektischen Paragneise welche als Xenolithe in diesen Gneisen vorkommen unterstützen diese These.

Der wichtigste Vertreter der Älteren Orthogneise ist der **Mönchalpgneis**. Im kartierten Gebiet war der Mönchalpgneis nicht direkt anstehend dennoch konnte er in mehreren Erratikern angesprochen werden (siehe Kapitel 3.2.3 Dünnschliffbeschreibung).

Dem Protolith des Mönchalpgneis wird nach POLLER (1994) S-Typ Charakter zugesprochen. Die ursprüngliche Schmelze entstand durch Anatexis einer sedimentären bzw. metasedimentären Quelle.

POLLER (1994) unterteilt den Mönchalpgneis in drei petrographische Haupttypen. Typ I lässt noch ein deutliches magmatisches Gefüge erkennen. Typ II zeigt eine regelmässige Schieferung und Typ III wird als mylonitisierter Streifengneis bezeichnet. Der im bearbeiteten Gebiet angetroffene Mönchalpgneis ist dem Typ I zuzuordnen.

Charakteristisch für diese Varietät sind die großen Biotitflatschen. Die Limonitisierung dieser Biotitflatschen durchsetzt große Teile im Handstück und lässt eine bräunliche Korona um die Biotite entstehen. Typisch für den Mönchalpgneis sind die bläulichen Quarze und die stellenweise fahlgelb angehauchten Feldspäte. Das Gestein macht einen massigen, magmatischen Eindruck.

Die **Jüngeren Orthogneise** werden auch als „**Flüelagranitische Assoziation**“ bezeichnet. Auch den jüngeren Orthogneisen wird S-Typ Charakter zugesprochen. Sie enthalten auch zahlreiche Xenolithe. Die Flüelagranitische Assoziation umfasst eine große Bandbreite von verschiedenen Gneissarten. LIEBETRAU (1996) unterscheidet folgende Typen : Flüela, Forun, Fuorcla, Günstizia, Kesch, Sco Alb, Radönt, Tschuggen I-III und Urezzas.

Im kartierten Gebiet waren Vertreter des Flüela, Tschuggen und Günstizia Typs anstehend. Als Erratiker waren auch noch andere Orthogneistypen vertreten. Im folgenden sollen die zwei wichtigsten Typen kurz angesprochen werden. Für genauere Informationen sei auf die Arbeit von LIEBETRAU (1996) verwiesen.

Der **Flüela Typ** wird geprägt durch die großen Feldspatäugen welche oft einen Durchmesser von mehr als 3cm erreichen. Gelängte Feldspatäugen und Glimmerlagen lassen eine deutliche Paralleltexur entstehen. Biotite und Hellglimmer sind etwa in gleicher Quantität vertreten und können auch in Nestern auftreten. Im Gegensatz zum Mönchalpgneis sind die Quarze grau. Als Akkzessorien treten Apatit, Erze, Zirkon und Rutil auf.

Die **Tschuggengneise** lassen sich in 3 Gruppen unterteilen. Der Typ Tschuggen I wird charakterisiert durch die etwas gelängten und leicht rotierten Feldspatäugen. Feine dunkle, durchgehende Biotitlagen dominieren das Bild. Muskovit ist in allen drei Typen untergeordnet. Ebenfalls fehlen die Augen in Typ II und III. Die Übergänge zwischen den einzelnen Typen sind fließend. Als Akkzessorien treten in Typ I Zirkone und Titanit auf, Typ II und III enthalten außerdem noch Granat und Apatit..



Abb. 3-9: Gneistyp „ Tschuggen“ als Geröll im Bachbett

Beide Typen wurden zusammenfassend als Orthogneis kartiert und sind in der nördlichen Talflanke in großen zusammenhängenden Gebieten anstehend. Generell ist

eine große Varianz der makroskopischen Eigenschaften zu beobachten. Generell werden die Orthogneise in der Nähe zum Paragneis hin stärker geschiefert. Es sind oft kontinuierliche Übergangszonen welche die beiden Gesteinstypen voneinander trennen. Dies erschwert eine genaue Auskartierung des Kontaktes Paragneis-Orthogneis. Es muss daher eher von einer Kontaktzone als von einer Kontaktfläche gesprochen werden.

PARAGNEISE

Die Paragneise sind als Derivate von tonig sandigen Schiefern und Grauwacken anzusehen. Sie gehören mit zu den ältesten Gesteinen des Silvretta Kristallins. Ihre Protolithe wurden während der kaledonischen Orogenese in einer Geosynklinale abgelagert. Als Geosynklinale werden ausgedehnte Zonen starker Absenkung mit mächtigen Sedimenten und unterschiedlichem Auftreten von Magmatiten bezeichnet. Die Tiefwassersedimentation von Tonen und Silten wurde häufig unterbrochen von Turbiditen. Diese große Varianz in stofflicher Zusammensetzung und Korngröße erklärt die große Vielfalt an Paragneisvarietäten.

Grundsätzlich sind die Paragneise biotitreicher und muskovitärmer als die Orthogneise. Sie treten oft in enger Vergesellschaftung mit Amphiboliten auf. Die Wechsellagerungen sind stellenweise so fein, dass sie auf der Karte nicht mehr aufgelöst werden konnten. Auch am Kontakt zu den Orthogneisen kann die Abgrenzung der Paragneise erheblich erschwert werden. Im Gegensatz zu den Orthogneisen ist der Paragneis stärker vergneist und verwittert daher auch dünnplattiger. Die makroskopische Mineralbestimmung reichte nicht immer aus um einen Gneis der orthogene oder der paragenen Serie zuzurordnen.



Abb. 3-10: Paragneis, Aufschluss bei (807248/176854)

Am häufigsten trifft man auf den Biotit-Plagioklasgneis. Die durchziehenden Biotitbänder geben ihm seine relativ dunkle Farbe. Es ist ein stark paralleltexturiertes Gestein welches im Aufschluss durch seine rostbraune Verwitterungsfarbe auffällt. Die

Schieferung des Gesteins entsteht durch die Einregelung von Biotiten und Hellglimmern. Meistens sind die Biotitlagen schön verfaltet. Als Akkzessorien führt er häufig reliktsche Alumosilikate, Apatit, Erze, Chlorit, Epidot.

AMPHIBOLITE

Amphibolite treten häufig in enger Vergesellschaftung mit Paragneisen auf. Eine solche Wechsellagerung lässt sich zum Beispiel in der Schlucht unterhalb des Pass d' Ivrainna beobachten. Ob diese feinen Wechsellagerungen durch Auswalzung der ursprünglichen Strukturen entstand oder ob es sich dabei tatsächlich um eine sedimentäre Stoffbänderung handelt sei dahingestellt. Fest steht, dass sowohl die Amphibolite als auch die Paragneise heute Mineralparagenesen der mittleren Amphibolitfazies aufzeigen, was auf eine gemeinsam erlebte starke Deformation schließen lässt. Außerdem scheint geklärt, dass ein Grossteil der Amphibolite orthogenen Charakter hat.

Der Amphibolit ist im Feld gut zu erkennen an seiner schwarzgrünen bis rostbraunen Verwitterungsfarbe. Im Gegensatz zu den Ortho- und Paragneisen verwittert der Amphibolit unter Loslösung von kleinen Quadern und nicht von Platten. Es entstehen kantige Ausbruchsnischen mit gut ausgebildeten Grenzflächen.



Abb. 3-11: Amphibolit mit kantigen Ausbruchsnischen bei (806477/176028)

Generell lassen sich 2 Typen unterscheiden : Plagioklasamphibolite und Granatamphibolite. Die Plagioklasamphibolite sind im Feld als massiges dunkel anwitterndes Gestein anzutreffen. Häufig wird die dunkelgrüne Verwitterungsfarbe von einem rostbraunen Film überzogen. Der ausgesprochen hohe Anteil an langprismatischen Amphibolen verleiht dem Gestein seine dunkelgrün-schwarze Farbe. Als weitere Mineralien treten häufig Plagioklas, Quarz, Chlorit, Biotit, Epidot und Illmenit auf. Die Plagioklasamphibolite entstanden wahrscheinlich durch prograde Metamorphose aus Basalten.

Als zweite wichtige Lithologie treten die Granatamphibolite auf. Sie enthalten neben den Amphibolen relativ viel Granat (bis 35%). Im Vergleich zum Plagioklasamphibolit trifft man Granatamphibolite viel seltener an. An der verwitterten Oberfläche erkennt man bei genauem Hinschauen die Granatkörner ($d \leq 5\text{mm}$) an der hellrosaroten Farbe. Als weitere Mineralien treten Plagioklas, Quarz, Epidot, Rutil, und Illmenit auf.

Die Granatamphibolite entstanden wahrscheinlich durch retrograde Metamorphose aus Eklogiten.

3.3. DÜNNSCHLIFFBESCHREIBUNG

3.3.1. EINLEITUNG

Im Folgenden werden die besprochenen Lithologien in Form von Dünnschliffbeschreibungen näher untersucht. Die Dünnschliffproben wurden von Erratikern und von anstehendem Fels geschlagen.

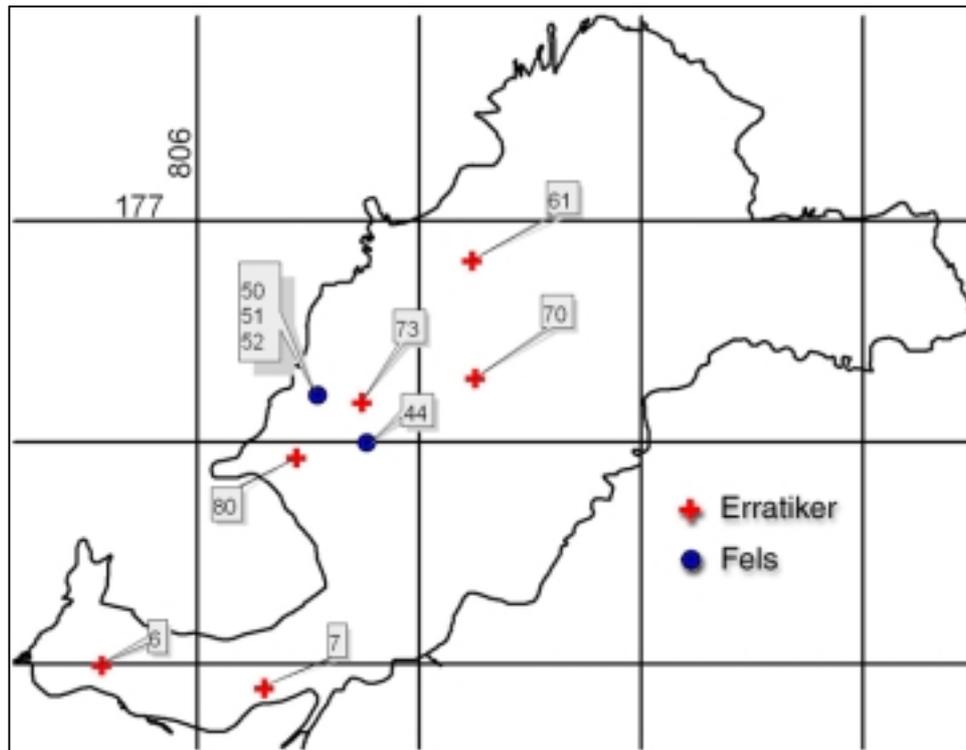


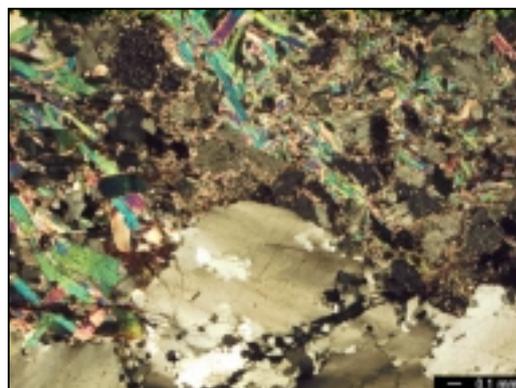
Abb.: Geographische Übersicht der Dünnschliffproben

CM Nummer	X - Koordinaten	Y - Koordinaten	Art
6	805571	174992	Erratiker
7	806302	174888	Erratiker
61	807240	176820	Erratiker
70	807255	176290	Erratiker
73	806744	176181	Erratiker
80	806446	175930	Erratiker
50	806541	176213	Fels
52	806541	176213	Fels
51	806541	176213	Fels
44	806762	175997	Fels

3.3.2. DÜNNSCHLIFFE VON ERRATIKERN

Probe : CM6
 Koord.: (805571/174992)
 Höhe : 1726 müM

Abb. : Dünnschliffbild von CM6
 Die Quarzdomänen (unterer Rand des Bildes werden umgeben von Hellglimmernestern und der Matrix aus sericitisiertem Plagioklas und Alkalifeldspat.



Makroskopische Beschreibung :

Es handelt sich um ein richtungsloses, mittel- bis grobkörniges Gestein granitischer Zusammensetzung. Das Handstück macht einen leukokraten Eindruck. Das einzige mafische Mineral ist der Biotit. Dieser tritt in knolligen Nestern auf und gibt dem Gestein einen fleckigen Charakter. Durch die Oxidierung des Biotits entstehen rostbraune Koronas welche große Partien des Gesteins durchsetzen können. Quarz ist an seiner leicht graubläulichen Farbe gut zu erkennen. Eine weitere makroskopische Beschreibung und vor allem die Bestimmung des Mengenverhältnisses der Feldspäte erweist sich im Handstück als schwierig.

Mikroskopische Beschreibung :

HG : Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Chlorit
 NG : Biotit, Serizit, Epidot(Zoisit)
 Akk. : Zirkon, Apatit, Erze

Quarz bildet ein equigranular-interlobates Gefüge und kommt in großen monomineralische Partien vor. Die Korngröße ist deutlich größer als jene des umgebenden Feldspatgemisches. Die Quarzkörner sind leicht gelängt und weisen eine undulöse Auslöschung auf. An den Korngrenzen sind kleinere Rekristallisationen zu beobachten(„grain boundary migration“). Der **Plagioklas** ist stark sericitisiert. Er bildet ein granoblastisches Gefüge und ist oft polysynthetisch verzwilligt. Als weiteres Hauptgemengteil tritt der **Kalifeldspat** auf. Er ist an der Mikroklingitterung zu erkennen. Gesteinsprägend sind sicher die großen **Biotit**nester. Die einzelnen Biotitplättchen sind in großen Fasern und Bändern angehäuft. Es ist jedoch keine einheitliche Orientierung zu erkennen. Beginnende **Chloritisierung** lässt den Biotit grünlicher werden obwohl die typisch anomalen Interferenzfarben noch nicht voll ausgebildet sind. Der Biotit steht in enger Vergesellschaftung mit **Muskovit**. Es scheint, dass der Biotit durch Muskovit ersetzt wird. Als weiteres Nebengemengteil erscheint **Epidot** in körnigen Aggregaten, seltener in kurzen Stengeln. Weitere Akkzessorien sind **Apatit, Zirkon** und **Erze**.

Typisch für den Zirkon sind die pleochroitischen Höfe im Biotit.

Interpretation :

Das Gestein hat eine granitische Zusammensetzung. Es könnte sich um einen ehemaligen Pegmatit handeln. Typisch hierfür sind das leukokrate Gefüge und die großen Glimmer- und Quarznester. Das Gestein ist sicher einem Untertyp der Orthogneise zuzuordnen. Es könnte sich um einen augenarmen **FLÜELA-** oder um einen **MÖNCHALPGNEIS (TypI)** handeln.

Probe : CM7
 Koord.: (806302/174888)
 Höhe : 1754 müM

Abb. : Dünnschliffbild von CM7
 Die Alkalifeldspäte sind gut an der
 Mikroklingitterung erkennbar.



Makroskopische Beschreibung :

Im Handstück ist diese Probe fein- bis mittelkörnig mit einer gräulich-gelben Farbe. Das Gestein ist stark paralleltexturiert. Die Glimmer durchziehen das Gestein jedoch nicht in durchgehenden Bahnen. Vereinzelt kommen eingeregelt Biotitnester vor, ansonsten ist der Hellglimmer dominant. Auch die Feldspäte und Quarze sind in gelängten Bändern angeordnet. Eine Augenstruktur fehlt vollständig.

Mikroskopische Beschreibung :

HG : Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas,
 NG : Muskovit, Biotit, Stilpnomelan
 Akk. : Epidot, Zirkon, Apatit

Die **Quarzkörner** bilden ein seriat-interlobates Gefüge. Die Kornform ist anhedral. Mineralneubildungen an Korngrenzen kommen vor, sind aber äußerst selten. Die **Kalifeldspäte** zeigen eine noch gut erhaltene Mikroklingitterung. Auch der **Plagioklas** macht einen recht frischen Eindruck und ist nur schwach sericitisiert. Als Glimmer ist vor allem **Muskovit** vertreten. Er ist idiomorph ausgebildet und teilweise recht groß. Im Gegensatz zu anderen Proben ist das fast vollständige Fehlen von **Biotit** markant. Wenn Biotit vorhanden ist so erscheint er in inniger Vergesellschaftung mit Muskovit. In kleinen Nadeln gewachsen tritt der **Stilpnomelan** auf. Weiter Akzessorien sind körnige **Epidot**aggregate, feine **Zirkon**- und **Rutil**nadeln und **Erze**.

Interpretation :

Das fast vollständige Fehlen von Biotit und der hohe Anteil an Muskovit spricht diesem Gestein eher orthogenen Charakter zu. Dieser stilpnomelanführende Granitgneiss passt in der Klassifikation von LIEBETRAU am ehesten zum Typ **SCO ALB**.

Probe : CM 61
 Koord.: (807240/176820)
 Höhe : 2481 müM
 Abb. : Dünnschliffbild von CM61
 Stilpnomelanneubildung (braun)
 zwischen Quarzkörnern



Makroskopische Beschreibung :

Das Gestein besteht aus einem fein- bis mittelkörnigen Quarz-Feldspatgemisch. Vereinzelt treten etwas größere Kalifeldspataugen auf.

Die Paralleltextur entsteht durch dunkle Glimmerlagen die jedoch nicht durchgehend sind. Wie sich im Dünnschliff gezeigt hat, bestehen diese dunklen Lagen vor allem aus Chlorit. Auch die Feldspäte und die Quarze sind eingeregelt. Im Handstück fallen sofort die silbrig glänzenden Hellglimmer auf. Sie werden meistens begleitet von goldgelben Partien. Die Muskovite sind nicht parallel zur Hauptschieferung eingeregelt. Frische Bruchflächen folgen öfter den Hellglimmerbahnen. Dadurch wird der Muskovitanteil oft überschätzt.

Mikroskopische Beschreibung :

HG : Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas, Muskovit,
 NG : Chlorit, Biotit, Stilpnomelan, Serizit
 Akk. : Epidot, Apatit, Zirkon

Als mengenmäßig wichtigstes Mineral tritt der **Alkalifeldspat** (ca. 40%) auf. Er bildet vereinzelt große Augen welche von Glimmerbahnen umflossen werden.

Beim **Quarz** gibt es große Körner die eine starke undulöse Auslöschung und kleine Rekristallisationen an den Korngrenzen aufweisen. Daneben kommt er oft in gelängten Linsen als granoblastisches Korngefüge vor. Dies könnten gänzlich rekristallisierte Domänen sein. Die **Plagioklase** sind meistens polysynthetisch verzwilligt und stark sericitisiert. **Biotit** ist meistens nur reliktsch vorhanden und fast vollständig durch **Chlorit** ersetzt. Oft stehen die Chlorite in enger Vergesellschaftung mit **Muskovit**. Es scheint so, dass der Chlorit und der Muskovit die ehemaligen Biotitlagen ersetzt.

Als Mineralneubildung erscheint der feinfasrige **Stilpnomelan**.

Epidote erscheinen in kleinkörnigen Aggregaten und sind meistens an die Glimmer gebunden.

Interpretation :

Die Mineralzusammensetzung mit dem vereinzelt Auftreten von Feldspataugen lässt auf einen Orthogneis schließen. Es handelt sich um einen stilpnomelanführenden Granitgneis welcher dem Typ **SCO ALB** zugeordnet werden kann. Im Gegensatz zur Probe CM7 treten hier vereinzelt Feldspataugen auf. Dies könnte das Resultat einer weniger starken Deformation sein. Ansonsten ähneln sich beide Schriffe in vielen Punkten.

Probe : CM 70
 Koord.: (807255/176290)
 Höhe : 2205 müM

Abb. : Dünnschliffbild von CM70
 Von Außen nach Innen fortschreitende Chloritisierung des Biotits. Außerdem zu erkennen ist die enge Verwachsung zwischen Muskovit und Biotit.



Makroskopische Beschreibung :

Das Gestein ist paralletexturiert. Blättrige Gemengteile (vor allem Chlorit und Biotit) sind mehr oder weniger parallel angeordnet. Die Glimmerbahnen sind jedoch nicht durchgehend. Der Reichtum an dunklen Glimmer gibt dem Gestein einen mesokraten Eindruck. Ebenfalls augenfällig sind Hellglimmer die häufig in den dunklen Glimmerlagen erscheinen. Feldspäte und Quarze sind gelängt und in die Foliation eingepasst.

Mikroskopische Beschreibung :

HG : Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Muskovit, Chlorit
 NG : Biotit
 Akk. : Epidot, Zirkon, Rutil, Erze

Quarz erscheint in großen Körnern mit polygonalen bis interlobaten Korngrenzen. Häufig ist er in Linsen angehäuft und weist undulöse Auslöschung auf. An den Korngrenzen kommt es vereinzelt zu Rekrystallisation.

Bei den Feldspäten ist der **Plagioklas** mengenmäßig stärker vertreten. Die Körner sind unterschiedlich stark sericitisiert. Die polysynthetische Verzwilligung wird von diesem Serizitfilm bis zur Unkenntlichkeit verdeckt. Kleinere **Kalifeldspäte** lassen sich fast nicht vom Quarz unterscheiden. Die Mikroklingitterung ist nur vereinzelt vorhanden.

Auffällig sind die großen Glimmernester. **Biotit** und **Muskovit** sind eng miteinander verwachsen. Stellenweise scheint der Biotit vom Hellglimmer verdrängt zu werden.

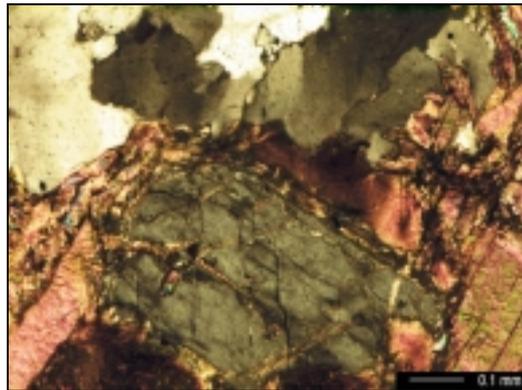
Chlorit wächst pseudomorph nach Biotit und ersetzt diesen fast vollständig. Die Chloritisierung ist nicht überall gleich weit vorangeschritten. Häufig sitzt im Kern der Chlorite noch ein Rest Biotit.

Interpretation :

Sicher ist, dass es sich bei dieser Probe um einen Untertyp der Orthogneise handelt. Charakteristisch sind die großen Glimmernester mit idiomorphen Muskoviten. Daher würde am ehesten eine augenarme Art des **FLÜELA** Typs oder ein **MÖNCHALP** Typ in Frage kommen.

Probe : CM 73
 Koord.: (806744/176181)
 Höhe : 2205 müM

Abb. : Dünnschliffbild von CM73
 Dieses Apatitkorn (grau) wird
 umgeben von Biotit. Im oberen
 Teil des Bildes ist ein verzahntes
 Quarznest zu sehen.



Makroskopische Beschreibung :

Die räumliche Anordnung der Mineralien ist massig und richtungslos. Das Gestein wird geprägt von dunklen, relativ frischen Biotitnestern. Der Quarz ist gut zu erkennen und besitzt eine leichte bläuliche Färbung. Die Feldspäte fallen durch ihre fahlgelbe Färbung auf.

Mikroskopische Beschreibung :

HG : Quarz, Plagioklas, Biotit, Alkalifeldspat
 NG : Muskovit, Serizit
 Akk. : Apatit, Epidot, Titanit, Zirkon, Erze

Quarz erscheint meistens als nahezu monomineralisches Aggregat aus etwa gleich großen Körnern. Die Korngrenzen sind interlobat und weisen undulöse Auslöschung auf, was auf Deformation schließen lässt. Risse in den Quarzfeldern wurden durch rekristallisierten Quarz wieder geschlossen. Die Feldspäte sind fast ausschließlich auf die Regionen zwischen den Quarznestern beschränkt. Die Korngröße der Feldspataggregate ist kleiner als jene der Quarze. **Alkalifeldspäte** bilden ein gleichkörnig granoblastisches Gefüge. Stellenweise sind Spuren von ehemals größeren Körnern in Form von einer das Gefüge überprägenden Mikroklingitterung zu erkennen. Die **Plagioklas**domänen sind erkennbar an der fortgeschrittenen Serizitisierung. Die Serizitisierung ist stellenweise so stark, dass große idiomorphe **Muskovite** erkennbar sind, die in alle Richtungen gewachsen sind.

In Assoziation mit Biotit gibt es Hellglimmer die diesen zu ersetzen scheinen und solche welche unregelmäßig wachsen. Augenfällig sind die großen Ansammlungen von **Biotit** in Nestern. Mit Biotit assoziiert treten häufig große **Apatite**, **Zirkone** und **Titanite** auf. Der Zirkon fällt dabei durch seine schönen pleochroitischen Höfe im Biotit auf. **Epidote** sind meistens an Hellglimmer in der Plagioklasmatrix gebunden.

Interpretation :

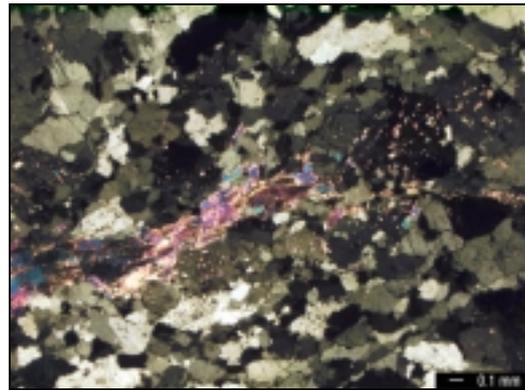
Die bläulich schimmernden Quarze sowie die stellenweise fahlgelb angelaufenen Feldspäte sind nach POLLER (1994) typisch für den **MÖNCHALPGNEIS (Typ I)**.

Die Ansammlung von eisen-, zirkon-, titanit- und phosphorreichen Mineralen dürfte das Produkt von Entmischungen in der ursprünglichen Schmelze sein.

Die großen monomineralischen Domänen lassen auch eine pegmatitische Herkunft nicht abstreiten. Man könnte deshalb auch von einem Pegmatitgneis sprechen.

Probe : CM 80
 Koord.: (806446/175930)
 Höhe : 2213 müM

Abb. : Dünnschliffbild von CM80
 Dünne Muskovitlage durchzieht die
 Matrix aus Quarz, Plagioklas und
 Alkalifeldspat.



Makroskopische Beschreibung :

Das Gestein ist leukokrat. Die Matrix wird gebildet durch grau-blaue Quarze und weiße Feldspäte wobei die Feldspäte die Mehrheit bilden. Nicht durchgehende, leicht verfaltete Biotitlagen geben dem Handstück ein paralleltexturiertes Gefüge. Neben den Bahnen erscheint der Biotit auch in Form von Nestern. Zusammen mit dem Biotit sind vereinzelt auch Hellglimmer zu erkennen.

Mikroskopische Beschreibung :

HG : Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas, Muskovit

NG : Biotit, Chlorit

Akk. : Apatit, Epidot (sehr wenig), Erze

Die **Quarzkörner** werden begrenzt von interlobaten Korngrenzen. Zusammen mit der undulösen Auslöschung sind dies Indizien für eine oder mehrere Deformationen. An den Korngrenzen kommt es häufig zu Rekristallisation kleinerer Quarze. Der **Plagioklas** macht einen frischen Eindruck. Die polysynthetische Verzwillingung ist gut zu erkennen und er ist nicht so stark sericitisiert. Bei den **Kalifeldspäten** erkennt man deutlich die Mikroklingitterung. Stellenweise sind große zusammenhängende Bereiche mit durchgehender Mikroklingitterung erkennbar. Dies könnten reliktsche Großkristalle sein. Häufig werden diese Zonen von Quarzen mit undulöser Auslöschung unterbrochen.

Bei den Glimmern scheint es sich im Gegensatz zu der makroskopischen Beurteilung fast ausschließlich um **Muskovit** zu handeln. Dieser scheint recht idiomorph und weist oft sehr schwachen bräunlichen Pleochroismus auf. Im Inneren der großen Muskovite sind häufig noch kleine Kerne oder Nadeln von chloritisiertem **Biotit** vorhanden. Dies könnte bedeuten dass sich der Muskovit durch Umwandlung der Biotite entwickelt hat.

Apatit ist im Dünnschliff in vielen Schnittlagen zu beobachten. Am häufigsten ist er als rundliche Körner, seltener als Stengel zu beobachten. Sehr selten und nur in kleinen Körnern erscheinen vereinzelt **Epidote**.

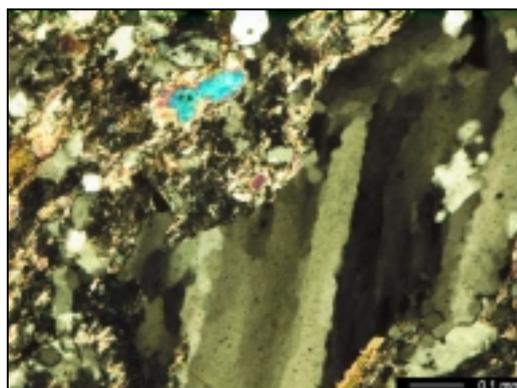
Interpretation :

Die Zusammensetzung und das Gefüge des Gesteins lassen an seinem orthogenen Ursprung nicht zweifeln. Das Gestein besitzt eine granitische Zusammensetzung und darf daher als **GRANITGNEIS** bezeichnet werden. Eine Typzuordnung nach LIEBETRAU spricht am ehesten für den **SCO ALB** Typ.

3.3.3. DÜNNSCHLIFFE VON ANSTEHENDEM

Probe : CM 50
 Koord.: (806541/176213)
 Höhe : 2310 müM

Abb. : Dünnschliffbild von CM 50
 Die Deformation ist sehr gut im
 Quarzkorn an seiner zonierten
 undulösen Auslöschung zu sehen.



Makroskopische Beschreibung :

Das Gestein ist ausgeprägt paralleltexturiert. Die Matrix wird gebildet durch gelängte, xenomorphe Quarz- und Plagioklaskörner. Das Gefüge wird unterstützt durch die zahlreichen Biotitbänder die jedoch nicht durchziehend sind. Die Quarze fallen auf durch ihre recht dunkle graue Farbe. Sie sind in das Gefüge eingeregelt und unterstreichen dieses. Auch die Feldspate, erkennbar an ihrer milchig weißen Farbe sind stark gelängt und in Bändern angeordnet. Makroskopisch macht das Gestein, eben wegen dem relativ dunklen Quarz, einen eher dunklen, also mesokraten Eindruck.

Mikroskopische Beschreibung :

HG : Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskovit
 NG : Epidot, Alkalifeldspat, Chlorit
 Akk. : Rutil, Granat, Apatit, Chlorit, Erze

Quarz kommt in einem seriat-interlobaten Gefüge vor. Die Körner sind teilweise stark gelängt und erreichen ein Breite:Höhe Verhältnis von bis zu 5. Undulöse Auslöschung, „boundary migration“ und Rekristallisation an den Korngrenzen sind Zeugen intrakristalliner Deformation. Die Feldspäte sind vorwiegend mit **Plagioklas** vertreten. Dieser ist meist stark zersetzt. Der Abbau des Plagioklas geschieht durch Umwandlung in Hellglimmer und Epidot. Die **Alkalifeldspäte** sind mit weniger als 10% Anteil als Nebengemengteil einzustufen. Der **Biotit** hat im Dünnschliff einen ausgeprägten braunen Pleochroismus und macht einen frischen Eindruck. Die Umwandlung in Chlorit ist nur gelegentlich zu beobachten. Eine innige Verwachsung zwischen Biotit und **Muskovit** fehlt hier. Der Hellglimmer kommt hauptsächlich in 2 Formen vor. Er überwächst oder ersetzt als Feinglimmer die Plagioklase oder er kommt als große, idiomorphe Neubildung vor. Dabei scheint er den Biotit nicht zu ersetzen, sondern diesen kreuz und quer zu überwachsen. Sehr feinkörnig aber regelmäßig verteilt trifft man auf anhedrale **Granatkörner**. Die **Apatite** im Schliff in rundlichen Anschnitten vorhanden, seltener trifft man auf stengelige Formen. Der **Epidot** erscheint meist als feinkörniges Aggregat mit teilweise anomalen, blauen Interferenzfarben. Häufig ist er jedoch als „Großkristall“ gewachsen und zeigt die typischen Merkmale.

Interpretation :

Zusammenfassend darf dieses Gestein als **GRANATFÜHRENDER BIOTIT-PLAGIOKLASGNEIS** bezeichnet werden der zu den Paragneisen zu zählen ist. Die Mineralparagenese spricht für die mittlere Amphibolitfazies. Als Protolith käme zum Beispiel eine Grauwacke in Frage.

Probe : CM 52
 Koord.: (806541/176213)
 Höhe : 2310 müM

Abb. : Dünnschliffbild von CM 52
 Reliktisches Alumosilikat
 umgeben von einem Kranz aus
 mafischen Mineralen und Biotit



Makroskopische Beschreibung :

Die Matrix des Gesteins wird gebildet durch xenomorphe Quarz- und Plagioklaskörner. Das Gestein hat ein stark paralleltexturiertes Gefüge. Die Textur wird noch stärker betont durch die eingeregelter, nicht durchziehenden, teilweise verfalteten Glimmerbahnen. Diese bestehen makroskopisch betrachtet hauptsächlich aus Biotit. Die Foliation des Gesteins ist außerdem gefältelt.

Durch Oxidation sind im Anschnitt die äußeren Partien des Handstücks braun verfärbt.

Mikroskopische Beschreibung :

HG : Quarz, Biotit, Plagioklas

NG : Muskovit, Chlorit

Akk. : Apatit, reliktsiche Alumosilikate, Epidot, Zirkon, Erze

Die Gesteinsmatrix wird vorwiegend aufgebaut durch Quarz und Plagioklas. Der **Quarz** zeigt deutliche Spuren von Deformation. Undulöse Auslöschung ist stark ausgeprägt. Der Dünnschliff wird geprägt durch eine kleinmaßstäbliche Fältelung. Auch die Quarzkörner sind in diese Faltenstruktur eingeregelt. Beim **Plagioklas** ist die polysynthetische Verzwilligung meist nicht mehr zu erkennen. Auch der Plagioklas ist eingepasst in die Verfaltung und zeigt zuweilen eine leicht undulöse Auslöschung. Außerdem ist er nur schwach von Hellglimmern überwachsen.

Die Faltenstruktur lässt sich am besten an den **Biotit**bahnen erkennen. Die Faltenachsen durchziehen die ganze Dünnschliffbreite. An den Biotitkristallen erkennt man des öfteren Deformationsstrukturen wie „kinking“ und „folding“. Sie haben einen ausgeprägten braunen Pleochroismus und sind nur selten chloritisiert. Häufig stehen sie in enger Verbindung mit **Muskovit**. Die Hellglimmer sind entweder entlang den Glimmerbahnen in enger Verwachsung mit Biotit, oder quer wachsend über den Feldspäten vertreten. Sie fallen durch ihre frischen, blauen Interferenzfarben sofort auf.

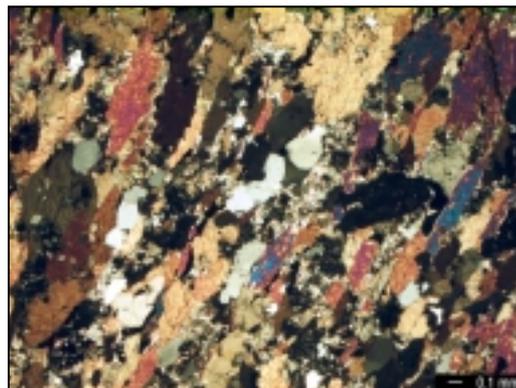
Als wichtigstes Akkzessorium ist der **Apatit** zu nennen. Als einzelnes Korn umgeben von Biotit ist ein **Alumosilikat** vorhanden.

Interpretation :

Die Mineralzusammensetzung deutet darauf hin dass es sich hier um einen Paragneis handelt. Die Gesteinsbezeichnung lautet **BIOTIT-PLAGIOKLASGNEIS**. Das reliktsiche Alumosilikat ist Zeuge eines Hochdruckereignisses in der Geschichte dieses Gesteins.

Probe : CM 51
 Koord.: (806541/176213)
 Höhe : 2310 müM

Abb. : Dünnschliffbild von CM 51
 Die Foliation des Gesteins wird gebildet durch eingeregelt Amphibole. Dazwischen sind Quarz, Apatit, Muskovit und Epidot.



Makroskopische Beschreibung :

Die folgende Lithologie präsentiert sich im Handstück als dunkelgrün bis schwarzes, massiges Gestein. Die dunkelgrüne Farbe ist jedoch nur an frischen Bruchflächen sichtbar. Die alten Oberflächen sind durch Alteration rostbraun verfärbt.

Die Mineralien im Gestein sind homogen verteilt. Im Handstück lässt sich keine Stoffbänderung erkennen. Dies kann wohl aber im Aufschluss der Fall sein.

Mikroskopische Beschreibung :

HG : Amphibol, Quarz,

NG : Epidot, Muskovit,

Akk. : Apatit, Chlorit, Titanit, Hämatit, Illmenit, Rutil

Die Gesteinsmatrix wird von flaschengrünen, eingeregelt **Amphibol**stengeln und -prismen gebildet. Sie sind verantwortlich für die makroskopisch dunkle Farbe des Gesteins und für die Foliation. Die Amphibole haben meistens gerade Korngrenzen an den Stengelseiten. Gut erkennbar im Dünnschliff sind die 120° Spaltwinkel.

Die Amphibolmatrix wird oft unterbrochen von seitlich auskeilenden **Quarz**linsen. Die Körner zeigen undulöse Auslöschung und haben gerade Korngrenzen.

Das Fehlen von polysynthetischen Zwillingen bei den Plagioklasen unter solchen Bedingungen würde die Unterscheidung von Quarz erschweren. Es scheint jedoch, dass ein Grossteil der Feldspäte unter Neubildung von Epidot und Hellglimmer abgebaut wurde. Dieser Abbau zeigt sich in richtungslos gewachsenen **Muskovit**aggregaten zwischen den Quarzkörnern.

Die Hellglimmer sind meistens mit **Epidot** vergesellschaftet. Sie zeigen meistens in körnigen Aggregaten anomale, blaue Interferenzfarben.

Relativ selten zu sehen ist der **Chlorit**. Er ist postdeformativ als faserige Bündel an aufgerissenen Spaltflächen der Amphibole gewachsen. Der Chlorit zeigt meistens nur einen sehr schwachen grünen Pleochroismus und anomale, braune Interferenzfarben.

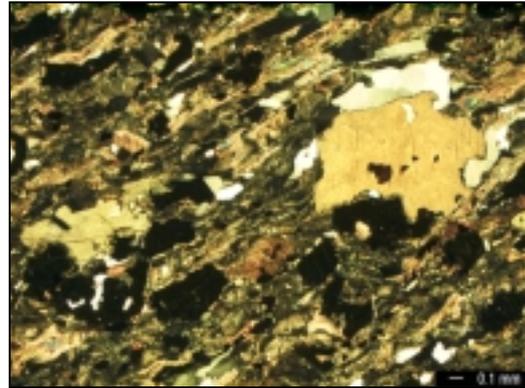
Interpretation :

Hier handelt es sich um einen **Quarz-führenden Amphibolit**. Der Protolith dieser Lithologie dürfte basischen Charakter gehabt haben. Trotzdem ist relativ viel freier Quarz vorhanden. Dieser entstand durch prograde Metamorphose und war im ursprünglichen Mineralverband nicht enthalten. Durch die ändernden Bedingungen wurde in den Amphibolen Si durch Al ersetzt wodurch sich freier Quarz bilden konnte.

Der Plagioklas wurde bei einer späteren Überprägung (Grünschiefer?) vollständig in Epidot und Hellglimmer abgebaut.

Probe : CM 44
 Koord.: (806541/176213)
 Höhe : 2164 müM

Abb. : Dünnschliffbild von CM 44
 Die schwarzen Granate werden von der symplektitischen Matrix umgeben. Im rechten Bildteil ist ein großes Amphibolkorn (gelb) zu erkennen. An seiner oberen Grenze ist Quarz gewachsen.



Makroskopische Beschreibung :

An frischen Bruchflächen erkennt man die hellgrün bis schwarzgrüne Matrix des Gesteins. Ansonsten ist es von einer rostbraunen Schicht überzogen.

In der Matrix geben einzelne, eingeregelt Amphibolstengel dem Gestein ein paralleltexturiertes Gefüge. Diese Struktur wird unterstrichen von Quarzadern die parallel zu dieser Einregelung das Gestein durchziehen. Die Matrix wird durchsetzt von homogen verteiltem rötlichem Granat mit einheitlicher Größe (d ca. 0.5mm). Immer wieder gibt es Bereiche im Handstück, die sehr granatreich und linsenförmig sind. Der Granatdurchmesser ist im Handstückbereich meistens konstant, variiert jedoch in den unterschiedlichen Aufschlüssen. Einheitliche Durchmesser bis zu 5mm wurden beobachtet.

Mikroskopische Beschreibung :

HG : Amphibol, Granat, Quarz
 NG : Chlorit, Epidot, Plagioklas, Biotit
 Akkz. : Omphazit, Rutil, Magnetit oder Illmenit

Die Matrix dieses Gesteins wird durch eine symplektitische Verwachsung von Amphibol, Chlorit und Plagioklas gebildet. Die **Amphibole** kommen in zwei unterschiedlichen Korngrößen vor. Feinkörnig als Bestandteil der Matrix und grobkörnig. Die kleinen Körner, sofern erkennbar, sind oft an den Granaträndern angehäuft. Die großen Körner sind meist hypidiomorph und in die vorherrschende Foliation eingeregelt. **Chlorit** kommt entweder als Ersatz von Biotit oder als Bestandteil der Matrix vor.

Wie schon im Handstück zu beobachten war, variiert der **Granat**durchmesser nur sehr schwach. Einzelne Regionen im Dünnschliff bestehen zu über 90% aus Granat. Durchschnitt ist jedoch eine Häufigkeit von ca. 30-40%.

Typisch für den Granat sind die Einschlüsse anderer Mineralien. Dies sind hier vor allem **Omphacit**, Biotit, Quarz und Rutil.

Biotit ist nicht nur als Einschluss in Granat vorhanden. Er kommt relativ häufig in der Matrix vor. Hier ist er jedoch meistens durch Chlorit ersetzt.

Rutil kommt meistens zusammen mit einer opaken Phase (Illmenit oder Magnetit) vor.

Interpretation :

Nach der Mineralparagenese zu beurteilen darf diese Lithologie als **GRANAT-FÜHRENDER AMPHIBOLIT** angesprochen werden. Von wesentlicher Bedeutung für die Interpretation sind die Omphaciteinschlüsse im Granat. Sie bezeugen ein ehemaliges Hochdruckereignis der Eklogitfazies. Eingeschlossen im Granat haben sie als Relikt die retrograde Umwandlung überstanden. Man darf daher von einem retrograden Eklogit in der Amphibolitfazies sprechen.

3.4. QUARTÄRBEDECKUNG

3.4.1. EINLEITUNG

Das Quartär ist das jüngste System in Erdgeschichte. Es lässt sich unterteilen in Pleistozän und Holozän. Das Pleistozän ist der ältere und zeitlich überwiegende Teil. Es wird gekennzeichnet durch das wiederholte Auftreten von Eiszeiten. Diese Zeit der großen Vergletscherungen endet mit dem Beginn der heutigen Warmzeit, dem Holozän.

Dieses jüngste System der Erdgeschichte ist von wesentlicher Bedeutung für die Form und das Aussehen der alpinen Täler. Während der großen Eiszeiten im Pleistozän wurden die alpinen Täler ausgehobelt und stellenweise stark übertieft. Viele der Alpenpässe sind durch das Überfließen von Eismassen geformt worden.

Mit dem Ausklingen der Eiszeiten begann eine nicht weniger spektakuläre Zeit in den Tälern. Steile Berghänge wurden durch das Schwinden der Talgletscher instabil und stürzten in riesigen Bergstürzen in den Talgrund. Die vom Gletscher ausgehobelten und übertieften Täler wurden von beträchtlichen Schmelzwassermengen mit Lockergesteinen verfüllt. Von den Seitentälern haben sich riesige Schuttfächer in das Haupttal hinein gebildet. Es ist anzunehmen dass unmittelbar nach dem Ende der Eiszeiten die stärkste Akkumulation stattfand (MÜLLER 1995). Ein Grossteil der heute in den Talsohlen vorhandenen Schuttfächern war bereits wenige hundert bis tausend Jahre nach dem Abschmelzen der Gletscher in der heutigen Größe vorhanden.

Die Lockergesteinsfüllung eines Tals zeugt von einer vielphasigen und meist komplizierten Talgenese. Die dabei entstandene Morphologie ist das Ergebnis mehrerer, ineinander übergreifender und sich überprägender Prozesse. Nach der glazialen Überprägung der Landschaft wirkten vor allem die gravitativen und fluviatilen Prozesse. So finden wir heute vor allem an den Talflanken noch Moränenbedeckung während die Talsohle von Schottern, Gehängeschutt und Trockenschuttkegeln bedeckt sind.

Wenn man eine quartärgeologische Kartierung durchführt wird man mit den Spuren mehrphasiger Ereignisse konfrontiert. Es ist nicht immer einfach, die morphologischen Elemente klar zu identifizieren. Nicht selten bleibt es ohne Bohrproben der geologischen Vorstellungskraft überlassen wie eine Landschaftsform schlussendlich gedeutet wird. Im Folgenden werden die wichtigsten quartärgeologischen Elemente der Karte näher besprochen. Dies sind im wesentlichen glaziale, periglaziale, fluviatile und gravitative Erscheinungen.

3.4.2. GLAZIALE UND PERIGLAZIALE FORMEN UND BILDUNGEN

ÜBERBLICK

Die folgende Abbildung zeigt die Verbreitung der glazialen und periglazialen Formen im bearbeiteten Gebiet. Beide Formen nehmen eine Fläche von ca. 1.6 km² ein. Natürlich sind weitaus größere Teile des Gebietes von Vergletscherungen und Permafrost beeinflusst worden. In den „weißen“ Zonen wurden diese Spuren von anderen Prozessen überprägt und verdeckt (siehe Kapitel 3.4.3).

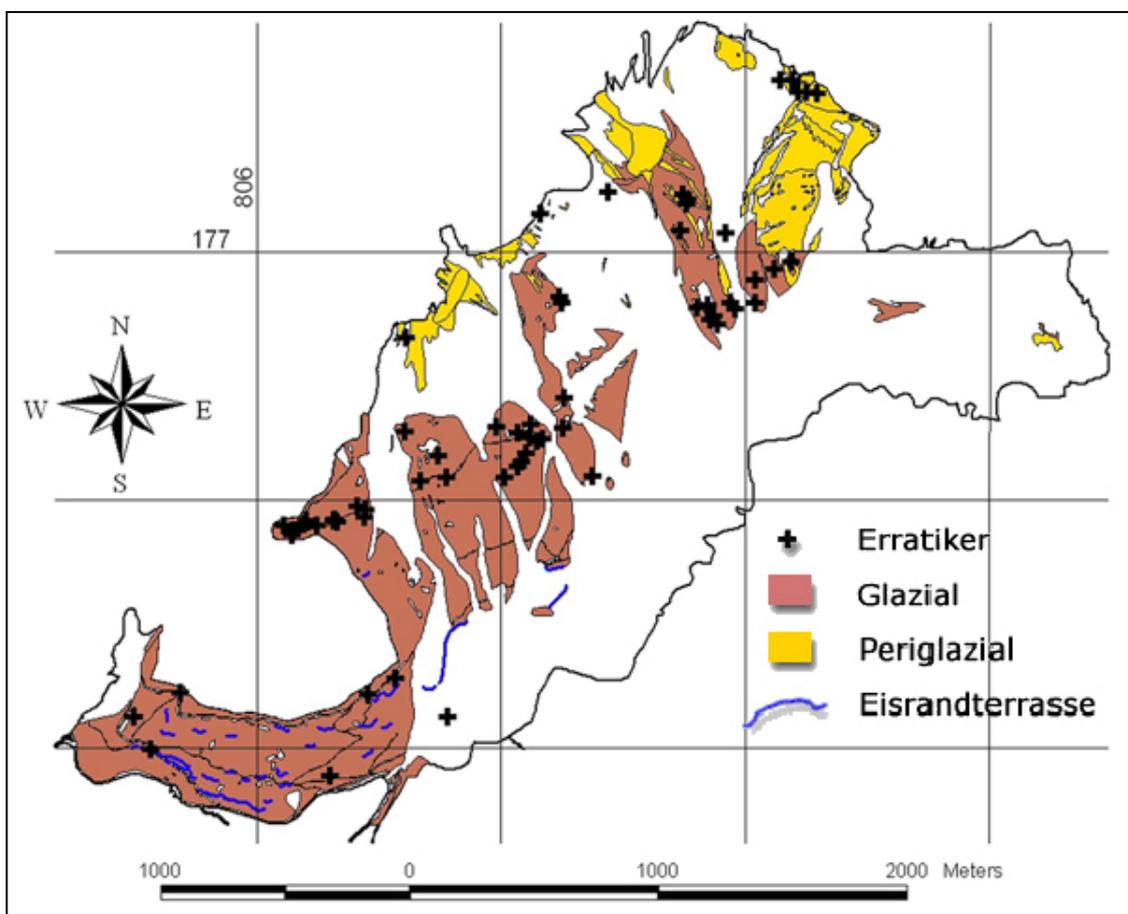


Abb. 3-12: Verteilung der glazialen und periglazialen Landschaftsformen und Ablagerungen

Im Folgenden werden die wichtigsten Vertreter dieser beiden Prozessbereiche näher besprochen.

GLAZIALE FORMEN UND ABLAGERUNGEN

„...Das **Glazial** umfasst alle Erscheinungen, Vorgänge und Ablagerungen, die mit Gletschern zusammenhängen. Dazu gehören die heutigen und die in den Eiszeiten weit in die Vorländer vorgedrungenen Gletscher...“ (SCHREINER 1992)

Heute sind im bearbeiteten Gebiet keine Gletscher mehr vorhanden. Die vorgefundenen glazialen und fluvioglazialen Formen und Ablagerungen sind Spuren ehemaliger Vergletscherung während dem Hoch-, Spät- und Postglazial.

Moräne - till

Moräne ist ein Sediment, das im Gletschereis transportiert und durch Gletschereis abgelagert worden ist, ohne oder mit nur geringfügiger Sortierung durch Wasser.
(DREIMANIS & LUNDQVIST 1984)

Der Begriff Moräne wird sowohl für die Geländeformen als auch für deren sedimentologischen Inhalt verwendet. Daher sollte man, wenn man das Sediment meint, eher von Moränenmaterial bzw. Till sprechen.

Grosse Teile des kartierten Gebietes bestehen aus Moränenbedeckung. Dies bedeutet, dass die hier vorhandenen Lockergesteine ursprünglich durch den Gletscher abgelagert wurden. Meistens wurden diese Sedimente im Postglazial durch periglaziale Prozesse sowie durch Schmelzwässer überprägt oder von Gehängeschutt überdeckt. Es war nur mögliche zwischen Verwitterungsdecke und Moränenbedeckung zu unterscheiden, wenn Erratiker vorhanden waren oder ein Lockergesteinsprofil zugänglich war.

Grundmoräne – basal lodgement till

Die Grundmoräne wird als das glazigene Sediment sensu stricto bezeichnet. Da die Ablagerung dieses Sediments unter dem Gletscher stattfindet sind die Vorgänge nicht direkt beobachtbar. Es kommt nur unter bestimmten Fließ- und Druckverhältnissen unter dem Gletscher zur Ablagerung einer Grundmoräne.

Die Grundmoräne ist ein einzigartiges Sediment. Dies betrifft die Vorgänge die zur Bildung unter dem Gletscher führen, aber auch die sedimentologischen Eigenschaften und materialtechnischen Bestimmungsgrößen.

Im Folgenden werden kurz und zusammenfassend die Eigenschaften der Grundmoräne als Sediment beschrieben. Als Quelle hierzu diente die Arbeit: "Eiszeitliche Lockergesteine – Geologie, Genese und Eigenschaften" (SCHLÜCHTER 1989).

Korngrößenzusammensetzung:

Die auffallendste und auch direkt im Feld erkennbare Eigenschaft der Grundmoräne ist die Textur. Sie beinhaltet alle Korngrößen wobei die großen Komponenten in einer volumenmäßig dominanten Matrix zu schwimmen scheinen. Dies ist auf ein fast vollständiges Fehlen von Sortiervorgängen bei der Ablagerung zurückzuführen. Eine solche Textur wird als diamiktisch bezeichnet.

Plastizitätseigenschaften und Lagerungsdichte:

Die Sedimentpartikel werden unter der Auflast des Gletschers an den Untergrund angekleistert oder bleiben stecken. Dieser druckbedingte Vorgang bewirkt eine Reduktion des Wassergehaltes. Der Wassergehalt von Grundmoränen liegt im Bereich der Ausrollgrenze w_p .

Mit dem Verdrängen von „überschüssigem“ Wasser ist auch das Erreichen eines maximalen Raumgewichts möglich. Analog zur steigenden Lagerungsdichte nimmt auch die Wasserdurchlässigkeit ab. In der Hydrogeologie sind Grundmoränen als Aquicluden d.h. als Grundwasserstauer zu betrachten.

Einregelung:

Abhängig vom Fließverhalten im Gletscher werden die Sedimentpartikel beim Ankleistern eingeregelt. Mit diesem Vorgang versucht der Gletscher den Fließwiderstand zu minimieren. Dementsprechend werden gelängte Objekte parallel zur Fließrichtung oder senkrecht darauf eingeregelt. Dieser Vorgang betrifft alle Korngrößen.

Klüftung:

Häufig zeigen Aufschlüsse von Grundmoräne eine feine Klüftung. Die Hauptflächen sind entweder oberflächenparallel oder senkrecht darauf. Die Klüftung entsteht bei der Entlastung durch den Rückzug des Gletschers.

Form der Geschiebe:

Die Bearbeitung der Geschiebe durch den Gletscher läuft darauf hinaus, dass sich eine möglichst widerstandsfreie Idealform herausbildet. Das typische glazigene Geschiebe besitzt eine Bügeleisenform und verfügt über geritzte Oberflächen.



Abb. 3-13: Geritztes Geschiebe (806675/176062)

Wie stark die Geschiebform dieser Idealform gleicht hängt ab von der Lithologie und von der Transportdauer im Eis.

Im bearbeiteten Gebiet findet man mehrere Aufschlüsse entlang der Strasse zur Alp Laschadura bei den Koordinaten (805687/175136), (805726/175132), (805902/175115), (806189/175105) und (806256/175135) sowie an der Hauptstrasse bei den Koordinaten (805681/174827) und (806581/174864).

Moränenwall

Die Sedimentfracht die der Gletscher im Nährgebiet aufnimmt wird unterhalb der Gleichgewichtslinie (G.L.) entlang den Fließvektoren an den Gletscherrand transportiert und ausgeschmolzen. Dauert dieser Förderbandprozess über längere Zeit an und bleibt der Gletscher stabil, so kann sich am Gletscherrand ein Wall ausbilden. Je nach Position zum Gletscher wird dieser Wall als Seiten-, Mittel- oder Endmoräne bezeichnet.

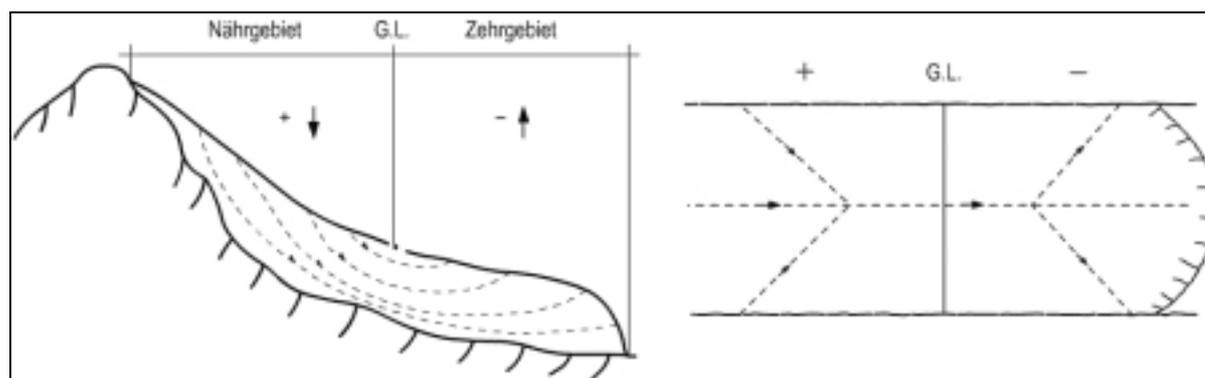


Abb. 3-14: Fließ- und Transportwege von Geschiebe im Gletschereis (nach SCHLÜCHTER 1989)

Bei der Kartierung musste strikte unterschieden werden zwischen Moränenwällen, welche einen Gletscherstand widerspiegeln, und Wällen aus Moränenmaterial. Nicht jeder Wall aus Moränenmaterial stellt wirklich einen Gletscherstand dar. Häufig entstehen solche Wälle durch postglaziale Erosion der Moränenbedeckung. Zum Beispiel in der Prada da Laschadura sind zahlreiche „Wälle“ durch fluviatile Erosion von Eisrandterrassen entstanden. Eindeutige Moränenwälle konnten an zwei Orten im Gebiet identifiziert werden.

Der Kessel von Nuna wird an seiner Ost- und Westgrenze umsäumt von einer kleinen Endmoräne. Die Wälle entstammen einer Lokalvergletscherung die bis an den Kesselrand reichte.

Im östlichsten Teil des Gebietes, unterhalb der Hochebene Laschadurella, wird ein Moränenwall vom Ova da Laschadura anerodiert. Auch hier kann die Ursache nur eine Lokalvergletscherung sein die über die Steilstufe bis zu dieser Stelle kam.



Abb. 3-15: Endmoränen am Kessel von Nuna
am vorderen Kesselrand wird durch die Endmoräne ein See aufgestaut



Abb. 3-16: Vom Bach anerozierter Moränenwall bei Laschadurella

Moränenbastion – Kessel von Nuna

Eine Moränenbastion entsteht, wenn sich bei einem Gletscher der Akkumulationsbetrag und der Ablationsbetrag im Gleichgewicht befinden. Der Gletscher stößt nicht vor, wirkt aber immer noch als geologisches Förderband. Wenn dieses Gleichgewicht über längere Zeit anhält, schaufelt sich der Gletscher sein Bett in die Höhe. Durch das Ausschmelzen der Geschiebe bleibt deren Einregelung erhalten. Sie sind parallel zu den ehemaligen Bewegungsflächen im Eis eingeregelt. Damit sich eine Moränenbastion entwickeln kann muss vor allem eine Bedingung erfüllt sein.

Aus dem Einzugsgebiet muss genügend Lockergestein herangeführt werden; das Anstehende muss erodierbar sein.

Ein gutes Beispiel für eine Moränenbastion ist der Kessel von Nuna. Der Kessel ist nach SE hin geöffnet. Eine Felsstufe trennt eine untere Ebene (2630 müM) vom oberen Teil des Kessels (2710 müM). Im unteren Teil des Kessels wurde eine große Menge von Lockergestein angehäuft und teilweise über den Kesselrand hinaus geschoben. Heute wird der Grossteil der ehemaligen Bastion von 2 Blockgletschern und von Schuttfächern bedeckt (siehe Profil Abb.3-19).



Abb. 3-17: Kessel von Nuna, Blickrichtung NW

Bei der geologischen Kartierung des Kessels hat sich herausgestellt, dass dessen Entstehung mindestens dreiphasig ist (siehe nächste Seite).

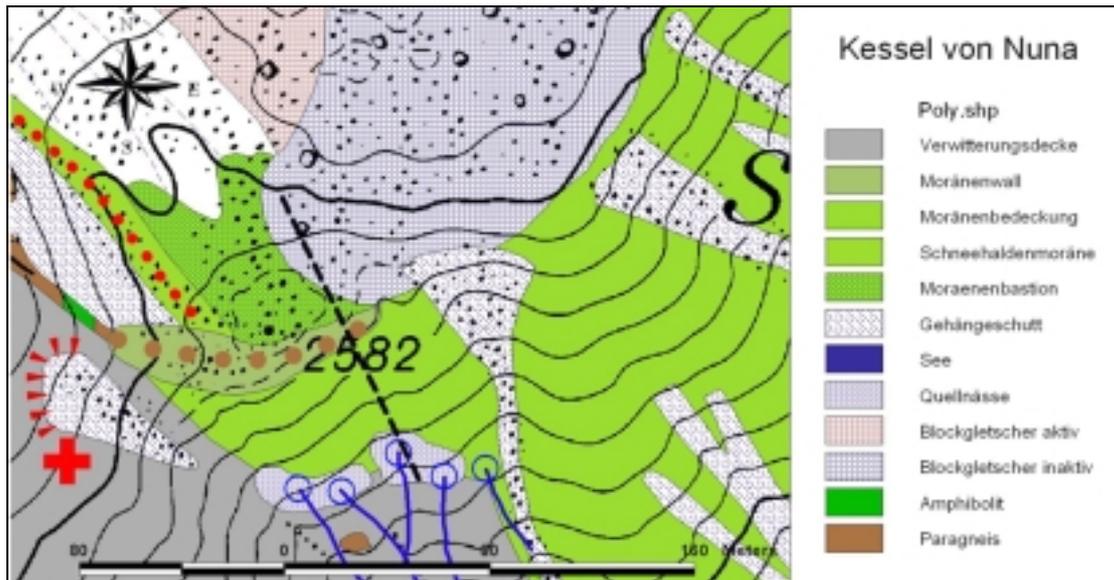


Abb. 3-18: Detailansicht des südwestlichen Kesselrandes mit eingezeichneter Profilsur

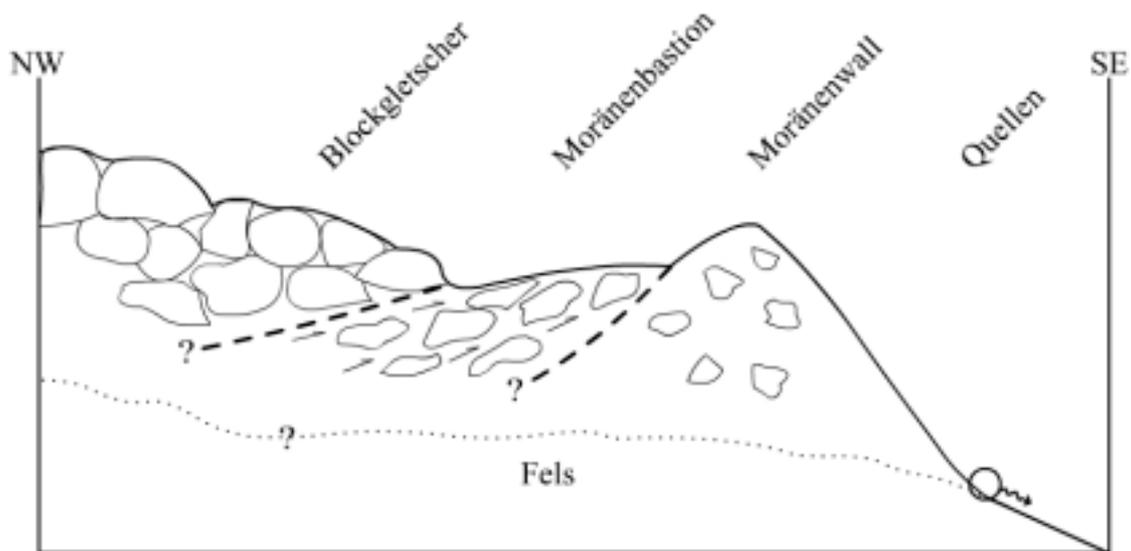


Abb. 3-19: Schematisches Profil durch den Kesselrand

In einer ersten Phase wurden die Endmoränen aufgebaut welche an beiden Kesselrändern noch erhalten sind. Während dieser Phase räumte der Gletscher ein bereits bestehendes Kar aus. Die somit aufgenommenen Geschiebe wurden am Rand des Kessels zu einer Endmoräne ausgeschmolzen.

Die zweite Phase führte zur Entstehung der Moränenbastion. Die klimatischen Verhältnisse müssen sehr ähnlich wie bei der ersten Phase gewesen sein. Akkumulation und Ablation befanden sich im Gleichgewicht. Da dieser Zustand wahrscheinlich über längere Zeit anhielt, konnte sich der Gletscher sein Bett in die Höhe schaufeln. Dabei durchbrach er die früher angelegten Endmoränen und schüttete Moränenmaterial über den Kesselrand hinaus.

Als sich der Gletscher während einer wärmeren Periode des Postglazials zurückzog, ließ er eine große Menge Lockergestein im Kessel zurück. Dieses Material wurde als Blockgletscher aktiv und bewegte sich zum Kesselrand.

Wie sich diese Phasen in die Geschichte des Spät- und Postglazials einordnen lassen, ist noch nicht geklärt. Wahrscheinlich können alle drei Phasen dem Egesenvorstoß zugeordnet werden. Dafür spricht die relativ hohe Lage der Endmoräne auf 2630 müM.

Eisrandterrasse / Kamesterasse

Als Eisrandterrassen werden Ablagerungen bezeichnet, die im Zwischenraum zwischen dem Gletscher und dem benachbarten Talhang entstanden sind (EHLERS 1994). Sie können sich entweder am Gletscherrand oder an der Gletscherstirn ausbilden. In den Alpentälern sind Eisrandterrassen meistens als talparallele Abflachungen in den Hängen beobachtbar. Sie eignen sich gut zum Rekonstruieren von ehemaligen Gletscherständen. Typisch für den sedimentologischen Inhalt von Eisrandterrassen ist das Einschalten von fluviatilen Sedimenten in Moränenmaterial. Normalerweise entstehen sie beim Rückzug des Gletschers, wenn die Akkumulation vom Hang und von der Gletscheroberfläche (Schmelzwasser) zunimmt. Im kartierten Gebiet konnten zwei Grundtypen von Eisrandterrassen beobachtet werden.

Beim **ersten Typ** dominiert die Materialzufuhr vom Gletscher her. Durch die erhöhte Schmelzwassermenge wird an der Eisoberfläche ausgeschmolzenes Moränenmaterial mobilisiert und fließt als „till flows“ an den Gletscherrand. Je nach Wasseranteil in dieser „Mure“ entstehen sehr unterschiedliche Sedimenttypen. Die am Gletscherrand abgelagerten Sedimente werden häufig durch Schmelzwasser reaktiviert und neu abgelagert. So entsteht ein großes Spektrum an unterschiedlich sortierten randglazialen Ablagerungen. Viele Terrassen von diesem Typ sind oberhalb der Hauptstrasse, in der Prada Laschadura vorhanden. Diese natürlichen Abflachungen wurden häufig als Baugrund genutzt. Auf solchen Terrassen findet man auch im flachen Teil häufig Erratiker. Durch die postglaziale Erosion dieser Terrassenlandschaft entstanden viele wallartige Strukturen. Diese Wälle aus Moränenmaterial dürfen jedoch nicht als Moränenwall bezeichnet werden.

Beim **zweiten Typ** spielt die Materialzufuhr vom Gletscher nur eine nebensächliche Rolle. Der Hauptanteil des Materials wird vom Hang her geliefert. Dies kann zum Beispiel ein Schuttfächer sein der sich an den Eisrand heranschüttet. An diesem Hindernis angelangt, wächst die Front des Schuttfächers permanent in die Höhe. Beim Abschmelzen des Eises bleibt eine Eisrandterrasse in diesem Schuttfächer zurück. Ein Beispiel dieses Typs ist im Taleingang ersichtlich. Die beträchtliche Höhendifferenz zwischen der Terrassenoberkante und dem heutigen Flussbett (50 – 60 m) lässt sich nur durch die Existenz eines Eiskörpers während der Bildung des Schuttfächers erklären.



Abb. 3-20: Eisrandterrasse im Eingangsbereich des Tales (806738/175233)

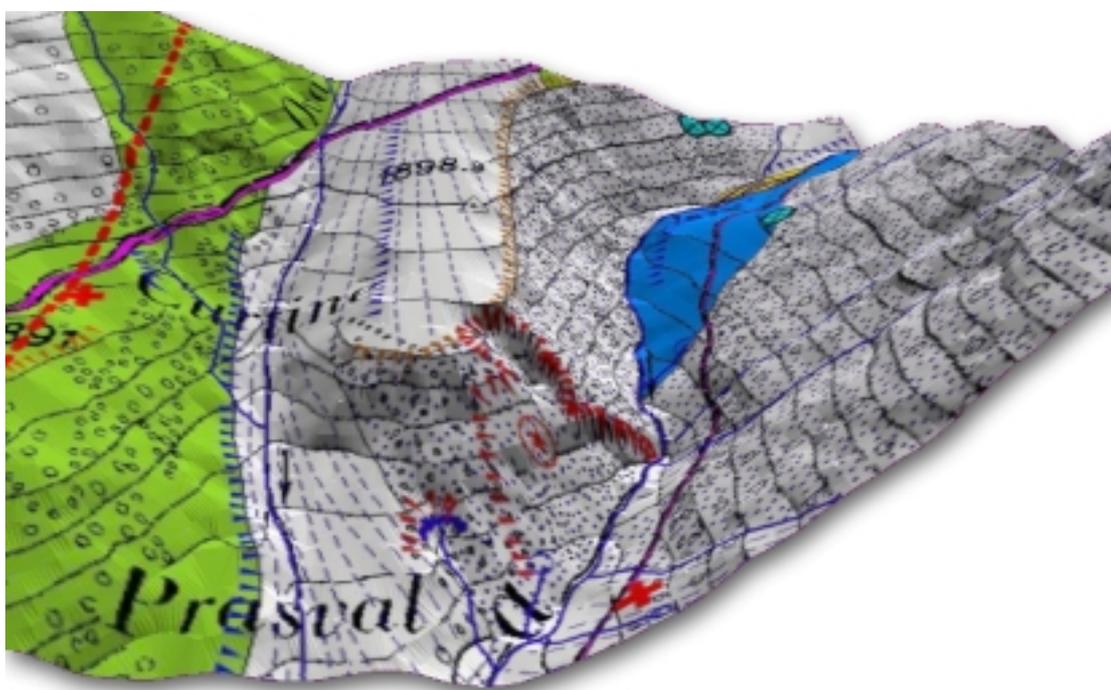


Abb. 3-21: 3D Ansicht der Eisrandterrasse mit der jungen Zerschneidung im Westen (blaue Terrasse)

Erratiker / Findling

Erratiker oder Findlinge sind vom Gletscher transportierte und abgelagerte Blöcke. Je nach Transportart und –distanz sind sie kantengerundet und haben eine geritzte Oberfläche. Erratiker bestehen aus ortsfremden Lithologien und „passen“ meistens nicht in die lokale Geologie.

Von besonderem Interesse sind Blöcke, deren geo- und petrographische Herkunft genau bekannt ist. Anhand solcher Erratiker lassen sich Fließwege und Einzugsgebiete der beteiligten Gletscher rekonstruieren. Im Falle des Inn-gletscher wären dies beispielsweise Julier Granite. Leider wurden im kartierten Gebiet keine typischen Leitgesteine des Inn-gletscher angetroffen. Die Lithologien aller näher untersuchten Erratiker entstammen der unmittelbaren Umgebung und sind im Kartiergebiet anstehend. Es ist trotzdem anzunehmen dass durch Transfluenz Inn-Eis von Zernez her durch die Val Laschadura über die Fuorcla Stragliavita geflossen ist.

Fast alle Erratiker im Kartiergebiet sind kristalline Blöcke. Auf Sedimentblöcke trifft man nur sehr selten. In die Karte wurden nur markante Blöcke ($D > 0.5\text{m}$) aufgenommen. Im Anhang sind alle wichtigen Informationen über die kartierten Erratiker aufgelistet.



Abb. 3-22: Erratischer Block bei (805571/174992)

PERIGLAZIALE FORMEN UND BILDUNGEN

*Unter **Periglazial** versteht man morphologische und geologische Prozesse, die in kalten Gebieten außerhalb der Gletscher meistens infolge von Permafrost entstehen. Die Nachbarschaft von Gletschern ist jedoch nicht zwingend. Der größte Teil der heutigen Periglazialgebiete liegt in gletscherfreien Gebieten (SCHREINER 1992).*

***Permafrost** ist ein Abschnitt unterschiedlicher Mächtigkeit von Lithosphärenmaterial in unterschiedlicher Tiefe unter der Erdoberfläche, in dem seit langem Temperaturen unter 0°C herrschen (WEISE 1983).*

Der Begriff Permafrost wird ausschließlich auf Basis der Zeit und der Temperatur definiert. Andere Merkmale wie Mächtigkeit, Alter, Lithologie etc. können innerhalb weit auseinanderliegender Extrema variieren. Nach dem relativen Flächenanteil den der Permafrost in einem Gebiet einnimmt unterscheidet man:

- **kontinuierlichen** Permafrost : permafrostfreier Boden tritt nur ausnahmsweise und sehr lokal auf.
- **diskontinuierlicher** Permafrost : mehr als 50% der Fläche wird von Permafrost ausgemacht.
- **sporadischer** Permafrost : Permafrost tritt nur unter speziellen Bedingungen auf (Exposition, Mikroklima).

Das bearbeitete Gebiet besteht vorwiegend aus diskontinuierlichem Permafrost. Dies wird bedingt durch die Höhenlage und die Exposition. Die Untergrenze von diskontinuierlichem Permafrost in den Alpen liegt bei ca. 2300 müM.

Erscheinungen an der Erdoberfläche die unter dem Einfluss von Bodenfrost entstehen, werden als **kryogene Formen** bezeichnet. Maßgebend für die Ausbildung solcher Formen ist die oberste Schicht des Bodens. Diese wird auch als active layer bzw. Mollisol bezeichnet. Sie unterliegt den jahrezeitlichen Temperaturschwankungen und wird daher immer wieder gefroren und aufgetaut. Beim Auftauen dieser Schicht entsteht kurzfristig ein wasserübersättigtes Substrat dass sich verformen lässt und fließbar ist.

Nicht alle der hier beschriebenen Formen sind an Permafrost gebunden. Schneehaldenmoränen und Nivationsnischen können auch ohne das Vorhandensein von Bodengefrorenis entstehen. Allerdings wird die Überlebensdauer, und damit die Wirksamkeit solcher Formen erheblich durch den Permafrost erhöht.

Schneehaldenmoräne / Firnmoräne

***Nivation** ist die unmittelbare Wirkung des perennierenden und temporären Schnees auf den Untergrund durch Bewegung, Druck und reines Schmelzwasser. Die Wirkung von Lawinen gehört nicht zu diesem Prozessbereich. Bei der Nivation treten folgende Prozesse auf: Frostverwitterung, Massentransport, Abtrag und Akkumulation durch Schmelzwasser und Solifluktion unterhalb der Schneeflecken (WEISE 1983).*

Die Schneehaldenmoräne gehört zu den akkumulativen Formen der Nivation. In steilem Gelände können Schneeflecken als Gleitbahn funktionieren. Sturzmaterial und Gehängeschutt dass auf den Schneefleck fällt, gerät ins Rutschen und sammelt sich am

unteren Ende des Firnflecks an. Kommt weiteres Sturzmaterial an derselben Stelle zum Stillstand bildet sich mit der Zeit ein Wall aus. Solche Wälle bestehen aus kantigen bis mehrere Meter großen Blöcken. Diese liegen meist sperrig aufeinander und sind zu Fuß schwer zu begehen. Schneehaldenmoränen sind häufig unterhalb von Felswänden in steilem Gelände zu finden. Wenn sich die Firmoräne wie in Abb. 3-23 auf einer Abflachung befindet kann sie sehr leicht mit einem Blockmeer verwechselt werden.



Abb. 3-23: Schneehaldenmoräne auf 2620 müM (806795/176831)

Nivationsnischen

Die wichtigste erosive Form der Nivation sind die Nivationsnischen. Wesentlich für die Entstehung von Nivationsnischen sind eine verstärkte Schneeakkumulation und ein längeres Überdauern des Schneeflecks im Vergleich mit der Umgebung. Ähnlich wie bei der Karbildung wird vorwiegend an der Grenzzone Schnee-Umgebung erodiert. Der Abtransport des Materials geschieht durch die Wirkung von Wind und Wasser. Das Fehlen von ausgeprägten fluvialen Rinnen deutet auf einen verstärkten Einfluss von Wind.



Abb. 3-24: Nivationsnische auf der Fuorcla Stragliavita (808140/177657)

Girlandenrasen

Das periglaziäre Frostbodenfließen (Solifluktion) wird durch den hohen Wassergehalt des Auftaubodens ausgelöst. Dieser führt zu einer Herabsetzung der Scherfestigkeit des Substrats; bei Überschreiten der Fließgrenze bewegt sich das Material langsam hangabwärts. Bereits ab einer Hangneigung von etwa 2° beginnt der Auftauboden zu fließen (EHLERS 1994).

Der Grasbewuchs an der Front der Girlande wirkt als natürlicher Hangstabilisator und schränkt dadurch die Fließbewegung ein (siehe Abb. 3-25). Da der Prozess durch die Vegetation gehemmt wird spricht man von gehemmter bzw. gebundener Solifluktion.

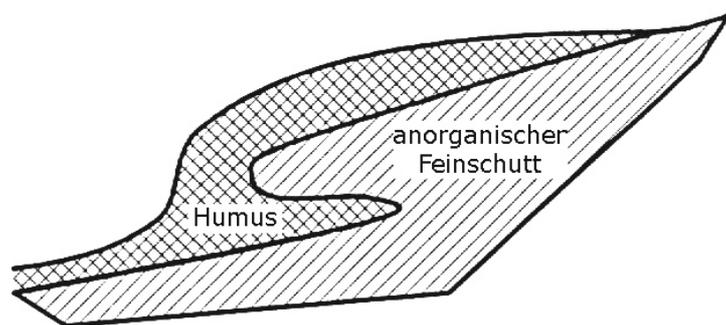


Abb. 3-25: Schematischer Querschnitt durch eine Girlande (BOESCH 1969)

Girlandenrasen treten vor allem über karbonatischem Untergrund auf. Die größte zusammenhängende Fläche ist im Hang unterhalb der Fuorcla Stragliavita vorhanden. Die Stirnfront der kleinen Terrassen wird durch eine Wulst aus Humus und Grasbewuchs gebildet. Die Terrassenfläche selber besteht aus anorganischem Gesteinsschutt mit Feinanteilen.



Abb. 3-26: Girlandenrasen bei (808220/177300)

Wanderblöcke

Meist sind dies Findlinge die durch Solifluktion hangabwärts bewegt wurden. Typisch ist eine Stauchwulst an ihrer talwärtigen Seite und eine vegetationsärmere Auswanderungsnische an der Oberseite (siehe Abb. 3-27). Sie treten ab Höhenlagen von ca. 2200 müM weit verbreitet auf. Wanderblöcke setzen nicht unbedingt das Vorhandensein von Permafrost voraus.

Die Bewegung der Blöcke findet meist im Frühling statt. Wenn das Bodeneis in der Auftauzone (Mollisol, active layer) im Frühling schmilzt, führt dies zusammen mit Schneeschmelze und Regen zu einer Durchtränkung und Wasserübersättigung des Auftaubodens. Der Auftauboden kann sich über saisonal gefrorenem Untergrund oder über Permafrost befinden. Auf diesem Brei können die Blöcke hangabwärts gleiten. Je häufiger diese Frost-Tau Zyklen sind, umso ausgeprägter werden diese Formen.

Besonders in dellentartigen Tiefenlinien der Hänge können sich Wanderblöcke als Solifluktionsschutt anhäufen. Als Beispiel hierzu seien die Steinrinnen unter der Front des Kessels von Nuna genannt.

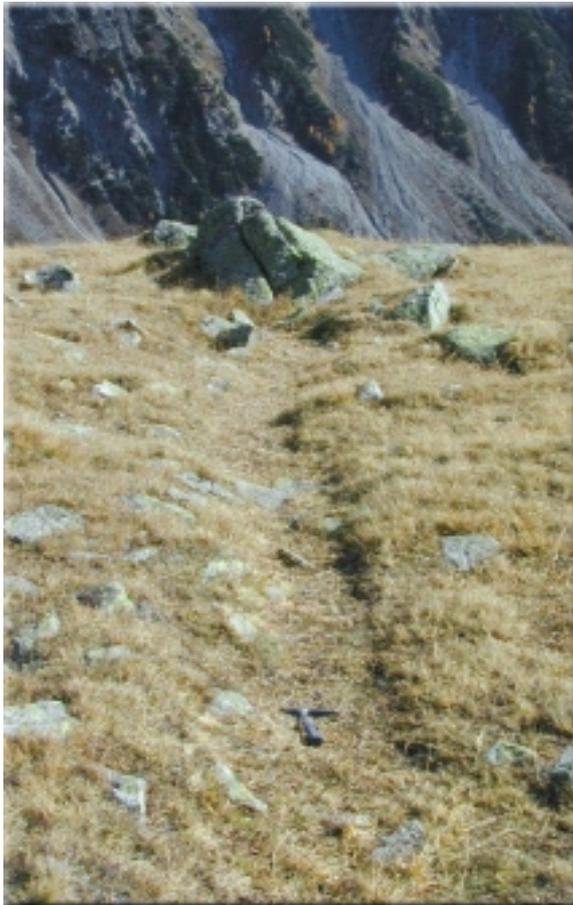


Abb. 3-27: Auswanderungsnische hinter Wanderblock bei (807105/176950);
Blickrichtung hangabwärts

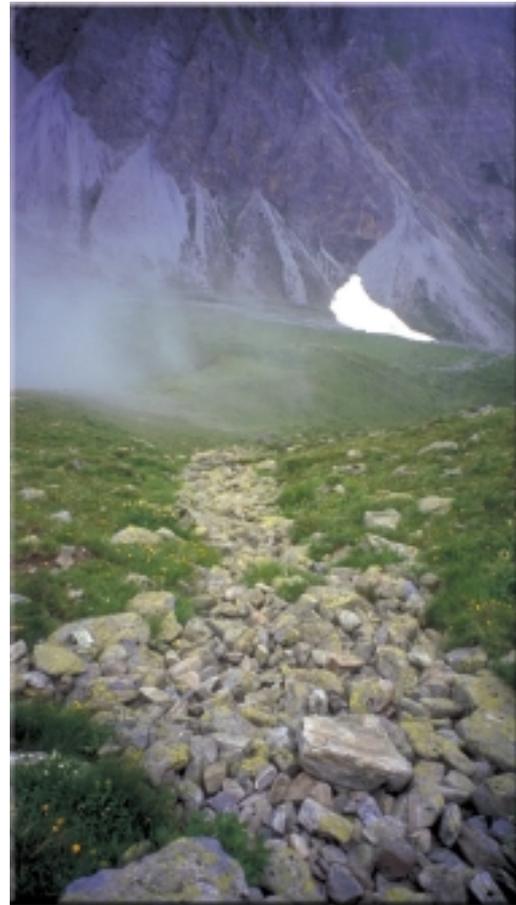


Abb. 3-28: Rinne mit Wanderblöcken unterhalb von (807788/177260)

Blockgletscher

Blockgletscher sind grobblöckige, meist zungenförmige Schuttkörper, deren Oberfläche durch parallel oder konzentrisch angeordnete Wülste eine Fluidialstruktur erhält und so den Eindruck einer erstarrten Gletscherzunge aus Blockschutt vermittelt (SCHWEIZER 1968) .

Es gibt zwei unterschiedliche Arten wie Blockgletscher entstehen können. Die „echten Blockgletscher“ entstehen aus Schutthalden oder anderen Lockergesteinsquellen in deren Porenräumen sich Eis angereichert hat. Sie sind reine Erzeugnisse des Permafrostes und stehen nicht in Beziehung zu einem Gletscher. Sie entstehen vorwiegend in Gebieten mit grobblöckig verwitternden Gesteinen. Im Nationalpark sind sie namentlich im Bereich der kalkführenden Hauptdolomit-Gruppe zahlreich vorhanden und gut ausgebildet. Aber auch die Gneise des Silvretta Kristallins eignen sich gut zur Ausbildung von Blockgletschern. Im Gegensatz dazu gibt es die Blockgletscher die aus einem mit Schutt überladenen Gletscher entstehen.

Unter der oft sehr grobblockigen sommerlichen Auftauschicht von wenigen m Mächtigkeit befindet sich die ganzjährig gefrorene Permafrostzone. Diese Zone kann mehrere Dekameter bis über 100 m mächtig werden. Regenwasser, Schmelz- und Grundwasser, welches in diese Zone gelangt, kühlt ab und gefriert. So kann sich das Eis kontinuierlich anreichern bis schließlich der ganze Porenraum eisgefüllt ist. Dieser Zustand wird als eisgesättigter Permafrost bezeichnet. Sobald genügend Eis vorhanden ist um den internen Scherwiderstand der Schutthalde zu überwinden, beginnt das Eis-Gestein-Gemisch zu kriechen.

Aktive Blockgletscher bewegen sich langsam talabwärts. Der Bewegungsvorgang ähnelt dem eines Raupenfahrzeugs. Der grobblöckige Schutt an der Oberfläche wird nach vorne transportiert. Der Bewegungsbetrag nimmt dabei im Inneren des Blockgletschers von oben nach unten ab. An der Stirn des Blockgletschers bildet sich eine „Sturzfront“ aus. Die steile Stirn und die Fließformen an der Oberfläche sind eindeutige Zeichen dass sich der Blockgletscher noch in Bewegung befindet. Aktive Blockgletscher können als Indikator für diskontinuierlichen Permafrost im Hochgebirge verwendet werden.

Inaktive Blockgletscher besitzen zwar noch Eis im Innern, dieses ist aber mengenmäßig nicht ausreichend damit er sich noch bewegen kann. Sie verfügen meistens über eine flachere Stirn. Auf den feinmaterialreichen Partien beginnt sich Vegetation anzusiedeln. Beim **reliktischen Blockgletscher** ist das gesamte Eis im Innern abgeschmolzen und an seiner Oberfläche zeigen sich Zerfallsstrukturen.

Anhand von reliktischen und inaktiven Blockgletschern lassen sich ehemalige Permafrostgrenzen auskartieren.

Im bearbeiteten Gebiet sind nur im Kessel von Nuna Blockgletscher vorhanden. Das Fehlen einer aktiven Sturzfront und die chaotische Oberfläche des größeren Blockgletschers lässt vermuten, dass dieser inaktiv ist. Der Kleinere zeigt schöne Bewegungsformen an seiner Oberfläche und ist daher noch aktiv. (siehe Abb. 3-28)

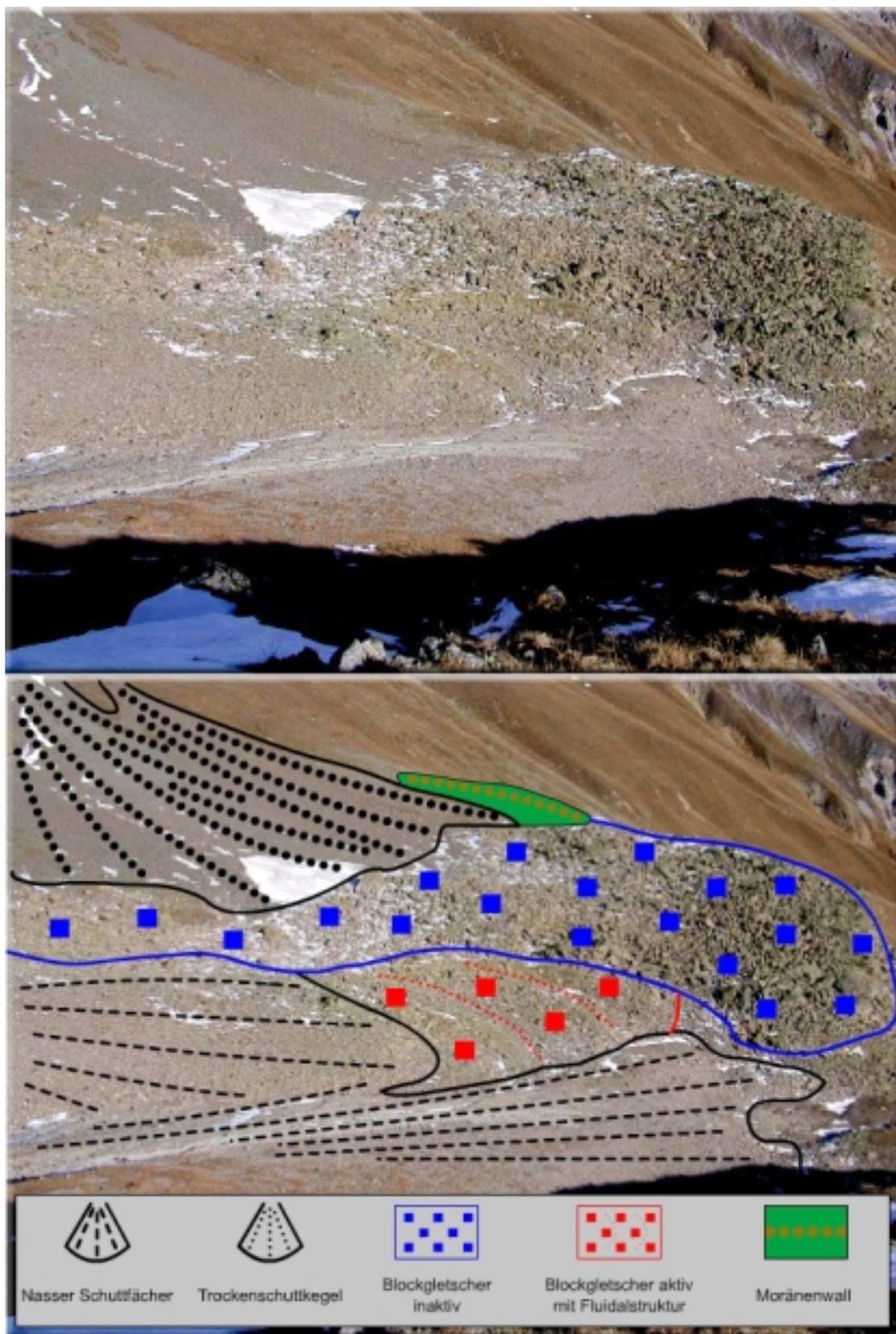


Abb. 3-29: Blockgletscher im Kessel von Nuna

Frostmusterböden

Im Periglazialbereich kommt es durch verschiedene Teilprozesse der Kryoturbation zur Materialsortierung. Der Wichtigste dieser Teilprozesse ist das Auffrieren. Bevorzugt unter den groben Komponenten bildet sich beim Gefrieren Kammeis. Dies sind senkrecht auf die Abkühlungsfläche wachsende Eisnadeln. Durch ihr Wachstum werden die obersten Bodenpartikel leicht angehoben. Beim Auftauen knicken die Eisnadeln in Abhängigkeit vom Gefälle ab. Dadurch kommt es zu einer Verlagerung der Bodenpartikel. Das Feinsubstrat wölbt sich beim Gefrieren leicht auf. Dies unterstützt die Ansammlung der Grobkomponenten um die Zonen aus Feinsubstrat. Auf ebenem Untergrund führt dies zur Bildung von Polygonböden.

Bereits ab einer Hangneigung von ca. 2° gehen die Polygone in Streifen über. (siehe Abb. 3-29)

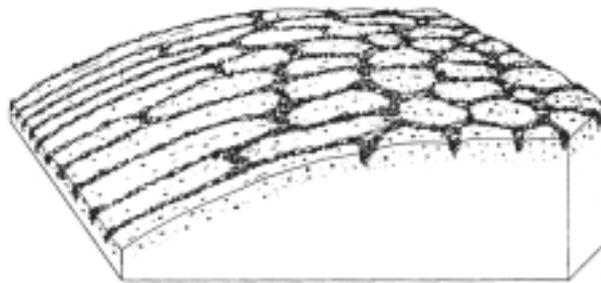


Abb. 3-30: Polygonböden und Streifen

Die Passhöhe der Fuorcla Stragliavita wird durch die Engadiner Linie zweigeteilt. Sie lässt sich in einen Teil mit karbonatischem Mutterfels und einen Teil mit kristallinem Untergrund gliedern. Die karbonatische Seite wird von in situ gebildetem Gesteinsschutt bedeckt. Die Moränenbedeckung auf dieser Passseite reduziert sich auf einzelne, faust- bis kopfgroße Findlinge. Die Vegetation ist hier recht spärlich vorhanden und beschränkt sich auf einzelne Moosflecken.



Abb. 3-31: Periglazialer Strukturboden auf der Fuorcla Stragliavita

3.4.3. GRAVITATIVE UND FLUVIALE FORMEN UND BILDUNGEN

ÜBERBLICK

Die hier beschriebenen Formen und Bildungen sind Zeugen der enormen Massenbewegungen die mit dem Schwinden der Gletscher einsetzten. Vor allem gravitative und fluviale Prozesse führten zur Talzuschüttung und zur Bildung des heutigen Talreliefs.

Auf der geologischen Karte nehmen diese Formen und Bildungen eine beträchtliche Fläche ein:

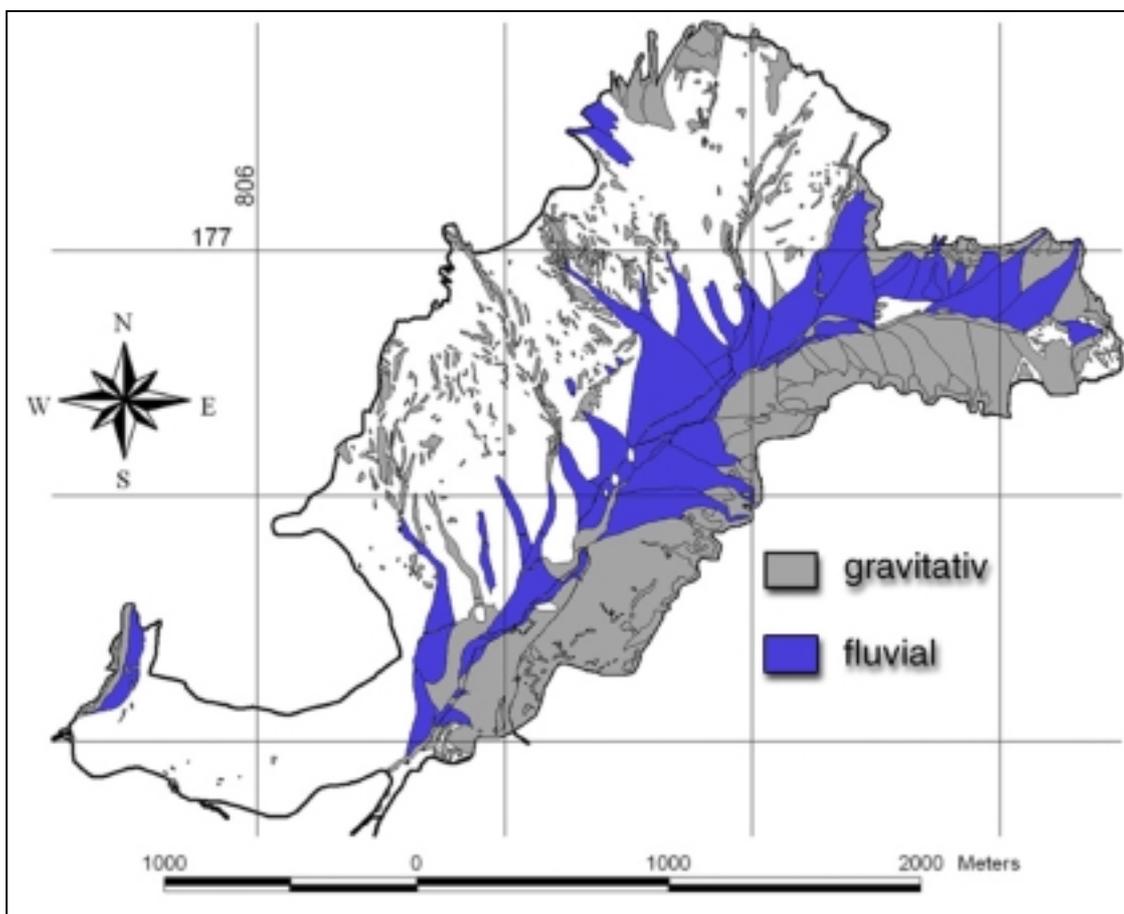


Abb. 3-32: Gravitative und fluviale Formen im Kartiergebiet

Im Folgenden werden die wichtigsten Formen entsprechend ihrer Reihenfolge in der Legende besprochen.

GRAVITATIVE FORMEN UND BILDUNGEN

An allen Prozessen auf der Erdoberfläche ist die Schwerkraft mitbeteiligt. Gravitative Formen entstehen jedoch nur durch die Wirkung der Gravitation auf das Relief. Massenbewegungen die nur durch die Schwerkraft angetrieben werden und ohne jegliches Transportmedium ablaufen ergreifen sowohl Festgesteins- als auch Lockergesteinsmassen. Solche Massenbewegungen sind eng verbunden mit der Denudation. Denudation bezeichnet alle Vorgänge, die unter Einwirkung der Schwerkraft eine Abfuhr von Zersatz- und Verwitterungsdecken besorgen. Die Denudation führt schließlich zur Entblößung von anstehendem Gestein bzw. des Grundgebirges.

Die zwei wichtigsten Formen sind Schutthalden und Schuttkegel. Sie unterscheiden sich in ihrer Genese nur in der Art des Abtransports.

Gehängeschutt und Schutthalden

Gehängeschutt entsteht überall dort, wo von der Erosion bereitgestelltes Material gravitativ abtransportiert werden kann. Die erosiven Kräfte in diesen Höhenlagen sind hauptsächlich Frostsprengung und chemische Verwitterung. Geschieht dies über längere Zeit, gleichmäßig verteilt über die ganze Breite einer Felswand, so entsteht eine Schutthalde an deren Fuß. Das von der Verwitterung bereitgestellte Material wird durch Stürzen und Rollen zu seinem Ablagerungsort an den Hängen unterhalb der Wand transportiert. Die großen Komponenten gelangen beim Sturz am weitesten abwärts, die Feinbestandteile bleiben im obersten Teil der Halde liegen. Durch die lockere Lagerung der Komponenten bedingt, stellt sich ein maximaler Böschungswinkel ein. Die Halde bleibt nur durch die innere Reibung des Korngerüsts stabil.

Wie auf der Karte ersichtlich ist, findet sich Gehängeschutt vorwiegend in Erosionsrinnen und in Form von Schutthalden unterhalb der steilen Dolomitwände. Die Erosion ist hier verstärkt wirksam und garantiert ein genügend großes Angebot an Verwitterungsschutt. Trotz der gleichen Signatur wurde bei der Kartierung der Gehängeschutt in drei morphodynamische Regionen unterteilt: Erosion, Akkumulation und Transit oder Transport. In Erosionsrinnen kommt es vorwiegend zur Erosion und Transport von Gehängeschutt. Die Ablagerung entsteht eher am Ende der Rinne oder am Fuß einer Felswand.



Abb. 3-33: Schutthalde unterhalb der Dolomitwände in der Laschadurella

Schuttkegel

In der Regel werden Schutthalden nicht aus der ganzen Fläche der Felswand gespeist. Der Abtransport des Verwitterungsschuttes geschieht meist entlang von Klüften und Rinnen im Felsgestein. Am unteren Ende solcher Schutt- und Steinschlagrinnen bilden sich Schuttkegel aus. Am Fuß von langgestreckten Felswänden können diese Kegel mit der Zeit zusammenwachsen und ihre typische Form verlieren. Daher ist die Unterscheidung von Schutthalden und Schuttkegeln nicht immer einfach (Abb.3-34). Aktive Trockenschuttkegel und -halden sind meistens nur schwach begrünt. Die Aktivität verteilt sich auf die ganze Kegeloberfläche. Dadurch wird ein Ansiedeln von Vegetation verhindert.

Bei der Bildung von Schuttkegeln wirken keine anderen Transportmedien mit. Trotzdem findet man auf ihrer Oberfläche häufig Spuren von Murgängen. Diese entstehen nach heftigen Gewittern. Der Oberflächenabfluss sammelt sich in den Steinschlagrinnen und fließt als Murgang über den Kegel. Häufig verfolgen die Murgänge die Nahtstelle zwischen zwei Schuttkegeln. Sie sind jedoch nicht an der Entstehung der Trockenschuttkegel beteiligt. Sie überprägen lediglich deren Oberfläche (Abb. 3-34) und führen Material in die nächste Rinne.



Abb. 3-34: Trockenschuttkegel der Laschadurella mit fluvialer Überprägung der Oberfläche (Murgänge)

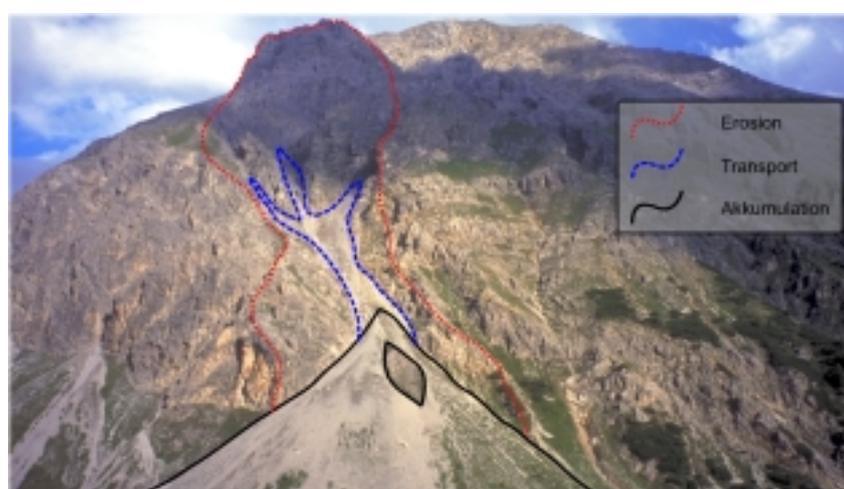


Abb. 3-35: Trockenschuttkegel mit möglicher Unterteilung morphodynamischer Regionen (808038/176388)

FLUVIALE FORMEN UND BILDUNGEN

Das fließende Wasser ist die bedeutendste formbildende Kraft auf der Erdoberfläche. Dementsprechend häufig sind fluviale Formen und Bildungen. Sie treten überall dort auf, wo gefallenenes Regenwasser oder Schmelzwasser oberflächlich abfließen kann.

Im bearbeiteten Gebiet treten fluviale Formen und Bildungen vorwiegend auf der nördlichen Talseite auf. Hier garantieren die relativ undurchlässigen Gesteine im Untergrund ein verstärktes, oberflächliches Abfließen. So kann das Wasser Material verlagern und seinen Einfluss auf die Umgebung ausüben. Dabei entstehen sowohl akkumulative als auch erosive Formen. Auf der Südseite versickert ein großer Teil des Niederschlags und fließt unterirdisch ab (Karst).

Murgänge

„...Murgänge sind eine wildbachtypische Sonderform der Hochwasserabflüsse. Sie sind Gemische aus Wasser und Feststoffen (Boden, Gesteinsschutt aller Korngrößen, Holz). Sie bewegen sich in Wildbachbetten oder Hangfurchen schnell bis sehr schnell zu Tal und erreichen den Vorfluter unmittelbar oder entmischen sich im Bereich abnehmenden Gefälles, wobei sich die Feststoffe ganz oder teilweise in Umlagerungstrecken, auf Schwemmkegeln oder im Talboden ablagern...“ (Wildbachverbauung; Begriffe, Planung und Bau. Deutscher Normenausschuss, Berlin)

Murgänge gehen typischerweise nach starken Regenfällen, wenn der Boden genügend durchnässt ist nieder. Das Wasser-Feststoff-Gemisch erreicht eine solch hohe Dichte, so dass große Blöcke oben aufschwimmen. Die Ablagerung, die dabei entsteht, ist eine Schicht von unsortiertem Sediment, häufig mit eingestreuten großen Komponenten. Meistens sind solche Schichten invers gradiert.



Beim Niedergang bilden Murgänge entlang der Rinnenwand Uferwälle (levees). Diese bestehen gewöhnlich aus dem größten Material dass oben aufschwimmt. Durch den hohen Feststoffanteil besitzen Murgänge eine starke erosive Kraft. Während eines Ereignisses können solche Rinnen durchaus um einige Meter ausgetieft werden. In reinen Murgangrinnen fließt normalerweise kein Wasser. Diese Rinnen werden nur episodisch nach starken Niederschlägen aktiviert. In der Zwischenzeit kann sich im Einzugsgebiet der Rinne wieder genügend Verwitterungsmaterial (Gehängeschutt etc.) ansammeln um einen neuen Murgang zu speisen. (Abb.3-36)

Murgangrinnen sind vor allem auf den Schwemmkegeln der nördlichen Talseite und vereinzelt auf den Schuttkegeln der südlichen Talseite zu beobachten.

Abb. 3-36: Murgangrinne bei (807747/177665)



Abb. 3-37: Levees bei (807769/177477)



Abb. 3-38: längsparalleler Querschnitt durch einen Levee bei obigen Koordinaten



Abb. 3-39: Schwemmfächer mit aktiver Rinne rechts und inaktiver Rinne (Schatten)
Koordinaten der Kegelspitze (807965/176886)

Schwemmfächer

Im Gegensatz zu Trockenschuttkegeln spielt bei der Bildung der Schwemmfächer oder alluvialen Schuttkegeln das Wasser als Transportmedium eine entscheidende Rolle. Schwemmkegel bilden sich überall dort, wo ein Bach oder ein Fluss plötzlich seine Transportkraft verliert (Gefällsknick).

Die Schwemmkegel in der Val Laschadura setzen meistens unterhalb von Felsrinnen oder anderen natürlichen Engnissen an. Dies sind meistens Bruch- und Schwächezonen im Festgestein. Beim Austritt des Baches aus einem solchen Engniss verbreitert sich der Rinnenquerschnitt, die Rinnentiefe wird kleiner und damit nimmt die Fließgeschwindigkeit und die Kompetenz (Transportkraft) des Baches ab. Die Strömung wird gezwungen Sediment abzulagern und verbaut sich mit der Zeit den Weg. Dies führt zu einer Verlagerung der Rinne auf dem Schwemmfächer. Durch diese Verlagerungen können alte Rinnen vom Zufluss abgeschnitten werden (siehe Abb. 3-39). Die Aktivität auf einem Schwemmfächer beschränkt sich auf die aktive Rinne und deren unmittelbare Umgebung (Übermurungen). Die meisten Schwemmfächer sind demzufolge auch stark begrünt.

Ein Schwemmkegel ist die Visitenkarte des Baches, welcher ihn gebildet hat. Seine Größe ist proportional zur Größe des Einzugsgebietes. Bei geringem Geschiebeanteil bilden sich eher flache Kegel aus, bei hohem Geschiebeanteil eher steilere. Gleichmäßige Wasserführung erzeugt eine regelmäßige Anordnung des abgelagerten Materials. Murenkegel mit sehr unregelmäßiger Wasser- und Geschiebeführung besitzen eine sehr unregelmäßige Oberfläche.

Die Schwemmkegel der Val Laschadura werden heute von der Ova da Laschadura aneroziert. Die Akkumulation der Schwemmkegel hat demnach stark nachgelassen. Einzig am Austritt der Hauptrinnen ins Flussbett bilden sich noch kleine „Miniaturschuttkegel“ aus.

Die folgende Darstellung gibt die wichtigsten Unterschiede zwischen Schwemmfächern und Trockenschuttkegeln wieder. Diese Tabelle diene als Unterscheidungskriterium für die Kartierung in der Val Laschadura und soll/kann keine allgemeingültige Kartierregel sein. Der Übergang zwischen trockenem Kegel und Schwemmfächer ist nicht immer klar definierbar. Oft sind nur die Endglieder eindeutig einem Typ zuzuordnen.

	Trockenschuttkegel	Schwemmfächer
Aktivität	Gleichmässig verteilt über den ganzen Kegel	Beschränkt auf die aktive Rinne und deren nähere Umgebung (Übermurung)
Oberfläche	Schöne Kegelform möglich, kann durch Murgänge überprägt sein	Aktive und inaktive Rinnen prägen die eher unruhige Oberfläche
Geometrie	Eher steil, das Gefälle wird gegeben durch den maximalen Reibungswinkel	Abhängig von der Wasser- und Geschiebeführung. Generell flacher als Trockenschuttkegel
Vegetation	Wird fortlaufend von nachfallendem Schutt bedeckt	Neben der aktiven Rinne ist Bodenbildung und damit reichlich Vegetation vorhanden

3.5. POSTGLAZIALE BEWEGUNGEN AN DER ENGADINER LINIE

Einleitung

Im Bereich der Val Laschadura führten die spätalpinen Bewegungen an der Engadiner Linie zu einer Herabsetzung des südlichen Blocks bzw. einer Hebung des nördlichen Blocks. Diese Bewegungen bewirkten durch die verstärkte Erosion das Freilegen des kristallinen Grundgebirges nördlich der Engadiner Linie, während südlich davon die mesozoische Sedimentbedeckung erhalten blieb (siehe Kapitel 2-3). Selbst wenn die Bewegungen schon lange aufgehört haben, müsste der Härteunterschied der verschiedenen Lithologien entlang der Linie, ein Zurückwittern der Dolomite bewirken. Im Feld hat sich jedoch gezeigt dass der Dolomit als „Härtling“ heraussteht. Besonders eindrücklich ist dies in der Talflanke nördlich der Alp Laschadura zu sehen.



Abb. 3-40: Talflanke nördlich der Alp Laschadura; Blickrichtung West

Der Hang wird hier von zwei talparallelen Brüchen durchzogen. Der untere Bruch (die Engadiner Linie) bildet die eigentliche tektonische Grenze zwischen dem Silvretta Kristallin (oben) und den Sedimenten der S-Charl Decke (unten). Sechzig Höhenmeter oberhalb durchzieht ein weiterer Bruch den Hang und durchschlägt die Gneise der Silvrettadecke. An beiden Brüchen ist die talwärtige Seite angehoben worden, wobei der Versatz entlang der unteren Bruchlinie deutlich größer ist (bis 4 m). Entlang der Bruchlinie hat sich dadurch ein talparalleler Felsrücken ausgebildet. Dieses morphologische Element eignet sich besonders gut zur Fernkartierung der Engadiner Linie.(Abb. 3-40)

Im Folgenden soll anhand einiger lokaler Beispiele gezeigt werden, dass diese Anhebungen wahrscheinlich durch postglaziale Bewegungen entstanden sind.

Schwemmfächer nördlich der Alp Laschadura

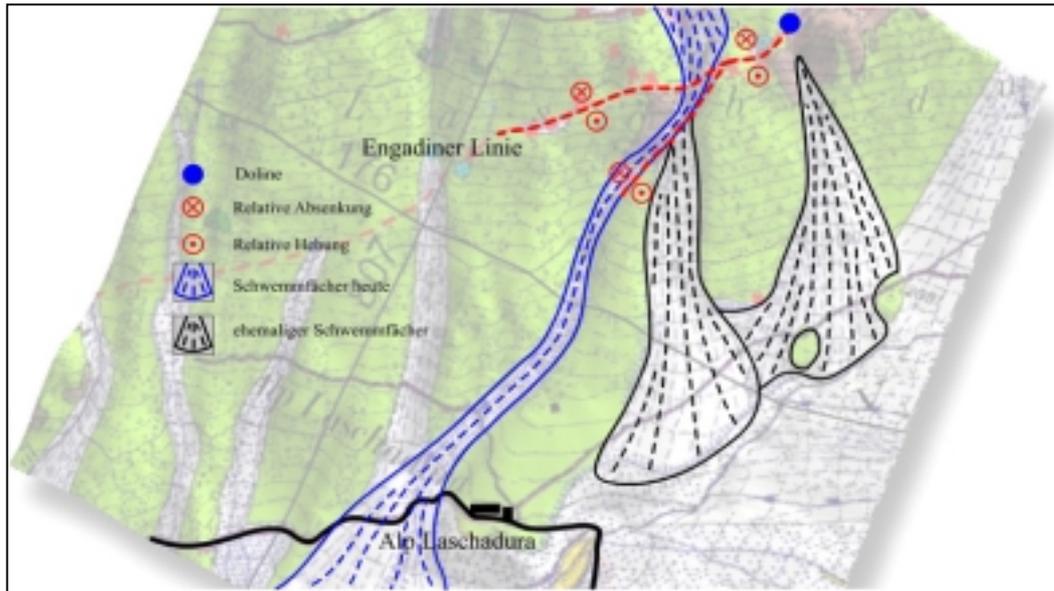


Abb. 3-41: 3D – Ansicht der Alp Laschadura

Die Alp Laschadura steht auf einer morphologischen Abflachung die mit Moränenmaterial bedeckt ist. Auf beiden Seiten wird diese Eisrandterrasse von Schwemmkegeln begrenzt. Die Aktivität beschränkt sich heute auf den westlichsten Schuttfächer (blau). Nördlich der Alp Laschadura wird der Bachlauf von einem querstehenden, etwa 2 bis 3 m hohen Felsrücken abrupt nach Westen abgelenkt. Auf diesem Felsrücken setzt am Orte der Umbiegung, etwa 3 Meter über dem heutigen Bachbett der alte inaktive Schwemmkegel an. Der Ansatzpunkt liegt genau auf der geraden Verlängerung der Entwässerungsrinne, die vom Hang oberhalb herabzieht (Abb. 3-41).

Entlang der Engadiner Linie lässt sich östlich der Umbiegung ein Versatz von etwa 4 Metern beobachten, während westlich davon nur etwa 1 Meter Versatz zu sehen ist (Abb. 3-43). Der Unterschied im Versatz kann anhand der oben eingezeichneten Brüche erklärt werden. Während der Totalversatz östlich der Umbiegung auf eine einzelne Bruchfläche beschränkt wird, teilt sich der Versatz westlich davon auf zwei Brüche auf. Der Grossteil der Bewegungen wird dabei von der unteren, schief verlaufenden Bruchfläche aufgenommen.

Etwa 150 Meter nordöstlich der Umbiegung setzt unterhalb des Felsrückens ein weiterer inaktiver Schwemmfächer ähnlicher Größe an (Abb. 3-41). Hier lässt sich jedoch kein Durchstoß des Wassers durch den Dolomit Rücken feststellen. Die Heraushebung des Rückens führte zur Bildung einer Doline. Das Wasser das einst den Schwemmkegel gespeisen hat, versickert nun in dieser Doline und fließt unterirdisch bis zum Bach ab. Die beiden Schwemmfächer wurden durch dasselbe Ereignis von ihrer Nährquelle abgeschnitten.

Weitere Anzeichen entlang der nördlichen Talflanke

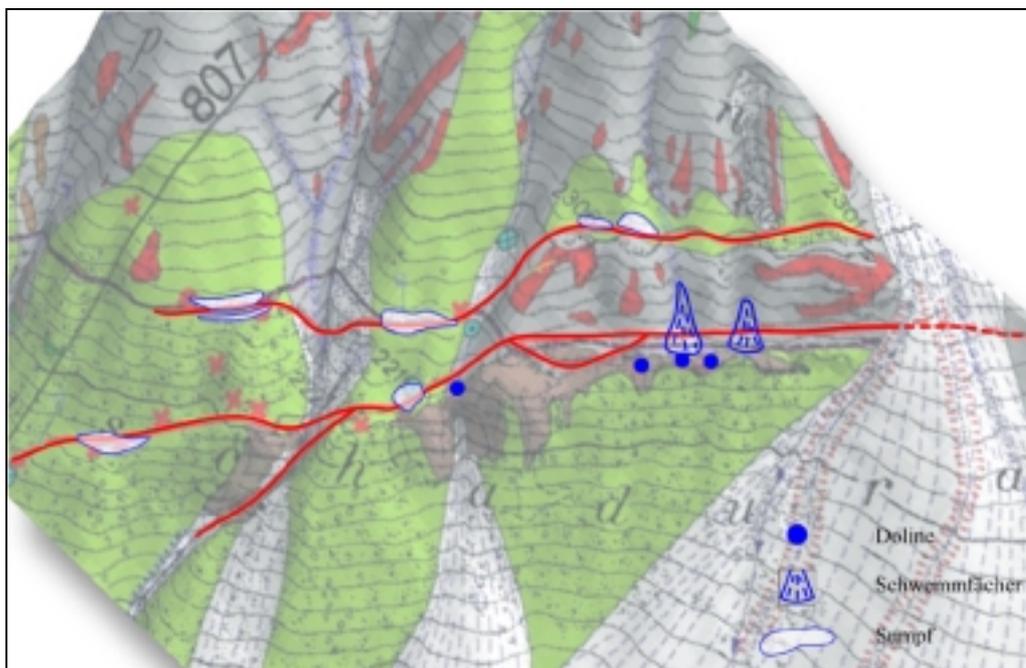


Abb. 3-42: 3D Ansicht der Talflanke nördlich der Alp Laschadura

Neben den beiden Schwenmkegeln gibt es noch weitere Anzeichen dafür, dass in jüngster Zeit Bewegungen entlang der Engadiner Linie stattfanden. Abbild 3-42 zeigt die wichtigsten und eindrucklichsten Erscheinungen.

Durch die Bewegungen kam es jeweils auf der stärker angehobenen Seite zur intensiveren Erosion. Dadurch wurde die Quartärbedeckung oft bis auf die Felsunterlage erodiert. Dies erklärt den Dolomitrückens (braun auf Abbildung 3-42) der den Hang isohypsenparallel streicht. Wo dies nicht der Fall war, beschränkte sich der Versatz auf die Quartärbedeckung. An lokalen Verflachungen und Einbuchtungen im Hang, trifft man häufig auf kleine, längliche **Sümpfchen** die dem Verlauf der Linie folgen.

Entlang der Dolomitwand wurde dem Wasser, das die Hänge oberhalb entwässert buchstäblich der Weg abgeschnitten. Dies führte hier zur Bildung von zahlreichen **Dolinen**. Das tektonisch beanspruchte Karbonatgestein ist besonders anfällig auf Verkarstung. Dolinen findet man jeweils am Fuß von Hangrinnen die vor der Felsstufe enden. Die Dolinen erreichen eine Tiefe von bis zu 3 Metern. Durch erosives Wachstum hat die westlichste Doline fast den Felsrückens durchschlagen. Hier könnte in geologisch absehbarer Zeit der stillgelegte Schwenmfächer wieder aktiviert werden.

Die isohypsenparallele Rinne die von dem aufragenden Felsrückens gebildet wird, ist bemerkenswert „sauber“ (Abb. 3-44). Gehängeschutt fehlt fast vollständig. Lediglich am Ende einzelner Rinnen, wo vermehrter Materialtransport zu erwarten ist, bilden sich kleine **Schwenmfächer** aus (Abb. 3-42).

An zahlreichen Stellen entlang der Linie kann man beobachten wie die Moränenbedeckung versetzt wurde. Sehr eindrucklich ist dies bei der Schuttächerumbiegung zu sehen. Bei (807254/176288) findet man hier einen **Erratiker** auf dem Felsrückens (Abb. 3-43).

Schlussfolgerung

Es ist unwahrscheinlich, dass ein solcher Felsrücken vom Gletscher überfahren worden wurde, ohne abgehobelt zu werden. Die zahlreichen Indizien sprachen dafür, dass der Rücken nach der letzten Vergletscherung entstanden ist und seinen Einfluss auf die Hangentwässerung und den Hangabtrag ausüben konnte. Welches die Ursachen für die jungen Bewegungen sind, ist jedoch nicht klar. Es ist nicht auszuschließen, dass isostatische Hebung die Ursache sein könnte. Dafür spricht die lokal begrenzte Erscheinung und der relativ kleine Versatz. Leider sind im Moment aus der näheren Umgebung keine ähnlichen Beobachtungen bekannt. Interessant wäre eine genaue Auskartierung der Region rund um den ehemaligen Eisdome von Zernez. Hier müssten eigentlich die größeren Versätze festgestellt werden.

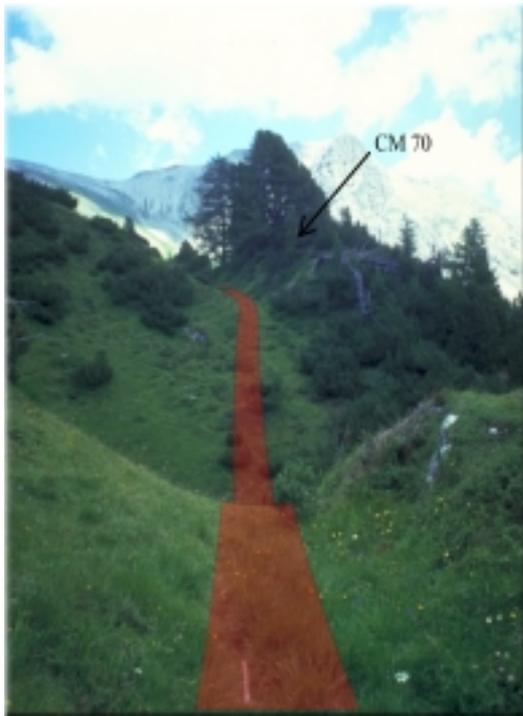


Abb. 3-43: Verlauf der Engadiner Linie bei der Schwemmkegelumbiegung. Der Erratiker CM70 liegt auf dem Felsrücken bei (807254/176288); Blickrichtung: Ost



Abb. 3-44: Das östliche Ende des Felsrückens; Blickrichtung: West

4. HYDROGEOLOGIE

4.1. EINLEITUNG

Dieses Kapitel befasst sich mit den Quellen der Val Laschadura und deren Analyse. Die Val Laschadura lässt sich hydrogeologisch in zwei Regionen unterteilen. An der nördlichen Talflanke wird der Untergrund von relativ wasserundurchlässigen Gneisen gebildet. Hier kommen Quellen in allen Höhenlagen vor. Diese Quellen entstehen meist an Orten, wo die Lockergesteinsbedeckung über dem Felsuntergrund oder über undurchlässiger Moränenbedeckung auskeilt. In diesem Fall spricht man von Schichtquellen. Nur in einzelnen Fällen konnten Kluftquellen direkt aus dem Festgestein beobachtet werden. In der südlichen Talhälfte wird der Untergrund von karstfähigen Gesteinen gebildet. Hier fließt ein Grossteil des Niederschlags unterirdisch ab und tritt erst in tiefen Lagen zu Tage. Die meisten Quellen findet man im Talgrund, unterhalb der Trockenschuttkegel.

Während der geologischen Kartierung konnten insgesamt 67 Quellen, 18 Quellhorizonte und 14 Quellnässen aufgenommen werden. Quellen, Quellhorizonte und Quellnässen sind natürliche Austritte von Grundwasser an der Erdoberfläche, örtlich begrenzt auf einen Punkt, eine Linie oder eine Fläche. Nähere Informationen zu den Lokalitäten finden sich im Anhang. Von den beobachteten Quellen wurden insgesamt 25 ausgewählt und näher untersucht. Die Quellen wurden so ausgewählt, dass sie in einer Tagestour gemessen und beprobt werden konnten. Diese Quellentour wurde viermal, verteilt über die begehbare Zeit durchgeführt.

- **12. Oktober 1999**
- **6. Juni 2000**
- **25. Juli 2000**
- **4. September 2000**

Folgende Feld- und Labormessungen wurden dabei ausgeführt:

- **Karbonat- und Gesamthärte**
- **pH**
- **Leitfähigkeit**
- **Schüttung**
- **Temperatur**
- **Anionen- und Kationenkonzentration**

Die Resultate dieser Analysen sind in Kapitel 4.3 Quellbericht und im Anhang zu finden. Der Quellbericht in Kapitel 4.3 zeigt die Messresultate in Form von Diagrammen während die numerischen Resultate in einem weiteren Quellbericht im Anhang zu sehen sind. Ebenfalls dem Anhang zu entnehmen sind die geographische Übersichtskarte der Quellen sowie die thematischen hydrogeologischen Karten.

Die Verarbeitung und Visualisierung der Daten wurde mit Access2000 und ArcView 3.2a durchgeführt (Kapitel 4.4.).

4.2. QUELLMESSUNGEN

4.2.1. FELDMESSUNGEN

Mehrere Parameter konnten direkt am Quellaustritt gemessen werden. Die Resultate der Feldmessungen sind im Anhang ersichtlich.

KARBONAT- UND GESAMTHÄRTE

Mit Hilfe eines Fertigtests von Aquamerck® konnte ohne großen Aufwand die Karbonat- und die Gesamthärte bestimmt werden. Die Messmethode beruht auf dem Prinzip der Titration.



Abb. 4-1: Messvorgang zur Bestimmung der Härten (nach Werbefrospekt von Merck)

Das titrimetrische Verfahren beruht auf der Reaktion des zu bestimmenden Stoffes mit einem zugesetzten Reagenz. Durch den Farbumschlag eines ebenfalls zugegebenen Indikators wird das Ende der Reaktion angezeigt.

Die Bestimmung der Härte im Feld ist sehr einfach und bedarf nur einiger weniger Schritte (siehe Abb.4-1). Zuerst wird das Probengefäß am Quellaustritt gründlich ausgespült und bis zur roten Markierung mit Wasser gefüllt. Der Wasserprobe wird anschließend die Indikatorlösung zugegeben. Falls Härtebildner vorhanden sind färbt sich die Probe rot. Mit der Titrierpipette kann nun das Reagenz hinzugefügt werden. Beim Ausziehen der Titrierlösung aus dem Plastikbehälter muss darauf geachtet werden, dass sich keine Luftblasen in der Pipette bilden. Die Titrierlösung wird tropfenweise der Probe beigefügt bis es zum Farbumschlag kommt. Die Konzentration der Härtebildner kann nun auf der Titrierpipette in mmol/l oder °d (deutsch. Härtegrade) abgelesen werden.

SCHÜTTUNG

Zur Schüttungsmessung wurden eine Stoppuhr und ein 1l Messbehälter verwendet. Diese Messmethode ist zwar relativ simpel, funktioniert aber nur bei punktuellen Quellaustritten mit mittleren Schüttungswerten gut. Diese Messmethode ist ungeeignet in folgenden Fällen :

- Schüttung zu klein ($\ll 1\text{dl/s}$)
- Schüttung zu groß
- Quellhorizont
- Quellnässe

Unter den beobachteten Quellen befinden sich zahlreiche Quellhorizonte und Quellnässen. Da keine andere Messmethode zur Verfügung stand, musste hier die

Schüttung mit Hilfe einer punktuellen Messung abgeschätzt werden. Das Messresultat wurde mit einem Faktor multipliziert um die Gesamtschüttung abzuschätzen. Ebenfalls problematisch erwiesen sich Quellen mit sehr kleiner Schüttung und einem flächenartigen Austritt. In beiden Fällen wurde in der Quelldatenbank ein entsprechender Vermerk beigefügt.

PH, TEMPERATUR UND ELEKTRISCHE LEITFÄHIGKEIT



Für die Bestimmung dieser Werte wurde das Universal-Taschenmessgerät **MULTILINE P4** von **WTW** verwendet (Abb. 4-2). Das Gerät verfügt über zwei Sonden die direkt in den Quellaustritt gehalten werden. Beide Messsonden arbeiten gleichzeitig und können bis zu 3 Parameter simultan messen. In diesem Fall sind dies Temperatur, pH und die elektrische Leitfähigkeit. Die blaue Sonde misst den pH Wert, die schwarze Sonde (TetraCon® 325) misst die Leitfähigkeit und die Temperatur. Der interne Datenspeicher kann bis zu 120 Datensätze mit Datum und Uhrzeit aufnehmen. Über eine serielle Schnittstelle können die Daten bequem auf den PC übertragen und in die Quelldatenbank integriert werden.

Abb. 4-2: Multiline P4

Über eine spezielle Anzeige wird ständig der Zustand der kalibrierten Sonden angegeben. Durch diese Sensorüberwachung wird leicht ersichtlich, wann eine neue Eichung notwendig ist. Das Gerät wurde generell vor jeder Quelltour mit den entsprechenden Standardlösungen geeicht.

- Temperatur : keine Eichung notwendig
- el. Leitfähigkeit : 0.01 mol/l KCl
- pH : Pufferlösungen pH 4.04, 7.00

Bei den Messungen wurde immer die Driftkontrolle „AR“ eingeschaltet. Sie prüft die Stabilität des Messsignals und bringt ein stabiles Messergebnis zur Anzeige. Dies hat sich vor allem bei der pH Messung als nützlich erwiesen, da hier die größte Drift auftrat. Normalerweise hat sich nach etwa 5 Minuten ein stabiler Wert eingestellt. Je länger eine Messung dauert, umso genauer und reproduzierbarer sind die Werte. Die Messsonden wurden so nahe wie möglich an den Quellaustritt gehalten. Dies ermöglichte ein mehrmaliges Messen am selben Ort. Oft musste jedoch, bedingt durch Schüttungsschwankungen oder Versiegen der Quelle der Messpunkt verschoben werden. Die nachfolgende Tabelle gibt Auskunft über die Messgenauigkeit und den abtastbaren Bereich.

	Temperatur [°C]	El. Leitfähigkeit [S/cm]	pH
Messbereich	-5 bis 99.9	0 bis 1999	-2 bis 16
Genauigkeit	+/- 0.1	1 (0-2000), 0.1 (0-200), 0.01 (0-20)	+/- 0.01

4.2.2. LABORARBEITEN

Für die Probenentnahme wurden spezielle Plastikbehälter (60 ml) verwendet. Diese wurden direkt am Quellaustritt mehrmals gespült und vollständig mit Wasser gefüllt. Jede Quelle wurde insgesamt 4 mal beprobt. Die Behälter mussten bis zur weiteren Untersuchung im Labor luftdicht geschlossen bleiben und gekühlt werden. Die Untersuchungen im Labor hatten vorwiegend die Bestimmung der Konzentrationen der wichtigsten Anionen und Kationen zum Ziel.

IONENCHROMATOGRAPHIE

Für die Konzentrationsbestimmung der wichtigsten Anionen (Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}) und Kationen (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) wurde der Ionenchromatograph **DX 4000** der Firma **DIONEX** am geologischen Institut der Universität Bern verwendet. Das Gerät funktioniert nach dem Prinzip der Ionen Austausch Chromatographie. Die genaue Funktionsweise wird in „Handbook of Ion Chromatography“ (WEISS 1986) detailliert beschrieben.

Die einzelnen Ionen werden aufgrund ihrer Größe und Wertigkeit in einer Separatorkolonie getrennt. Kleine monovalente Ionen (Cl^- , K^+ , ...) durchlaufen die Kolonne schneller als große polyvalente Ionen (SO_4^{2-} , Mg^{2+} , ...). Am Ende des Gerätes misst ein Konduktivitätsmesser permanent die Leitfähigkeit. Die Ionen können aufgrund ihrer „retention time“ (die Zeit die zum Durchlauf der Separatorkolonie benötigt wird) identifiziert werden. Diese muss gegebenenfalls in der Gerätesoftware manuell nachkorrigiert werden. Die hier gemessene Leitfähigkeit ist ein Maß der jeweiligen Ionenkonzentration. Es können immer nur Anionen oder Kationen gemessen werden. Will man wechseln, so muss das Gerät umgestellt und neu aufgestartet werden.

Nach längeren Messpausen (mehr als 2 Wochen) sollte das Gerät neu geeicht werden. Dies geschieht mittels einer Kalibrierung mit Standardlösungen. Fünf bzw. sechs Proben mit bekannter Konzentration werden nacheinander gemessen. Anhand der Ergebnisse berechnet die Software dann eine Regressionsgerade. Die Genauigkeit dieser Geraden sollte mindestens $r^2=0.999...$ betragen.

[ppb]	1	2	3	4	5	6
Na⁺	50	100	200	500	1000	x
K⁺	50	100	200	500	1000	x
Mg²⁺,	50	100	200	500	1000	x
Ca²⁺ ,	100	1000	5000	10000	25000	x
Cl⁻,	100	250	500	1000	2000	5000
NO₃⁻,	50	100	200	500	1000	2000
SO₄²⁻,	100	250	500	1000	2000	5000

Abb. 4-3: Kalibrationsstandards (1000 ppb = 1 mg/l)

Die Messung einer Probe dauert bei Kationen 15 und bei Anionen 10 Minuten. Pro Messung wird 1 ml der Probe benötigt. Falls nötig muss ein 0.2 μm Filter aufgesetzt werden, der die Verschmutzung der Kolonne durch Kleinstpartikel verhindern soll. Um

eine mögliche Drift des Gerätes zu vermeiden sollte jede zehnte Probe dreimal gemessen werden. Anschließend werden Blanks gemessen bis alle Werte wieder auf null sind. Zur Überprüfung der Genauigkeit muss danach ein Standard (KEIN Kalibrierungsstandard) gemessen werden. Das Gerät darf eine maximale Abweichung von 10 % aufweisen – sonst muss neu kalibriert werden. Wenn die Konzentration einer Probe mehr als 10% über dem größten Wert der Kalibrierungsstandards liegt, so muss sie verdünnt und neu gemessen werden. Die meisten Quellen mussten daher verdünnt, und nochmals gemessen werden.

Bemerkung : Der Ionenchromatograph liefert die Ergebnisse in der Einheit ppb. Ein ppb ist ein Tausendstel mg/l. Aus geohydrochemischer Sicht haben solch genaue Werte nur einen bedingten Wert. Die Grundwasserbeschaffenheit ist ständigen natürlichen Wechseln ausgesetzt. Solche Ergebnisse sind nur als Messreihe kombiniert mit anderen Messungen (Schüttung, pH, etc.) wirklich aussagekräftig. Dann lässt sich nämlich, zusammen mit den Niederschlagsdaten, etwas über die Art des Einzugsgebietes der Quelle aussagen.

BERECHNUNG DER HCO_3^- KONZENTRATION

Das Bicarbonat-Ion ist mengenmäßig das wichtigste Anion in natürlichen Gewässern. Da die mobile Phase beim Ionen Chromatograph Bicarbonationen enthält, können diese nicht direkt gemessen werden. Mittels einer Ionenbilanz lässt sich auf einfache Weise der Bicarbonatgehalt berechnen. Theoretisch sollten – sofern alle Ionen bestimmt sind - die Summen der Kationen- und Anionen-Äquivalentmassen gleich sein. Die Konzentrationen müssen dazu zuerst in Millimoläquivalente (mmol(eq)/l oder mval/l) umgerechnet werden. Die Umrechnung in Millimoläquivalente kann in zwei Schritten durchgeführt werden (aus „Hydrogeologie“ HÖLTING 1996).

1. Das Äquivalent eines Stoffes ist:

$$\text{eq} = (1/z) \cdot M \quad (\mathbf{M} = \text{Molares Gewicht}; \mathbf{z} = \text{Wertigkeit})$$

2. Die Äquivalentkonzentration $C(\text{eq})$ einer analytisch bestimmten Masse m (mg/l oder mg/kg) eines Stoffes errechnet sich dann nach folgendem Ansatz:

$$C(\text{eq}) = m / \text{eq}$$

Wird dies für alle ermittelten Konzentrationen (Anionen und Kationen) gemacht, so lässt sich mit folgender Gleichung die Bicarbonatkonzentration (mmol(eq)/l) bestimmen:

$$[\text{HCO}_3^-] = \Sigma[\text{Kationen}] - \Sigma[\text{Anionen}] \quad ([\text{mmol}(\text{eq})/\text{l}])$$

4.3. MORPHOLOGISCHE, PHYSIKALISCHE UND CHEMISCHE PARAMETER

4.3.1. EINLEITUNG

In diesem Kapitel wird versucht, die untersuchten Quellen aufgrund der gemessenen Parameter zu typifizieren und miteinander zu vergleichen. Als Grundlage dazu dient der Quellbericht in dem alle gemessenen und errechneten Werte gesammelt wurden. Ebenfalls hilfreich für die Interpretation sind thematische hydrogeologische Karten wie sie im Anhang und auf der CDROM zu finden sind. Als fachliche Hilfen dienten die Arbeiten von MATTHES 1983, MATTHES 1973, HÖLTING 1992, OTZ 1998 und VOLKEN 1998.

4.3.2. MORPHOLOGISCHE PARAMETER

Lockergesteinsquellen

Lockergesteinsquellen oder Schuttquellen treten am Fuße der Bergsturzmassen und Schutthalden über schlecht durchlässigem Untergrund zutage. Sie werden teilweise durch örtliche gebildetes Grundwasser gespeist oder durch Grundwasser, die aus Quellen stammen, die unter dem Schutt verborgen sind. Derartig sekundäre Quellen weichen in ihrer Lage von den primären Quellen ab (MATTHES 1983).

Es kann durchaus schwierig sein, primäre Quellen von sekundären Quellen zu unterscheiden. Jede Quelle die aus dem Lockergestein austritt kann ihren eigentlichen Austritt weit oberhalb haben. Wasser das aus einer Kluftquelle ins Lockergestein fließt, kann unter Umständen erst im Talgrund als Lockergesteinsquelle zu Tage treten. Daher ist der Grossteil der Quellen im Talgrund wahrscheinlich sekundär. In der Val Laschadura bilden vor allem die Trockenschuttkegel der südlichen Talhälfte und vereinzelt auch die Schwemmkegel der nördlichen Talhälfte wasserdurchlässige Lockergesteinskörper. An deren Fuße bilden sich dementsprechend häufig Quellen aus. Aber auch in höheren Lagen finden sich zahlreiche Lockergesteinsquellen. Ist der Austritt linien- oder flächenartig, so spricht man von Quelllinie bzw. -horizont oder von Quellnässe. Wie der thematischen Karte „Quellentyp“ auf Seite 138 zu entnehmen ist, sind die meisten untersuchten Quellen Lockergesteinsquellen

Die Quelle **q23** gehört zu einem Quellhorizont etwa 100 m östlich der Alp Laschadura. Der Horizont liegt am Fuße eines Trockenschuttkegels. Diese Quelle zeichnet sich durch hohe Schüttung und starke Schüttungsschwankungen aus. Dies sind typische Merkmale für Karstquellen. Bei dieser Quelle handelt es sich um eine sekundäre Lockergesteinsquelle die ursprünglich Karstcharakter aufweist.

Die Quellen **q02 bis q05** gehören Quellhorizonten unterhalb der Strasse in der Prada da Laschadura. Die Quellen lassen sich in zwei Gruppen aufteilen. Q02, q04 und q05 haben ähnliche Messresultate gezeigt. Die Quelle **q03** stellt einen Spezialfall dar. Die Quelle schüttet sehr wenig und bildet fast stille Wassertümpelchen aus. Unter solchen Bedingungen kann keine frische Quellprobe genommen werden. Dies könnte die gemessenen Unterschiede zu einem großen Teil erklären. Dadurch ließen sich alle 4

Quellen demselben Grundwasseraustritt zuordnen. Ein zusammenhängender Grundwasseraustritt dieser Größe könnte jedoch eher für eine Schichtquelle sprechen. Dies konnte im Feld jedoch nicht bestätigt werden, da die Austritte sämtlich im Lockergestein zu finden sind.

Schichtquellen

Schichtquellen entstehen an den Ausbissstellen der Grenze zwischen grundwasserleitenden und –nichtleitenden Schichten. Diese Bedingung ist in zahlreichen Formationen erfüllt, so dass Schichtquellen sehr häufig auftreten (MATTHES 1983). Typische Grundwasserleiter sind beispielsweise Kiese und Schotter während tonige Schichten und Grundmoräne das Wasser eher stauen. Leider ist es nicht immer einfach Schichtquellen als solche zu erkennen. Der Wasseraustritt befindet sich meistens im Lockergestein da die wasserstauende Schicht von Schuttmaterial bedeckt ist. Daher werden diese Quellen häufig mit Lockergesteinsquellen verwechselt. Ebenfalls häufig sind Verwehlungen mit Kluftquellen. An ihrem Austritt fließt das Wasser meist auf der Gesteinsoberfläche ab. Ob es jedoch weiter oben aus Klüften aus dem Gestein drang oder sich auch auf der undurchlässigen Gesteinsoberfläche aufstaute und abfluss lässt sich nicht mit Bestimmtheit sagen.

Der hydrogeologische Hintergrund der Quelle **q16** wurde bereits in Abb. 3-19 illustriert. Die Quelle gehört zu einer Quellgruppe die unterhalb des Kesselrandes von Nuna entspringt. Das Wasser versickert durch die Quartärfüllung des Kessels und wird auf den relativ undurchlässigen Gneisen der Silvretta und/oder auf Grundmoräne gestaut. Wo die wasserdurchlässige Lockergesteinsbedeckung auskeilt, dringt das Wasser an die Oberfläche. Der linienhafte Austritt und die geologische Kartierung sprechen hier für eine Schichtquelle. Typisch für diese Quelle sind die relativ kalten Wassertemperaturen (1-2°C) und eine geringe Gesamtmineralisierung. Dies lässt auf eine relative kurze Verweildauer des Wassers im Untergrund und damit auf eine geringe Beeinflussung durch das Gestein und den Boden schließen. Ein weiterer Einfluss dürfte das Verdünnen durch Schmelzwasser sein.

Kluftquellen

Kluftquellen (Verwerfungsquellen) bilden sich auf Spalten, an denen durch vertikale oder horizontale Verschiebungen Grundwasserleiter an Grundwassernichtleiter anstoßen. Sie treten an orographischen Tiefpunkten von grundwasserführenden Klüften und Hohlraumssystemen auf (MATTHES 1983).

Kluftquellen setzen das Vorhandensein eines zusammenhängenden, kommunizierenden Kluftsystems voraus. Meistens sind dies nur sehr kleine Quellen. Solche Quellen konnten in der Val Laschadura nur in den Gneisen der Silvretta gefunden werden. Auch hier kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass es sich „getarnte“ um Schichtquellen handelt.

Die Quellen **q17**, **q18** und **q19** entspringen aus den Gneisen entlang der Engadiner Linie. Bei allen Quellen ist kein direkter Kluftaustritt beobachtbar. Das Wasser tritt an der Grenze Fels-Lockergestein an die Oberfläche und fließt auf der blanken Felsoberfläche ab. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass es sich ursprünglich um Schichtquellen handelt.

4.3.3. PHYSIKALISCHE PARAMETER

Schüttung

Wesentliches hydrogeologisches Merkmal von Quellen ist die Größe ihrer Schüttung. Ähnlich dem Abfluss oberirdischer Gewässer unterliegen sie Schwankungen, die im wesentlichen abhängen von dem Niederschlagsgang, den Infiltrationsverhältnissen im Einzugsgebiet sowie dessen Größe (HÖLTING 1992).

Zur Typifizierung der Quellen ist eine regelmässige Messung der Schüttung unerlässlich. Eine Interpretation der Schüttungsmessungen kann nur bei genauer Kenntnis der Wetter- und Niederschlagsverhältnisse im Einzugsgebiet der Quellen vorgenommen werden.

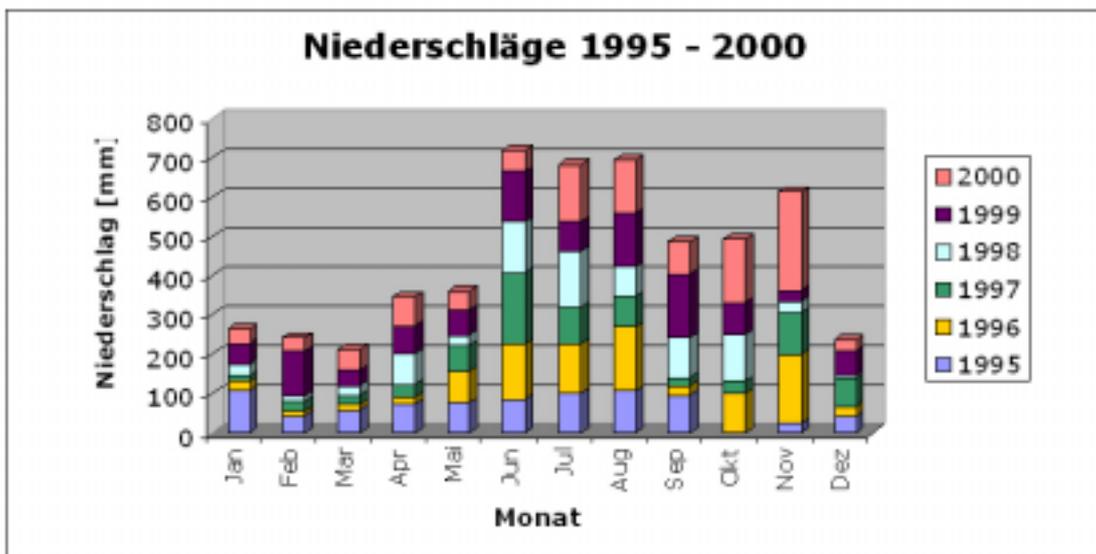


Abb. 4-4: Niederschlagsmessungen der Jahre 1995 – 2000
Durchschnitt der Stationen Punt la Drossa, Zernez und Buffalora

Zusammen mit den Niederschlagswerten (Anhang Seite 136) lässt sich die Speicherkapazität und das Rückhaltevermögen des Einzugsgebietes einer Quelle abschätzen. Maßgeblich für diese Beurteilung ist neben der mittleren Schüttung auch die maximale Schüttungsschwankung (Schwankungsziffer). Die Schwankungsziffer gibt das Verhältnis von der größten zur geringsten Schüttung an. Je größer die Schwankungsziffer ist, umso kleiner ist die Speicherkapazität und damit die Pufferfähigkeit des Einzugsgebietes.

Karstquellen beispielsweise fallen durch sehr hohe Schüttungsschwankungen auf. Solche Quellen kommunizieren sehr direkt mit der oberflächlichen Entwässerung und damit mit den Niederschlägen. Durch einen Lockergesteinskörper kann das Wasser nicht so ungestört abfließen wie durch das unterirdische Höhlensystem einer Karstregion. Dadurch entsteht ein größeres Rückhaltevermögen. Typisch für **Lockergesteinsquellen** ist ein zeitlich versetztes Ansprechen auf die Niederschlagsmaxima. Der Versatz in der Zeit hängt von den hydrologischen Eigenschaften (Porosität und Permeabilität) und der Größe des Lockergesteinkörpers ab.

Die Ergebnisse der Schüttungsmessungen sind im Anhang auf den thematischen Karten „mittlere Schüttung“ und „maximale Schüttungsschwankung“ zu sehen. Ebenfalls im Anhang enthalten sind die Niederschlagswerte der Jahre 1995 bis 2000 in Form von Tabellen und Diagrammen.

Temperatur

Die Temperaturen perennierender Quellen liegen oft nahe der Temperatur der neutralen Zone, die ihrerseits ziemlich genau der mittleren Jahrestemperatur des Ortes entspricht. Etwaige Abweichungen treten vor allem bei Quellen geringer Schüttung, bei längerer Aufenthaltszeit des Quellwassers in Oberflächennähe auf. Die Wärmeaustauschvorgänge entsprechen denjenigen bei der Grundwasserneubildung. Bei langsamer, flachgründiger Wasserbewegung werden die Einflüsse der Oberfläche deutlich, insbesondere Klima, Höhenlage, Exposition und Bodenbedeckung.

Die Wassertemperaturen müssen bei sonst gleichen Voraussetzungen auf Südflanken auf der nördlichen Hemisphäre merklich (Größenordnung ca. 2°C) über denjenigen auf den Nordflanken liegen (MATTHES 1973).

Anhand der Temperatur können vorwiegend Aussagen über die Gründigkeit des Einzugsgebietes sowie über Aufenthaltszeit und Fließgeschwindigkeit des Wassers im Untergrund gemacht werden. Bei großen Wassermengen die sich schnell durch ein durchlässiges (permeables) Medium bewegen, passt sich die Wassertemperatur nur in geringem Masse der Umgebungstemperatur an. Fließt jedoch wenig Wasser eher langsam durch den Grundwasserleiter, so können sich die Temperaturen viel besser angleichen. Die wichtigste Wärmequelle ist die Bodenwärme. Diese wird besonders in geringen Bodentiefen stark beeinflusst von der Hangexposition, den jahreszeitlichen Temperaturschwankungen und dem Sonnengang. Quellen die sehr stark auf die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen ansprechen können als eher flachgründig bezeichnet werden. Ab einer gewissen Tiefe gewinnen andere Faktoren wie Reibungswärme, Ausdehnungswärme, Lösungswärme etc. an Bedeutung. Außerdem werden die oberflächlichen Temperaturschwankungen bei zunehmender Tiefe stärker absorbiert (Isolationwirkung). So können Quellen mit sehr konstanter Temperatur als eher tiefgründig betrachtet werden. Über die Wassertemperatur lässt sich außerdem allfälliger Schmelzwassereinfluss nachweisen. Bei Quellen die im Frühjahr sehr tiefe Temperaturen aufweisen, die dann gegen den Spätsommer hin kontinuierlich ansteigen, ist von einer großen Beeinflussung durch Schmelzwasser auszugehen. Im Mittel erreichen die Quellwässer jedoch Temperaturen die ungefähr der mittleren Jahrestemperatur der jeweiligen Höhenlage (neutrale Zone) entsprechen.

Zur Interpretation der Quelltemperaturen wurden die thematischen Karten „mittlere Temperatur“ auf Seite 141 und „maximale Temperaturschwankung“ auf Seite 142 erstellt. Der Grossteil der gemessenen Quellen in der Val Laschadura weist eine durchschnittliche Temperatur von 3 - 5 °C auf. Die Quelle **q16** unterhalb des Kessels von Nuna weist mit 1.4 °C die niedrigste durchschnittliche Temperatur auf. Hier kann davon ausgegangen werden, dass das Wasser eine sehr kurze Aufenthaltszeit in der Lockergesteinsfüllung des Kessels hat. Hinzu kommt eine relative hohe Fließgeschwindigkeit und ein starker Schmelzwassereinfluss. Die wärmsten Wässer wurden ausnahmslos an Quellnässen mit geringer Schüttung gemessen (**q6, q7, q3**). Hier unterstützt die große Austrittsfläche - was auch vor dem Quellaustritt einer breiten Durchsickerungsfläche entsprechen dürfte - die Wechselwirkung des Grundwassers mit den atmosphärischen Temperaturschwankungen der obersten Bodenschicht.

Leitfähigkeit

Echte und potentielle Elektrolyte, wie zum Beispiel Kochsalz (NaCl) dissoziieren in wässriger Lösung; die dabei entstehenden Na⁺ und Cl⁻ Ionen machen die Lösung elektrisch leitfähig (HÖLTING 1992). Die Leitfähigkeit einer wässrigen Lösung eines oder mehrerer Salze setzt sich aus den Leitfähigkeitsteilbeträgen der einzelnen Kationen und Anionen zusammen (MATTHES 1973).

Die Leitfähigkeit ist der Kehrwert des elektrischen Widerstandes einer wässrigen Lösung. Die Einheit der Leitfähigkeit ist das Siemens (S=1/Ω). Je mehr freie Ladungsträger in der Lösung vorhanden sind, umso kleiner wird der Widerstand und umso größer wird die Leitfähigkeit. Demnach ist die Gesamtkonzentration der dissoziierten Stoffe eines Wassers direkt proportional zu der elektrischen Leitfähigkeit.

Folgende Berechnungen erlauben eine grobe Abschätzung der Gesamtmineralisation anhand der elektrischen Leitfähigkeit.

Berechnung der el. **Leitfähigkeit** (HÖLTING 1992):

$$\boxed{EL = \sum (k_i * C_i)}$$

Die Tabelle gilt für eine Temperatur von 25 °C.
Die Werte k_i ändern sich um etwa 2% pro 1 °C.

Ion	K _i	C _i
Na ⁺	2.21	[mg/l]
K ⁺	1.91	-
Ca ²⁺	1.5	-
Mg ²⁺	4.42	-
Cl ⁻	2.13	-
NO ₃ ⁻	??	-
SO ₄ ⁻	1.65	-
HCO ₃ ⁻	0.71	-

Berechnung der **Gesamtkonzentration** (MATTHES 1973):

$\Sigma \text{ Anionen (meq/l)} = \Sigma \text{ Kationen (meq/l)} = \text{el. Leitfähigkeit} / 100$ <p>oder</p> $\Sigma \text{ Anionen (mg/l)} + \Sigma \text{ Kationen (mg/l)} = \text{el. Leitfähigkeit} * 0.61$
--

Diese Formeln gelten nur für schwach mineralisierte Grundwässer (EL < 2000 uS/cm).

Die Gesamtmineralisation eines Grundwassers hängt von mehreren Faktoren ab. Von erheblicher Bedeutung ist die **Wechselwirkung** zwischen Wasser und durchflossenem Grundwasserleiter. Die Löslichkeit der im Gestein enthaltenen Minerale bestimmt zu einem großen Teil den Grad und die Art der Mineralisation. So darf man von Quellen, die ein karbonatisches und evaporitisches Einzugsgebiet haben, eine größere Gesamtmineralisation erwarten, als von reinen Gneisquellen. Ein weiterer Faktor ist die **Verweildauer/Aufenthaltszeit** des Wassers im Grundwasserleiter. Sie ist eine Funktion der Variablen Fließgeschwindigkeit und Fließdistanz im Untergrund. Ebenfalls wichtig ist die **Geometrie** des Fließweges. Bei kanalisiertem Abfluss, zum Beispiel in Karstgebieten oder bei Kluftquellen, kommt nur eine sehr kleine Fläche des Grundwasserleiters mit dem Wasser in Kontakt. Hinzu kommt, dass bei kanalisiertem Abflüssen die Fließgeschwindigkeit um ein Vielfaches größer ist als in permeablen Lockergesteinen. In Lockergesteinen sind demzufolge die Aufenthaltszeit und die Reaktionsfläche um einiges größer.

Die Ergebnisse der Leitfähigkeitsmessungen sind auf Seite 143 im Anhang auf der Karte „mittlere elektrische Leitfähigkeit“ zu sehen.

Aufgrund ihrer Leitfähigkeit (uS/cm) lassen sich die Wässer größenordnungsmäßig in folgende Kategorien einteilen (HÖLTING 1992):

-	Regenwasser	5 - 30
-	süßes Grundwasser	30 - 2000
-	Mineralwasser	10000 – 20000
-	Meerwasser	45000 – 55000
-	Ölfeldwässer	> 100000

Beim Betrachten der Karte wird sofort klar, dass zum Teil beträchtliche regionale Unterschiede bestehen. Zur Unterstreichung des lithologischen Einflusses wurden zusätzlich die großen tektonischen Einheiten eingefärbt.

Man kann der Karte entnehmen wie eine Gruppe von Quellen (**q09-q16**) in der nördlichen Talflanke sehr kleine Leitfähigkeiten aufweist. Die Werte (8 – 60) liegen nur knapp über der Leitfähigkeit von Regenwasser (5 – 30). Dies hat sicher mehrere Gründe. Die Gneise des Einzugsgebietes enthalten nur sehr wenige, gut lösliche Mineralien. Hinzu kommt, dass die Wässer die diese Quellen speisen sehr wahrscheinlich eine kurze Aufenthaltszeit haben. Dies reicht nicht aus, um eine bemerkenswerte Menge an Stoffen aus der Umgebung zu lösen. Einen weiteren wichtigen Einfluss dürfte das Schmelzwasser ausüben. Die ohnehin schwach mineralisierten Wässer werden von stetig infiltrierendem Schmelzwasser verdünnt. Weiteres Indiz für einen starken Schmelzwassereinfluss – dies gilt vor allem für die Quelle q16 – sind die allgemein tiefen Temperaturen.

Eine weitere Gruppe von Quellen (**q02 - q08, q20 – q21**) zeichnet sich durch mittlere Leitfähigkeitswerte (60 - 200) aus. Dies sind typische Werte für „süße Grundwässer“ (HÖLTING 1992). Diese Quellen befinden sich in mittleren Höhenlagen. Die Beeinflussung der Wässer durch den Grundwasserleiter ist deutlich höher und ausgeprägter als bei der ersten Gruppe. Das Wasser fließt durch Lockergestein (Moränenmaterial, Verwitterungsdecke) und/oder durch Festgestein (entlang von Klüften). Nur bei den Quellen q20 bis q22 erstreckt sich das Einzugsgebiet teilweise über karbonatischen Untergrund. Dementsprechend tief sind auch die Ca^{2+} und Mg^{2+} Konzentrationen.

Eine letzte Gruppe (**q22 – q25**) befindet sich bis auf die Quelle **q22** im Talgrund und weist die höchsten Leitfähigkeitswerte auf. Dies kann mit der verlängerten Aufenthaltszeit und Transportdistanz erklärt werden. Hinzu kommt, dass die Quellen q23 und q24 (295 uS/cm) ein komplett karbonatisches Einzugsgebiet besitzen. Die Quelle q22 entspringt einem Wall aus Moränenmaterial in der nördlichen Talflanke.

4.3.4. CHEMISCHE PARAMETER

EINLEITUNG

Die chemische Beschaffenheit eines Grundwassers hängt von der Beschaffenheit des Niederschlagswassers und von der chemisch-petrographischen Zusammensetzung des Grundwasserleiters ab. Zur Bestimmung der Hintergrundkonzentration wurde in der Val Laschadura am 24. Juli 1999 eine Niederschlagsprobe genommen. Die Analyse ergab folgende Konzentrationen:

[mg/l]	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Konz.	0.109	0.159	0.064	3.043	0.042	0.139	0.277	9.563

Auf seinem Weg durch den Grundwasserleiter kann sich die chemische Beschaffenheit des Niederschlagswassers sehr stark verändern. Das Ausmaß der Veränderungen hängt von der chemischen Beschaffenheit der Gesteine (Mineralogie), den Lagerungsverhältnissen im Lockergesteinskörper, der Wassertemperatur, der durchfließenden Wassermenge, der Kontaktfläche, der Verweildauer, der Fließgeschwindigkeit und von Einflüssen des Menschen ab (MATTHES 1973). Eine Vielzahl von geochemischen Prozessen ist an der chemischen Veränderung des Wassers im Grundwasserleiter mitbeteiligt. Das Endziel dieser Prozesse ist das Erreichen eines chemischen Gleichgewichts zwischen Wasser und Grundwasserleiter. Meistens wird dieses Gleichgewicht jedoch nie erreicht. Im Folgenden sollen die wichtigsten Prozesse und Vorgänge kurz erläutert werden.

Als sachliche Hilfe und Quelle dienen die Arbeiten von MATTHES 1973, HÖLTING 1992 und GARRELS 1967.

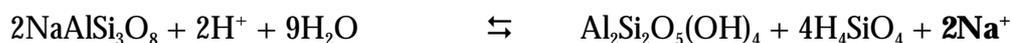
Auflösung – Ausfällung – Hydrolyse

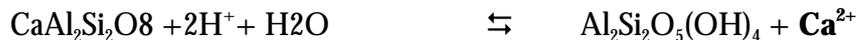
Das Auflösen oder Lösen von Mineralien ist die fundamentalste Wechselwirkung zwischen Grundwasser und Grundwasserleiter. Die wichtigsten gelösten Salze im Wasser sind CaCO₃, CaMg(CO₃)₂, CaSO₄ und NaCl. Die Löslichkeit dieser Stoffe hängt ab von der Wassertemperatur, dem CO₂ Gehalt, dem Druck, dem pH-Wert und dem Redoxpotential. Magnesium- und Calciumkarbonate sind nur löslich, wenn CO₂ in Form von Kohlensäure im Wasser gebunden ist.

Neben den relativ gut löslichen Salzen geben aber auch schwer lösliche Minerale (Feldspäte, Pyroxene, Amphibole, Olivin etc.) Ionen ans Grundwasser ab. Dieser Vorgang wird als Hydrolyse oder allgemein als chemische Verwitterung bezeichnet. Dabei greifen die dissoziierten Wassermoleküle (H₃O⁺ und OH⁻) die Kristalloberfläche an und lösen schrittweise Ionen aus dem Kristallgitter. Dies sind vor allem Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ und K⁺ (HÖLTING 1992). Das Endprodukt der Hydrolyse sind im Falle der Feldspäte die Tonminerale.

Die folgenden Reaktionen sind Beispiele der Hydrolyse (aus MATTHES 1973):

Albit



Anorthit**Orthoklas**

Adsorption und Desorption

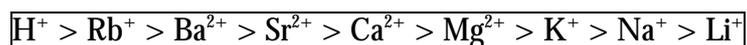
Das Grundwasser tritt im Untergrund mit einer Vielzahl adsorptiv wirksamen Bestandteilen in Kontakt. Bei der **Adsorption** werden dissoziierte und nicht dissoziierte Lösungsbestandteile an der Mineraloberfläche gebunden – bei der **Desorption** werden sie wieder freigegeben. Bei Adsorptions- und Desorptionsprozessen stellt sich längerfristig ein Gleichgewicht zwischen der in der Lösung vorhandenen Menge eines Stoffes und der an der Mineraloberfläche gebundenen Menge ein. Je höher die Stoffkonzentration in der Lösung ist, umso mehr Ionen werden adsorptiv gebunden. Wie die meisten geochemischen Prozesse hängt die Wirksamkeit der Adsorption von der Verweildauer des Wassers im Untergrund ab. Es besteht außerdem ein klarer Zusammenhang zwischen Adsorptionsbetrag und Korngröße. Je kleiner die Korngröße, umso größer die Oberfläche und umso stärker sind die adsorptiven Vorgänge.

Sorbierend wirksam sind Zeolithe, Tonminerale, Glimmer, Feldspat, Hornblenden und Augite.

Ionenaustausch

Ionenaustauschvorgänge können sich an der Oberfläche einer Vielzahl von Mineralien abspielen. Die Mineralien können aufgrund ihrer Austauschkapazität gegliedert werden. Die höchste Kapazität haben Zeolithe und Tonminerale (Montmorillonit). Auch an der Oberfläche von Feldspäten können Ionen ausgetauscht werden. Beim Ionenaustausch wird ein adsorbiertes Ion (meistens ein Kation) durch ein gelöstes anderes Ion im stöchiometrischen Verhältnis ausgetauscht. Die Bindungsfähigkeit der natürlichen Austauscher gegenüber den Ionen der verschiedenen Elemente ist unterschiedlich. Allgemein gilt, dass unter gleichen Bedingungen die Bindungsfähigkeit um so größer wird, je höher die Wertigkeit eines Ions und je schwerer es aus einem Mineral zu verdrängen ist.

Für die Bindungsstärke gilt folgende Regel, wobei die Bindungsstärke von links nach rechts zunimmt (HÖLTING 1992):



Als Beispiel für Ionenaustausch seien die Na-HCO₃⁻ Wässer erwähnt. Sie sind daran zu erkennen, dass im Äquivalentenverhältnis die Summe der Erdalkalien [Ca²⁺ + Mg²⁺] < [HCO₃⁻] ist. Das ursprünglich gleiche Äquivalentkonzentration wurde durch Ionenaustauschreaktionen verändert. Das viel stärker bindende Ca²⁺ Ion wurde unter Abgabe zweier Na⁺ Ionen im Austauscher gebunden. Je länger das Wasser im Kontakt mit den austauschfähigen Mineralien bleibt, umso ausgeprägter wird dieser Effekt.

GELÖSTE BESTANDTEILE

Einleitung

Dieses Kapitel befasst sich mit den gelösten Hauptbestandteilen des Quellwassers. Die Ionenzusammensetzung hängt hauptsächlich von der petrographischen Zusammensetzung des Grundwasserleiters ab. Im Idealfall kann anhand der Wasserchemie die Geologie des Einzugsgebietes grob rekonstruiert werden. Dazu muss die genaue mineralogische Zusammensetzung der Gesteine im Einzugsgebiet bekannt sein. Zusätzlich muss die ungefähre Löslichkeit und Zersetzungsgeschwindigkeit – der Einfluss auf die Wasserchemie - der einzelnen Minerale bekannt sein. Die folgende Grafik fasst nach der Grundlage von VOLKEN 1998 die wichtigsten Daten zusammen.

	Dolomit			Calcit			Pyrit			Halit			Gips			Quarz			Alkalifsp.			Plagiokl.			Hornbl.			Epidot			Chlorit			Muskovit			Biotit		
	HG	NG	AA	HG	NG	AA	HG	NG	AA	HG	NG	AA	HG	NG	AA	HG	NG	AA	HG	NG	AA	HG	NG	AA	HG	NG	AA	HG	NG	AA	HG	NG	AA	HG	NG	AA			
Orthogneis																X	X	X	X	X	X							X	X	X	X	X	X	X	X	X			
Paragneis																X	X	X	X	X	X							X	X	X	X	X	X	X	X	X			
Amphibolit																X	X	X	X	X	X							X	X	X	X	X	X	X	X	X			
Baschwacke	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X													X	X	X	X	X	X	X	X	X			
Dolomit	X			X	X											X																							
Kalk		X	X	X												X																							
Quelle für																																							
Na ⁺																																							
K ⁺																																							
Hg ²⁺																																							
Ca ²⁺																																							
Cl ⁻																																							
SO ₄ ²⁻																																							

Mineral	Chemismus	Einfluss auf die Wasserchemie	Mineral	Chemismus	Einfluss auf die Wasserchemie
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	1	Gips	CaSO ₄	1
Calcit	CaCO ₃	1	Alkalifeldspat	(K,Na)AlSi ₃ O ₈	2
Pyrit	FeS ₂	1	Plagioklas	(Na,Ca)Al(Al,Fe,Si) ₃ O ₈	3
Halit	NaCl	1	Hornblende	(Ca,Na)Al ₂ (Mg,Fe,Al) ₂ (AlSi ₇ O ₂₂ (OH)	3
Muskovit	KAl ₂ (AlSi ₃)O ₁₀ (OH) ₂	2	Epidot	Ca ₂ (Al,Fe) ₂ Si ₂ O ₁₁ (OH)	3
Biotit	K(Mg,Fe) ₂ (Al,Fe)(Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	2	Chlorit	(Fe,Mg) ₃ (Al,Fe) ₂ (Al,Sl) ₂ O ₁₀ (OH) ₂	3

Einfluss : 1-gross 2-mittel 3-klein
 Bem. : Hornblende, Biotit und Muskovit können anstelle der OH Gruppe Cl einbauen

Abb. 4-5: Einfluss der Minerale auf die Wasserchemie

In den Spalten sind die häufigsten Minerale aufgeführt. Diese wurden, gemäss ihrem Vorkommen in den einzelnen Gesteinen, mengenmäßig unterteilt (siehe Dünnschliffbeschreibung, Kapitel 3.3). Hauptgemengteile (**HG**) treten in einem Gestein in einem Mengenverhältnis größer als 10% auf. Die Nebengemengteile (**NG**) liegen zwischen 1 und 10%, und Akzessorien machen weniger als ein Prozent des Gesteins aus. Zusammen mit dem mengenmäßigen Anteil an der Gesteinszusammensetzung spielt die Löslichkeit der einzelnen Minerale eine wesentliche Rolle. Das System Grundwasser - Gestein versucht ein Gleichgewicht zu erreichen. Je nach Reaktionen (Hydrolyse, Ionenaustausch, Ausfällung), die daran beteiligt sind, wird dieser Gleichgewichtszustand, aufgrund der verschiedenen Reaktionsgeschwindigkeiten unterschiedlich schnell erreicht. Der Faktor „Einfluss auf die Wasserchemie“ nimmt Werte zwischen 1 und 3 an und beinhaltet grob geschätzt die Geschwindigkeit und Intensität der Freisetzung der einzelnen Ionen aus den Mineralen.

Im Folgenden werden die wichtigsten Anionen und Kationen mit ihren möglichen Quellen im Festgestein besprochen. Als Ergänzung sind die thematischen Karten im Anhang ab Seite 145 einzusehen. Die fachliche Unterstützung lieferten die Arbeiten von MATTHES 1973 und GARRELS 1967 und die Publikation des DVWK 1986.

Natrium

Natrium ist mit 28100 mg/kg ein wichtiger Bestandteil der kristallinen Gesteine, in denen es vorwiegend in den **Plagioklasen** mit dem Natriumglied Albit ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) und in **Hornblenden** vorkommt. Aus diesen Mineralen wird es durch chemische Verwitterung gelöst. Eine weitere Quelle sind die **Steinsalzvorkommen** in den Sedimentgesteinen. Als Alkalimetall sind seine Salze besonders gut und schnell löslich. Durch die Lösung von Halit kann sich Natrium in riesigen Konzentrationen im Grundwasser anreichern. Ionenaustauschreaktionen führen ebenfalls zu einer Natrium Anreicherung. Ein Ca^{2+} Ion wird dem Wasser entzogen und durch zwei Na^+ Ionen ersetzt. Dadurch entstehen die typischen Na-HCO_3^- und Na-SO_4^- Austauschwässer. Die geringe sorptive Bindung an Austauschern und die gute Löslichkeit der Natriumsalze führen zu einer beträchtlichen Anreicherung im Meerwasser. Das Regenwasser bezieht sein Natrium vorwiegend aus terrestrischem Staub und, in der Nähe des Meeres, aus der Verdunstung der Gischt. Außerdem kommt Natrium als Bestandteil zahlreicher, vom Menschen genutzter Chemikalien vor. Daher kann es auch im Zusammenhang mit anthropogener Verunreinigung ins Grundwasser gelangen (MATTHES 1973).

In der Val Laschadura können der anthropogene und der marine Einfluss vernachlässigt werden. Natrium kommt in der Regenprobe in einer Konzentration von 0.109 mg/l vor. Der Durchschnittswert für Niederschläge in Mitteleuropa ist 0.2 mg/l (MATTHES 1973). Die Natriumkonzentrationen im Quellwasser schwanken zwischen 0.2 und 3.2 mg/l. Auf der thematischen Karte auf Seite 145 fällt auf, dass die Quellen im **q02 bis q05** im westlichen Teil der Val Laschadura mit Abstand die höchsten Konzentrationen aufweisen. Die Durchschnittswerte dieser Quellen liegen zwischen 1.5 und 2.9 mg/l. Das Einzugsgebiet dieser Quellen liegt über den Gneisen der Silvretta und besteht vorwiegend aus Moränenbedeckung und Verwitterungsdecke. Mögliche Natriumquellen in den Gneisen sind Plagioklase und Hornblenden (siehe Abb. 4-5). Durch die chemische Verwitterung (Hydrolyse) dieser Mineralien gelangte das Natrium ins Quellwasser. Die chemische Verwitterung durch Hydrolyse ist allerdings ein relativ langsamer Prozess. Ionenaustauschreaktionen laufen viel schneller ab. Diese könnten zu der relativen Natrium Anreicherung beigetragen haben. Allerdings spricht der relativ hohe Kaliumgehalt dieser Quellwässer gegen ein bedeutendes Vorhandensein von austauschfähigen Mineralien. Da in den Sedimentquellen hohe Natriumkonzentrationen fehlen, ist ein Vorkommen von Steinsalz in deren Einzugsgebiet auszuschließen.

Die höhergelegenen Quellen **q09 bis q13** haben mit Natriumwerten zwischen 1.1 und 1.4 mg/l eine mittlere Anreicherung gegenüber dem Regenwasser erfahren. Der Grundwasserleiter dieser Quellen hat sicher eine ähnliche Zusammensetzung wie jener der höhermineralisierten Quellen weiter unten. Der Unterschied im Ionengehalt kann eventuell durch unterschiedlich lange Fließwege erklärt werden. Hinzu kommt, dass die oben erwähnten Quellen teilweise Quellhorizonte sind, was auf eine breitflächige Durchsickerung im Untergrund schließen lässt. Die tiefsten Natriumwerte zeigen die Quellen **q16 und q22 – q24**. Die Werte liegen zwischen 0.27 und 0.59 mg/l. Bei der höchstgelegenen Quelle q16 spielt die Verdünnung durch die Schneeschmelze eine wichtige Rolle, hinzu kommt ein relativ kleiner Fließweg durch die Lockergesteine des Kessels von Nuna. Die Quellen q24 und q23 haben ihr Einzugsgebiet auf der karbonatischen Talseite. Hier sind, falls es keine Steinsalzvorkommen im Untergrund hat, keine nennenswerten Natriumquellen vorhanden. Die unterirdische Entwässerung im Festgestein ist zusätzlich beschränkt auf Klüfte und Spalten (Karstsystem) beschränkt. Dies bewirkt eine relativ große Durchflussrate und eine kleine Kontaktfläche.

Kalium

Das Alkalimetall Kalium ist in den kristallinen Gesteinen mit 25700 mg/kg nur geringfügig schwächer vertreten als Natrium. Es ist vor allem in den **Kalifeldspäten** Orthoklas und Mikroklin, sowie in den Glimmern **Biotit** und **Muskovit** vorhanden. Aus diesen Mineralen wird es, genau wie das Natrium, durch chemische Verwitterung herausgelöst. Eine weitere Kaliumquelle sind Verdunstungslagerstätten wo Kalium beispielsweise im Mineral **Sylvin** (KCl) enthalten ist. Da es sich bei Kalium um ein Alkalimetall handelt, sind seine Salze besonders gut löslich. Durch die Lösung von Sylvin kann sich Kalium im Grundwasser in beträchtlichen Mengen anreichern. Aufgrund seiner geringeren geochemischen Beweglichkeit ist Kalium meist in kleineren Konzentrationen im Grundwasser vertreten als Natrium. Im Gegensatz zu Natrium wird Kalium nämlich durch Ionenaustauschreaktionen dem Grundwasser entzogen und in Tonmineralien eingebaut. Auf seinem Weg ins Meer sinkt daher das Na/K (meq/l) Verhältnis des Wassers kontinuierlich. Im Meer selber ist das Kalium deutlich abgereichert. Kalium ist außerdem ein wichtiger Nährstoff für Pflanzen. Es wird in der Bodenschicht von den Pflanzen aufgenommen und eingebaut. Beim Zerfall der Pflanzen gelangen diese Stoffe jedoch wieder in den Boden und damit ins Wasser. Der Einsatz von Kaliumdüngern in der Landwirtschaft führt außerdem zu einer anthropogenen Anreicherung von Kalium im Grundwasser (MATTHES 1973)

Die Niederschlagsprobe weist einen Kaliumgehalt von 0.159 mg/l auf. Das Kalium in den Niederschlägen stammt aus Gesteinsstaub in der Atmosphäre oder aus dem Meer. In den gemessenen Quellen tritt Kalium in Konzentrationen zwischen 0.16 und 2.13 mg/l auf. In der Val Laschadura lässt sich der Einfluss des Meeres und der landwirtschaftlichen Düngung ausschließen. Die gemessenen Kaliumwerte entstammen daher dem Input des Regenwassers und der Interaktion mit dem Grundwasserleiter. Die allgemein tiefen Konzentrationen bei den Sedimentquellen lassen ein Vorhandensein von Kaliumsalzen in den Sedimentgesteinen ausschließen. Auf der thematischen Karte auf Seite 146 fällt auf, dass die Konzentrationsverteilung einem ähnlichen Muster folgt wie jene des Natriums. Die höchsten Konzentrationen treten bei der Quellgruppe **q02-q08** auf. Die Werte liegen zwischen 0.75 und 2.13 mg/l. Die Quellen entwässern aus der Moränenbedeckung und der Verwitterungsdecke der Silvretta Gneise. In diesem Lockergestein sind genügend Gneiskomponenten enthalten um die nötigen Minerale bereitzustellen (siehe Abb. 4-5). Die tiefsten Werte zeigen die vom Schmelzwasser verdünnten Quellen **q16** und **q15**. Die Werte liegen zwischen 0.16 und 0.26 mg/l. Die Sedimentquellen im Talgrund zeigen tiefe Kaliumwerte zwischen 0.26 und 0.43 mg/l. Dies rührt von den Lithologien im Einzugsgebiet, die Feldspäte höchstens als Detritus enthalten, her. Eine mögliche Kaliumquelle wären Salzvorkommen (KCl) im Untergrund. Dafür sind die Konzentrationen allerdings viel zu klein. Die Lockergesteinsquelle **q22** stellt einen Spezialfall dar. Sie weist mit einem Durchschnittswert von 2.183 mg/l mit Abstand die höchste Kaliumkonzentration auf. Bemerkenswert ist, dass dieser hohe Durchschnitt nur von einer Messung herrührt. Bei der ersten Messung (12.10.99) war die Kalium- und Chloridkonzentration 5 mal größer als bei den nächsten drei Messungen (siehe Kapitel 4.3). Der Grund dieser Anomalie könnte eine Kontamination während der Probenahme sein. Die pH-Messkette wird in einer 3 molaren KCl Lösung aufbewahrt. Es ist gut möglich, dass während der Probenahme das Quellwasser durch die pH Messkette kontaminiert wurde.

Na/K [meq/l]

Die örtlichen Schwankungen des durchschnittlichen Na/K ($\frac{\text{meq/l}}{\text{meq/l}}$) Verhältnisses sind auf der thematischen Karte im Anhang auf Seite 147 ersichtlich.

Das Na/K Verhältnis schwankt bei den untersuchten Quellen zwischen 1.1 und 7.8. Diese Werte sind durchaus typisch für normale Grundwässer. Die Ursache für die Abreicherung ist die geringere Löslichkeit von Kalifeldspat und die vermehrte Einbindung von Kalium in Mineralneubildungen (Tonmineralien). Die Bindung des Kaliums an das Tonmineral Montmorillonit ist so stark, dass dieser Vorgang irreversibel ist (HÖLTING 1993). Da das Verhältnis in den Magmatiten bei 1.09 liegt, hat bereits eine gewisse Abreicherung von Kalium durch den Einbau in Tonmineralien und die Aufnahme in Pflanzen stattgefunden. Die stärkste Abreicherung an Kalium zeigen die Quellen **q13 bis q15**. Sie zeigen ein Verhältnis von 5 bis 8. Zum Vergleich: Meerwasser, die Endstufe der Kaliumabreicherung, besitzt ein Na/K Verhältnis von 27.84 (MATTHES 1973). Die tiefsten Na/K Verhältnisse sind bei den relativ stark mineralisierten Quellen **q22 bis q25** zu beobachten, die teilweise aus den Dolomiten entwässern.

Magnesium

In den kristallinen Gesteinen ist durchschnittlich 17600 mg/kg Magnesium enthalten. Die Quelle hierfür sind die Minerale der **Pyroxen-, Amphibol-, Chlorit- und Glimmergruppe**. In sedimentären Gesteinen tritt Magnesium mit 130440 mg/kg vor allem im **Dolomit** auf. Durch die chemische Verwitterung (Hydrolyse) wird das Magnesium aus diesen Mineralen gelöst und als zweiwertiges Ion im Wasser abtransportiert. Trotz der besseren Löslichkeit ist der Magnesiumgehalt in den Grundwässern im allgemeinen niedriger als der des Calciums. Der Grund hierfür ist die geringere Häufigkeit in den Mineralien der Gesteine. In Grundwässern die in Kontakt mit magnesiumreichen Gesteinen wie Olivinbasalten oder Dolomiten stehen, kann die Magnesiumkonzentration jene des Calciums übersteigen. Das Regenwasser bezieht sein Magnesium vorwiegend aus terrestrischem Staub und aus der Gischt in der Nähe des Meeres (MATTHES 1973).

Die Niederschlagsprobe der Val Laschadura weist eine Magnesiumkonzentration von 0.064 mg/l auf. Dieser Wert liegt weit unter dem Durchschnittswert für Mitteleuropa (0.2 mg/l nach DVWK 1986). Der marine Einfluss darf daher vernachlässigt werden. Das Magnesium im Quellwasser kommt ausschließlich von der chemischen Verwitterung im Grundwasserleiter und auf der Erdoberfläche. Die Magnesiumkonzentrationen der Quellwässer schwanken zwischen 0.1 und 22.2 mg/l. Auf der thematischen Karte auf der Seite 149 fällt auf, dass die Gneisquellen sehr schwache Magnesiumkonzentrationen haben. Sie zeigen Werte zwischen 0.1 und 1 mg/l. Die Quellgruppe **q02 bis q05** fällt durch ihre hohen Werte auf. Es ist anzunehmen dass dieses Quellwasser eine relativ lange Aufenthaltszeit in Lockergesteinen mit Dolomitkomponenten verbracht hat (siehe Calcium). Dafür sprechen die hohen Magnesiumkonzentrationen der Quelle **q03** (11 mg/l), welche sich mit den Werten der Quellen im Talgrund vergleichen lassen. Auch die relativ hohen Werte der Quelle **q22** fallen auf (12 mg/l). Daran kann man erkennen, dass bereits ein relativ kurzer Fliessweg über dolomitisches Gestein ausreicht, um die Magnesiumkonzentration derart ansteigen zu lassen. Erwartungsgemäß die höchsten Werte zeigen die Quellen im Talgrund (**q23 bis q25**). Die maximale Konzentration erreicht dabei die Quelle **q24** mit 24 mg/l. Auffallend bei dieser Quelle ist außerdem die

relativ niedrige, verhältnismäßig konstante Schüttung. Dies spricht für eine gute Pufferung der Niederschlagsschwankungen und damit für eine relativ lange Aufenthaltszeit im dolomitischen Grundwasserleiter.

Calcium

Calcium ist in den Magmatiten mit 36200 mg/kg doppelt so häufig wie Magnesium. Die wichtigsten Calciumquellen der kristallinen Gesteine sind die **Plagioklase** (Albit-Anorthit), **Amphibole**, **Pyroxene** und **Epidot**. Durch die hydrolytische Verwitterung dieser Minerale gelangen die Calcium-Ionen ins Grundwasser. In den Sedimenten kommt Calcium als Hauptkation in **Calcit**, **Aragonit**, **Anhydrit** und **Gips** und, zusammen mit Magnesium, im **Dolomit** vor. Die weite Verbreitung von Calcium in den Mineralen führt zu relativ hohen Konzentrationen im Grundwasser (die gemessenen Calciumkonzentrationen in mg/l sind 3 bis 4 mal höher als die Magnesiumwerte). Der Calciumgehalt wird in den meisten Fällen durch das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht bestimmt (siehe auch Kapitel Bicarbonat). Die Konzentration kann sich aufgrund etwaiger Austauschreaktionen an den Tonmineralien im Boden ändern. Meistens wird Calcium durch den Austausch mit Natrium aus dem Grundwasser entzogen. Der umgekehrte Vorgang vollzieht sich vor allem im Grenzbereich zwischen Na-Cl Wässern und Süßwässern.

Das Regenwasser bezieht sein Calcium aus dem Staub kalkhaltiger Gesteine, aus der Gischt in der Nähe des Meeres oder aus industriellen Emissionen. Weitere Calciumquellen sind Schalen- und Knochensubstanz von Tieren, Düngemittel und anthropogene Verunreinigungen (MATTHES 1973).

Die Niederschlagsprobe der Val Laschadura weist einen Calciumgehalt von 3.043 mg/l auf. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um eine Anreicherung durch Emissionen und/oder die Auflösung von karbonatischem Gesteinsstaub. Gegen den zweiten Punkt spricht jedoch die ziemlich kleine Magnesiumkonzentration. Der Einfluss des Meeres kann vernachlässigt werden. In den Quellwässern liegen die Calciumwerte zwischen 1 und 40 mg/l. Das Calcium im Grundwasser stammt aus den Mineralien des durchflossenen Gesteins. Die höchsten Werte können dabei den Quellen **q24**, **q25** und **q22** zugeordnet werden. Das Wasser dieser Quellen fließt durch die Verwitterungsdecke des Dolomits und durch das Gestein selber. Die Calciumkonzentration im Dolomit kann je nach Calcitgehalt zwischen 217400 mg/kg und 400000 mg/kg schwanken. Diese Konzentrationen sind um den Faktor 10 mal größer als bei den kristallinen Gesteinen. Die relativ gute Löslichkeit von Calcit und Dolomit bewirkt, dass bereits nach einem relativ kurzen Fliessweg über karbonatischen Untergrund eine erhebliche Erhöhung im Calcium und Magnesiumgehalt erkennbar ist. Dies kann an den oben genannten Quellen gezeigt werden. Dabei fällt vor allem der hohe Calciumgehalt der Quelle **q22** auf. Die Quelle **q23** dürfte wegen der hohen Schüttung und der hohen Durchflussgeschwindigkeit eine geringere Konzentration aufweisen. Bei der Quellgruppe **q02-q05** fallen wiederum die hohen Konzentrationen der Quelle **q03** auf. Die Calciumkonzentrationen sprechen für einen beachtlichen Dolomitanteil im Grundwasserleiter (Moränenbedeckung). Die höhergelegenen Kristallinquellen zeigen erwartungsgemäß eher tiefe Calciumwerte.

Ca/Mg [meq/l]

Auf der thematischen Karte im Anhang auf Seite 150 werden die Konzentrationen der beiden Kationen Calcium und Magnesium miteinander verglichen. Typische Gneisquellen zeigen einen deutlichen Calciumüberschuss. Bei den Sedimentquellen, besonders bei jenen, die aus dem Dolomit entwässern, wird der Calciumüberschuss durch erhöhte Magnesiumkonzentrationen kompensiert.

Das Ca/Mg Verhältnis des Regenwassers beträgt 22.85 was auf die außerordentlich hohe Calciumkonzentration zurückzuführen ist. Das Verhältnis der gemessenen Wässer schwankt zwischen 1.1 und 7.8. Auf der Karte ist sehr gut zu sehen, dass die Quellen im Talgrund **q25**, **q24**, **q23** und **q22** sehr tiefe Ca/Mg Verhältnisse zeigen. Die Werte liegen zwischen 1.1 und 1.6, was auf eine Magnesiananreicherung des Quellwassers schließen lässt. Es scheint unverkennbar, dass diese Anreicherung auf die Lösung von Dolomit im Grundwasserleiter zurückzuführen ist. Die Quelle **q22** unterscheidet sich stark von den unmittelbar benachbarten Quellen q20 und q21. Diese großen Unterschiede auf eine solch kurze Distanz lassen sich nur durch unterschiedliche Aufenthaltszeiten und eventuell unterschiedliche Fließwege im Untergrund erklären. Zwei weitere Quellen mit einem ähnlich großen Unterschied auf engstem Raum sind die benachbarten Quellen **q02** und **q03**. Während die Quelle q02 eher Gneischarakter zeigt, lässt sich die Quelle q03 am ersten mit den Sedimentquellen im Talgrund vergleichen. Der Grund für die Unterschiede ist wahrscheinlich der heterogene zusammengesetzte Grundwasserleiter (Moränenbedeckung) mit karbonatreichen Bereichen.

Der Grossteil der Quellen zeigt die aufgrund der Geologie zu erwartenden Verhältnisse. Eine durchaus erwähnenswerte Ausnahme aber bildet die Quelle **q12**. Entgegen dem zu erwartenden hohen Ca/Mg Verhältnis zeigt diese Quelle ein sehr tiefes Verhältnis (1.384), was eher typisch für Dolomitquellen ist.

Chlorid

Verglichen mit den anderen Hauptinhaltsstoffen des Grundwassers ist Chlorid in den wichtigsten gesteinsbildenden Mineralen am wenigsten verbreitet. Dementsprechend niedrig ist die Chlorkonzentration in den meisten Grundwässern. In Magmatiten und Metamorphiten findet sich Chlor in mehreren akzessorischen Mineralen wie **Skapolith**, **Sodalith** oder **Apatit**, anstelle der OH-Gruppe in **Glimmern** und **Hornblenden** und als Bestandteil von **Feldspäten** (weniger als 50mg/kg). Weitaus häufiger kommt Chlor in Sedimentgesteinen vor, die **Steinsalz** (Halit) enthalten oder über chloridreiche Restlösungen im Porenraum verfügen. Die Chloridkonzentration kann sich durch den Siebeffekt an Tonmineralien erheblich erhöhen. Das relativ große Chlorid-Ion wird selektiv zurückgehalten während andere Ionen entweichen können. In die Niederschläge gerät Chlorid als Bestandteil terrestrischen Staubs, als vulkanische Emanation oder als anthropogene Luftverunreinigung. Chlorid gelangt weiterhin in Cl⁻-haltigen flüssigen und festen Abfallstoffen sowie Cl⁻-haltigen Düngemitteln und Streusalzen in den Stoffkreislauf (MATTHES 1973).

Die Niederschlagsprobe zeigt einen Chloridgehalt von 0.042 mg/l. Der Durchschnittswert für Niederschläge in Europa liegt bei 0.5 mg/l. Dieser Wert kann jedoch zeitlich und örtlich aufgrund der oben erwähnten Faktoren stark schwanken. Die thematische Karte auf Seite 151 zeigt die räumliche Verteilung der Konzentrationen. Die gemessenen Quellwässer zeigen durchschnittliche Chloridkonzentrationen zwischen 0.101 und 1.486 wobei der letztgenannte Wert wahrscheinlich auf eine Kontamination bei der Probenahme zurückzuführen ist (Erläuterungen zu Quelle q22 auf Seite 76). Die

übrigen Quellen zeigen gleichmäßig verteilte Chloridkonzentrationen zwischen 0.101 und 0.384 mg/l. Dabei fällt auf, dass die Gneisquellen **q06** bis **q19** in den höheren Lagen der nördlichen Talflanke die kleinsten Werte zeigen. Die Messungen ergaben hier Konzentrationen zwischen 0.101 und 0.447 mg/l was durchaus typisch für Gneisquellen ist. Eine Ausnahme im Chloridgehalt stellen wiederum die Quellen **q02** bis **q05** dar. Hier fällt insbesondere der hohe Chloridgehalt der Quelle **q03** auf. Der Wert übersteigt mit 0.384 mg/l sogar die Konzentrationen der reinen Sedimentquellen im Talgrund und ist damit der zweithöchste Durchschnittswert nach der kontaminierten Quelle. Es ist anzunehmen dass neben der heterogenen Zusammensetzung des Grundwasserleiters eine relativ lange Aufenthaltszeit für dieses Resultat verantwortlich ist. Die Sedimentquellen zeigen keine besonders hohe Chloridkonzentration. Dadurch lässt sich die Anwesenheit von Steinsalzvorkommen im Einzugsgebiet der Quellen ausschließen.

Nitrat

Die Hauptmasse des Stickstoffs ist als Stickstoffgas N_2 in der Atmosphäre enthalten. Diese besteht heute zu 78 vol% aus Stickstoffgas. Das Gas kann sich im Regenwasser unter der Bildung von Ammonium NH_4^+ und Nitrat NO_3^- lösen. Der Ammoniumgehalt der Niederschläge schwankt zwischen 0.01 und 1 mg/l. Der Nitratgehalt variiert zwischen 0.3 und 2.5 mg/l. Der Stickstoff wird bei biologischen Vorgängen umgesetzt. Beim Durchsickern der Bodenschicht wird dabei dem Regenwasser durch die Pflanzen Stickstoff entzogen und organisch gebunden. In Gegenwart von Sauerstoff kann organisch gebundener Stickstoff über Aminosäuren und Ammonium zu Nitrit und schließlich zu Nitrat oxidiert werden. In den meisten Grundwässern ist Stickstoff daher nur in Form von Nitrat enthalten. Nur unter reduzierenden Bedingungen können sich kleine Konzentrationen Ammonium halten. Neben dem Eintrag durch das Regenwasser kommt vor allem der Eintrag durch Düngung und Massentierhaltung (Harnstoff = NH_2CONH_2) zum Tragen. So sind sehr hohe Nitratgehalte meist nur in landwirtschaftlich genutzten Gebieten zu finden. Zudem kommen komplexe anorganische Ionen bei anthropogenen Verunreinigungen vor (MATTHES 1973).

Die Niederschlagsmessung der Val Laschadura ergab eine Nitratkonzentration von 0.139 mg/l. Dieser Wert ist verhältnismäßig klein und wird von vielen Quellwässern überschritten. Der Eintrag durch anthropogene Verunreinigung kann in der Val Laschadura vernachlässigt werden. Die Stickstoffkonzentration wird hier vor allem durch die Aufnahme in die Pflanzen und den Eintrag durch Harnsäuren (Viehzucht) kontrolliert. Da auf der Alp Laschadura während den Sommermonaten Vieh gehalten wird, darf der letztere Faktor nicht unterschätzt werden. Auf der thematischen Karte auf Seite 152 sind die verschiedenen Nitratwerte ersichtlich. Die Konzentrationen sind mit Werten zwischen 0.009 und 1.148 mg/l allgemein niedrig. Die beiden Quellen **q16** (Kessel von Nuna) und **q23** (Trockenschuttkegel) besitzen in ihrem Einzugsgebiet nur sehr spärlichen Pflanzenbewuchs. Durch die fehlende Nitratinbindung in die Pflanzen wird praktisch kein Nitrat zurückgehalten, was zu den relativ hohen Konzentrationen führt (1.1 mg/l). Bei der Quelle **q24**, deren karbonatisches Einzugsgebiet stärker begrünt ist, ist dementsprechend auch weniger Nitrat vorhanden. Die beiden hochgelegenen Quellen **q13** und **q14** zeigen sehr tiefe Nitratwerte. Hier kann eine Nitratanreicherung durch tierische Ausscheidungen ausgeschlossen werden. Die intakte Pflanzenbedeckung entzieht zudem Nitrat aus dem Regenwasser. Die restlichen Quellen sind schwieriger zu klassifizieren. Ihr Einzugsgebiet ist von Pflanzen bewachsen und wird teilweise landwirtschaftlich genutzt. Dies führt zu sehr variablen Verhältnissen was sich auch in der Konzentrationsverteilung widerspiegelt.

Sulfat

Schwefel ist mit 410 mg/kg ein verhältnismäßig geringfügiger Bestandteil der Magmatite. Er kommt hier meist in oxidierter Form (als Sulfat) in einigen **Feldspatvertretern** vor. Das Hauptvorkommen ist jedoch in evaporitischen Sedimenten in den Mineralen **Gips** und **Anhydrit**. Neben der Verwitterung und Lösung dieser Minerale ist die Oxidation von Sulfiden (**Pyrit**) eine wichtige Sulfatquelle für das Grundwasser. Die eher schlechte Löslichkeit der Feldspatvertreter und der immense Sauerstoffverbrauch bei der Pyritoxidation lassen nicht sehr hohe Sulfatkonzentrationen in den durchfließenden Wässern zu (bis 30 mg/l). Die höchsten Konzentrationen treten, aufgrund der hohen Konzentrationen und Löslichkeiten, in gips- oder anydritführenden Gesteinen auf (bis 1360 mg/l). Bereits durch die Niederschläge werden dem Wasserkreislauf beträchtliche Mengen an Sulfat zugeführt. Das Sulfat im Regenwasser stammt aus der Gischt der Ozeane, aus terrestrischem Staub, aus der Oxidation von vulkanischem H₂S und aus der anthropogenen Luftverschmutzung. Da Schwefel als biophiles Element am Stoffkreislauf vieler Pflanzen und Tiere beteiligt ist, sollte als weitere anthropogene Sulfatquelle die landwirtschaftliche Düngung erwähnt werden (MATTHES 1973).

Die gemessenen Sulfatkonzentrationen in der Val Laschadura schwanken zwischen 0.4 und 14.7 mg/l. Der atmosphärische Eintrag durch den Niederschlag beträgt 0.277 mg/l. Dieser Wert liegt weit unter dem Mittel für Mitteleuropa (3.0 mg/l). Der Einfluss durch das Meer ist daher vernachlässigbar klein. Außerdem darf von einer geringen anthropogenen Belastung durch Düngung und SO₂ Ausstoß im Untersuchungsgebiet ausgegangen werden. Auf der thematischen Karte auf Seite 153 erkennt man die Konzentrationsverteilung der gemessenen Quellen. Die höchsten Sulfatkonzentrationen zeigen die Quellen **q06 und q24**. Bei der Quelle **q06** lässt sich ein Durchschnittswert von 14.688 mg/l feststellen. Dieser Wert ist relativ hoch für Gneisquellen, liegt jedoch im natürlichen Schwankungsbereich (bis 30 mg/l). Die unmittelbare Nähe zur Engadiner Linie könnte eine Erklärung für die relativ hohen Sulfatkonzentrationen der Quellgruppe **q06 bis q08** liefern. Das tektonisch beanspruchte Gestein besitzt eine höhere Anfälligkeit auf die chemische Verwitterung und kann daher mehr Ionen abgeben. Außerdem lässt sich nicht ausschließen, dass das Quellwasser im Untergrund in Kontakt mit gipshaltigen Sedimenten geriet. Die relativ tiefen Ca Werte, die dies zu verneinen scheinen, könnten mit möglichen Ionenaustauschreaktionen gerechtfertigt werden (Ca -> Na). Dadurch könnte wiederum die erhöhte Natriumkonzentration erklärt werden. Die Quelle q24 hat die zweithöchste Sulfatkonzentration (11.324 mg/l). Das Einzugsgebiet der Quelle liegt in den Engadiner Dolomiten und enthält wahrscheinlich teilweise gipshaltige Sedimente. Die Sulfatkonzentration ist allerdings zu niedrig um von größeren Gips- oder Anhydritvorkommen zu sprechen. In solchen Wässern sind Sulfatkonzentrationen bis 1360 mg/l üblich (MATTHES 1973). Die Quellen **q20 bis q22** liegen mit Durchschnittswerten zwischen 5.141 und 6.953 mg/l ebenfalls am oberen Ende der Konzentrationsverteilung. Bei diesen Quellen liegt jedoch ein Teil des Einzugsgebietes eindeutig über den Sedimenten der Engadiner Dolomiten. Dies erklärt, zusammen mit der erhöhten Löslichkeit tektonisch beanspruchten Gesteins, die etwas höheren Konzentrationen. Die Gneisquellen **q12 bis q15** zeigen aufgrund eines relativ kurzen Fließweges relativ tiefe Sulfatkonzentrationen.

Bicarbonat

Kohlenstoff ist in den Magmatiten mit 320 mg/kg ein untergeordneter Bestandteil. Er ist in der Lithosphäre vor allem in Karbonatgesteinen angereichert (113500 mg/kg in CaCO_3). Für das Vorkommen im Wasser ist das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht von wesentlicher Bedeutung. Das Karbonat im Wasser stammt von gasförmigen CO_2 und von Karbonaten im Gestein. Kohlendioxid wird im Wasser aus der Atmosphäre und aus der Grundluft/Bodenluft gelöst. Das Kohlendioxid in der Grundluft stammt aus der Oxidation feinverteilter organischer Reste im Boden. Der Kohlendioxid-Partialdruck in der Bodenluft ist meist 10 bis 100 mal höher als der atmosphärische Partialdruck (0.03 vol%). Das atmosphärische Kohlendioxid stammt aus vulkanischen Emanationen oder aus der Verbrennung fossiler Brennstoffe. Der Gesamtgehalt an CO_2 im Wasser wird unterteilt in freies und gebundenes CO_2 . Zum freien CO_2 gehört das gelöste Kohlendioxid und das undissoziierte H_2CO_3 , zur gebundenen die Hydrogenkarbonat- und die Karbonat-Ionen (MATTHES 1973).

Beim Durchsickern der Bodenschicht steigt aufgrund des erhöhten CO_2 -Partialdruckes die Konzentration des gelösten Kohlendioxides im Wasser und damit auch die Konzentration der Bicarbonationen. Anhand des CO_2 Partialdruckes lässt sich in wenigen Schritten (Gleichung 1 bis 4) die Bicarbonatkonzentration berechnen. Nach Gleichung 1 und 2 löst sich CO_2 relativ gut im Wasser. Der CO_2 Partialdruck kann jedoch lokalen Schwankungen unterliegen.

Löslichkeit von Kohlendioxid in Wasser

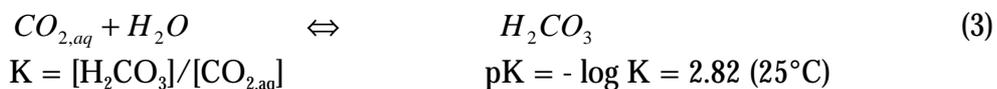


Henry-Gleichung



KH = Henrys Koeffizient = $10^{-1.5} \text{ mol l}^{-1} \text{ atm}^{-1}$ bei 25°C
 $p\text{CO}_2 = 0.03 \text{ vol\%}$ für die durchschnittliche Atmosphäre

Hydratisierung von gelöstem Kohlendioxid zu Kohlensäure



Da sich $\text{CO}_{2,aq}$ und H_2CO_3 analytisch nur schwer unterscheiden lassen, fasst man beide Konzentrationen zu H_2CO_3^* zusammen.

Dissoziation der Kohlensäure



$K = [\text{HCO}_3^-][\text{H}^+]/[\text{H}_2\text{CO}_3^*]$ $pK_1 = -\log K_1 = 6.3 (25^\circ\text{C})$

(Bem. : Die Säurekonstante K_1 ist eine zusammengesetzte Konstante. Sie besteht aus der Hydratationskonstanten und der „wahren“ Säurekonstanten)

Im pH Bereich der meisten natürlichen Wässer ($6 < \text{pH} < 8$) dürfen die Konzentrationen von Carbonat-Ionen und undissoziierter Kohlensäure vernachlässigt werden. Durch die Umformung der Gleichungen 2 und 4 erhält man.

$$pCO_2 = \frac{[H^+] \cdot [HCO_3^-]}{K_H \cdot K_1} \quad (5)$$

Anhand der Gleichung 5 lässt sich eine grobe Kontrollrechnung der IC-Messung durchführen. Der CO_2 Partialdruck der Boden- oder Grundluft ist um den Faktor 10 bis 100 mal größer als der atmosphärische Partialdruck. Die Anreicherungskoeffizienten bezüglich der Normalatmosphäre liegen zwischen 1.3 und 20 und damit im normalen Bereich für die Grundluft (berechnet für eine Wassertemperatur von 25°C). Diese Werte dürfen jedoch nur mit Vorsicht behandelt werden da bei der Berechnung zu viele unbekannte Faktoren mitspielen (Temperaturabhängigkeit von K_H , Berechnung der Bicarbonatkonzentration).

Die örtliche Verteilung der berechneten Bicarbonatkonzentration ist auf der thematischen Karte auf Seite 155 ersichtlich. Das Regenwasser enthält mit 9.53 mg/l relativ viel Bicarbonat. Dies könnte auf die Anwesenheit von ungemessenen Ionen hinweisen, welche die Ionenbilanz beeinflussen. Die Konzentrationen im Quellwasser schwanken zwischen 5.9 und 222.3 mg/l . Diese große Schwankung kann anhand der unterschiedlichen Geologie der Einzugsgebiete erklärt werden. Die Lösung von Kalk erhöht nach den Regelmässigkeiten des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts die Bicarbonatkonzentration im Wasser. So darf von Wässern die durch Kalkstein oder Dolomit geflossen sind, eine höhere Bicarbonatkonzentration erwartet werden als von Gneiswässern. Dies lässt sich auch auf der thematischen Karte feststellen. Die höchste Bicarbonatkonzentration zeigt die Quelle **q24** mit 222.370 mg/l . Die relativ lange Interaktionszeit im karbonatischen Grundwasserleiter ermöglicht hier ein Erreichen des Gleichgewichtszustandes. Bei der Quelle **q23** sind die Bicarbonatwerte deutlich kleiner (111.454 mg/l). Dies ist auf ein relativ schnelles Durchfliessen des Grundwasserleiters infolge Karstcharakters zurückzuführen. Anhand der Quellen **q25** und **q22** lässt sich zeigen, dass auch ein relativ kleiner Fliessweg über karbonatischem Muttergestein genügt, um die Bicarbonatkonzentration merklich ansteigen zu lassen. Die Werte dieser Quellen liegen bei ca. 140 mg/l . Erwähnenswert sind außerdem die Quellen **q03** und **q02**. Sie zeigen wiederum außerordentlich hohe Werte für Gneisquellen. Hier besteht jedoch kaum mehr Zweifel, dass die Lockergesteinszusammensetzung einen wichtigen Einfluss auf die Wasserchemie dieser Quellgruppe ausübt (Dolomit- / Karbonatkomponenten in der Moränenbedeckung). Es kann anhand der unterschiedlichen Messwerte dieser Quellgruppe ebenfalls gezeigt werden, dass diese Zusammensetzung räumlichen Schwankungen unterliegt. Die reinen Gneisquellen in den höheren Lagen zeigen erwartungsgemäß relativ tiefe Bicarbonatkonzentrationen welche bei den Quellen **q16**, **q14**, **q13** und **q12** sogar die Resultate der Niederschlagsmessung unterschreiten.

4.4. QUELLBERICHT

Auf den nächsten Seiten folgt der Quellbericht welcher die einzelnen Resultate der Messungen in Form von Diagrammen zeigt. Im Anhang ab Seite 157 ist ein weiterer Quellbericht mit den numerischen Resultaten enthalten.

Geographische Daten

Quellnummer: **q 1**

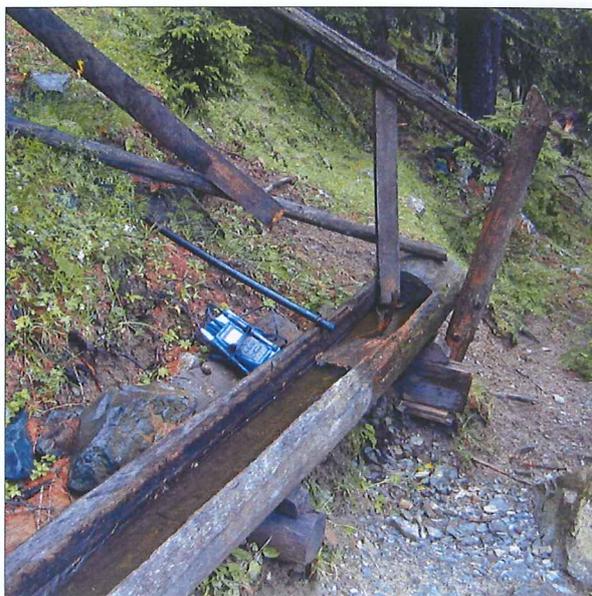
X Koordinate: 805653

Y Koordinate: 175132

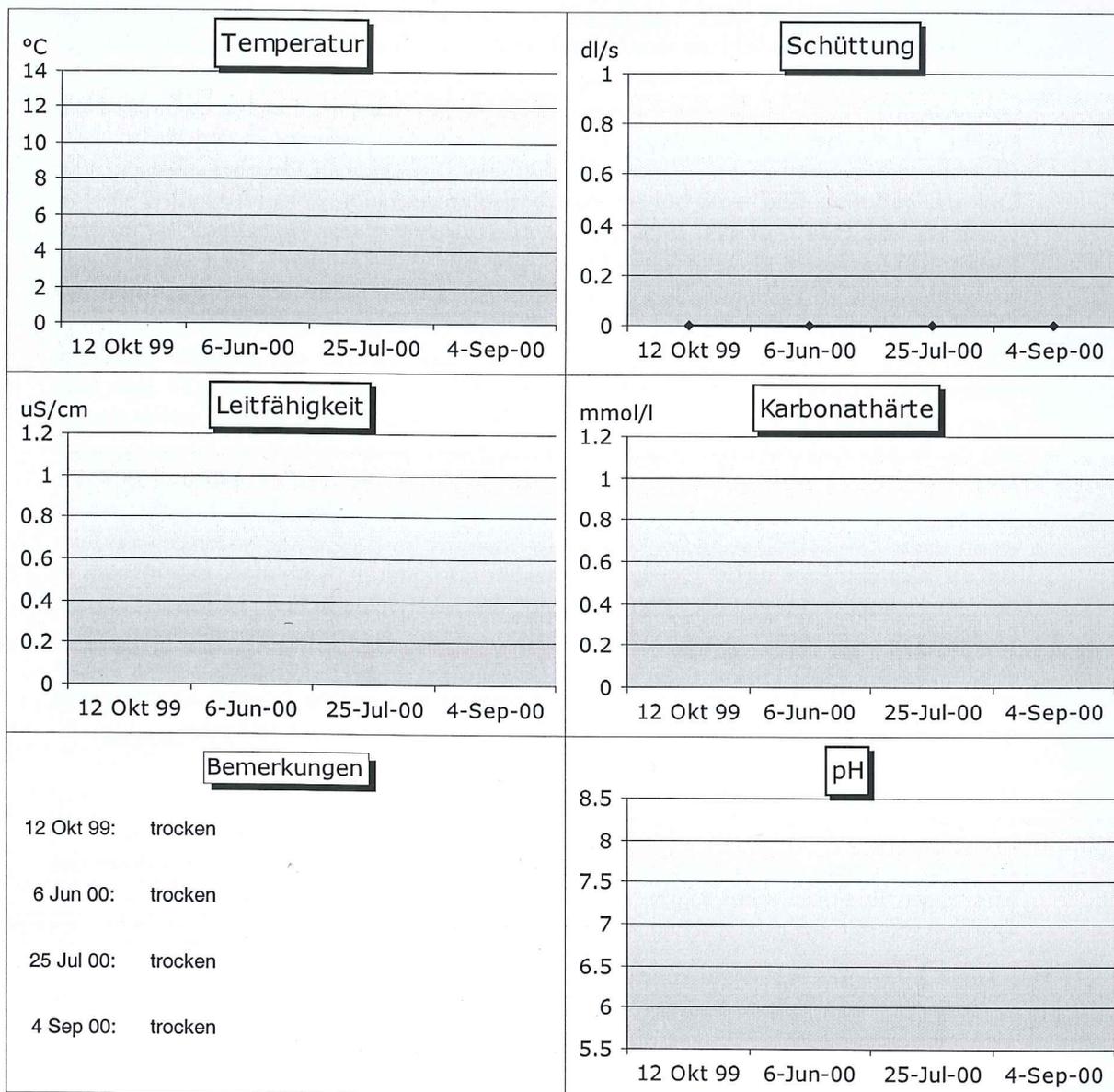
Höhe ü. M.: 1803

Geologie: Moränenbedeckung / Kristallin

Gefasst:

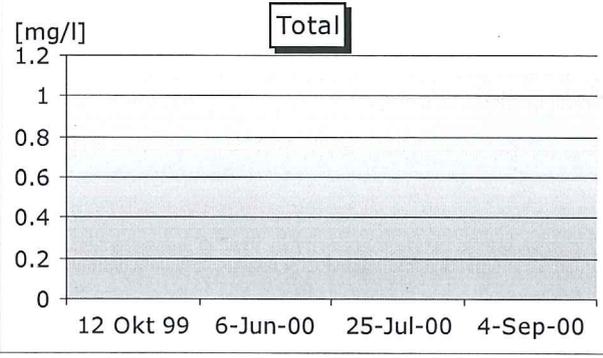
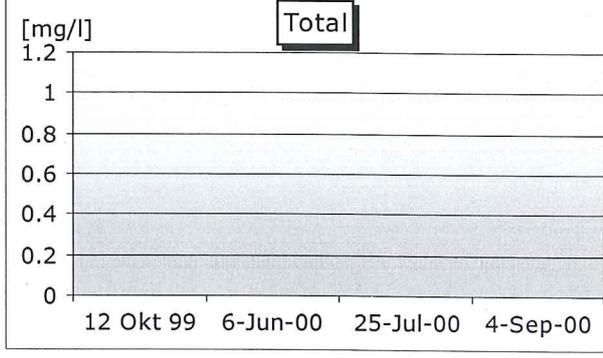
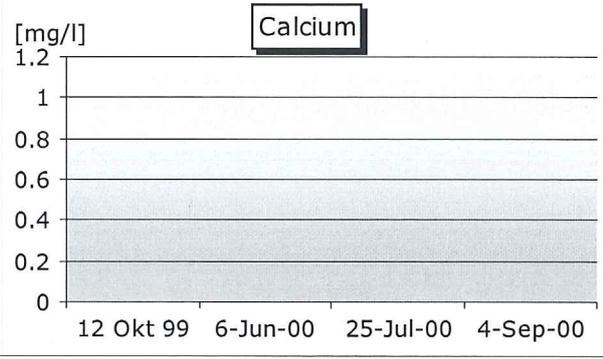
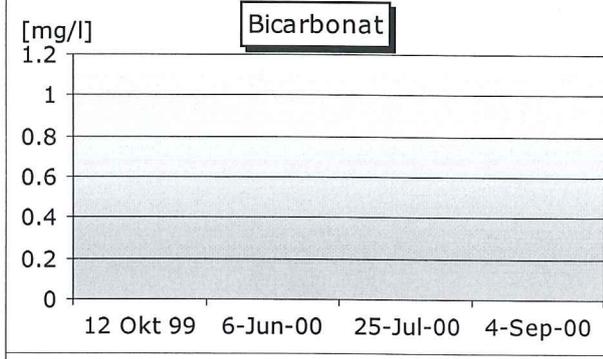
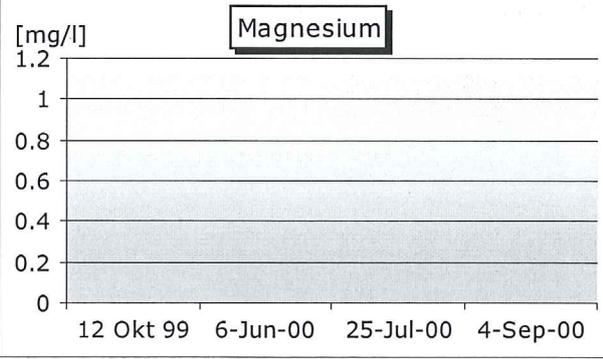
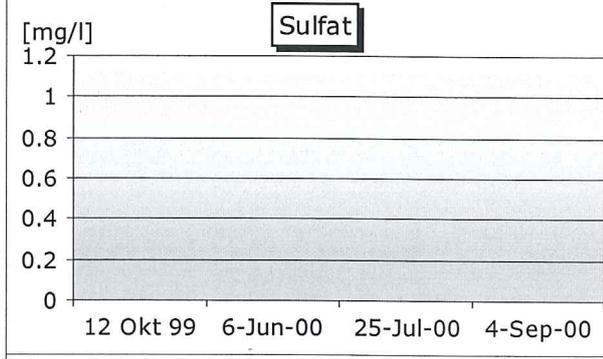
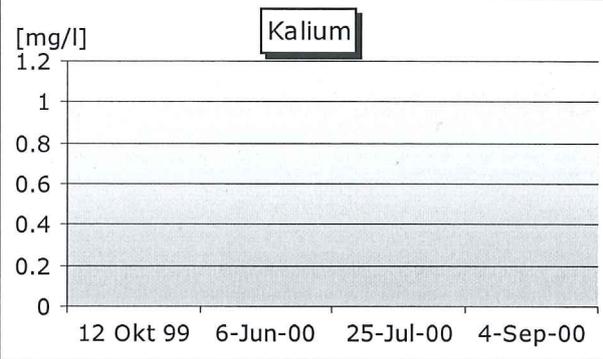
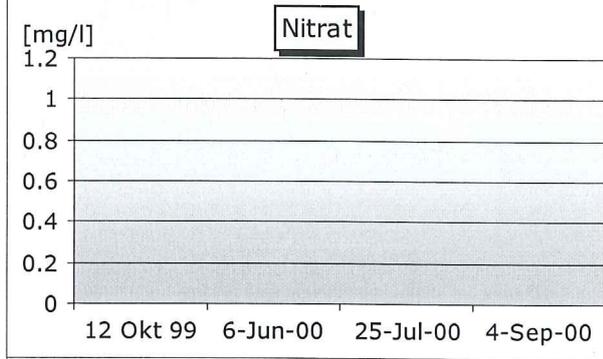
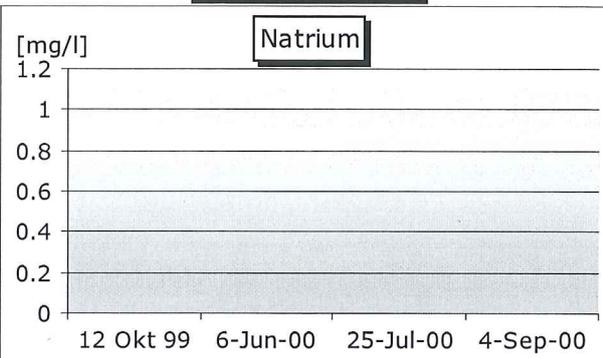
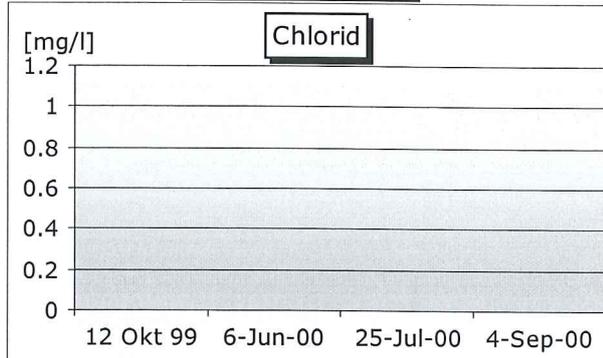


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: **q 2**

X Koordinate: 805795

Y Koordinate: 175120

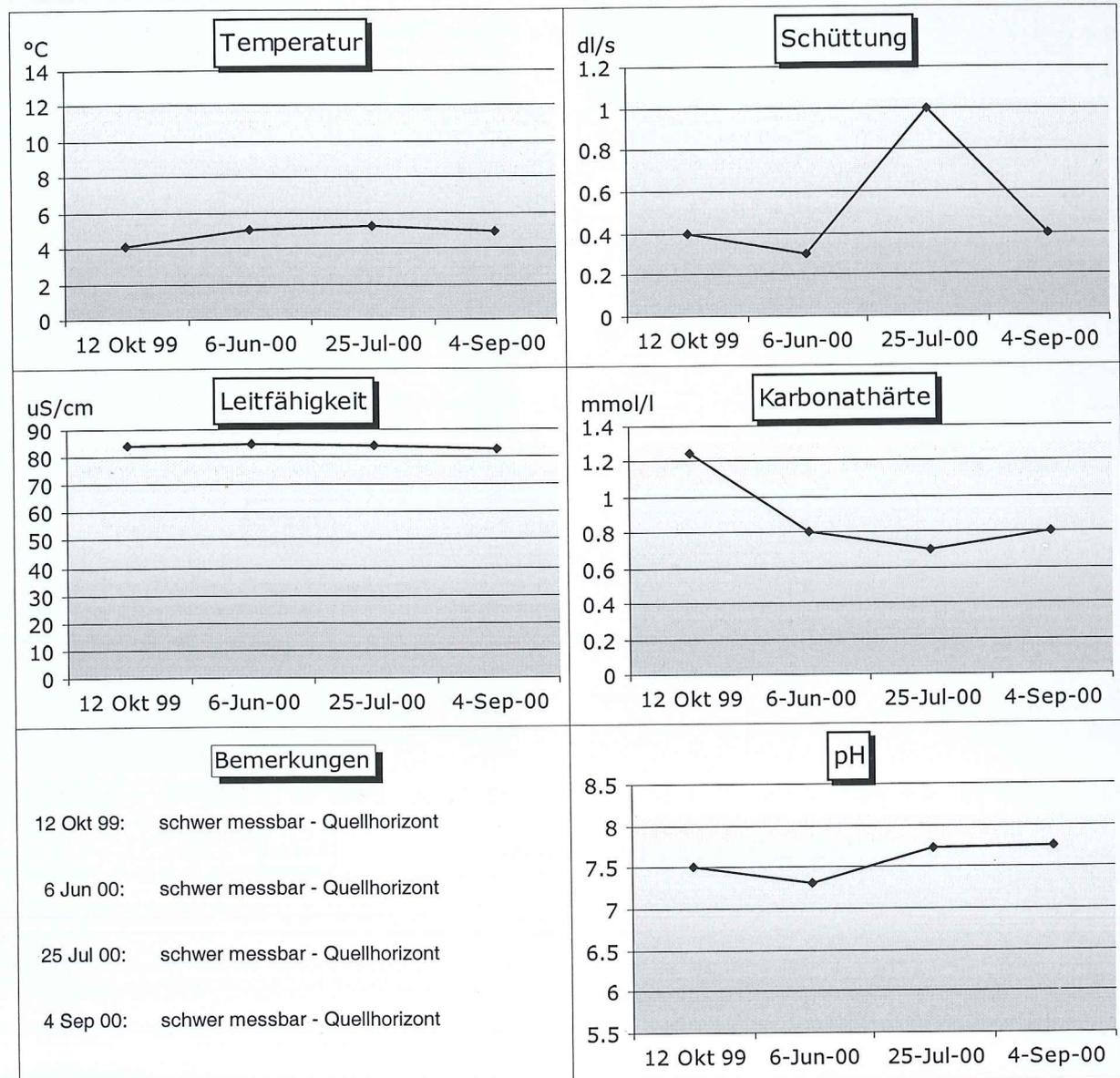
Höhe ü. M.: 1823

Geologie: Moränenbedeckung / Kristallin

Gefasst:

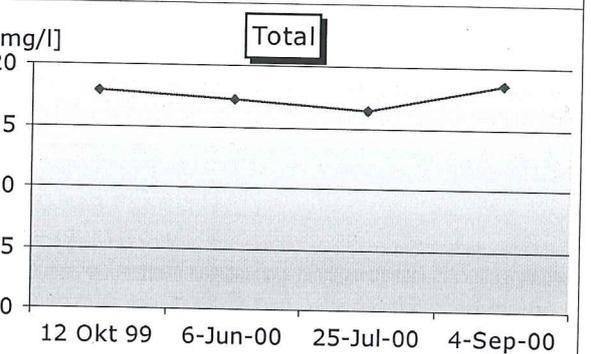
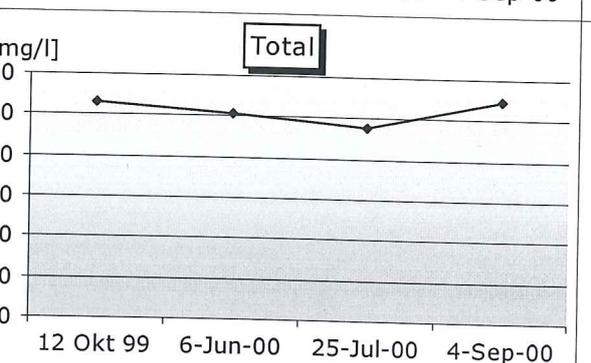
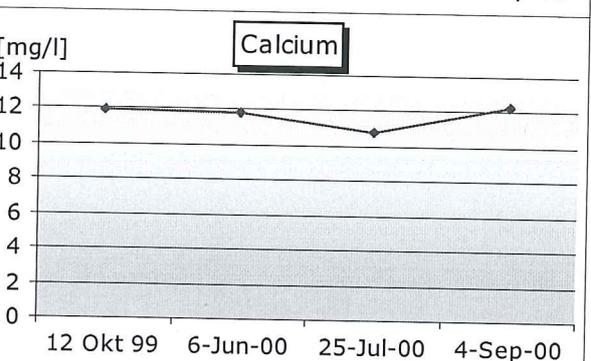
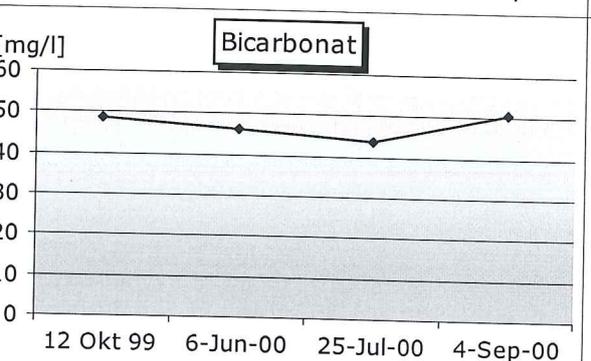
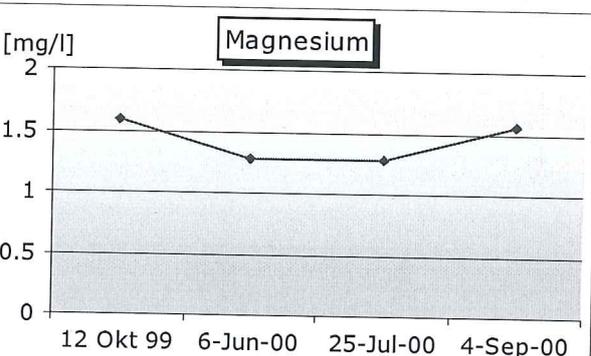
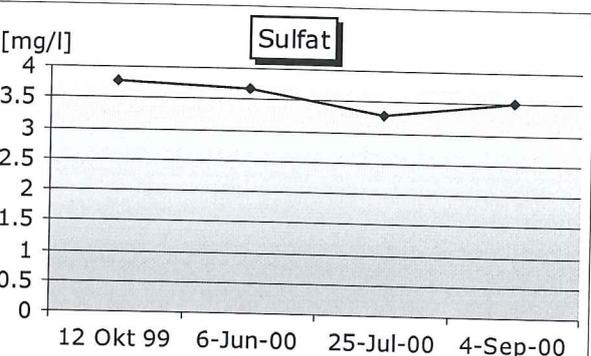
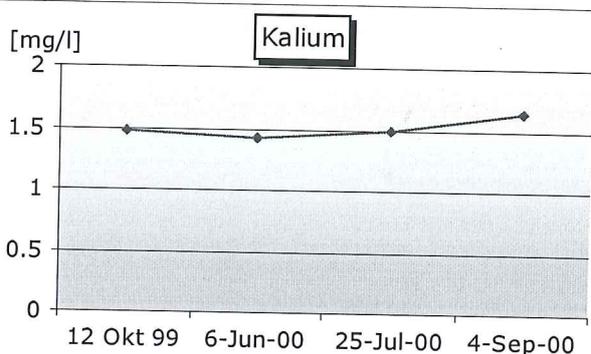
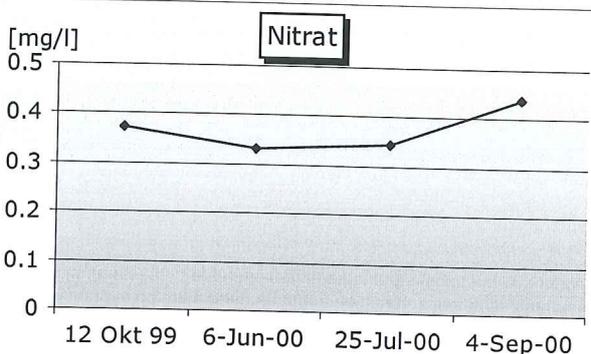
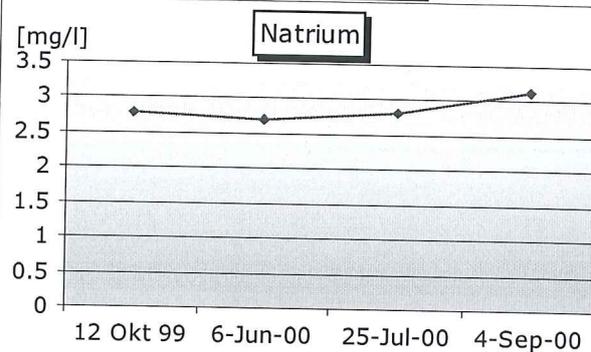
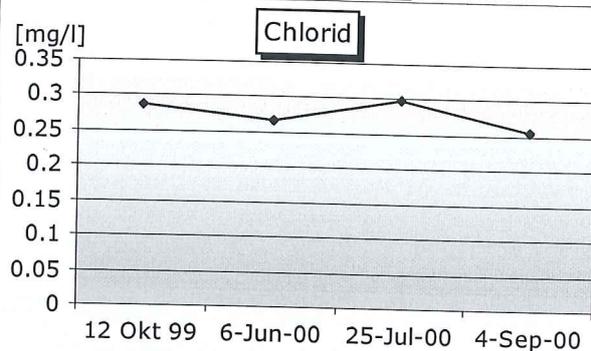


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: **q 3**

X Koordinate: 805848

Y Koordinate: 175106

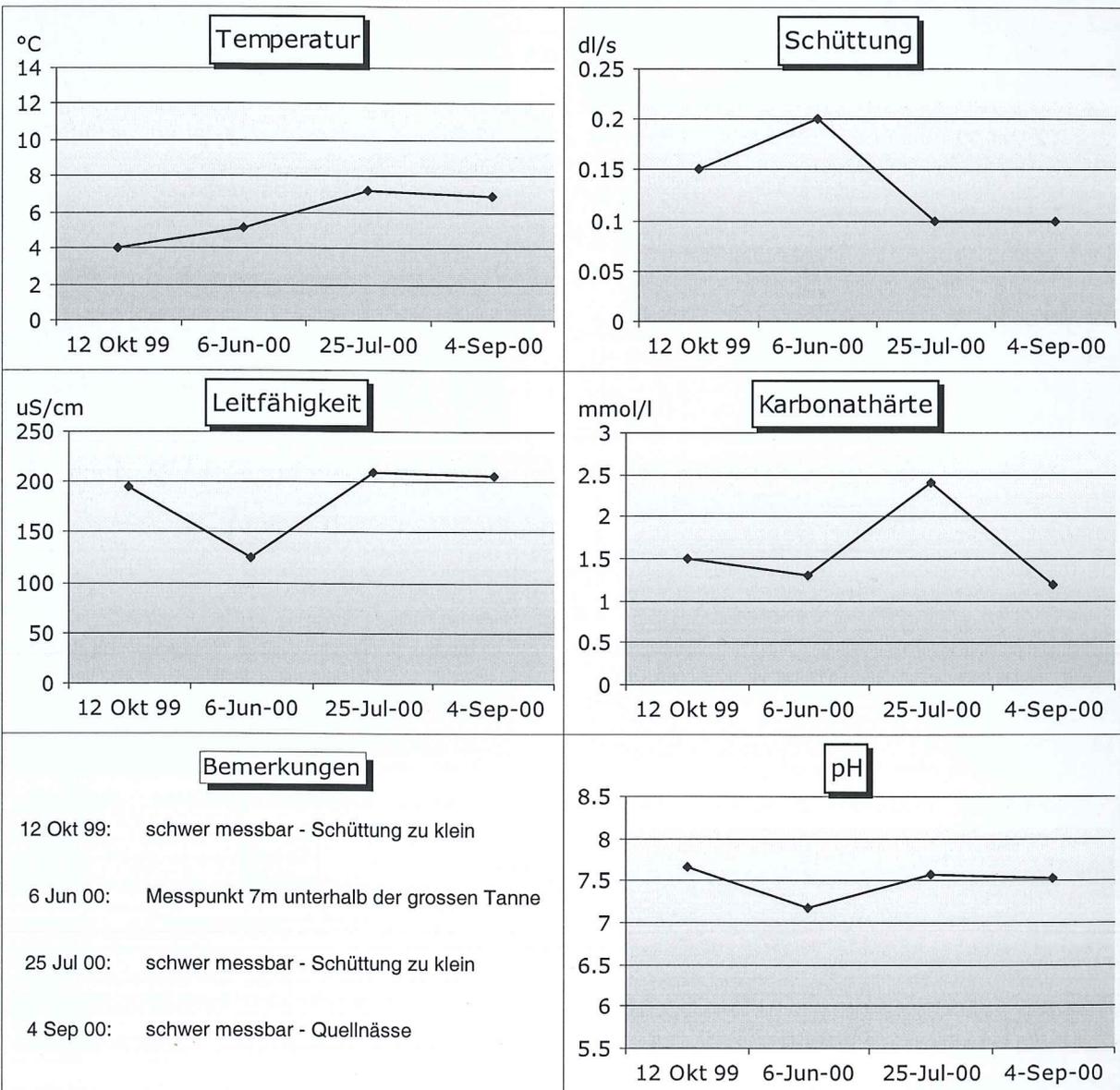
Höhe ü. M.: 1823

Geologie: Moränenbedeckung / Kristallin

Gefasst:

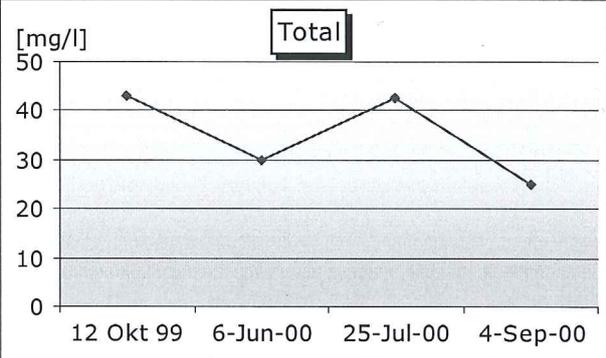
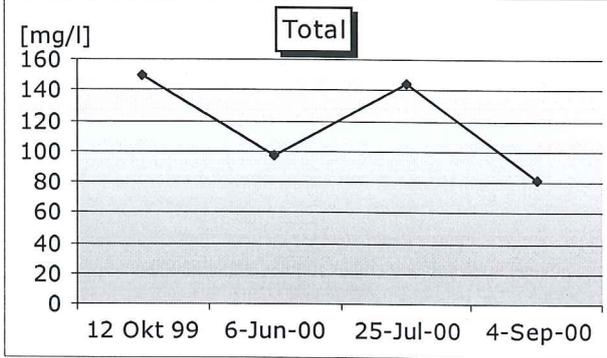
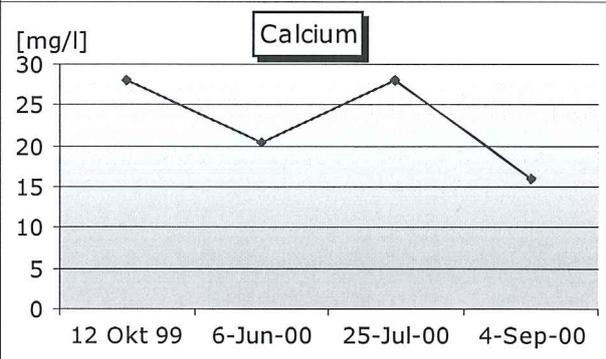
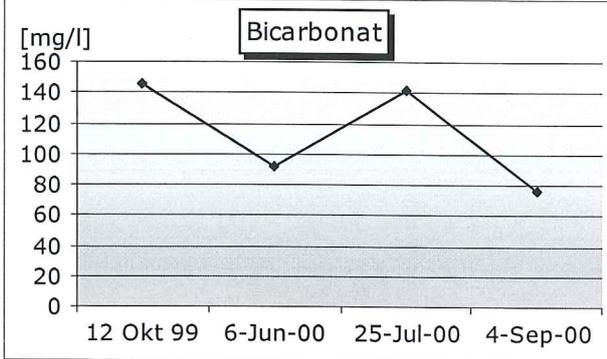
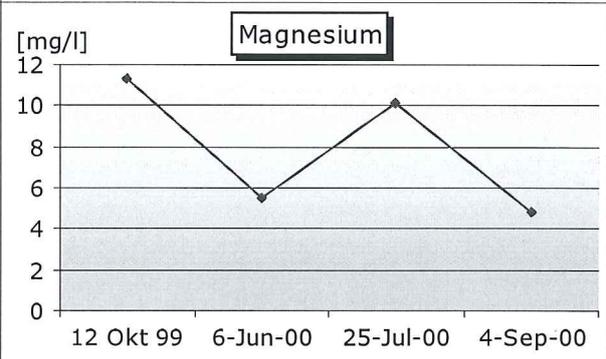
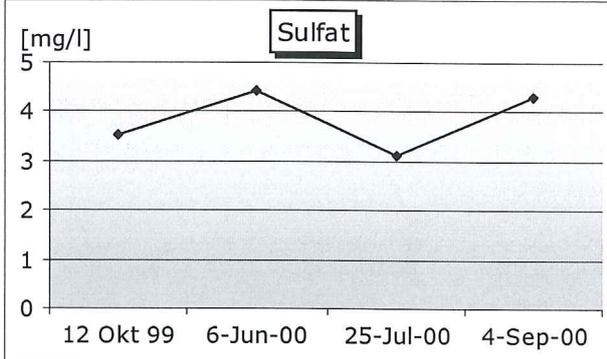
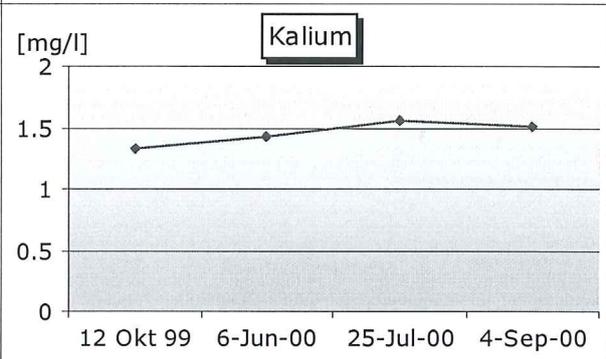
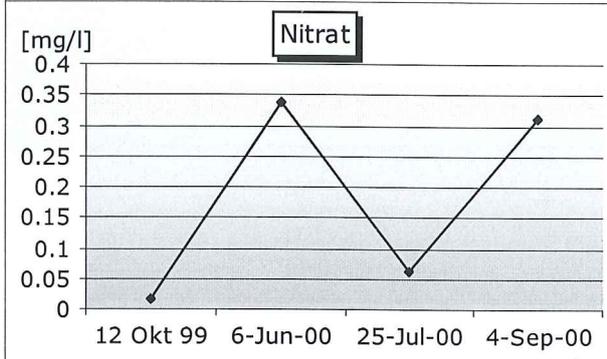
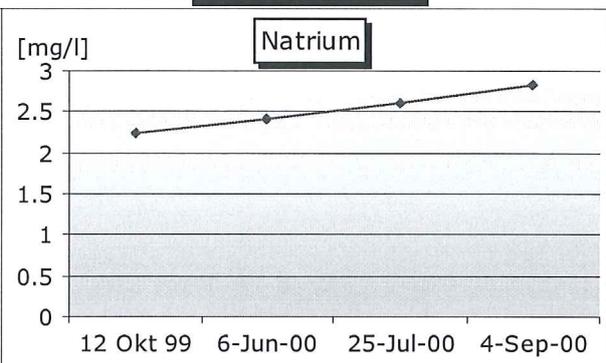
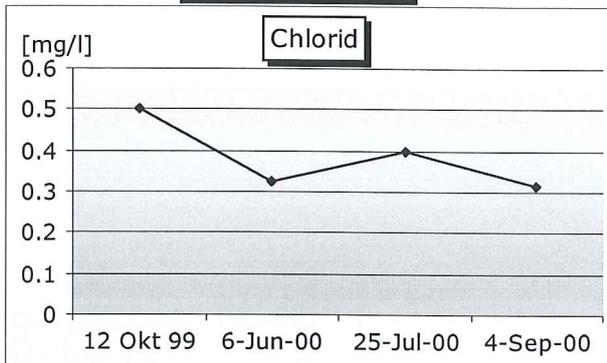


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: q 4

X Koordinate: 805961

Y Koordinate: 175109

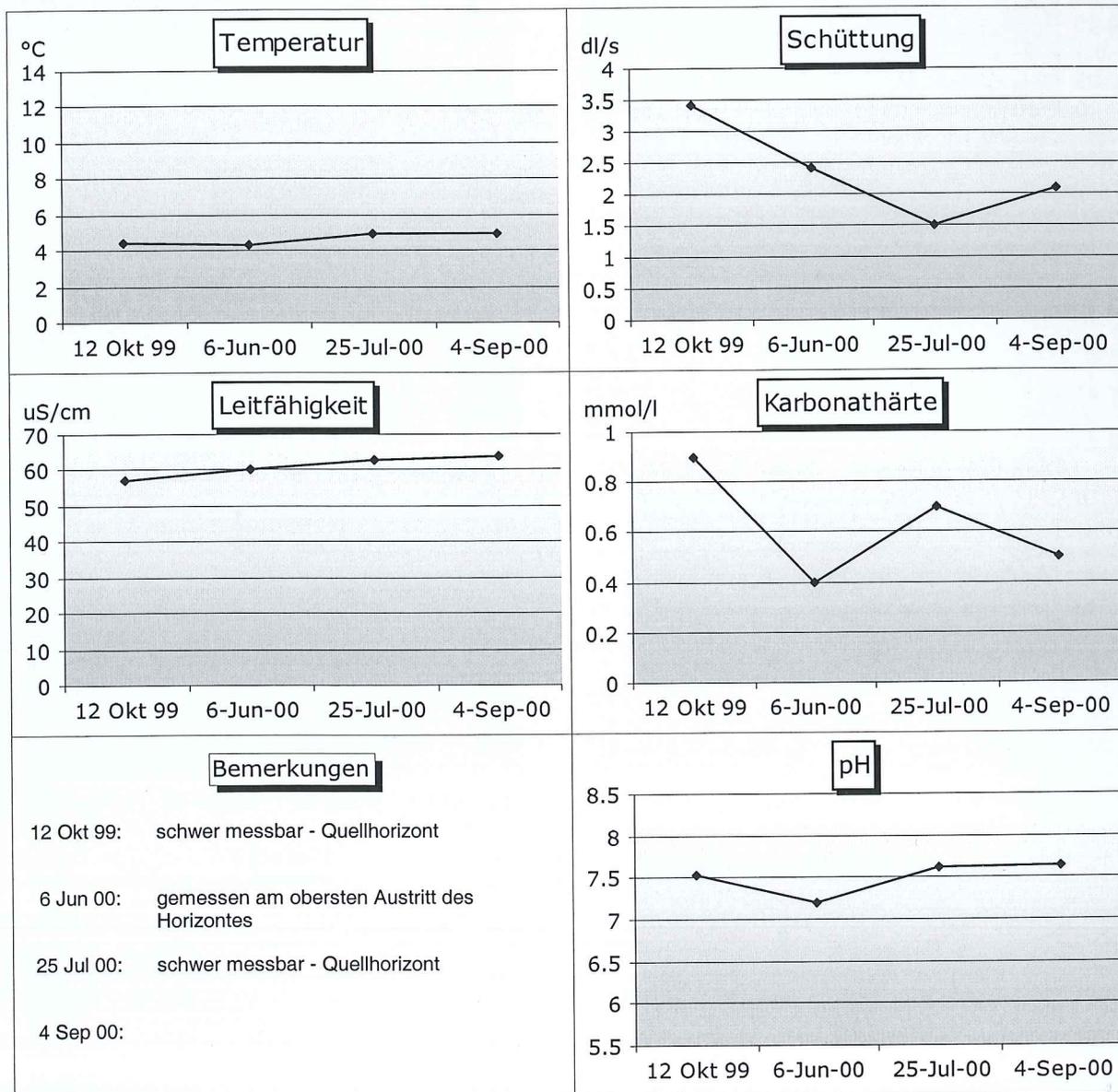
Höhe ü. M.: 1837

Geologie: Moränenbedeckung / Kristallin

Gefasst:

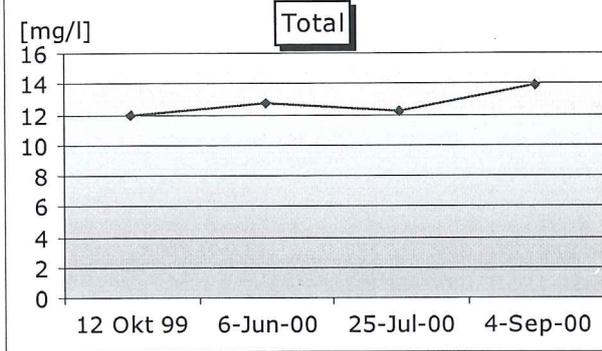
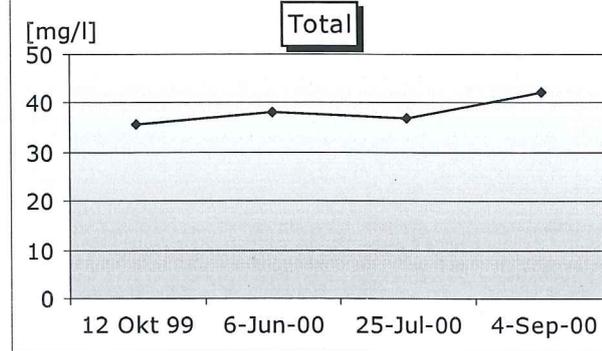
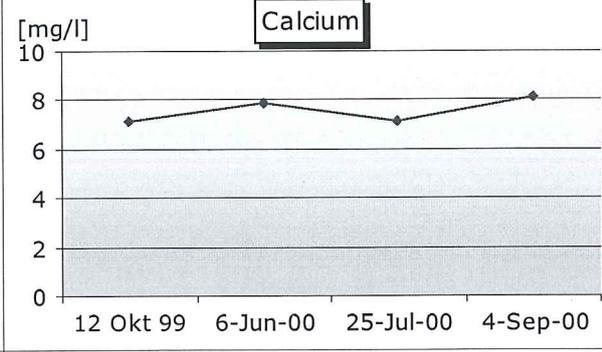
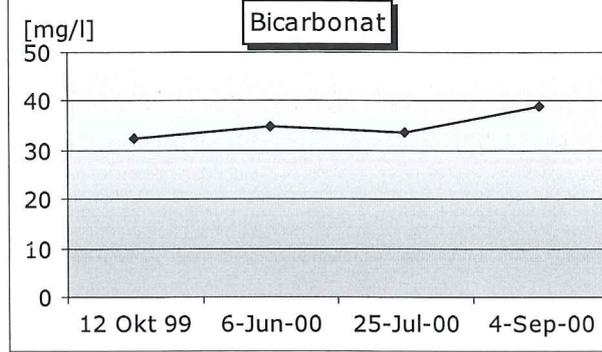
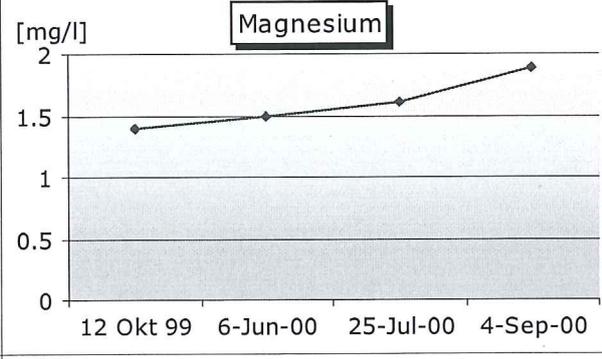
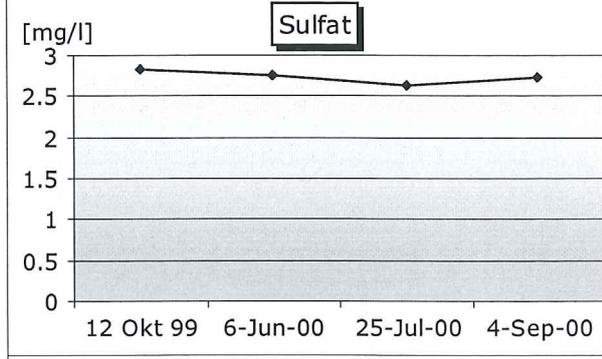
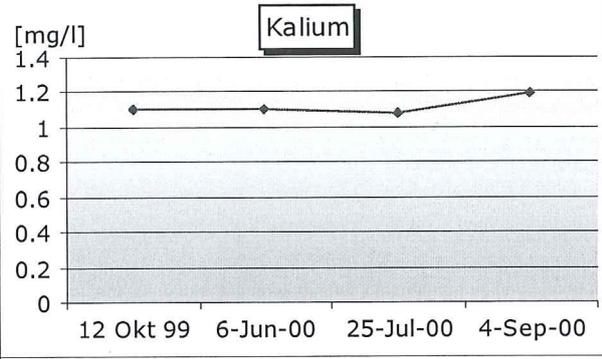
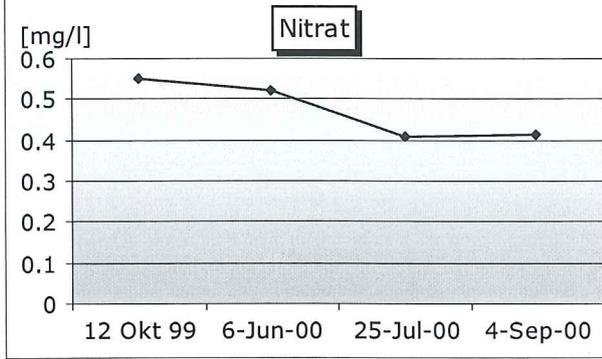
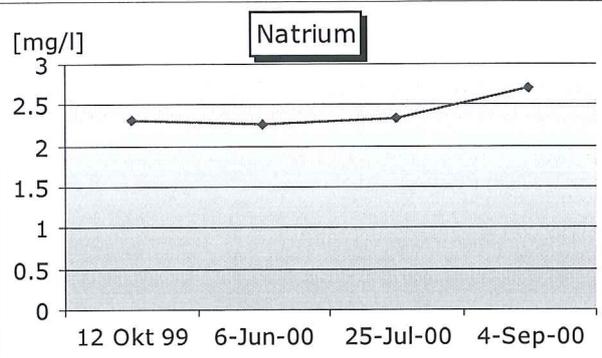
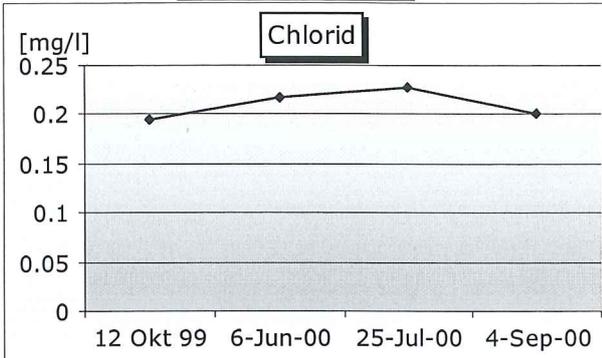


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: q 5

X Koordinate: 806016

Y Koordinate: 175091

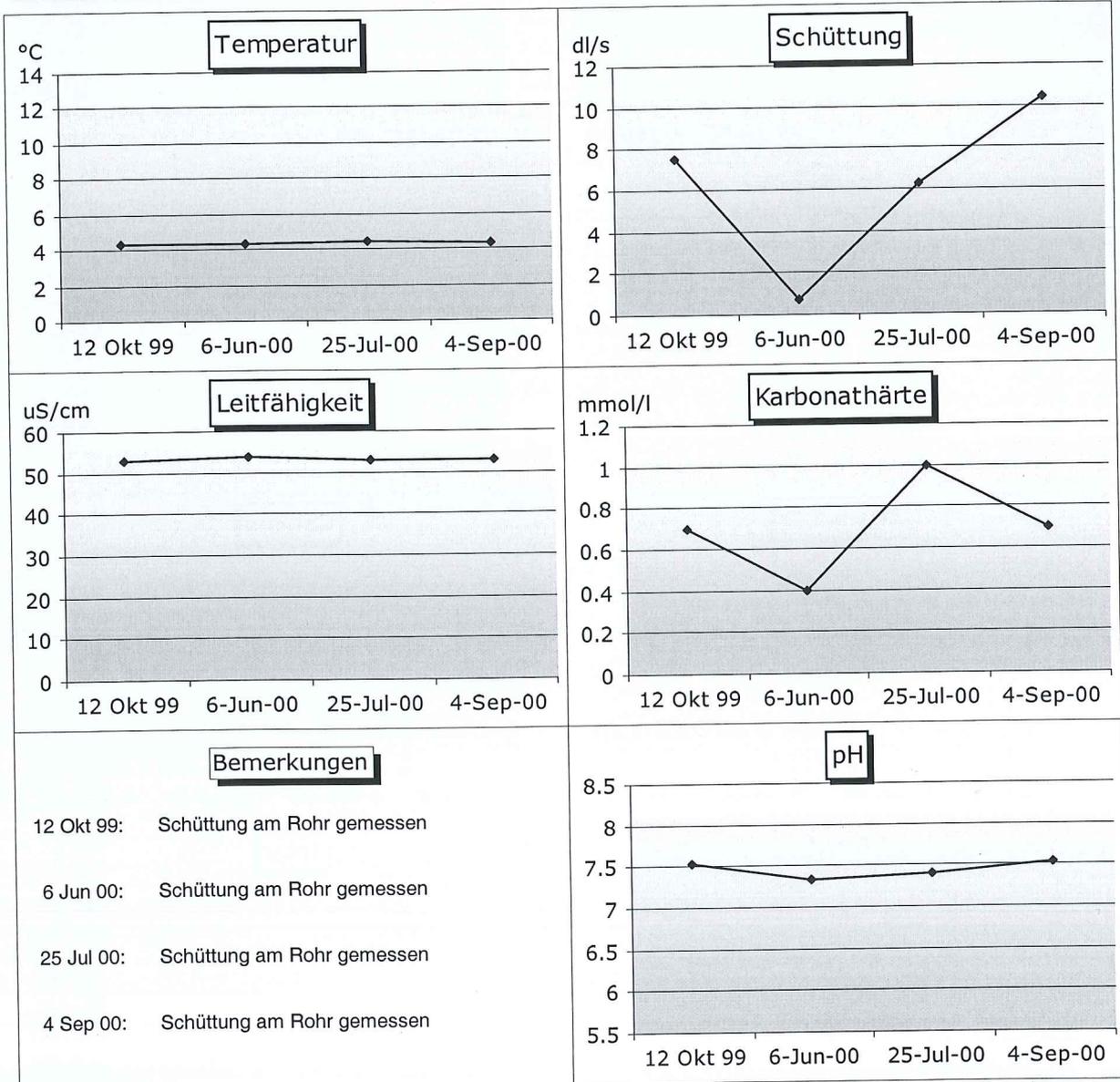
Höhe ü. M.: 1838

Geologie: Moränenbedeckung / Kristallin

Gefasst:

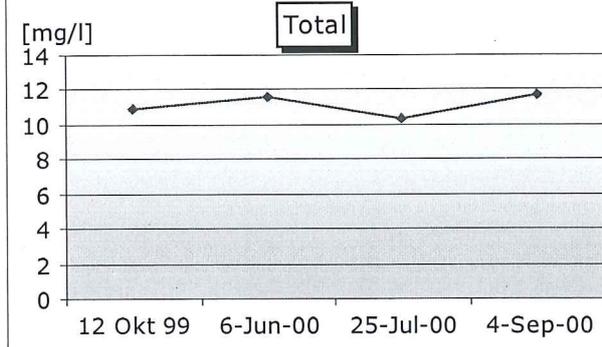
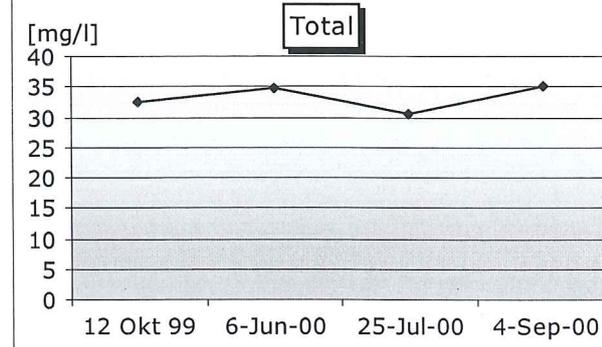
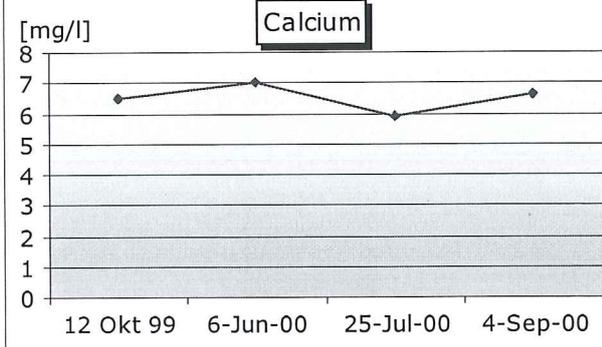
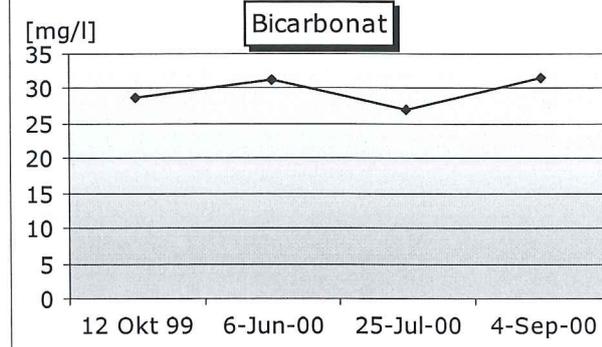
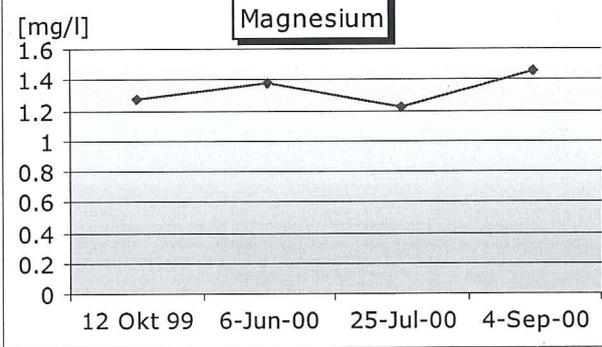
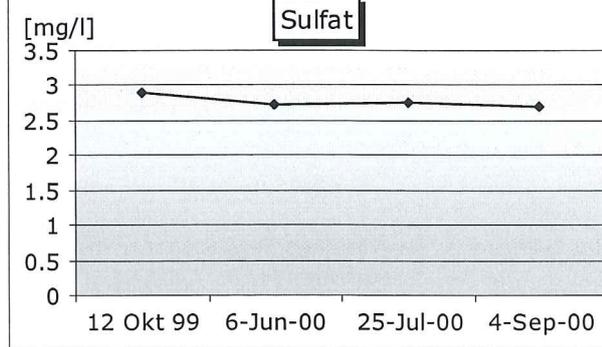
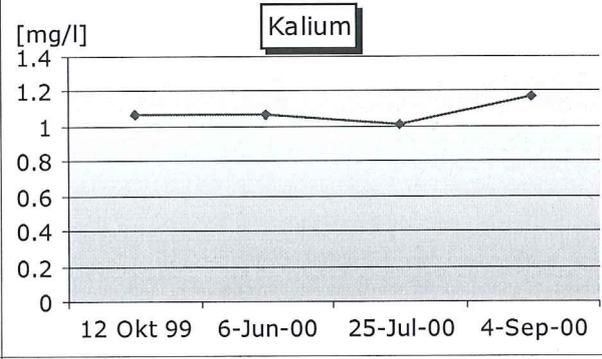
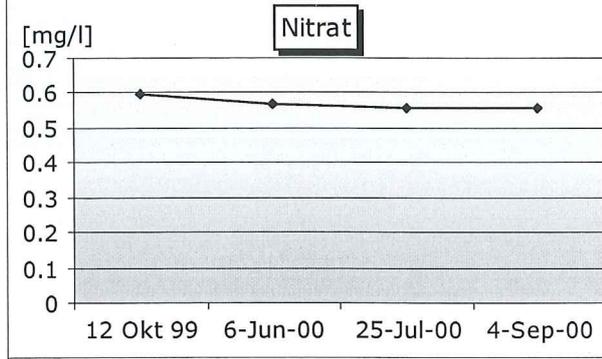
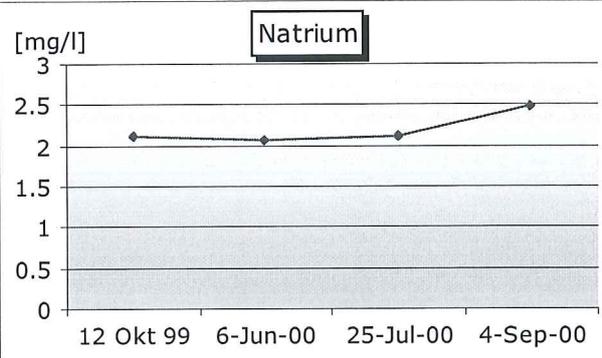
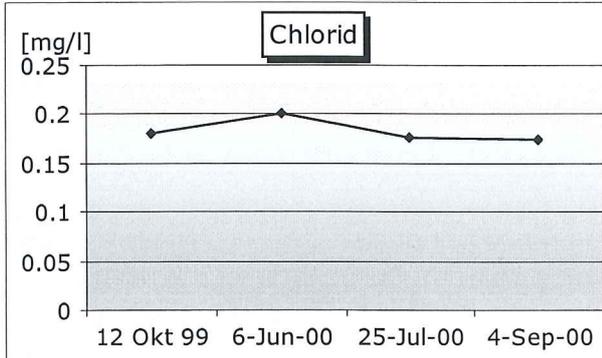


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: q 6

X Koordinate: 806624

Y Koordinate: 175669

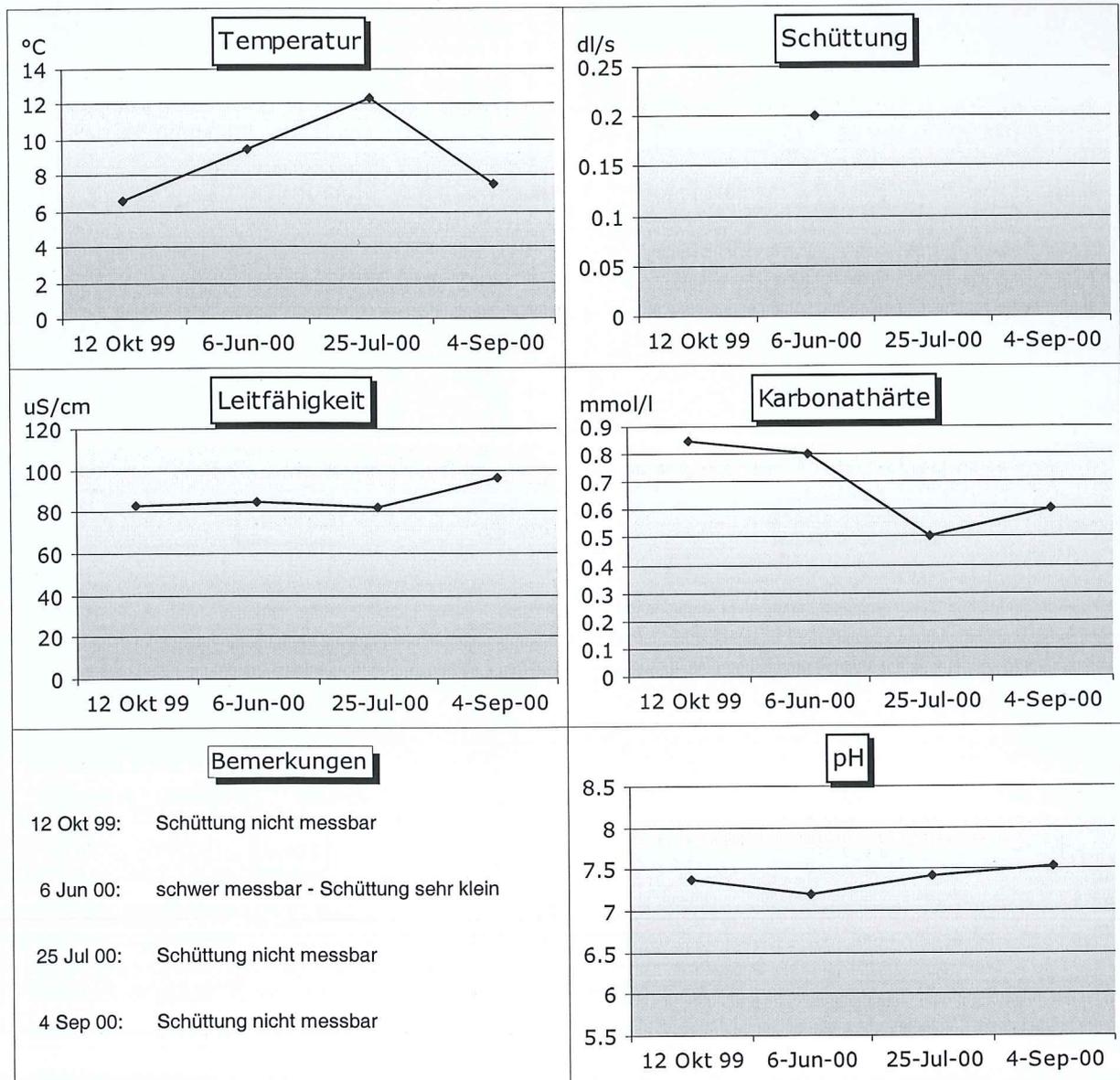
Höhe ü. M.: 2029

Geologie: Engadiner Linie / Lockergestein

Gefasst:

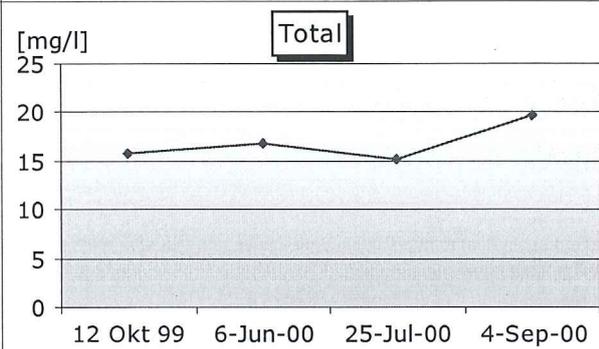
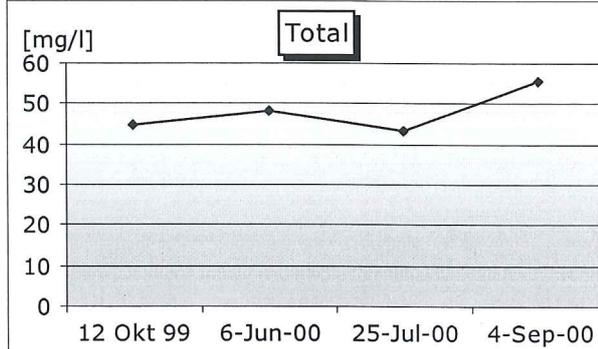
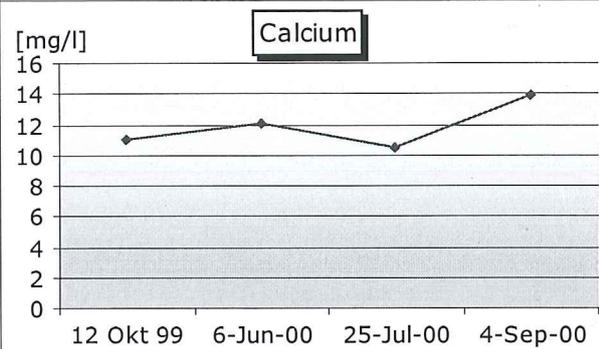
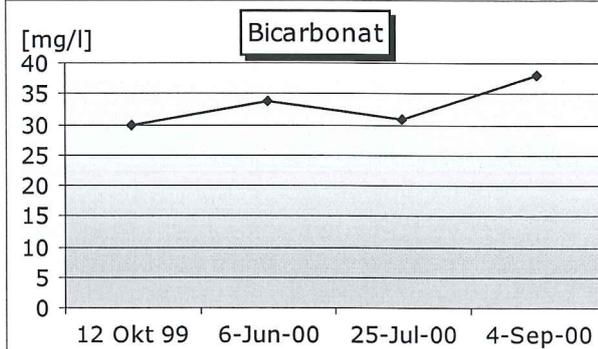
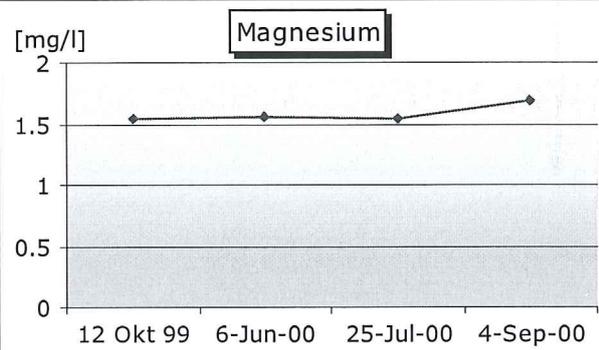
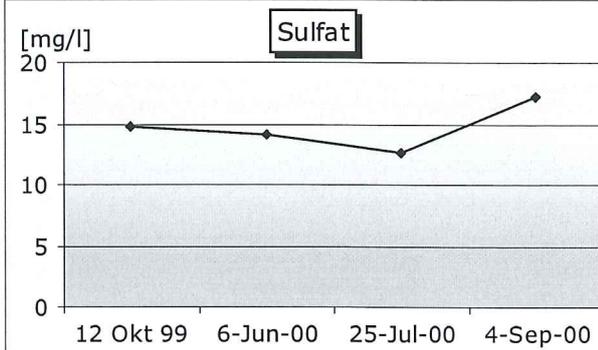
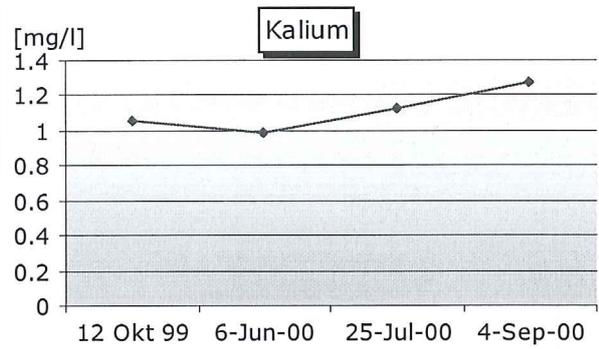
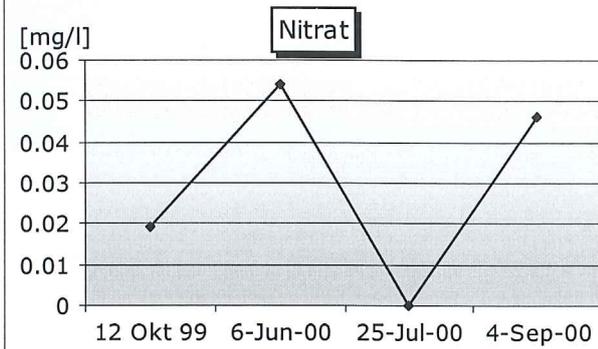
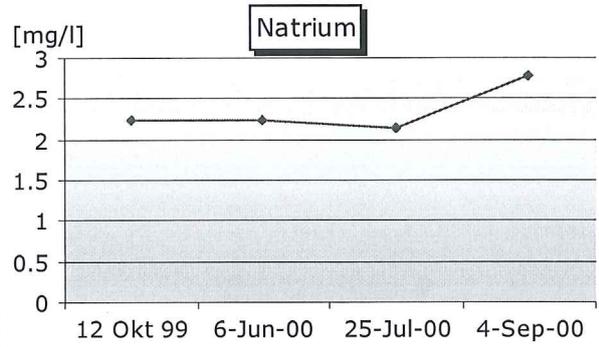
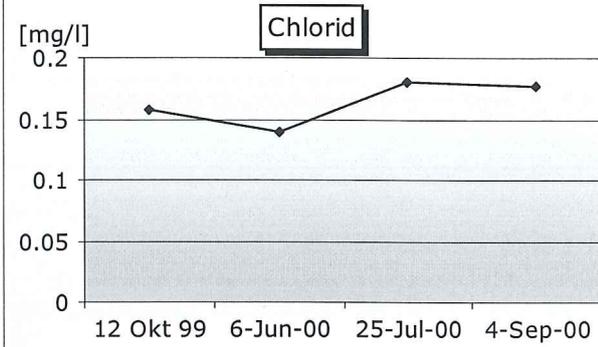


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: q 7

X Koordinate: 806650

Y Koordinate: 175710

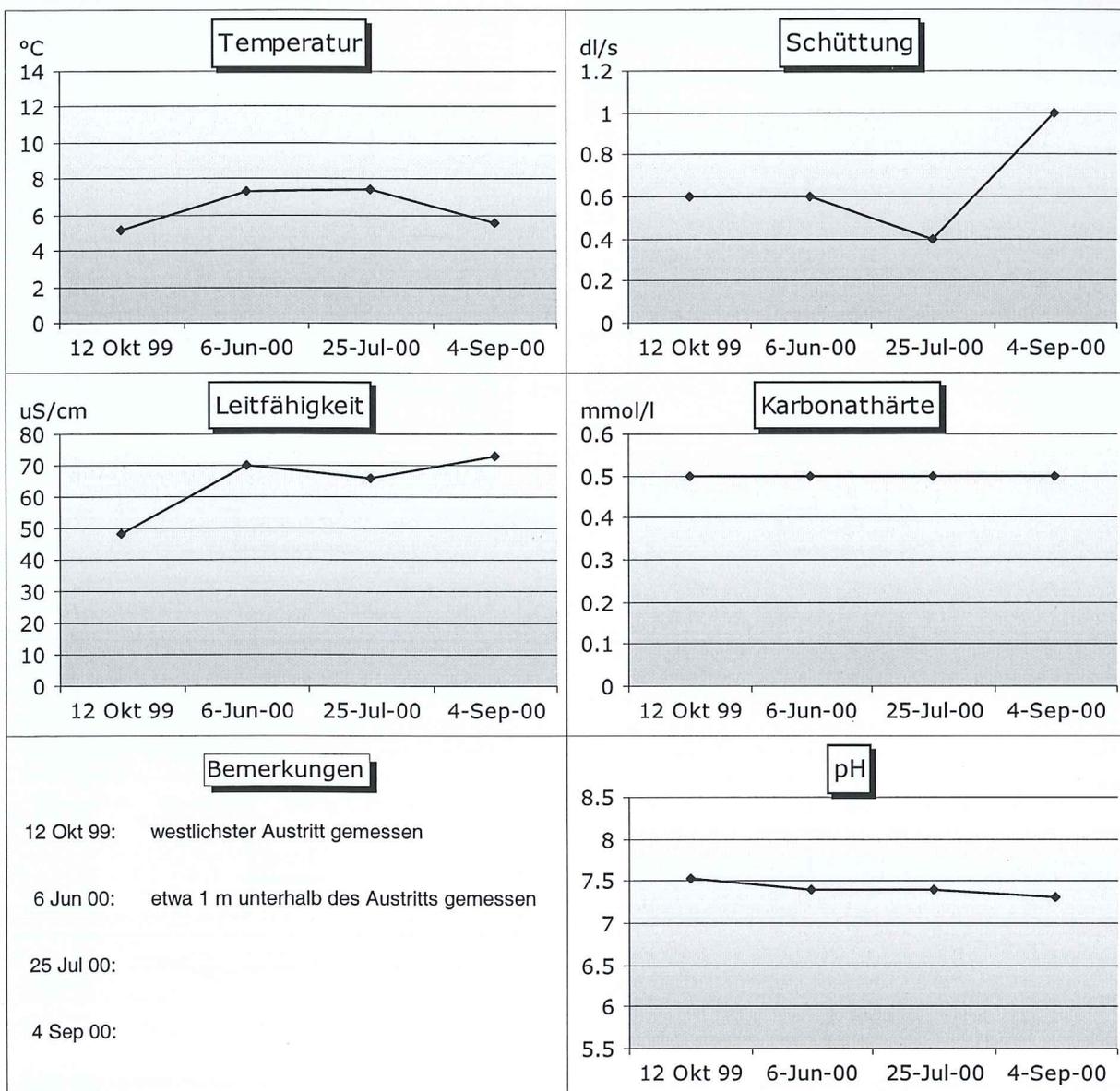
Höhe ü. M.: 2047

Geologie: Engadiner Linie / Lockergestein

Gefasst:

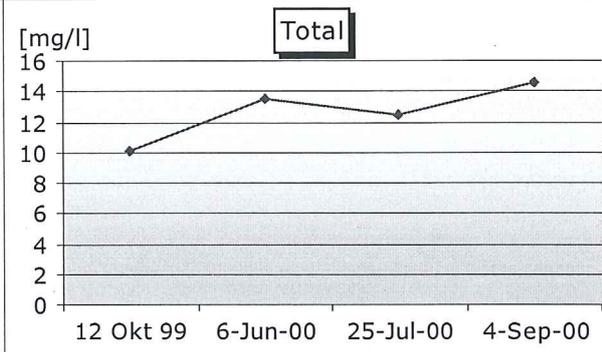
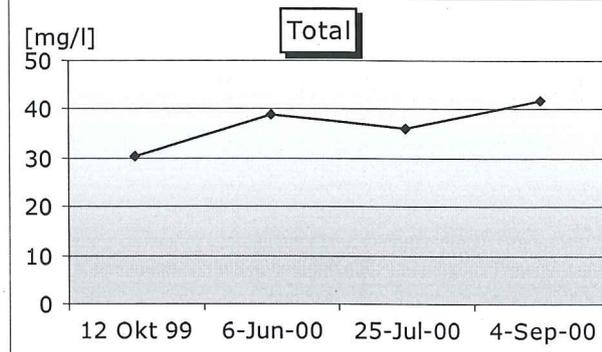
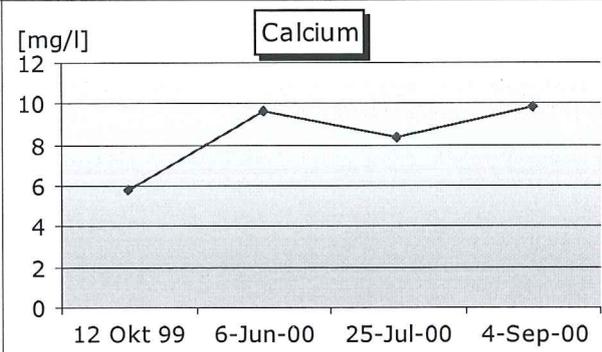
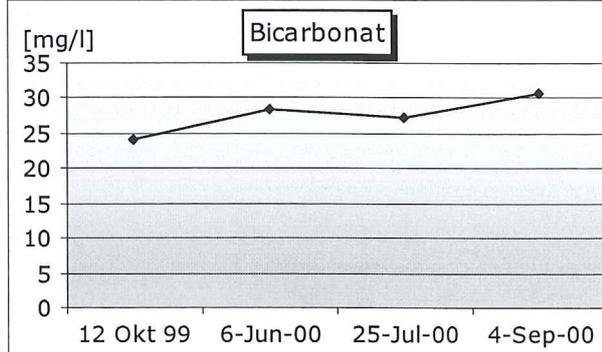
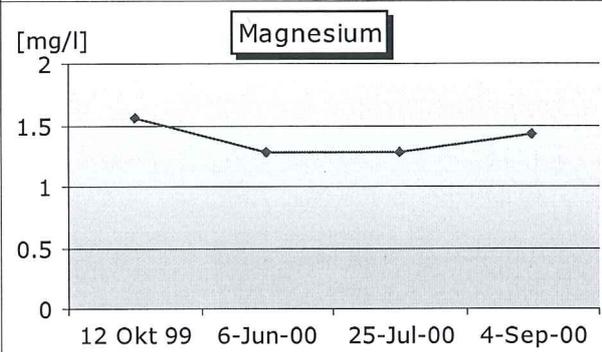
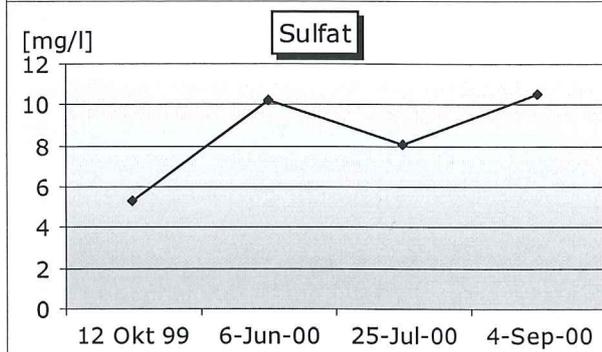
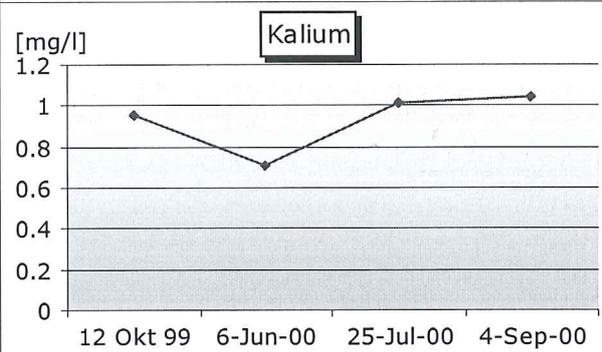
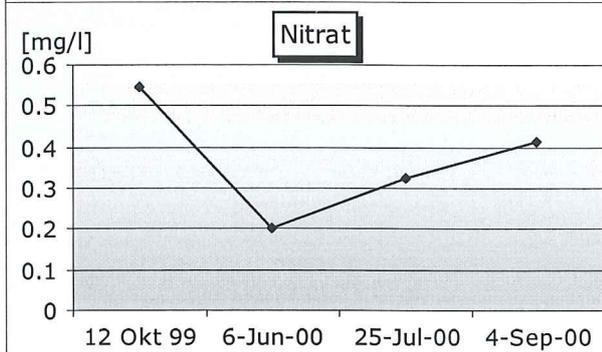
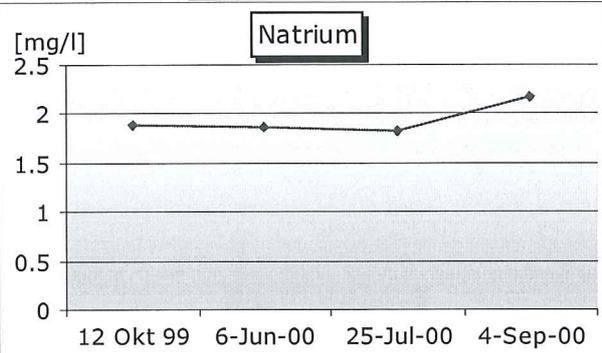
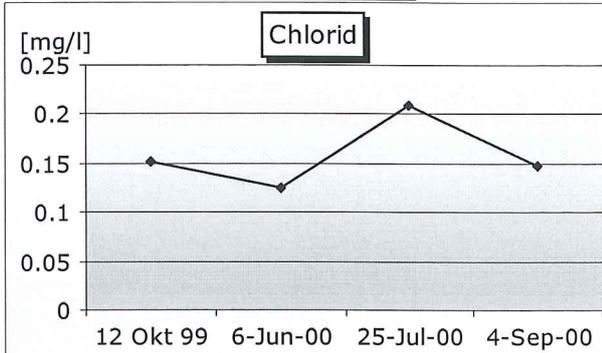


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: **q 8**

X Koordinate: 806620

Y Koordinate: 175721

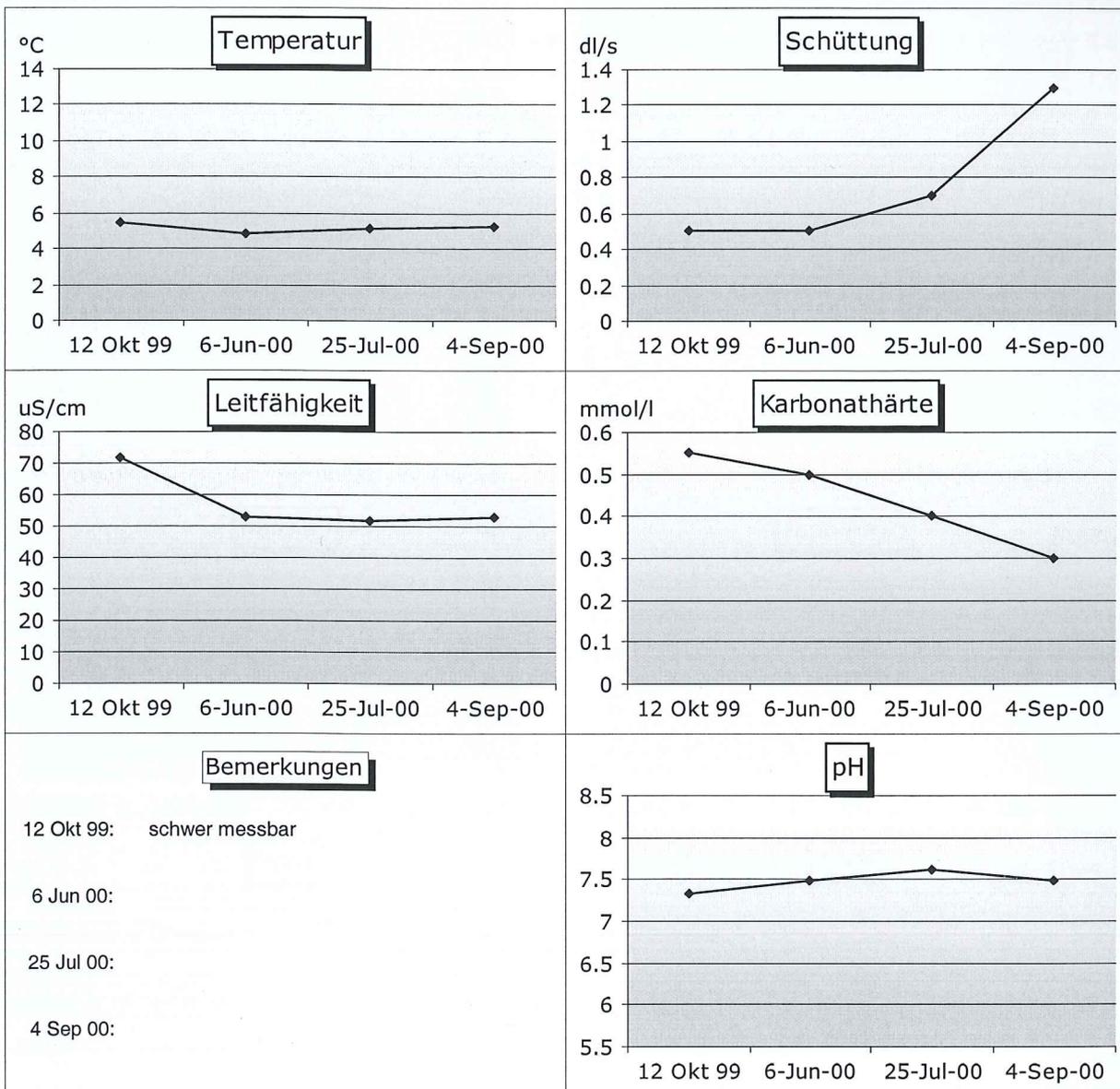
Höhe ü. M.: 2058

Geologie: Kristallin / Lockergestein

Gefasst:

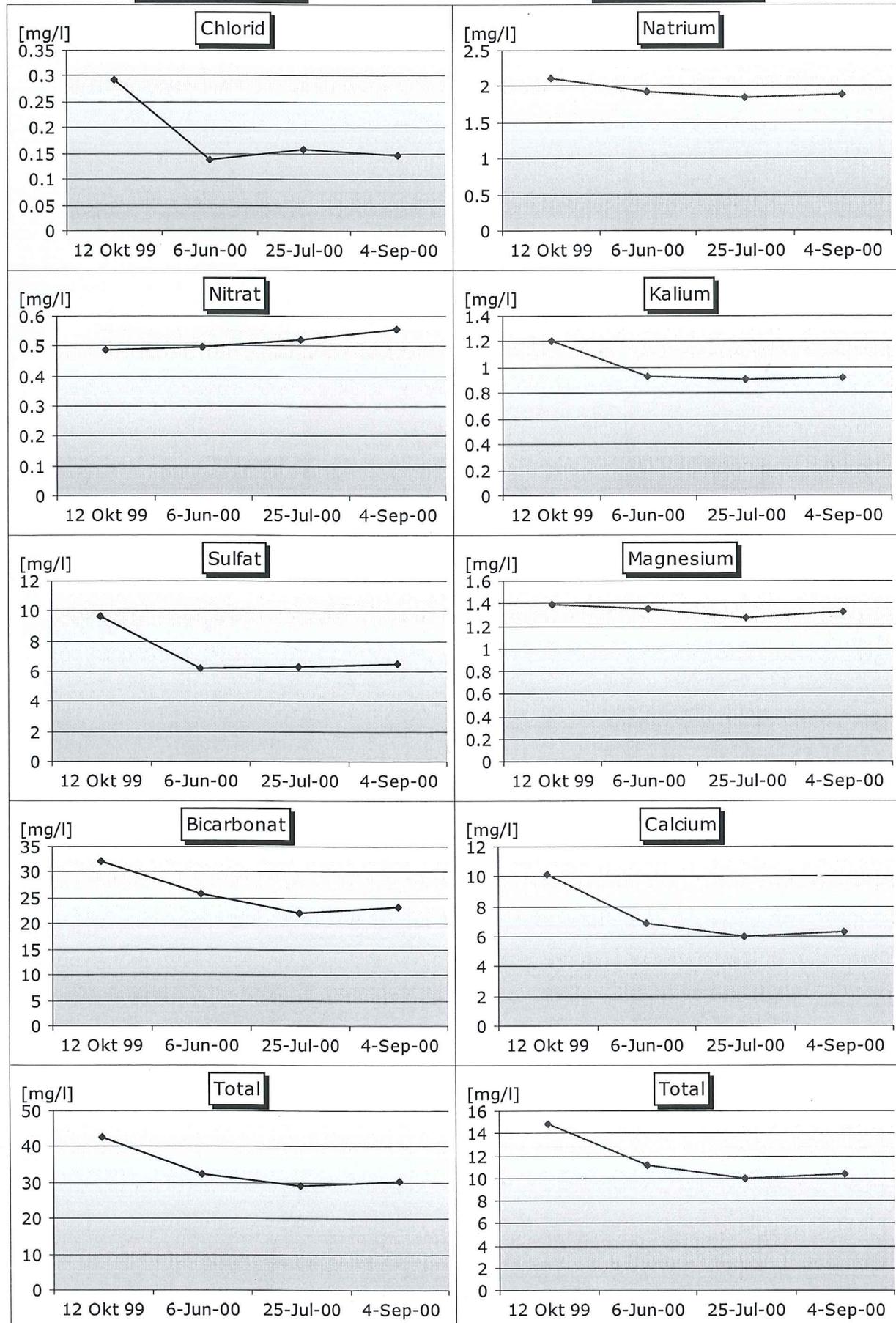


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: q 9

X Koordinate: 806625

Y Koordinate: 175966

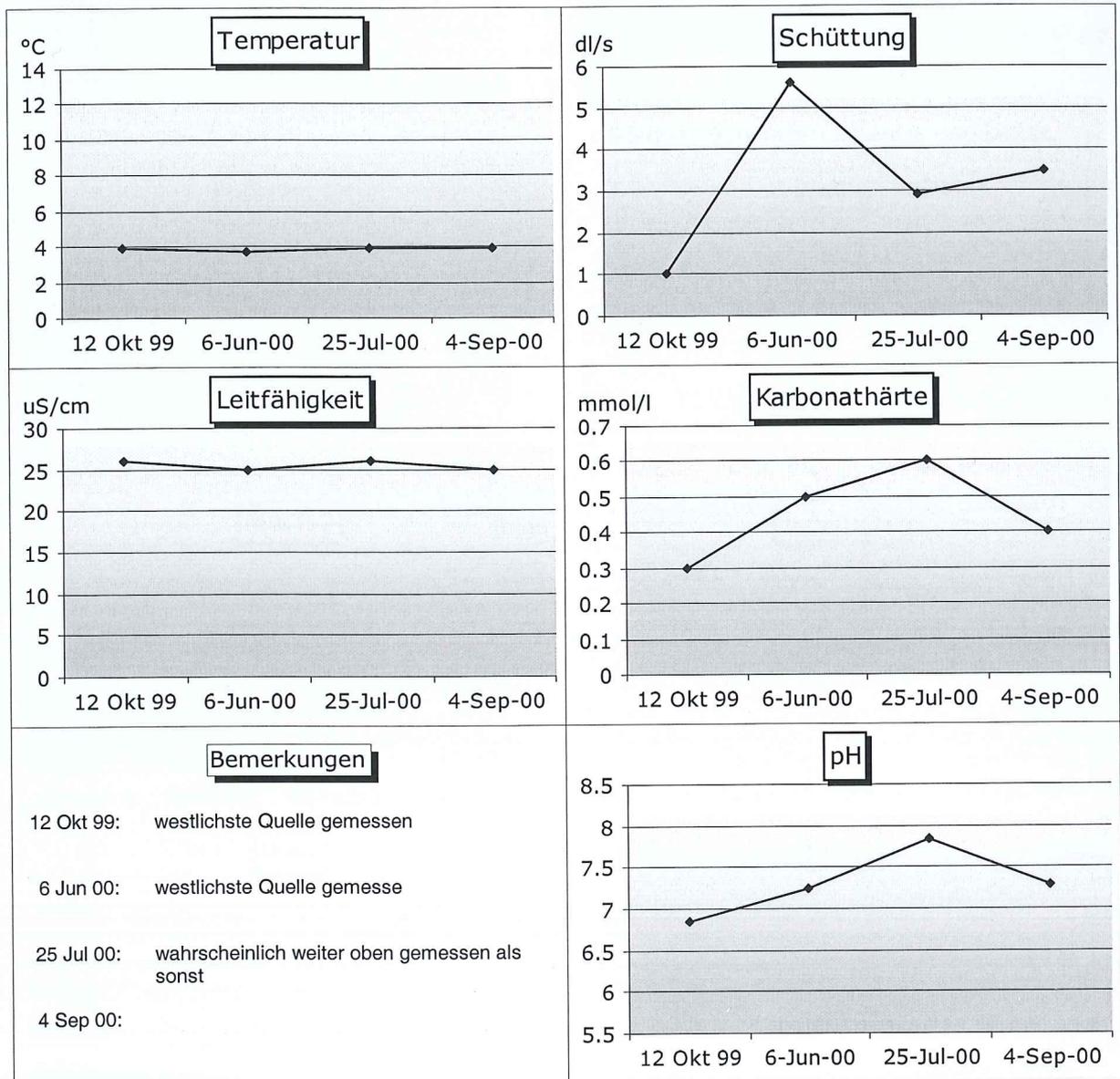
Höhe ü. M.: 2195

Geologie: Verwitterungsdecke / Kristallin

Gefasst:

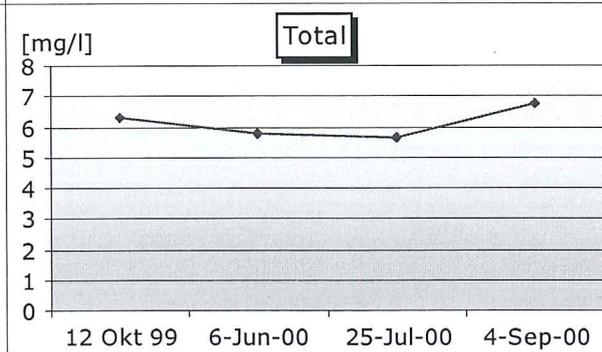
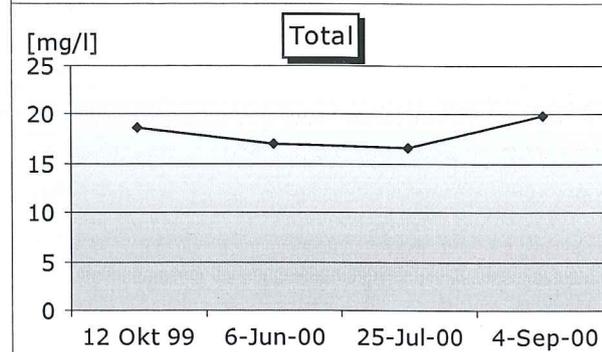
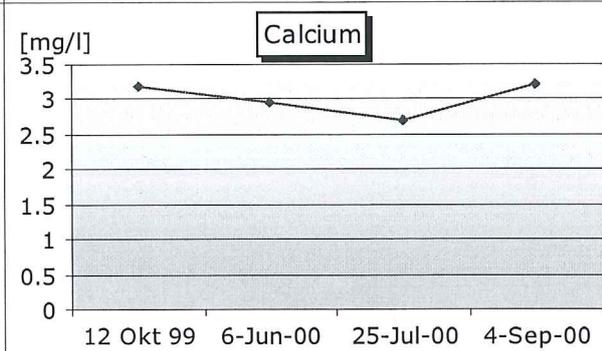
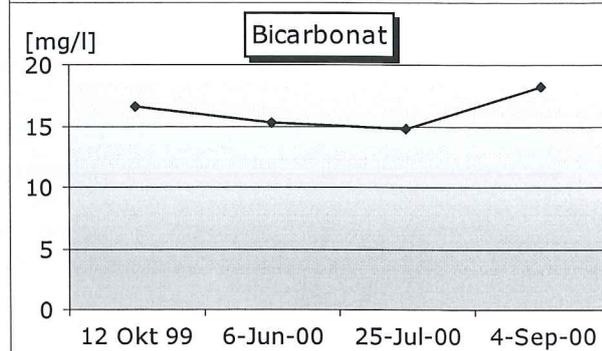
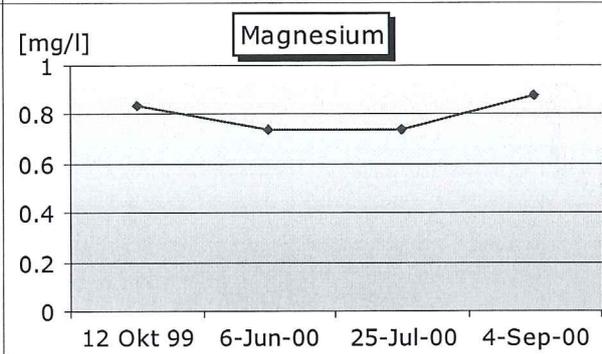
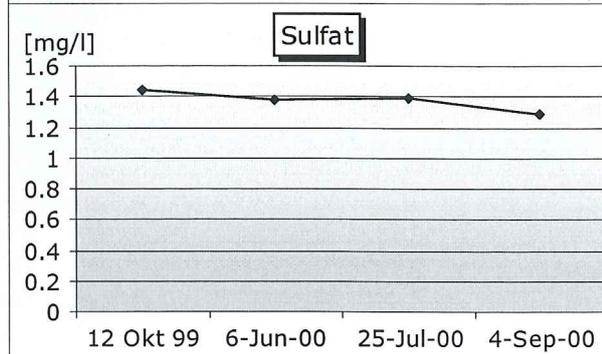
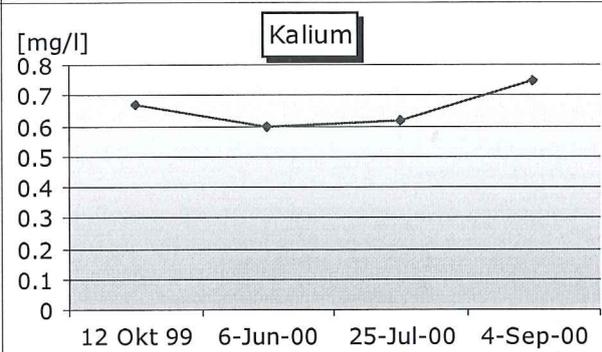
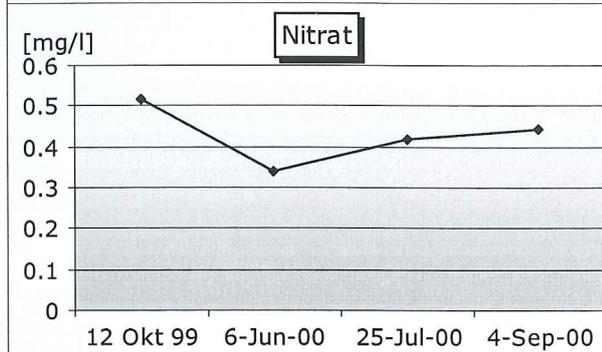
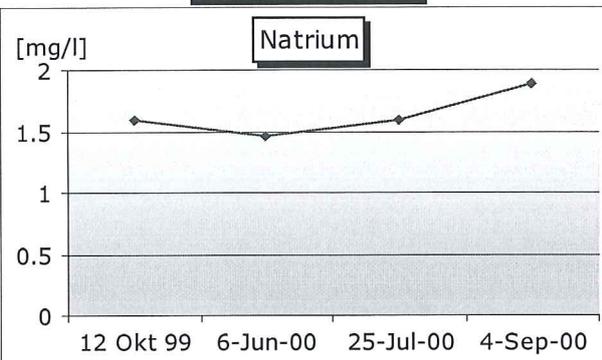
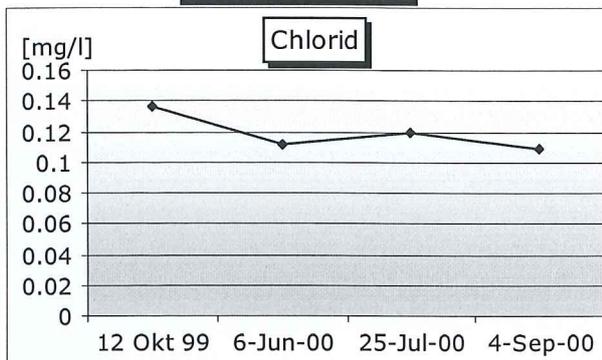


Messdaten



Anionen

Kationen

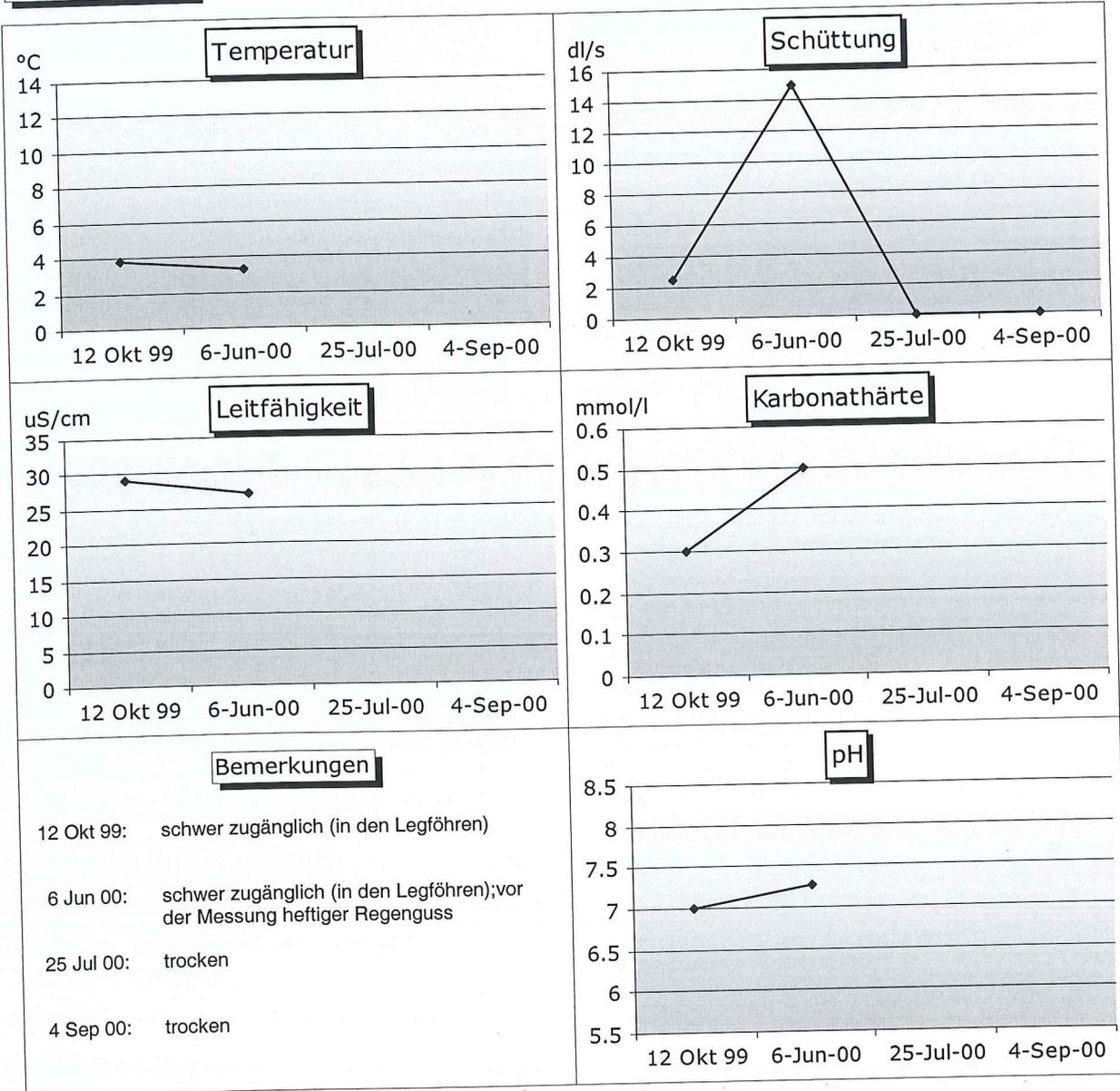


Geographische Daten

Quellnummer: q 10
X Koordinate: 806680
Y Koordinate: 176005
Höhe ü. M.: 2203
Geologie: Moränenbedeckung / Kristallin
Gefasst:

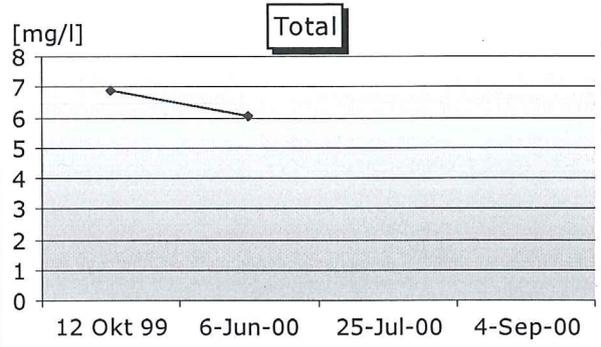
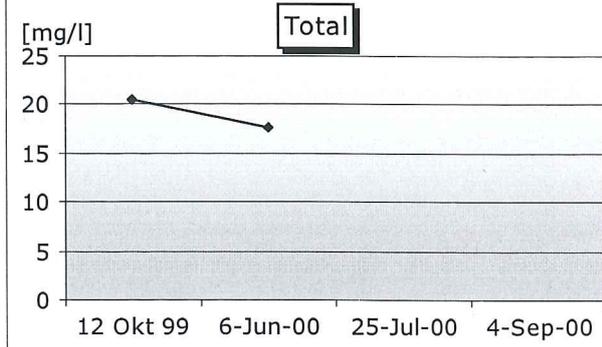
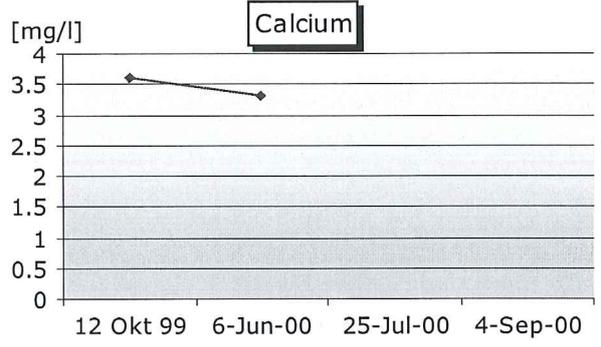
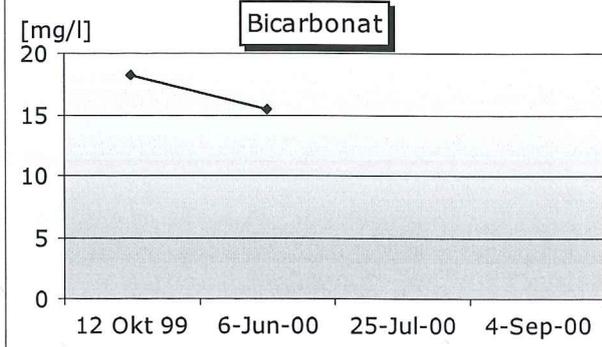
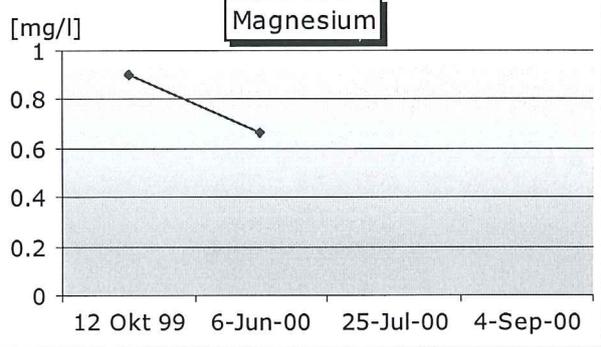
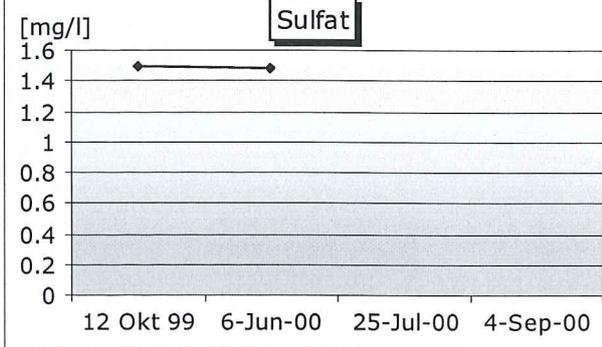
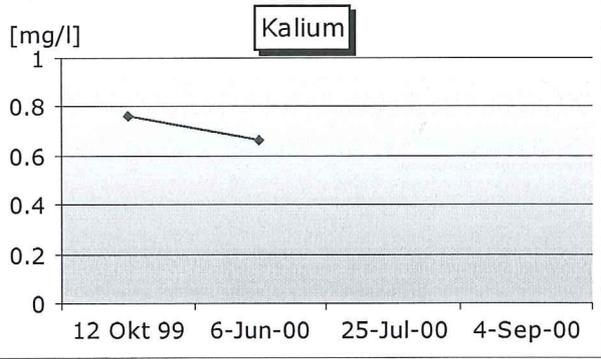
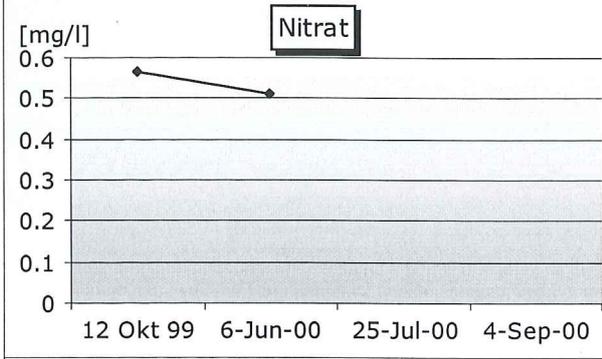
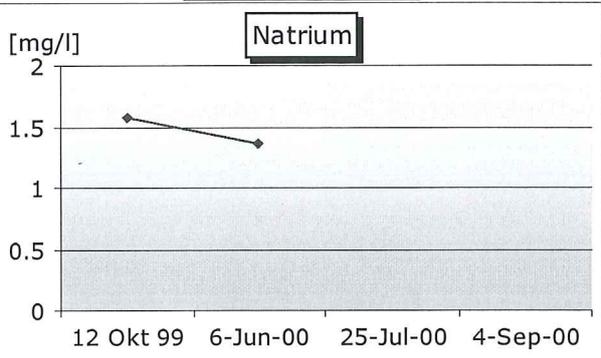
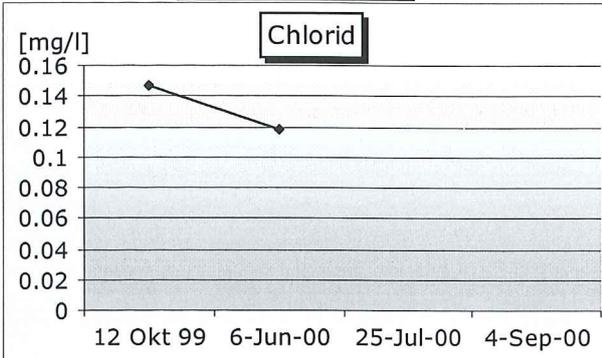


Messdaten



Anionen

Kationen

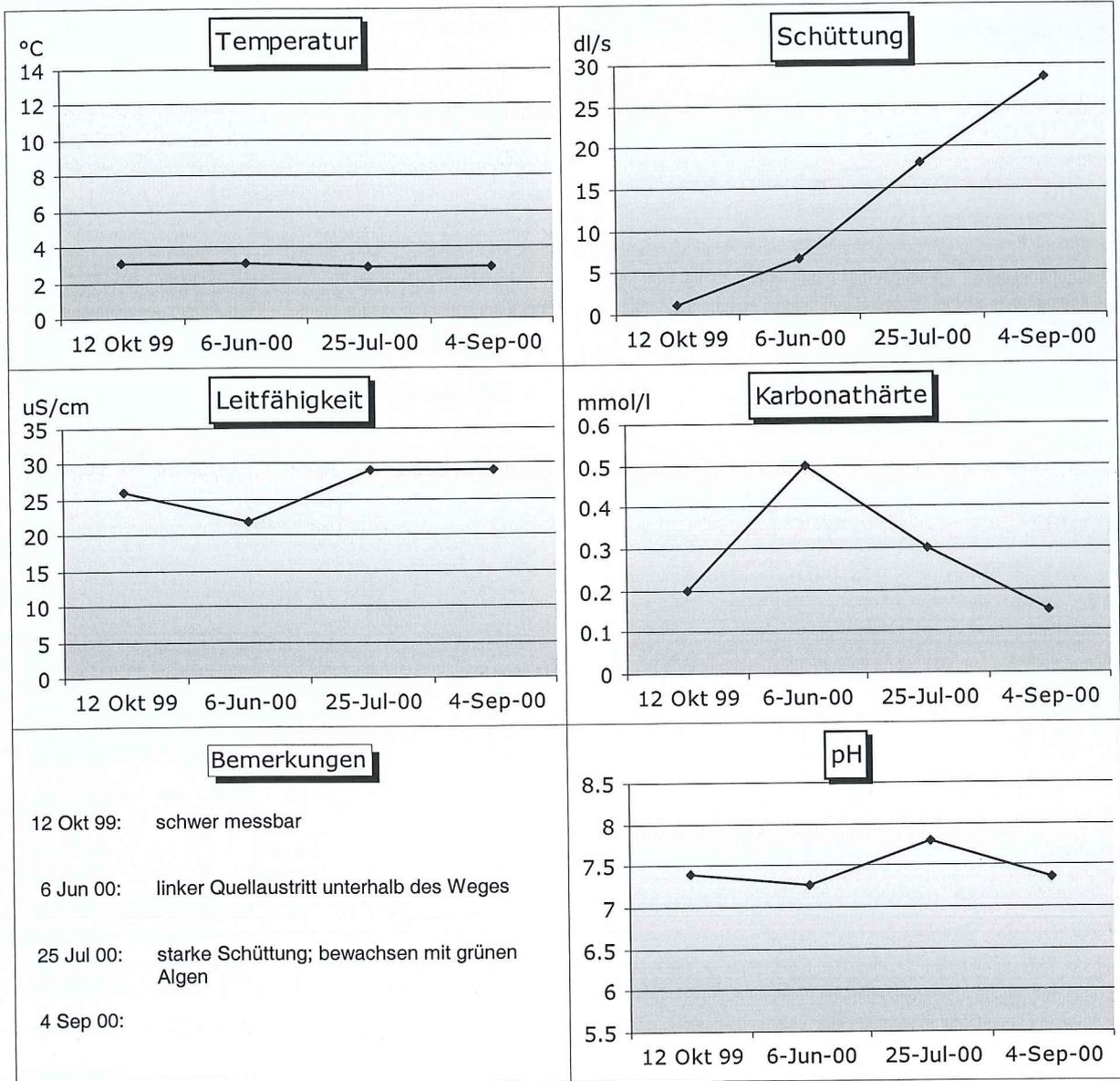


Geographische Daten

Quellnummer: q 11
X Koordinate: 806505
Y Koordinate: 176031
Höhe ü. M.: 2224
Geologie: Verwitterungsdecke / Kristallin
Gefasst:

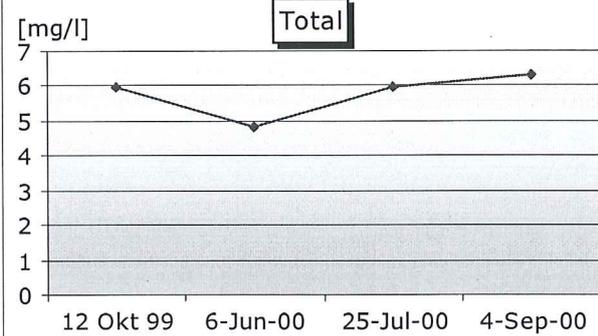
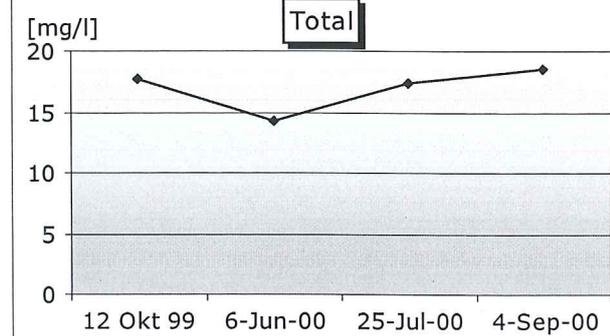
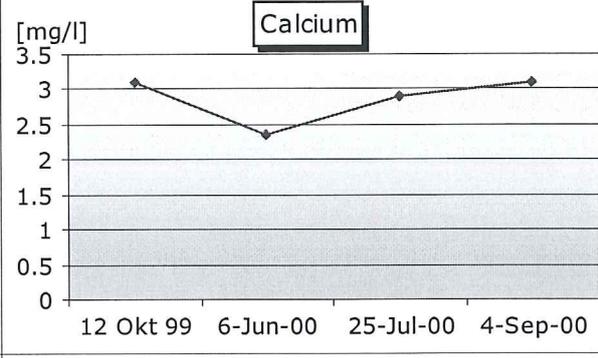
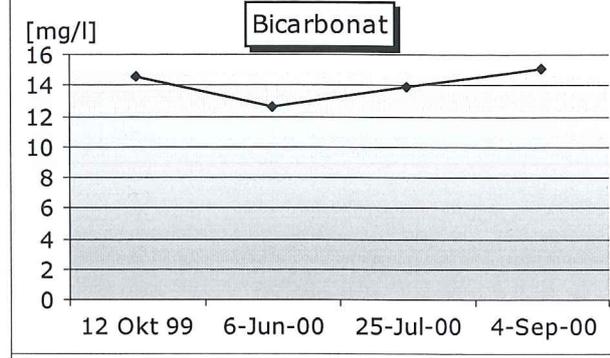
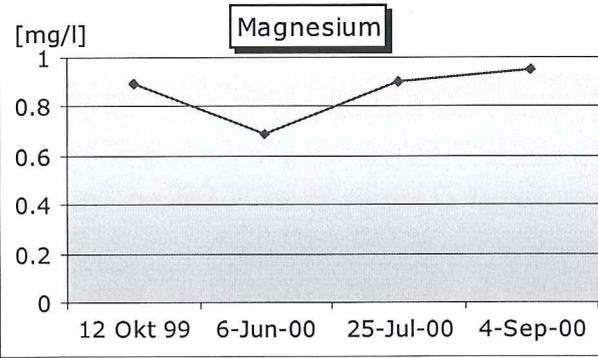
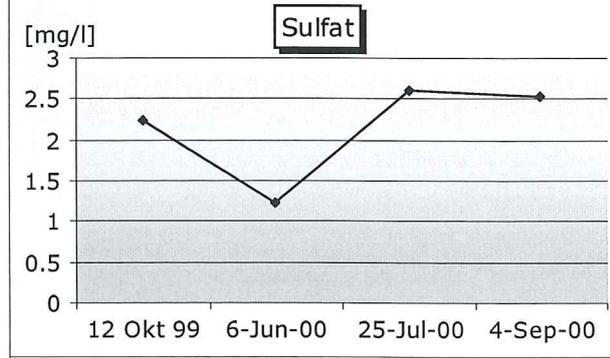
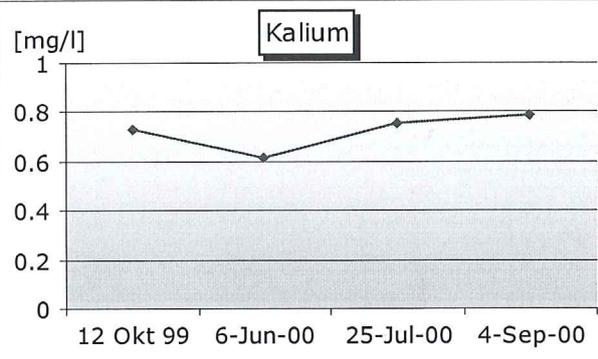
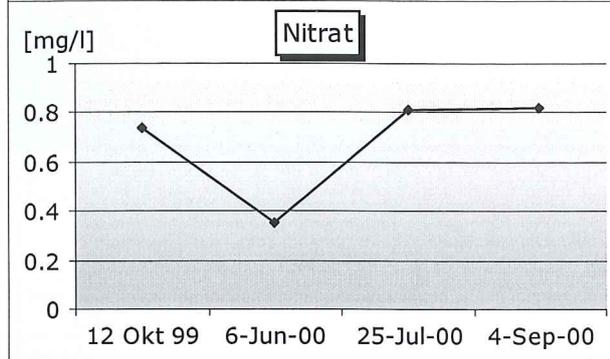
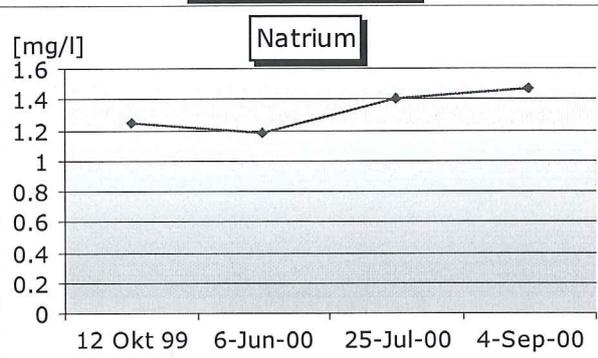
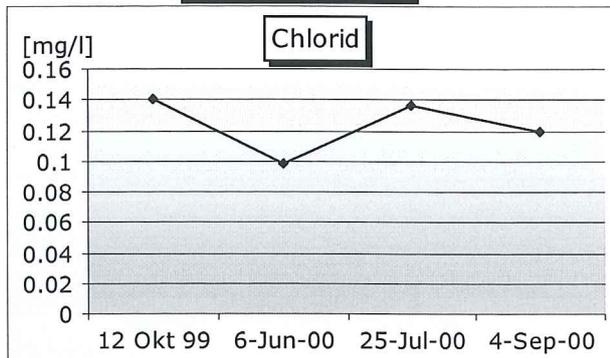


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: **q 12**

X Koordinate: 806400

Y Koordinate: 176201

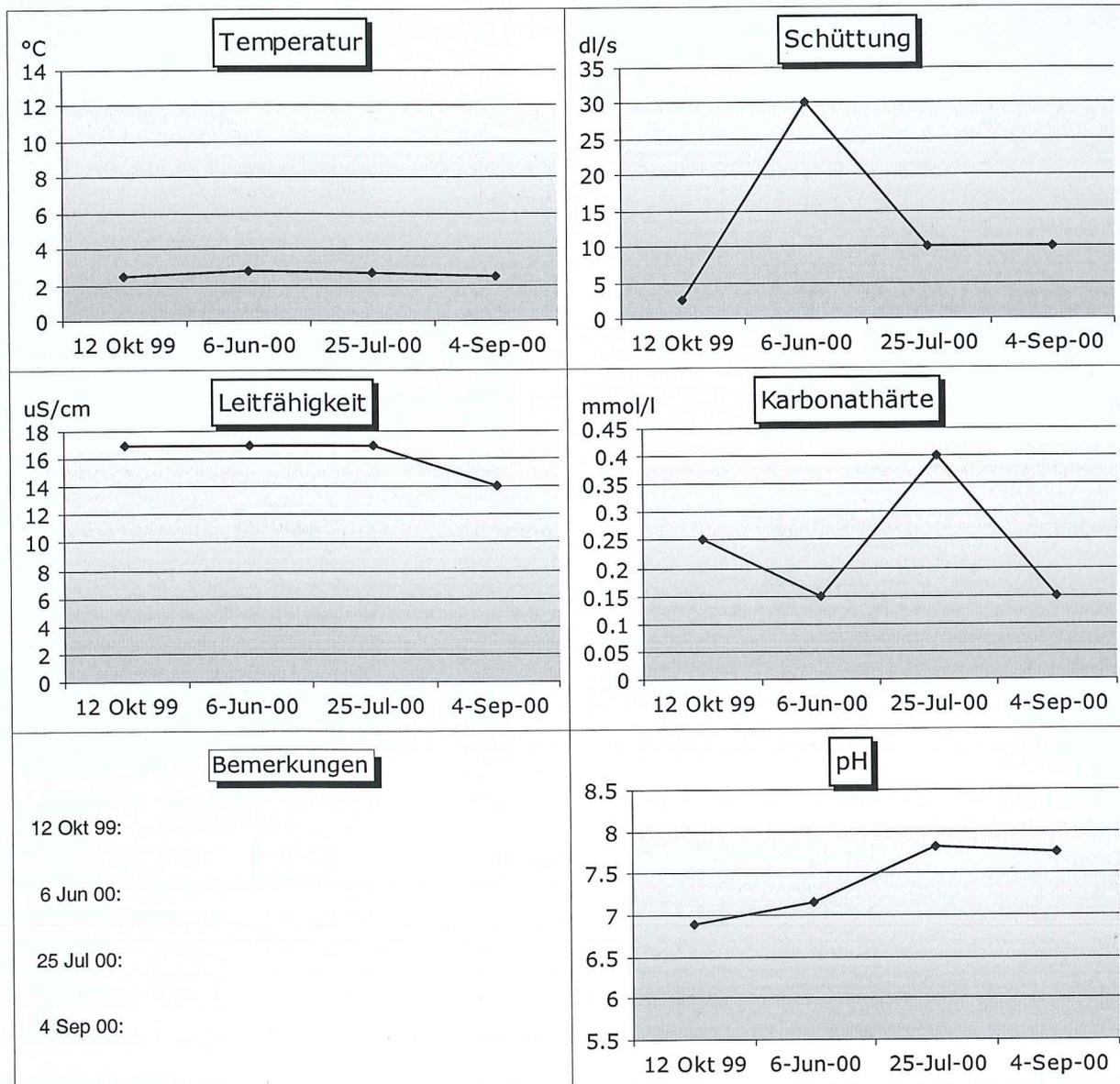
Höhe ü. M.: 2358

Geologie: Verwitterungsdecke / Kristallin

Gefasst:

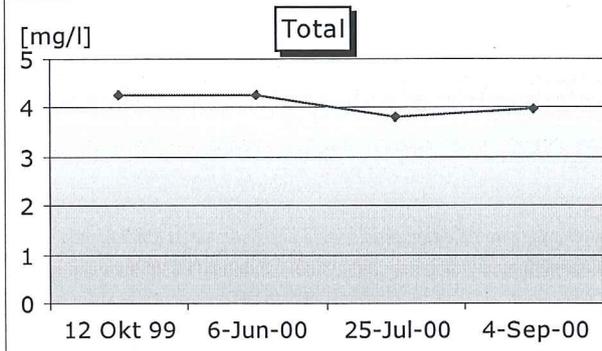
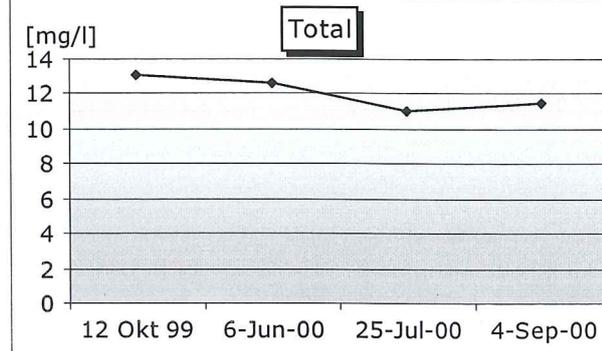
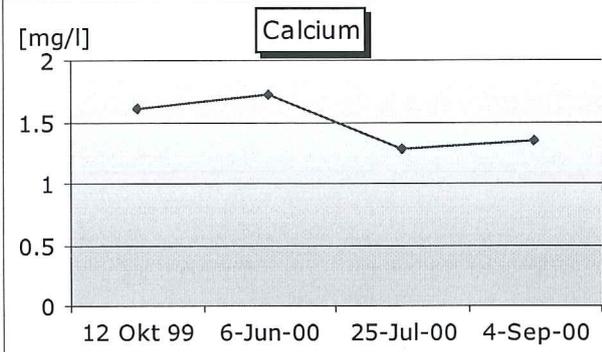
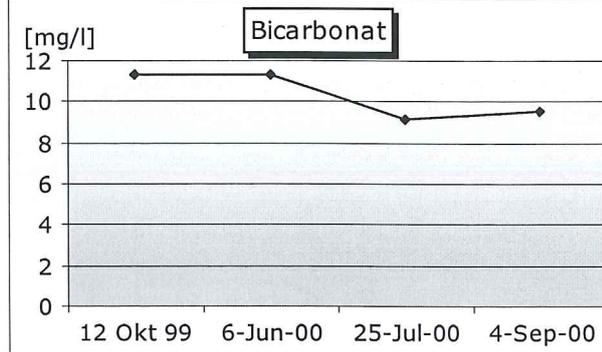
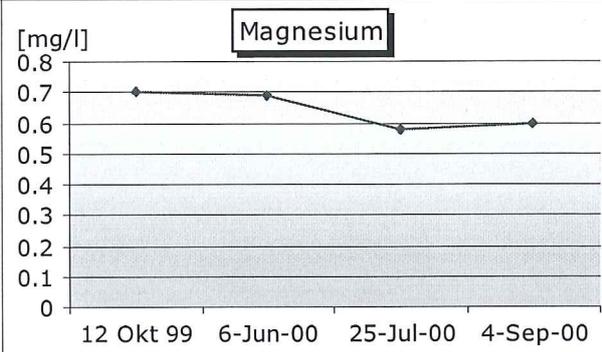
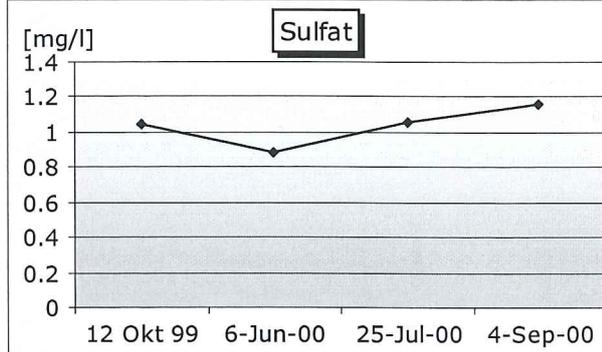
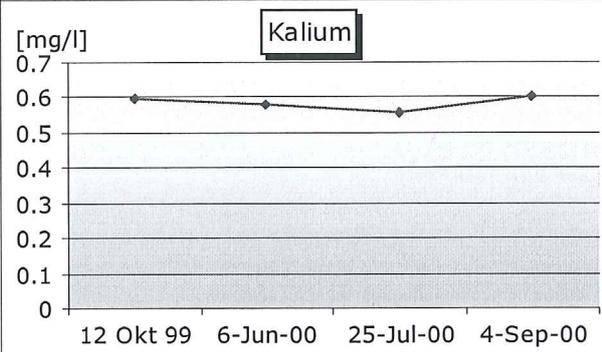
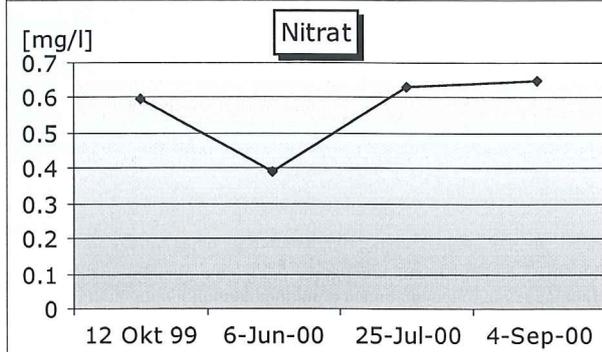
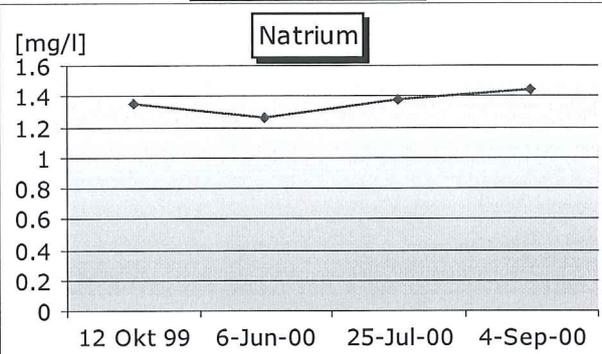
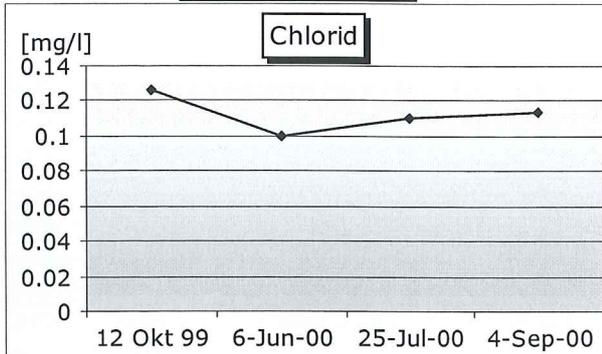


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: **q 13**

X Koordinate: 806854

Y Koordinate: 176401

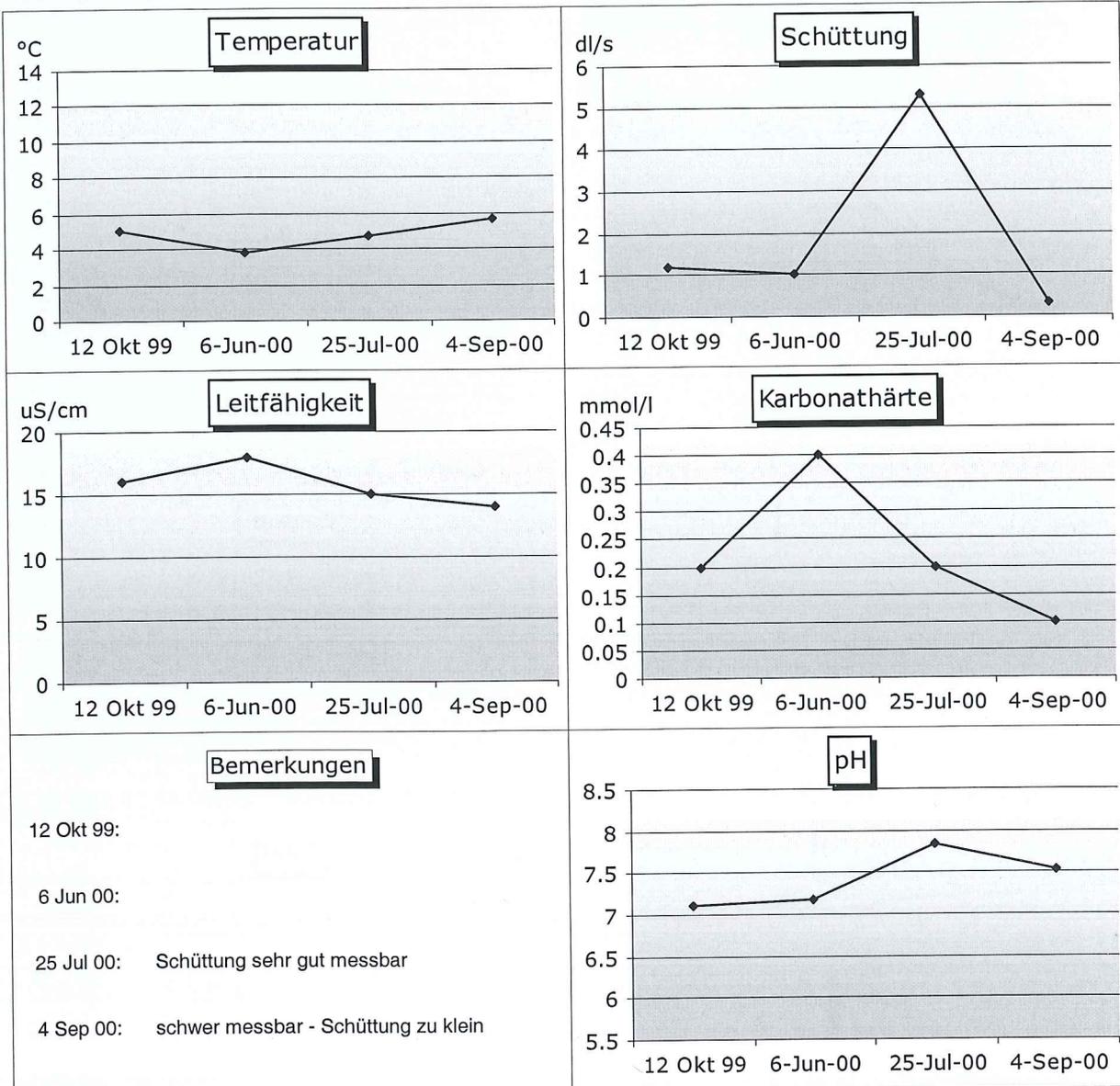
Höhe ü. M.: 2361

Geologie: Verwitterungsdecke / Kristallin

Gefasst:

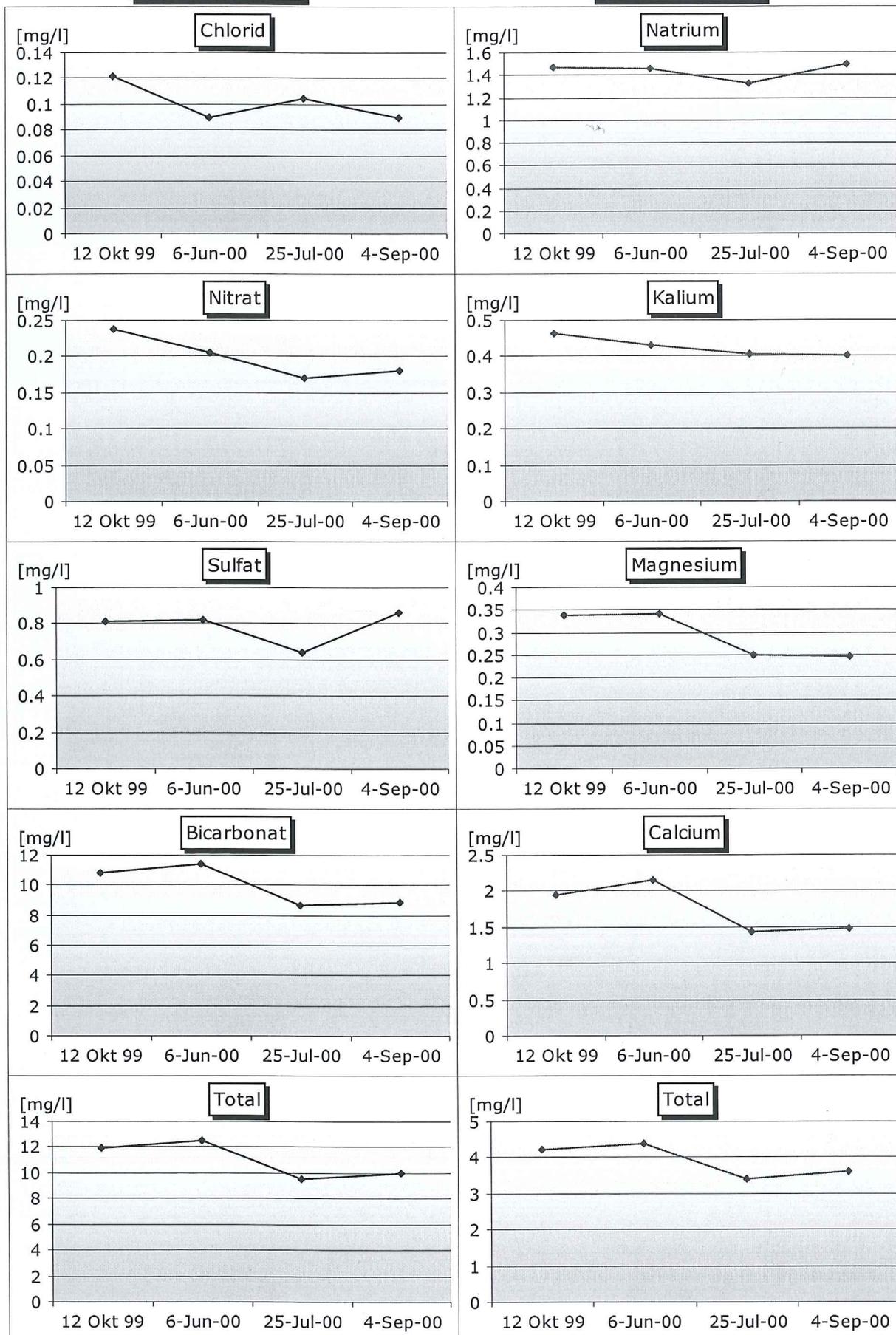


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: q 14

X Koordinate: 807170

Y Koordinate: 176731

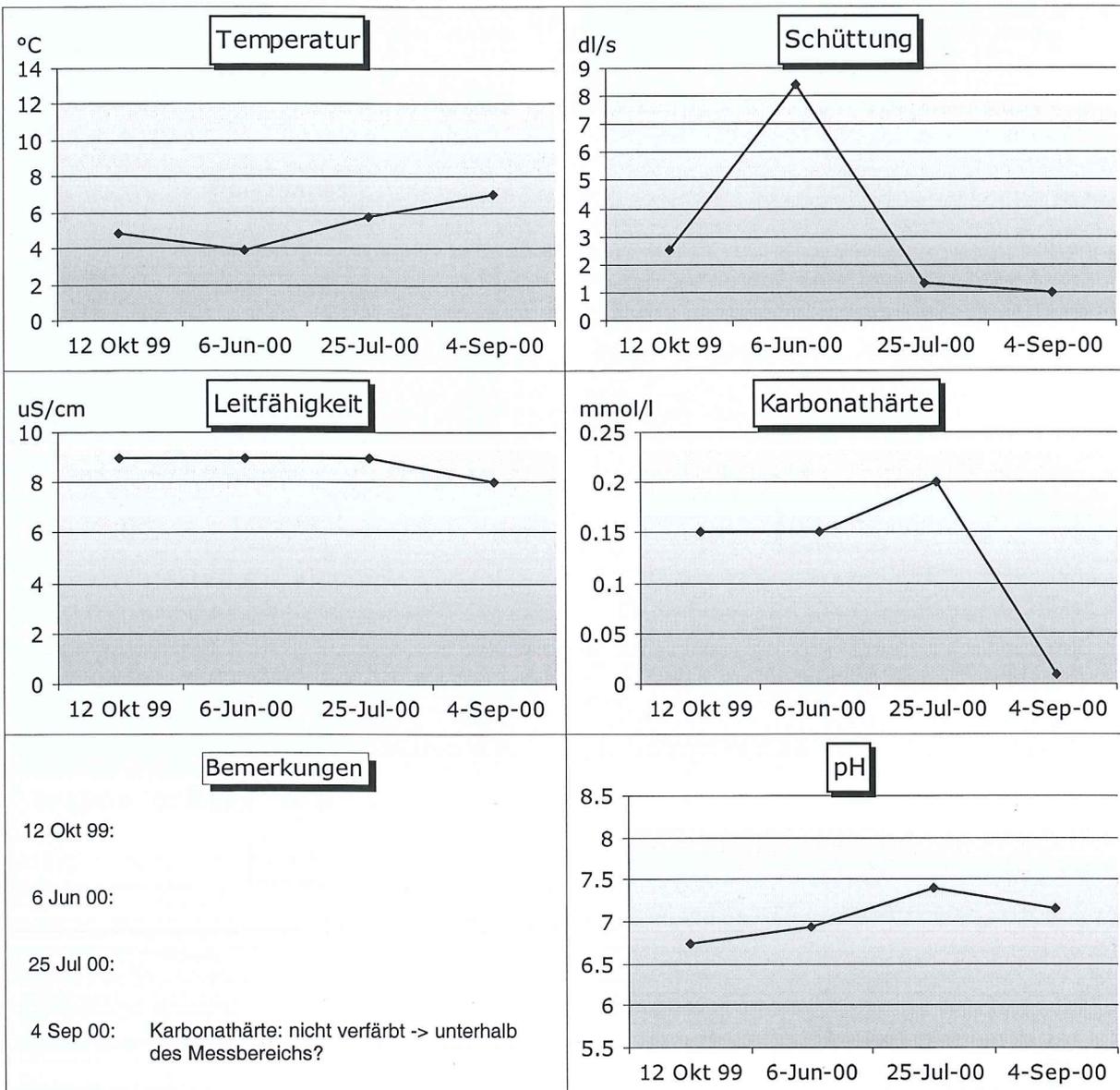
Höhe ü. M.: 2456

Geologie: Verwitterungsdecke / Kristallin

Gefasst:

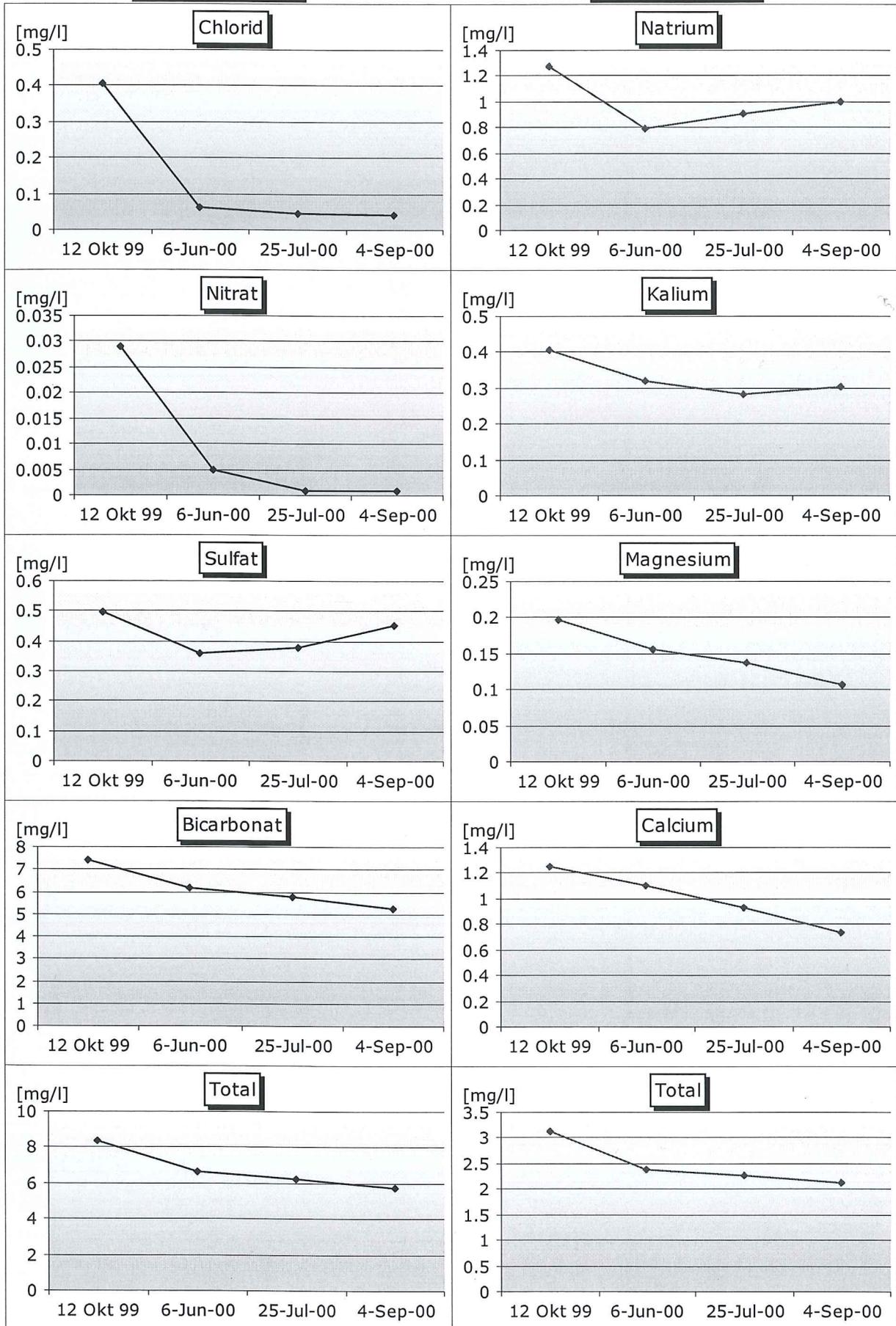


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: q 15

X Koordinate: 807850

Y Koordinate: 177301

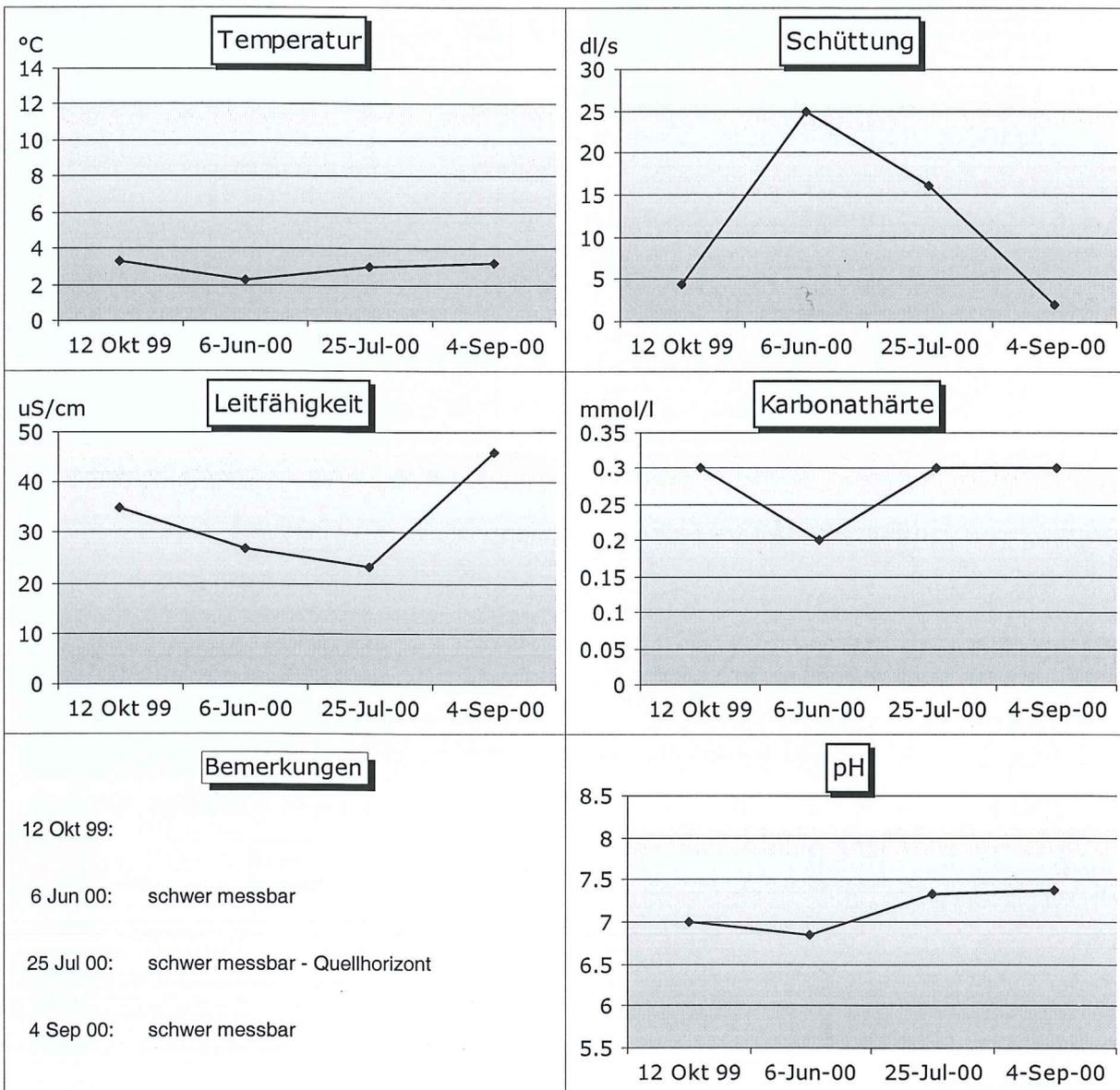
Höhe ü. M.: 2480

Geologie: Moränenbedeckung / Kristallin

Gefasst:

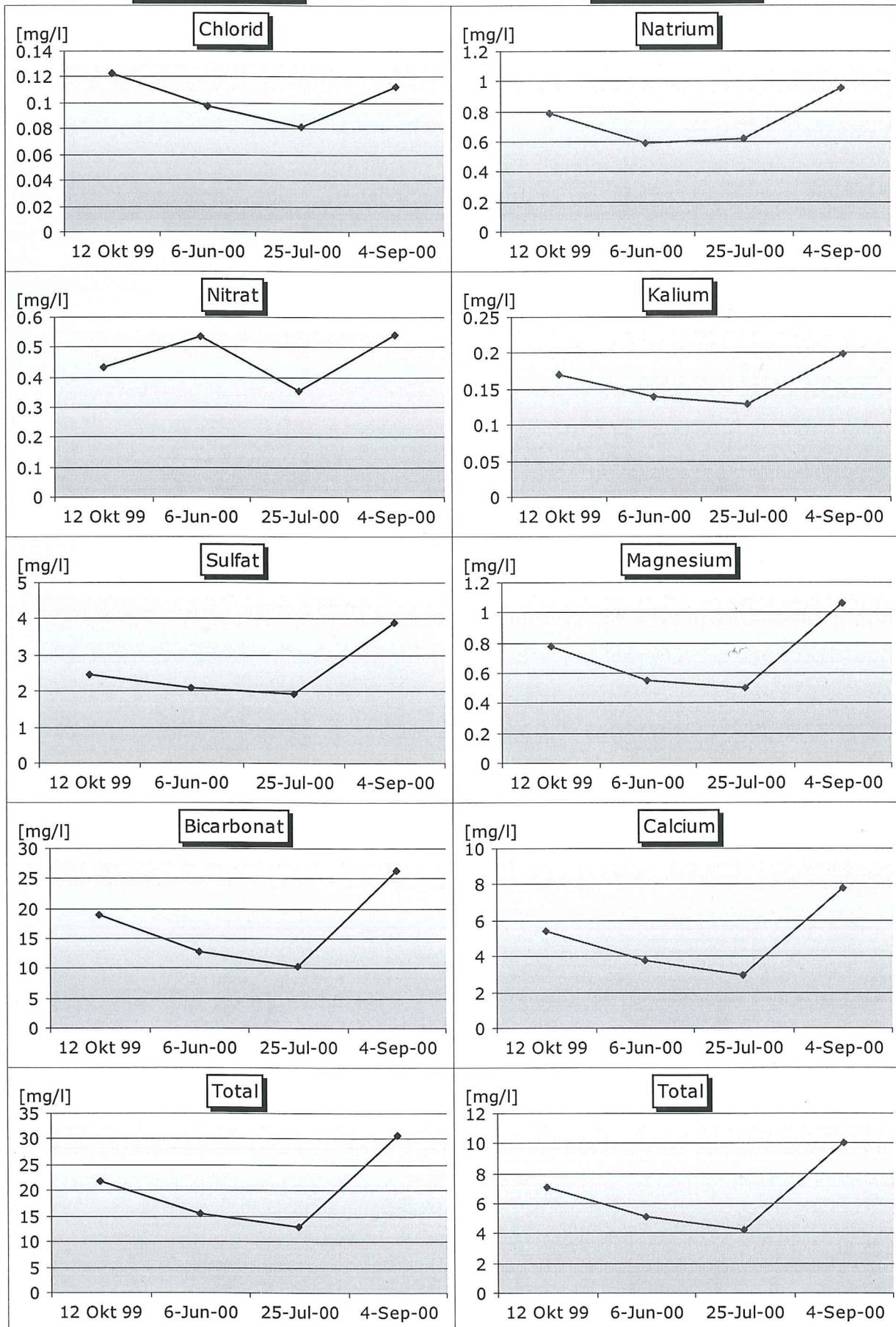


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: q 16

X Koordinate: 807750

Y Koordinate: 177357

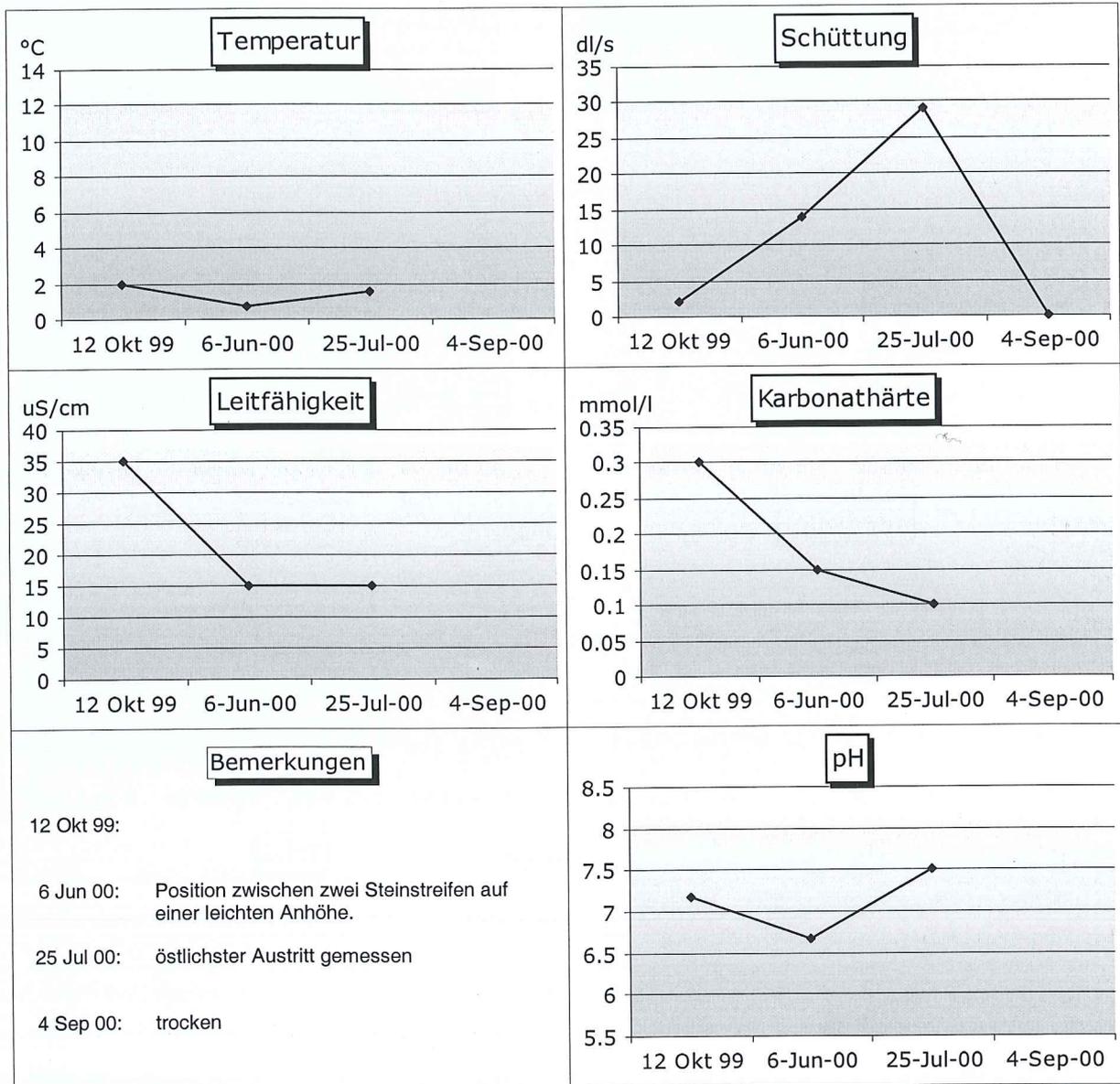
Höhe ü. M.: 2533

Geologie: Lockergestein / Blockgletscher

Gefasst:

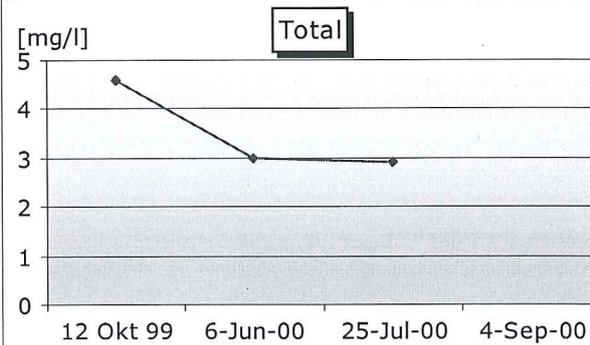
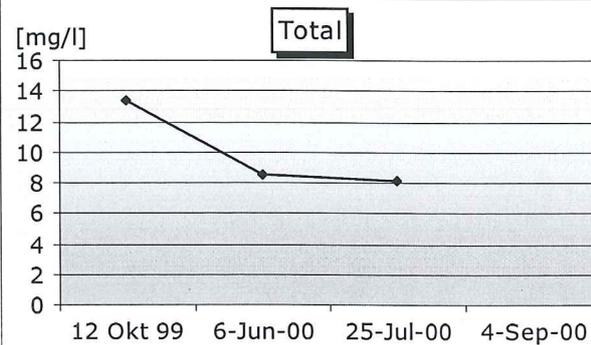
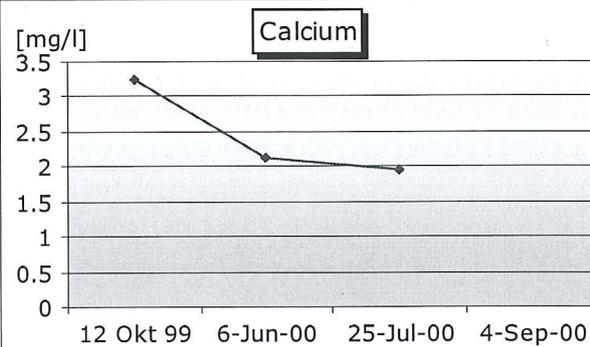
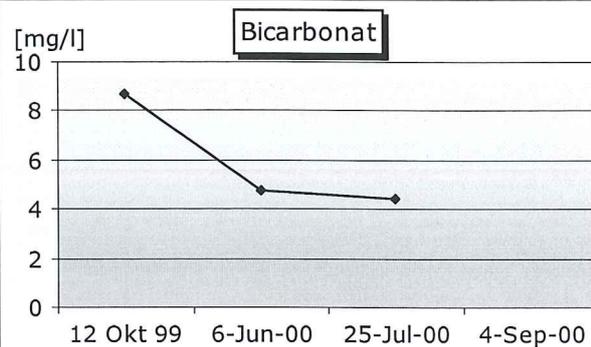
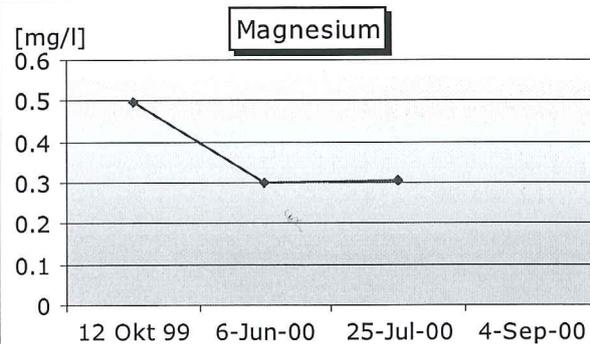
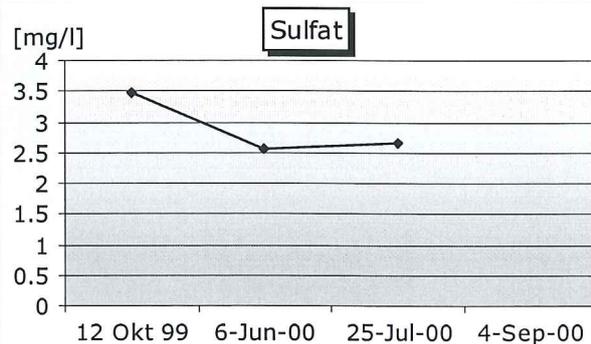
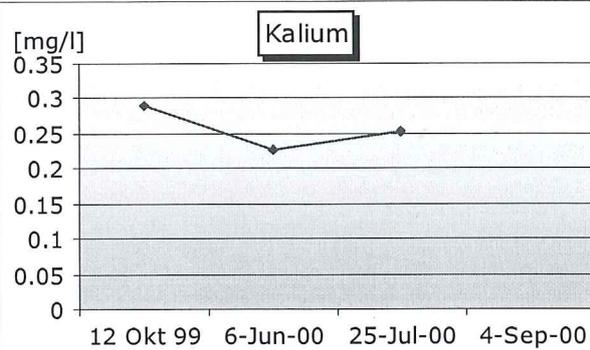
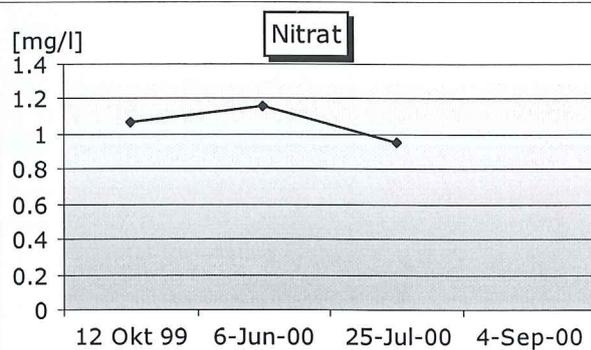
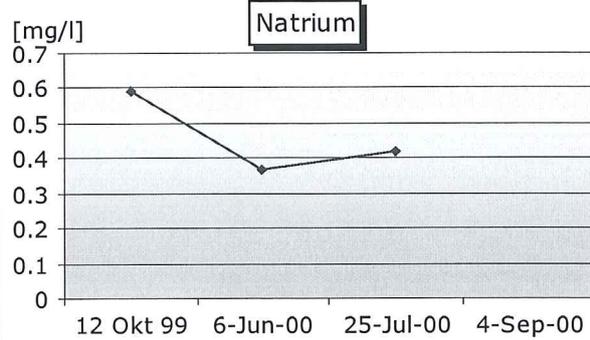
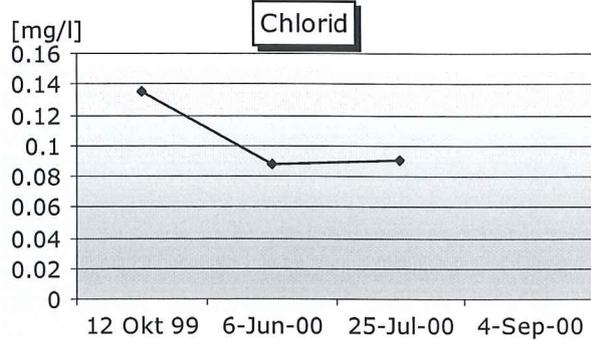


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: q 17

X Koordinate: 808003

Y Koordinate: 177274

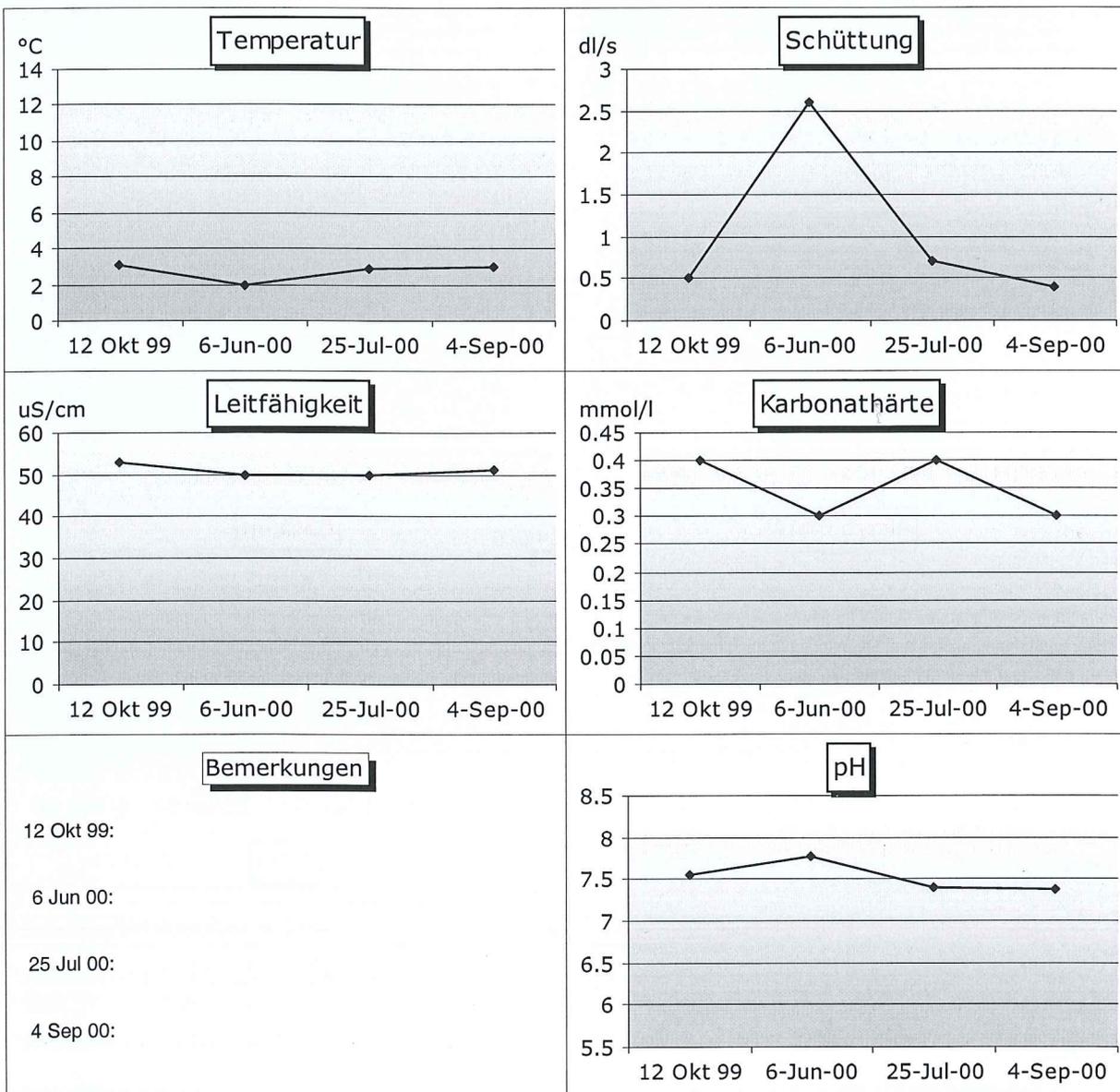
Höhe ü. M.: 2460

Geologie: Kristallin / Dolomit

Gefasst:

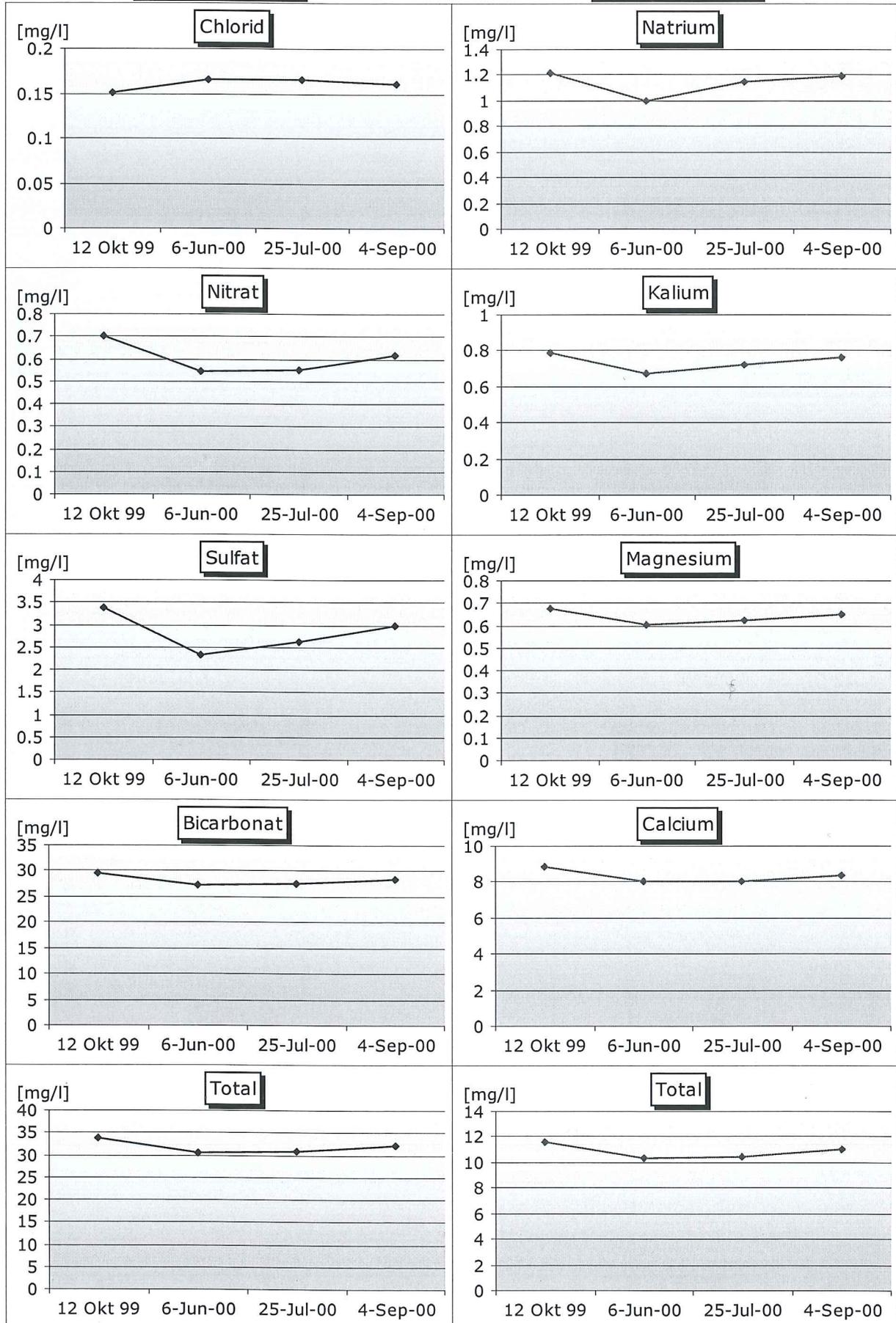


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: q 18

X Koordinate: 808007

Y Koordinate: 177270

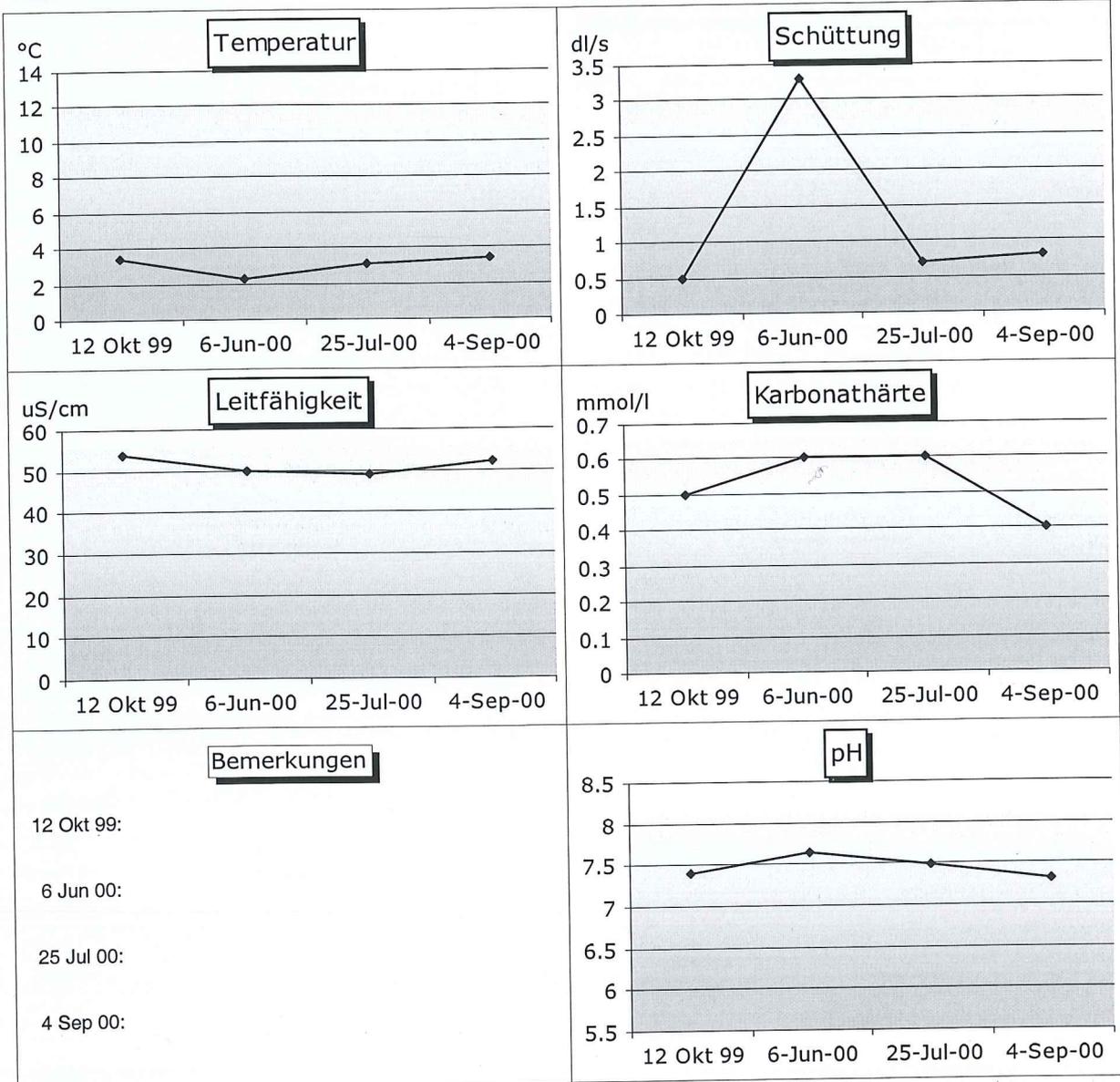
Höhe ü. M.: 2460

Geologie: Kristallin / Dolomit

Gefasst:

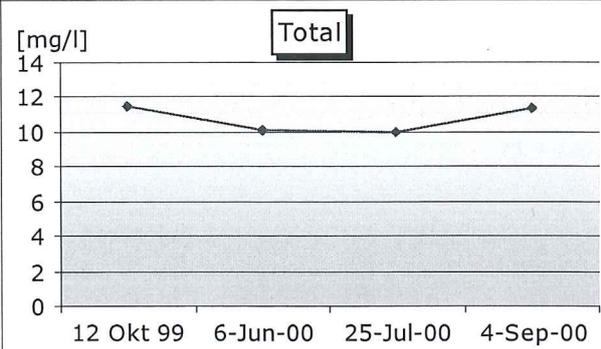
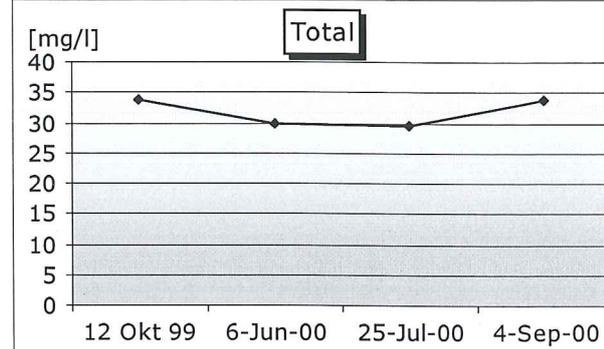
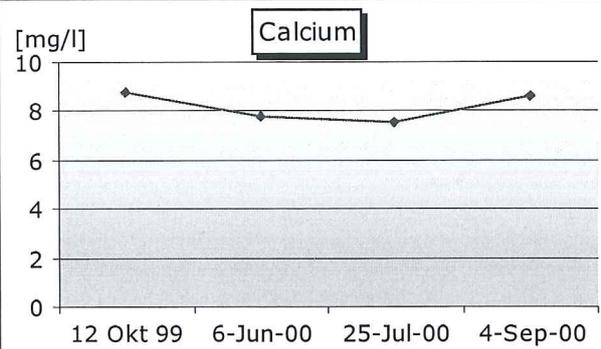
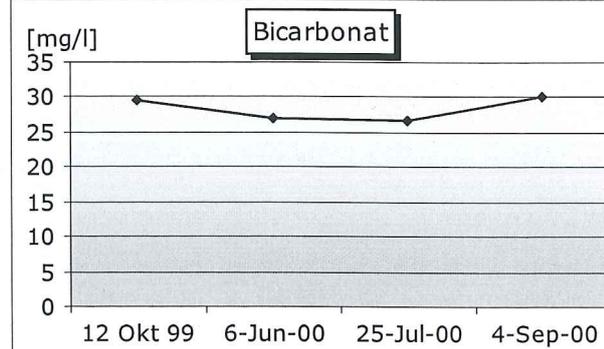
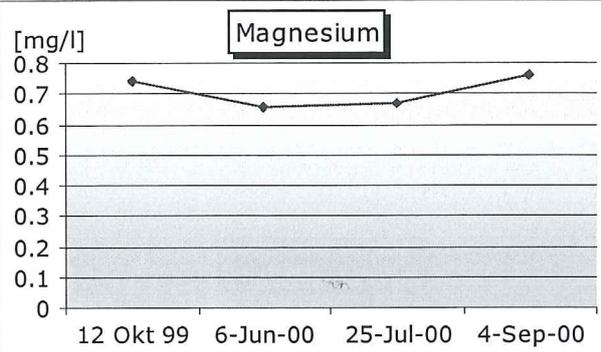
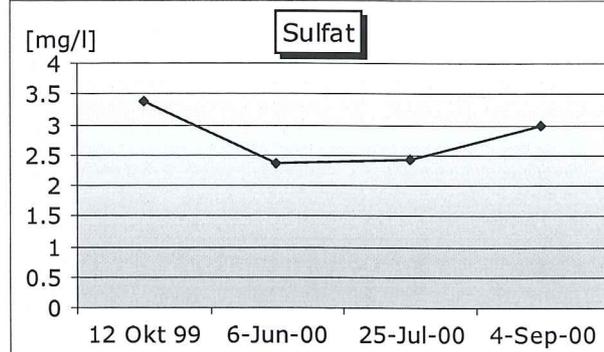
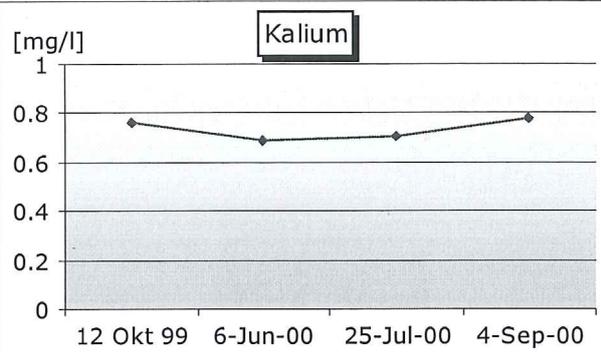
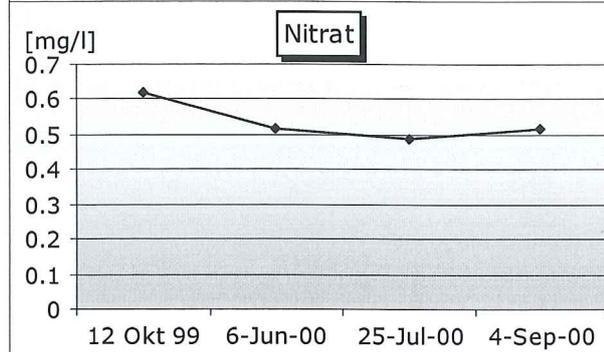
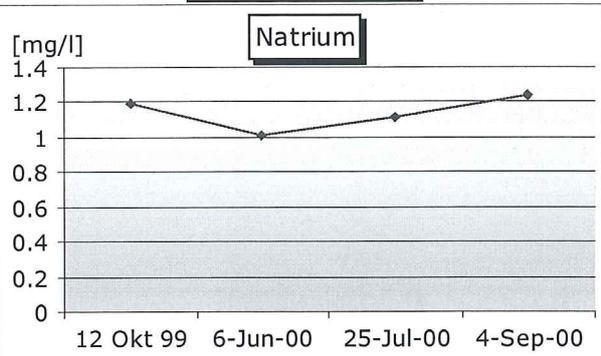
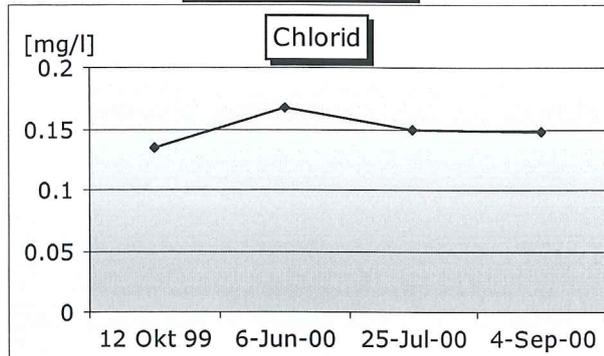


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: q 19

X Koordinate: 807986

Y Koordinate: 177261

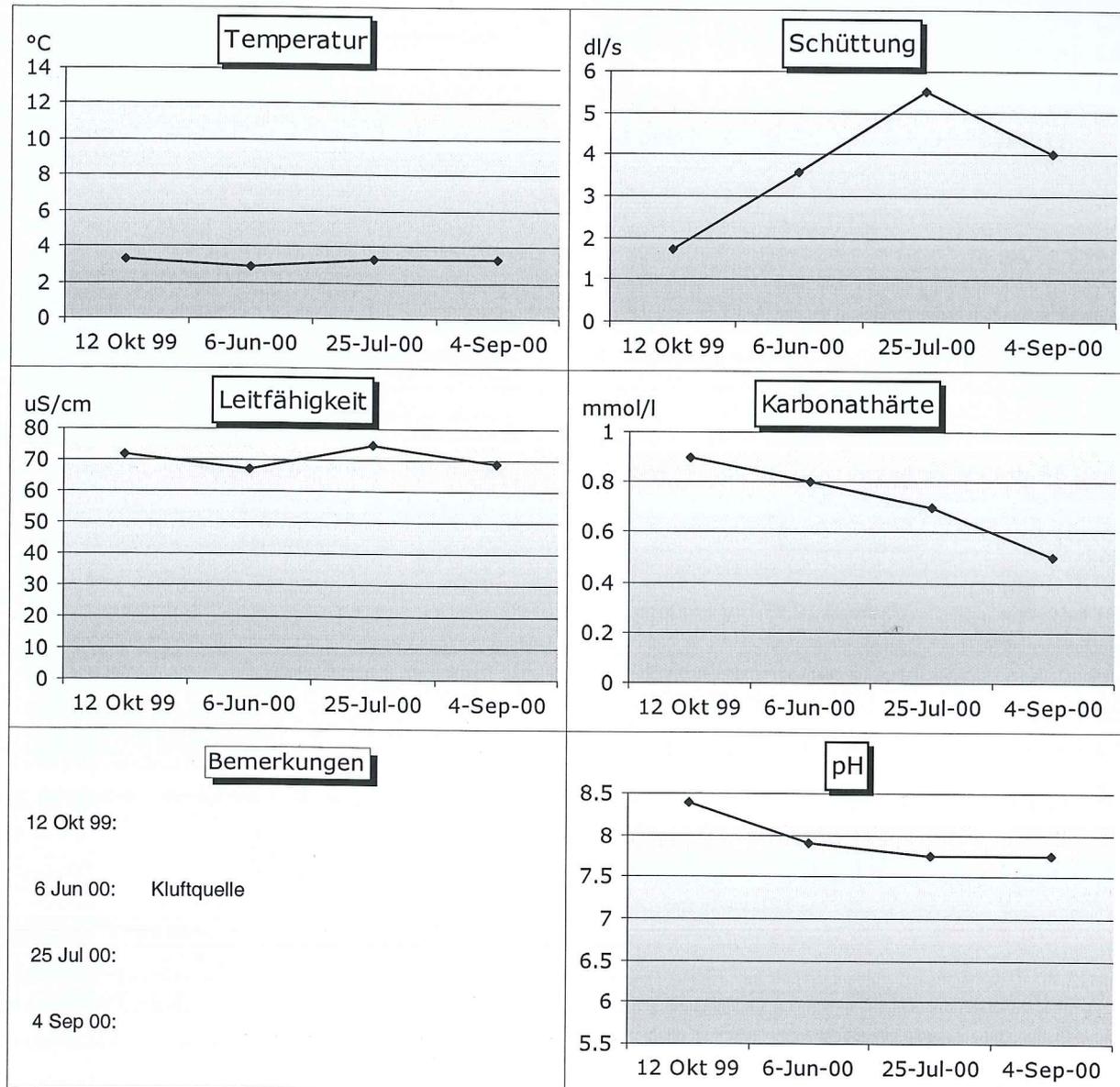
Höhe ü. M.: 2450

Geologie: Kristallin / Dolomit

Gefasst:

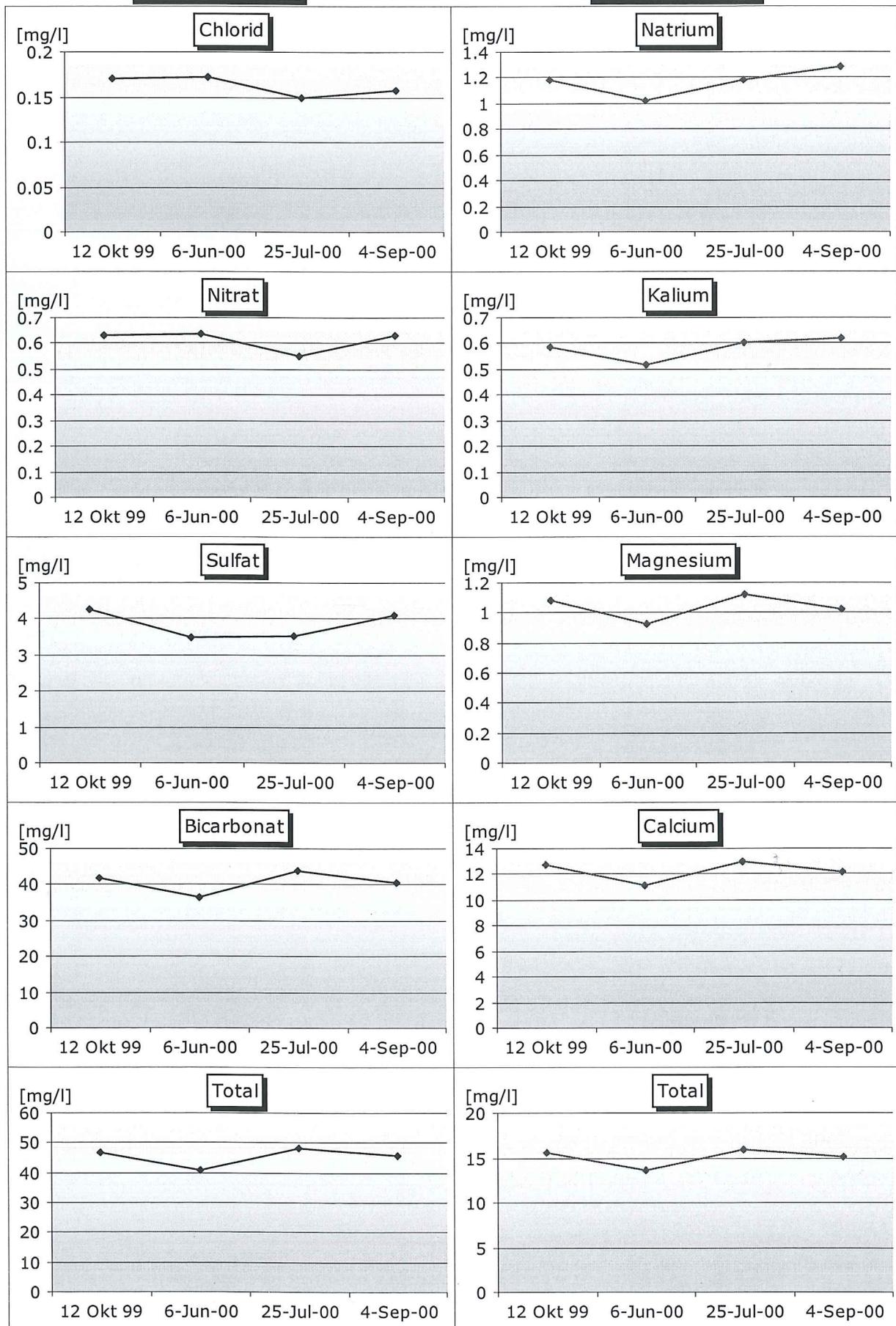


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: **q 20**

X Koordinate: 807809

Y Koordinate: 176871

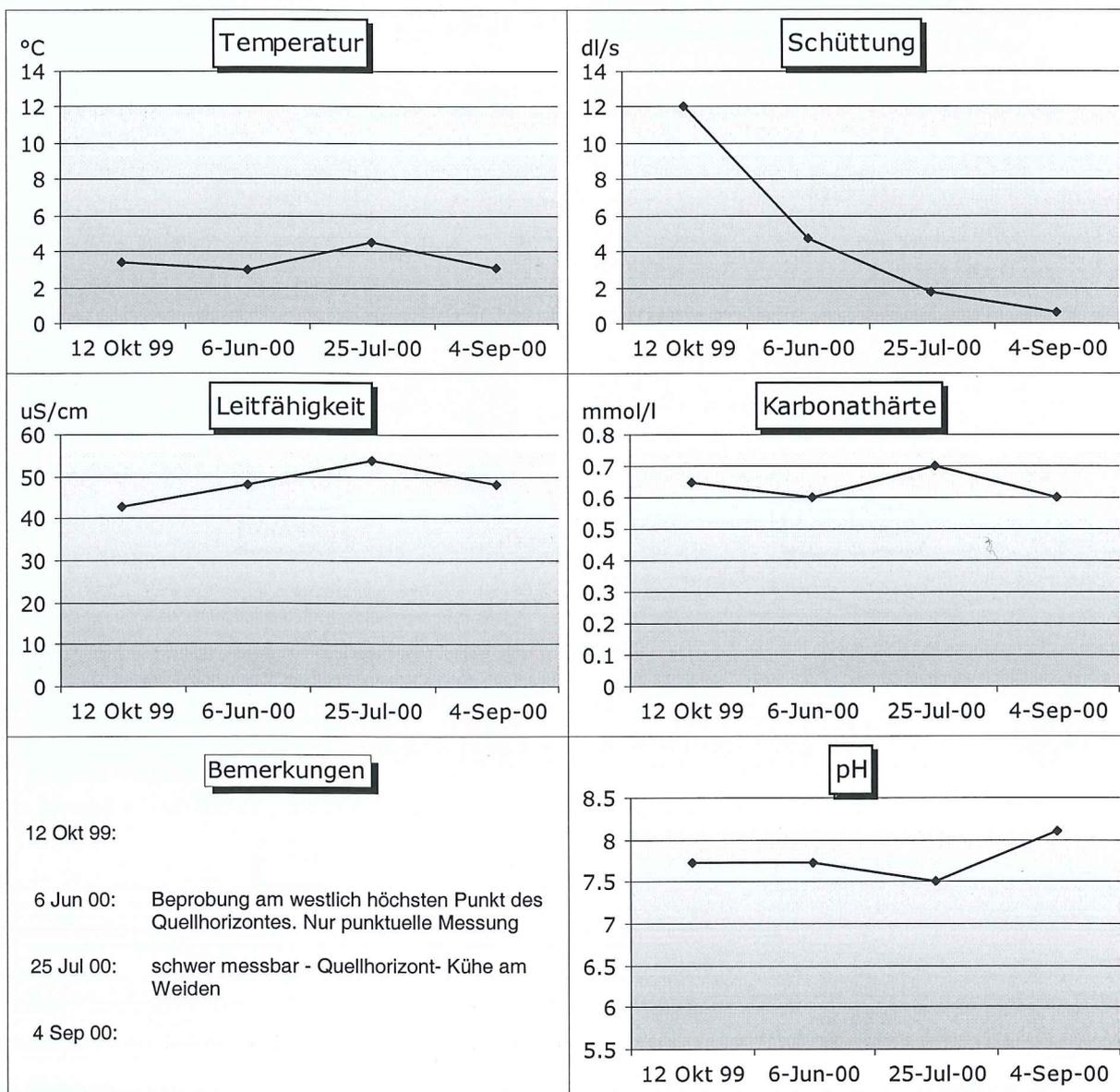
Höhe ü. M.: 2292

Geologie: Moränenbedeckung / Kristallin

Gefasst:

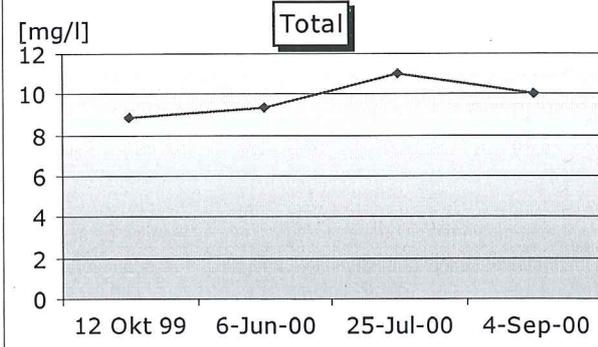
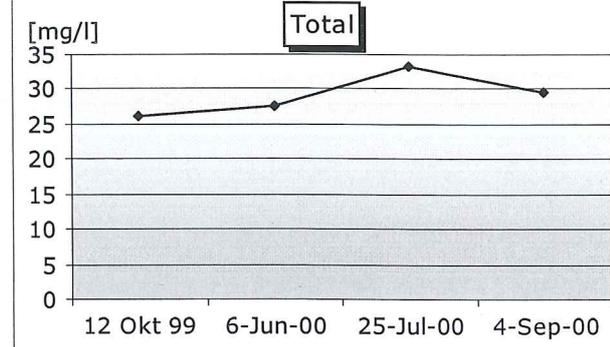
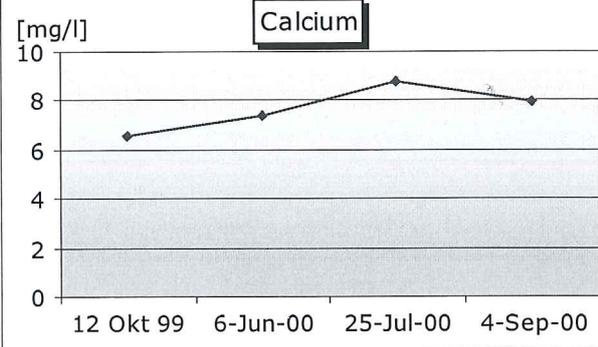
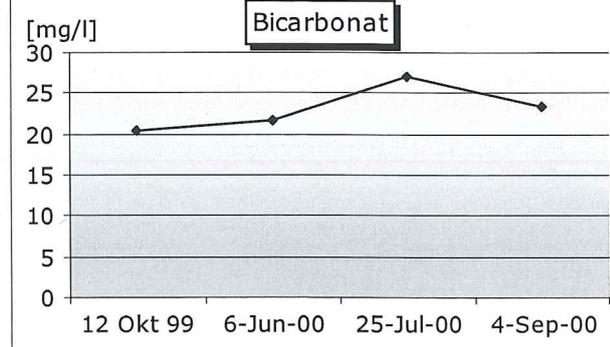
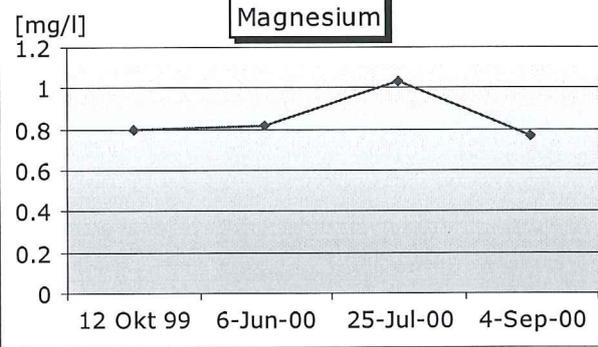
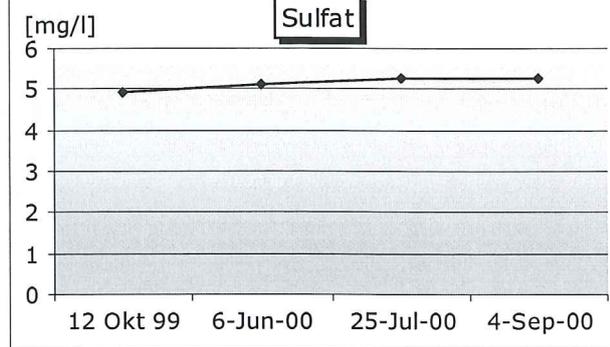
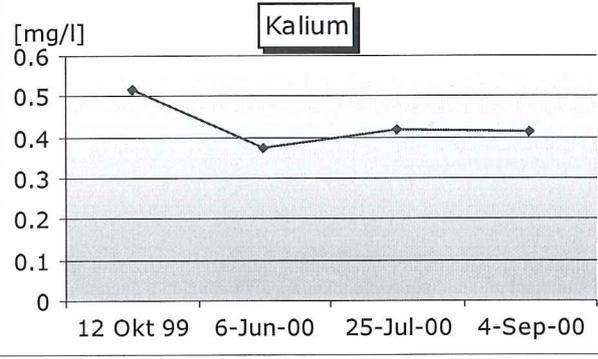
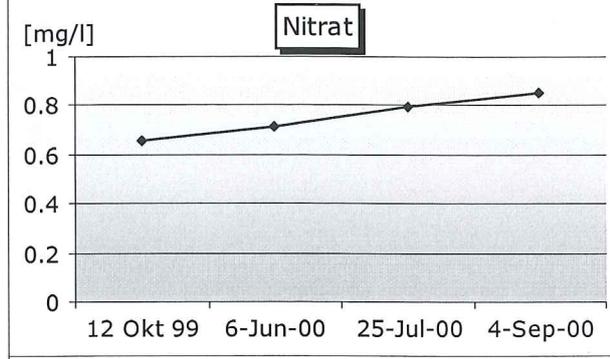
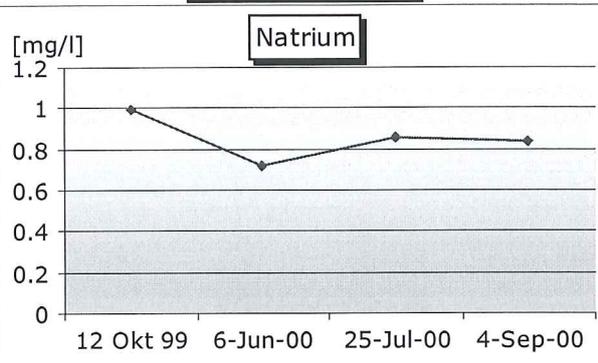
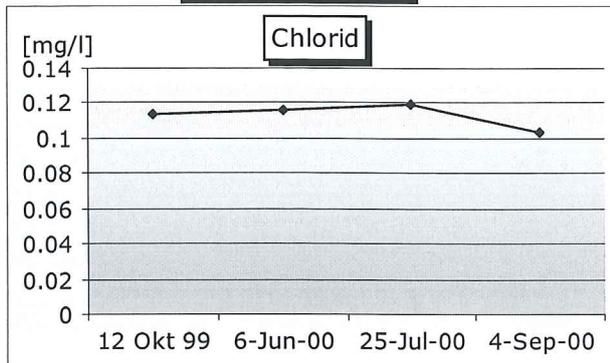


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: **q 21**

X Koordinate: 807859

Y Koordinate: 176801

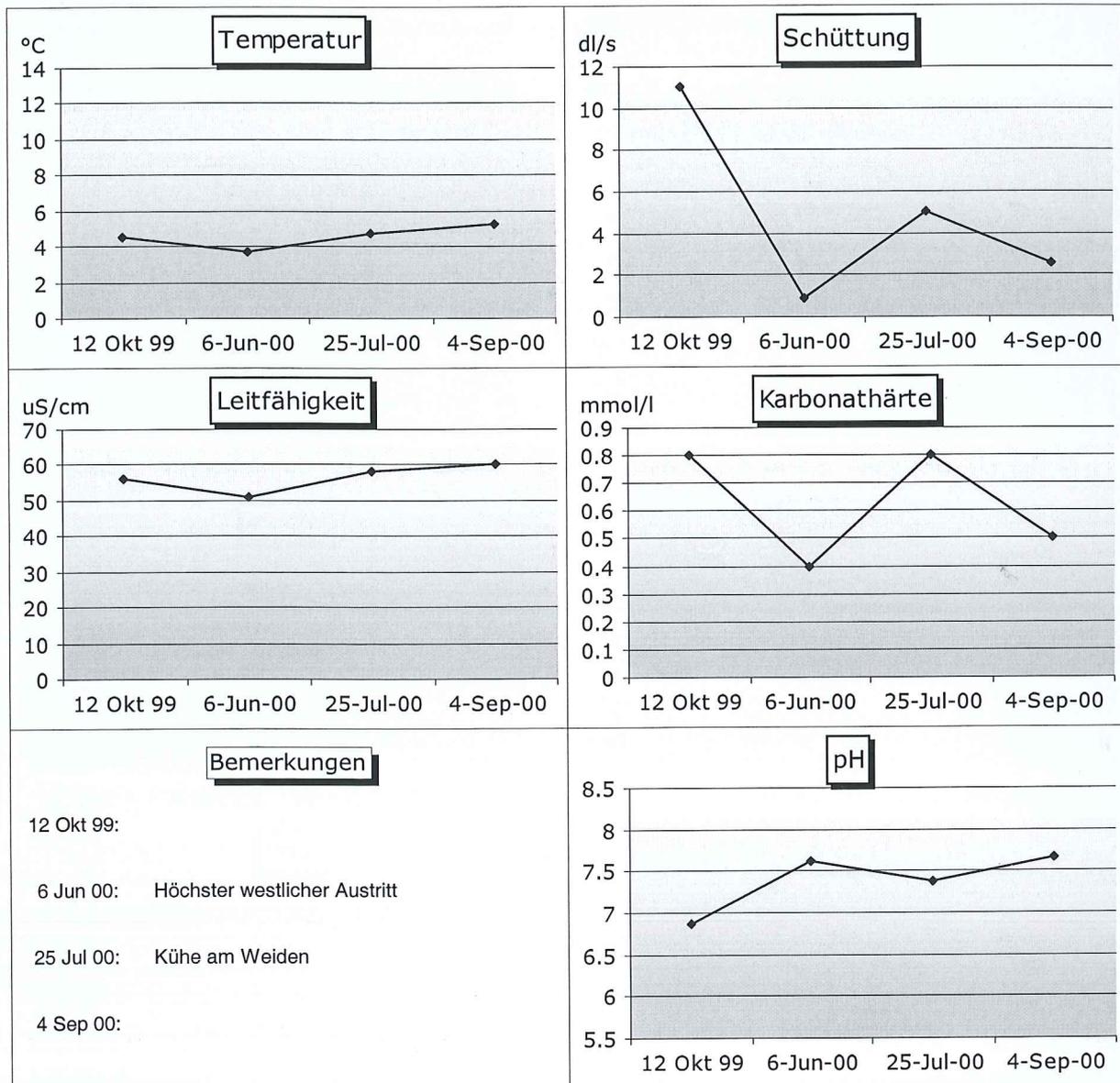
Höhe ü. M.: 2261

Geologie: Moränenbedeckung / Dolomit

Gefasst:

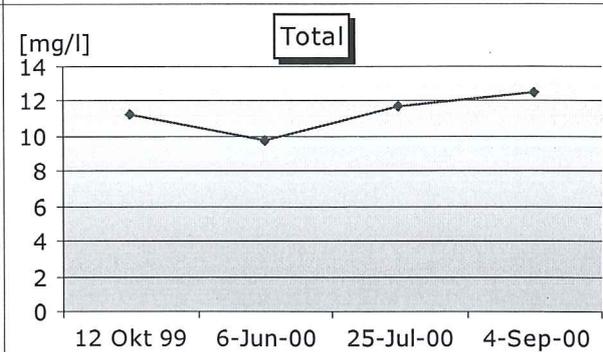
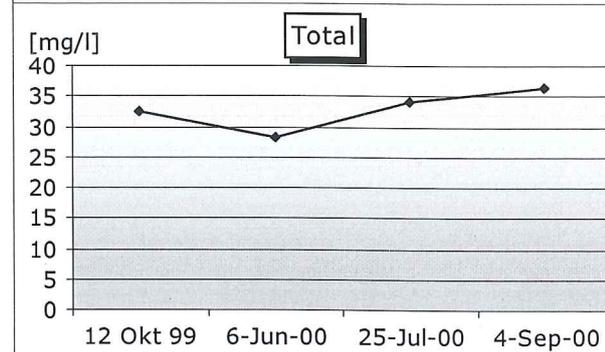
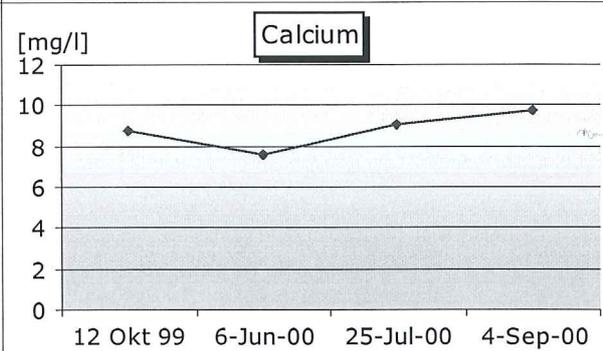
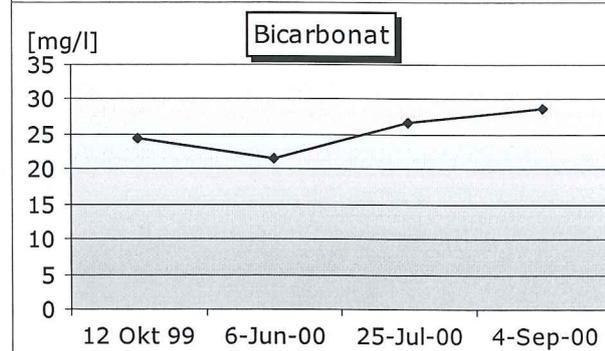
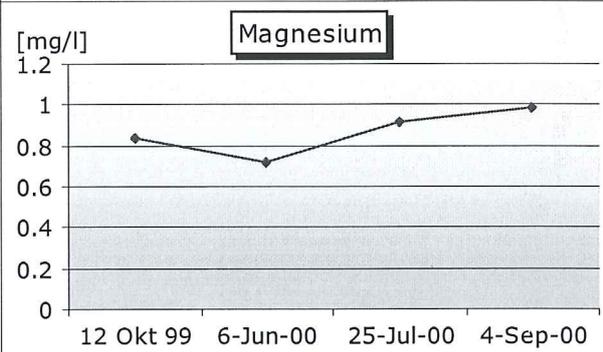
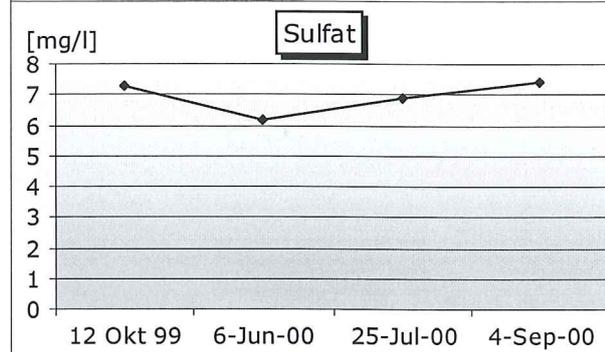
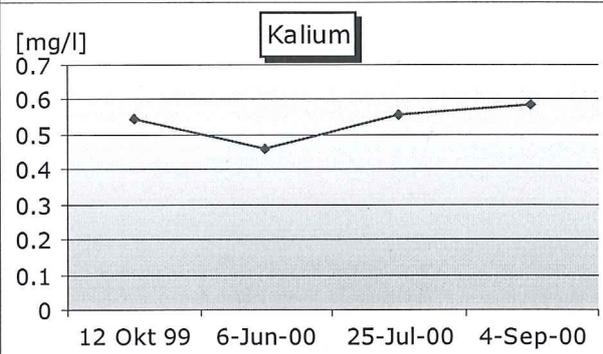
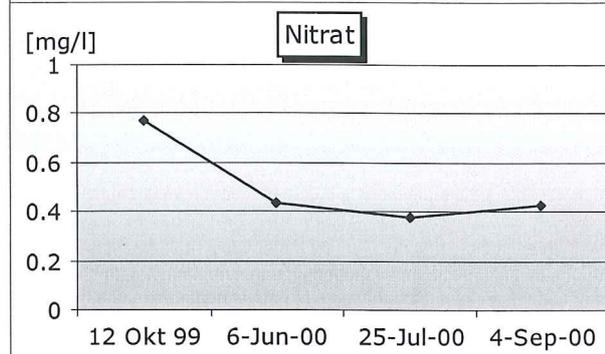
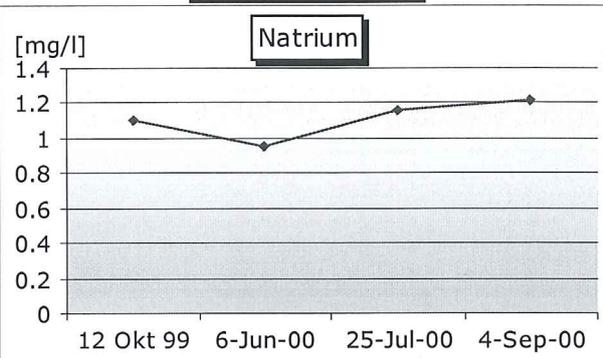
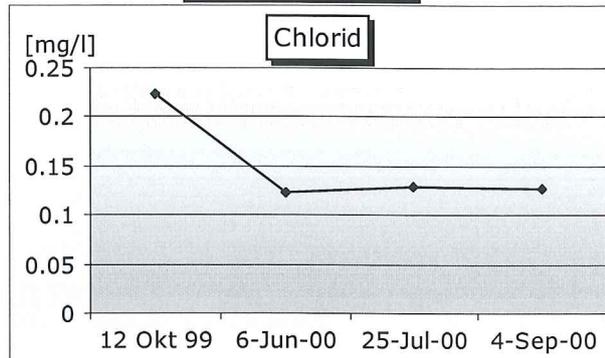


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: q 22

X Koordinate: 807924

Y Koordinate: 176749

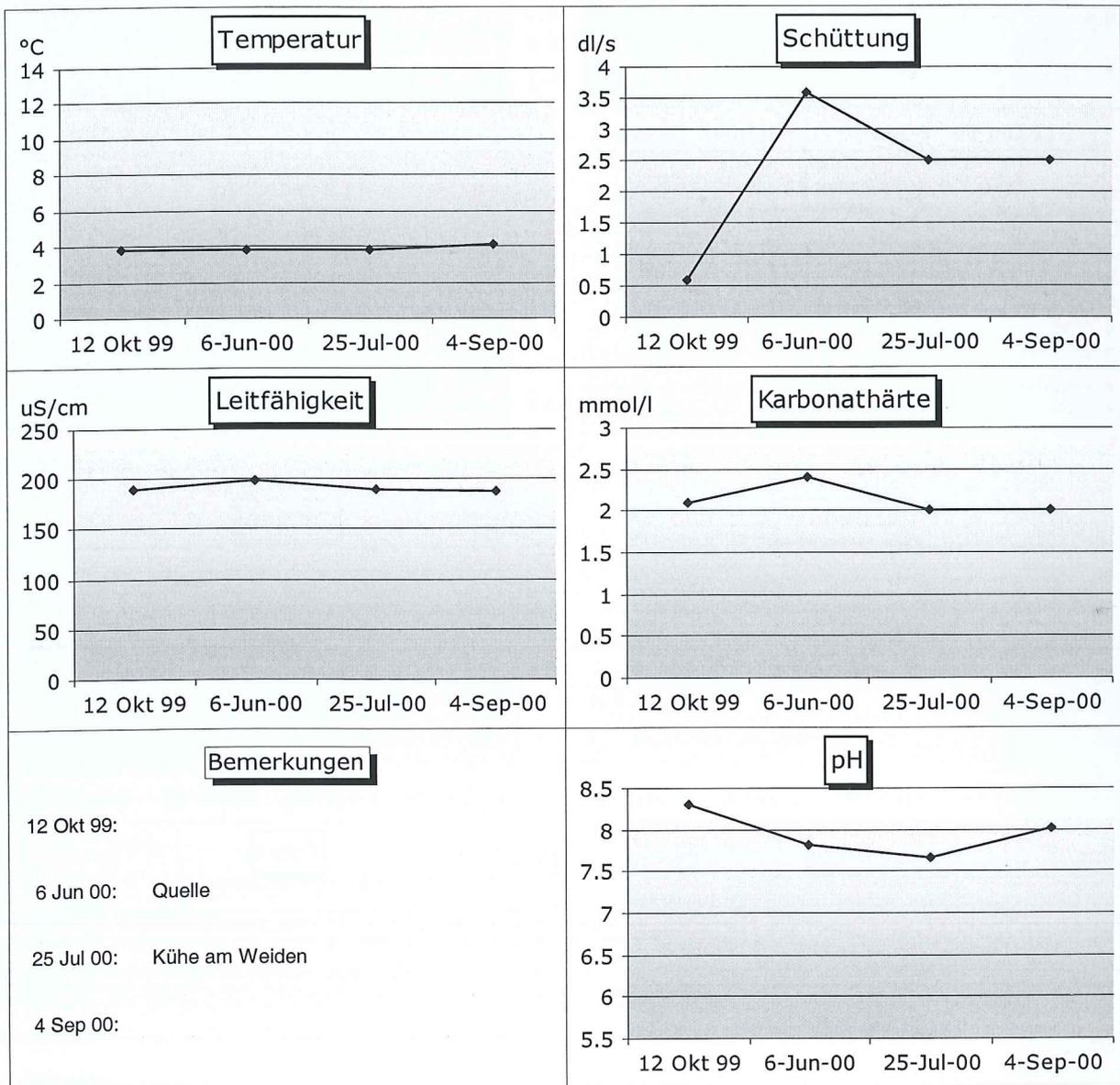
Höhe ü. M.: 2241

Geologie: Moränenbedeckung / Dolomit

Gefasst:

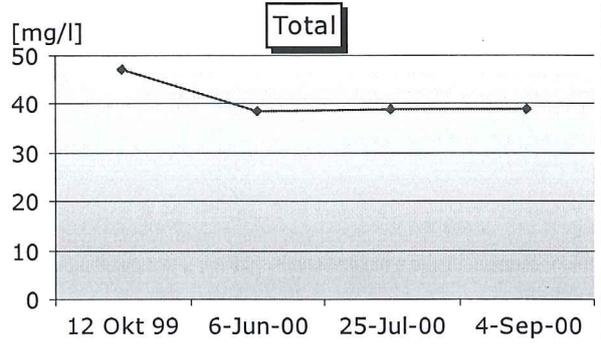
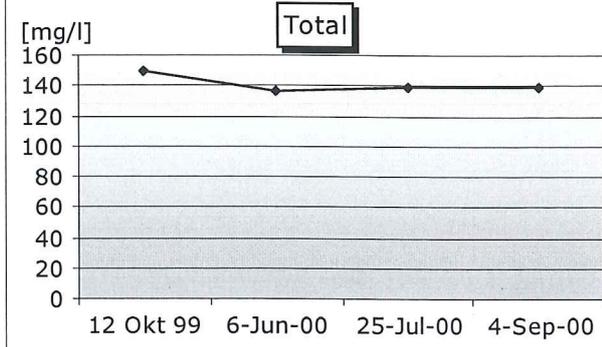
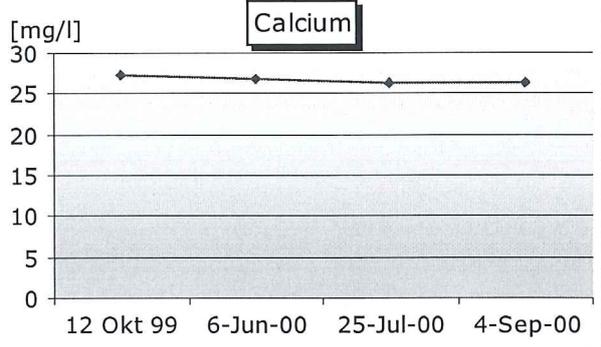
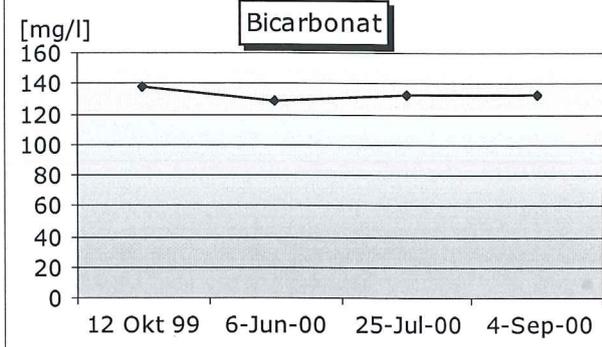
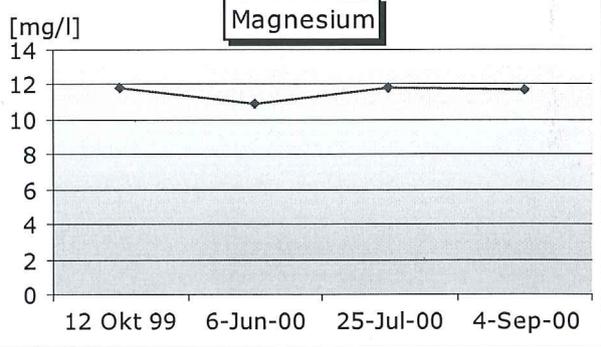
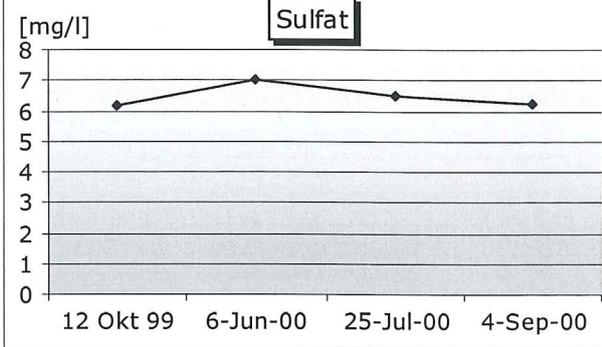
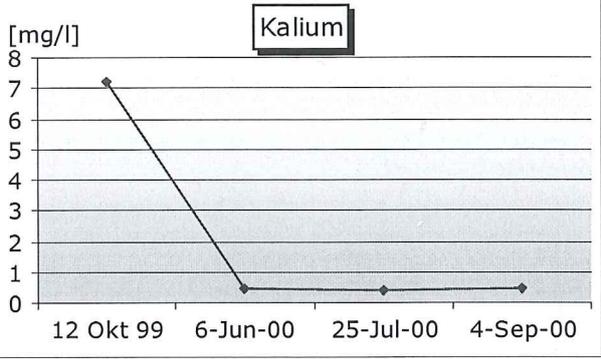
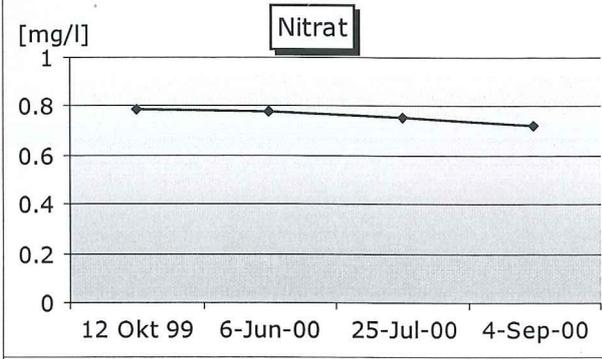
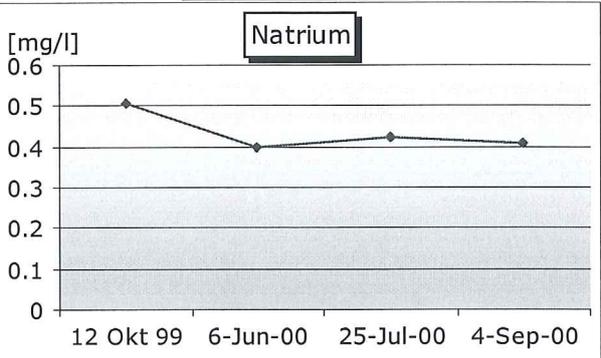
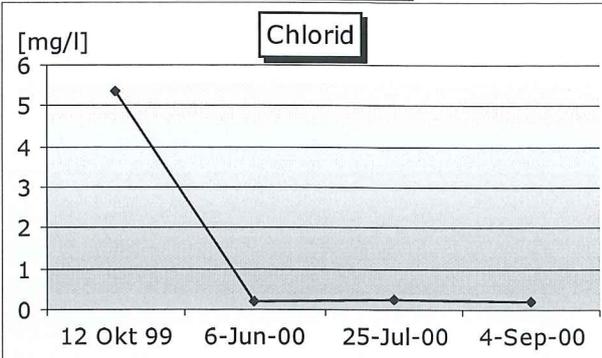


Messdaten



Anionen

Kationen

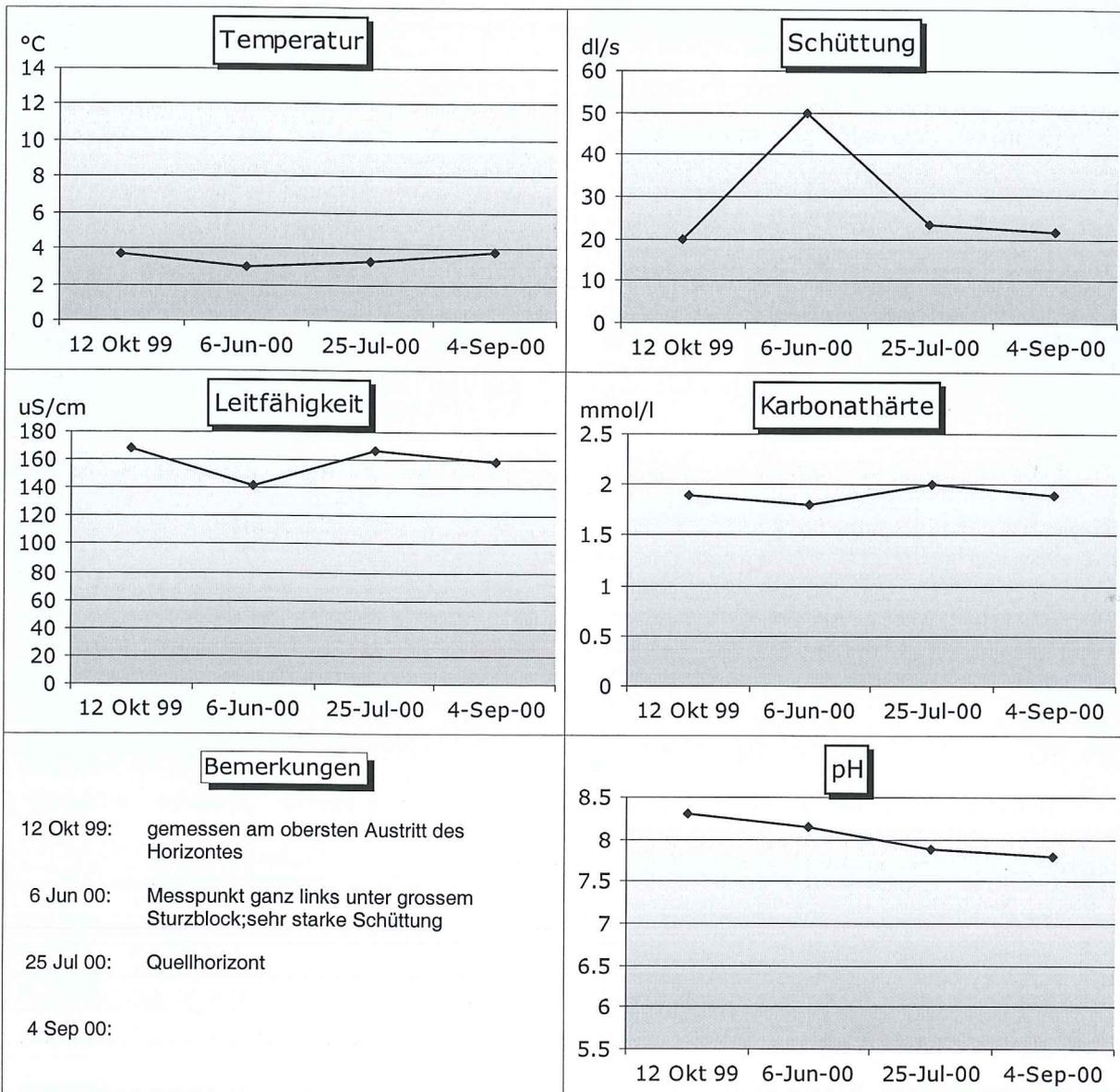


Geographische Daten

Quellnummer: q 23
X Koordinate: 807341
Y Koordinate: 175750
Höhe ü. M.: 1979
Geologie: Schuttfächer / Dolomit
Gefasst:

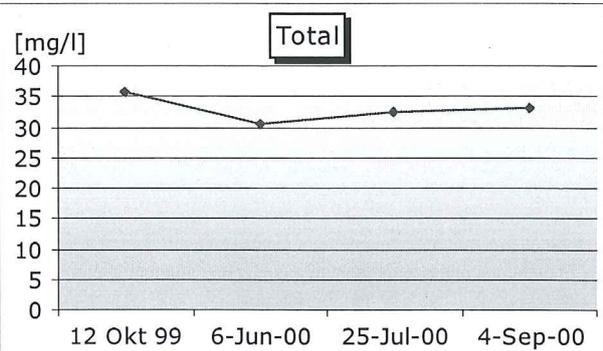
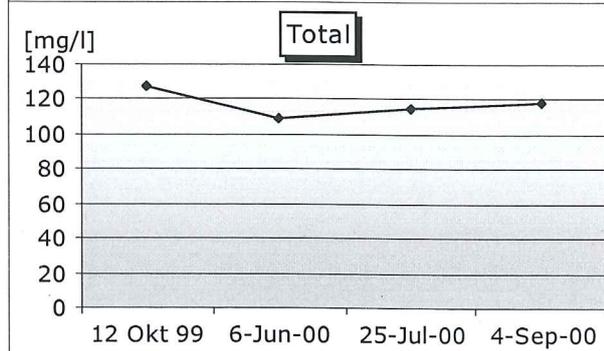
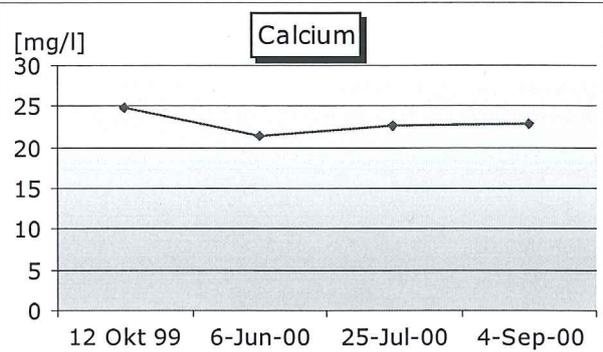
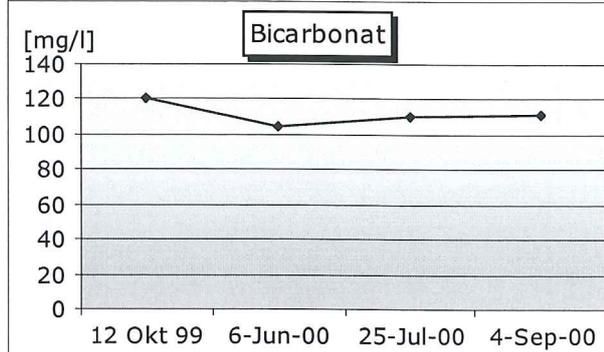
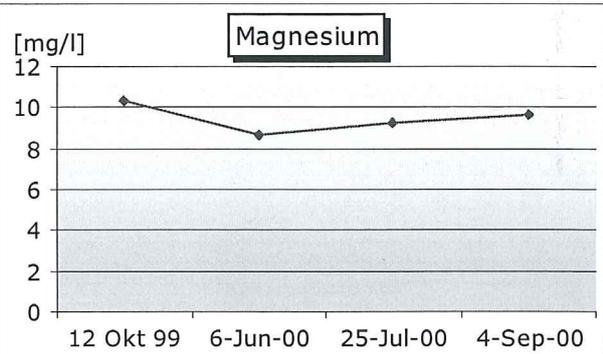
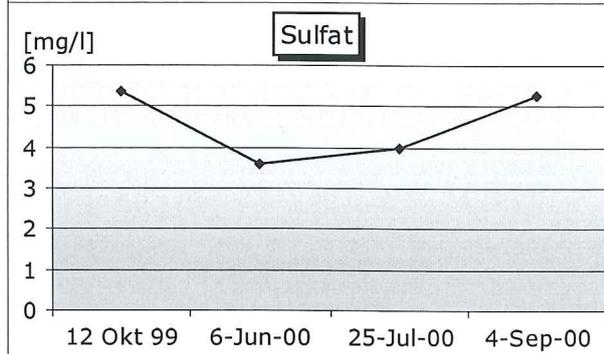
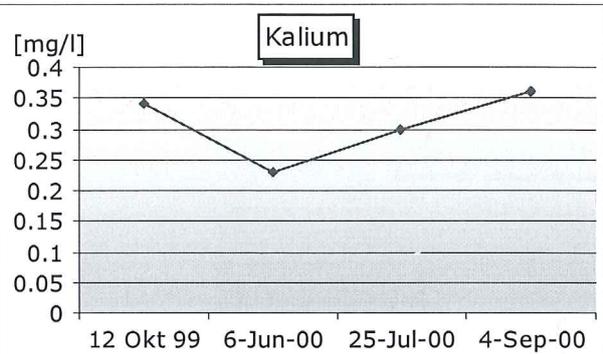
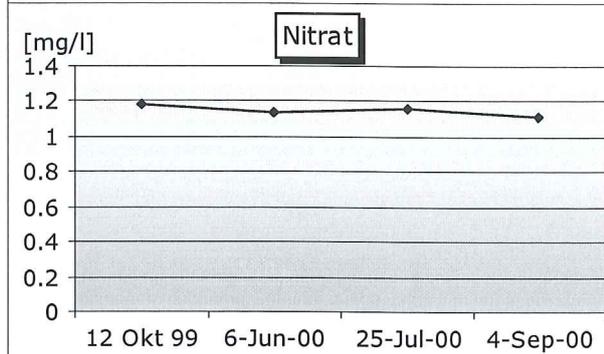
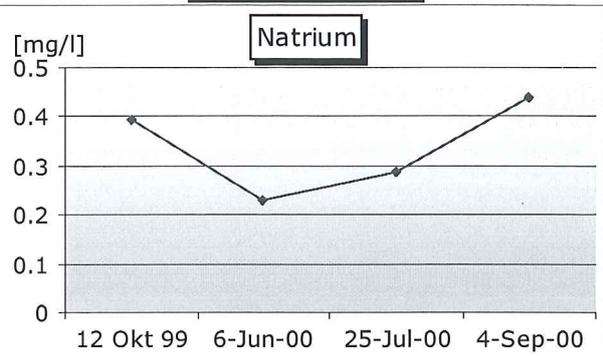
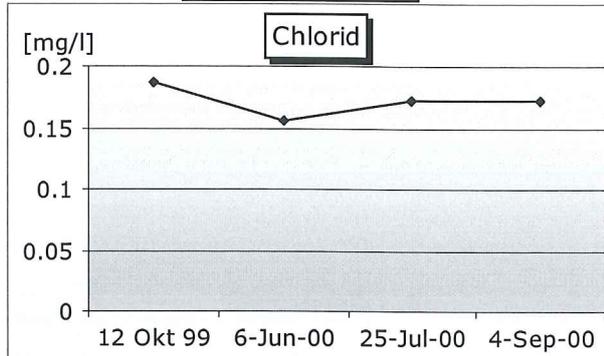


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: q 24

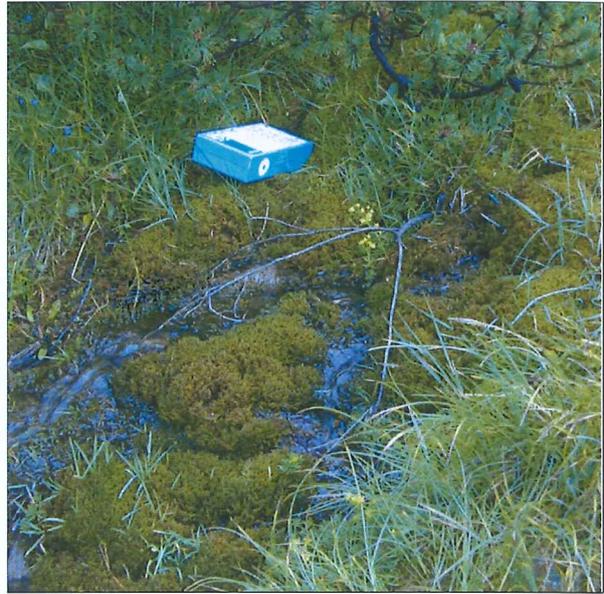
X Koordinate: 806840

Y Koordinate: 175280

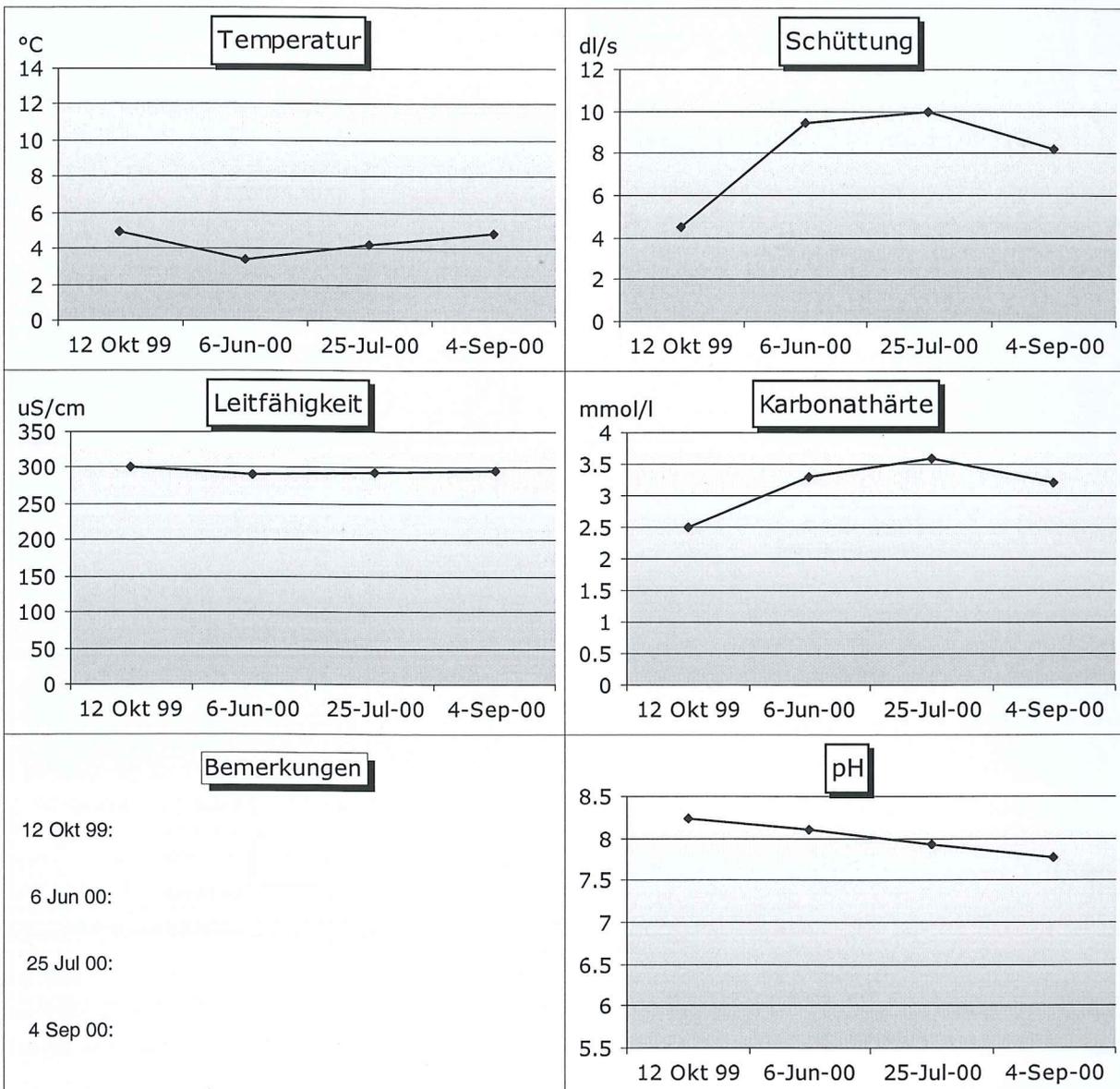
Höhe ü. M.: 1846

Geologie: Verwitterungsdecke / Dolomit

Gefasst:

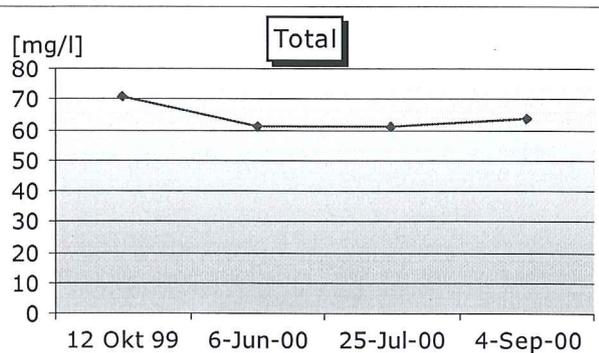
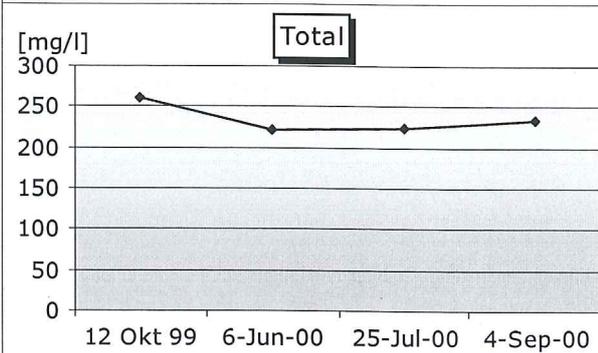
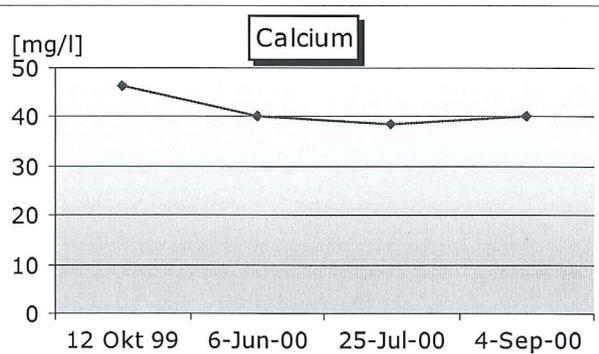
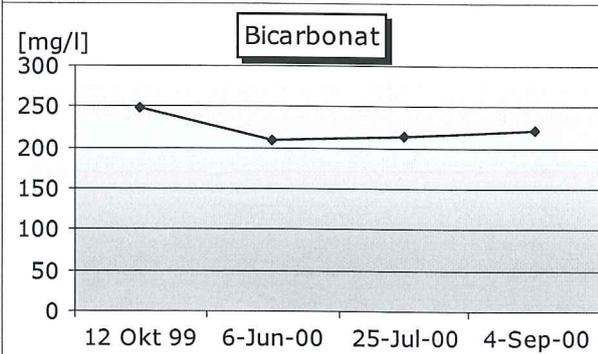
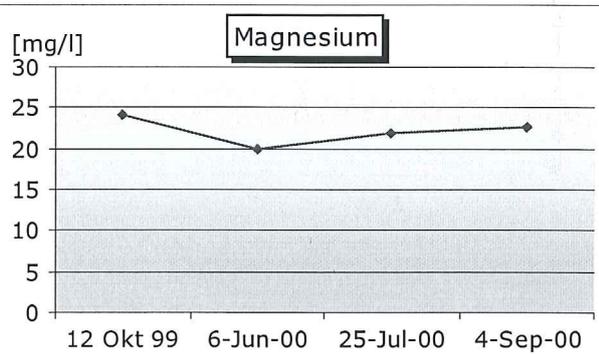
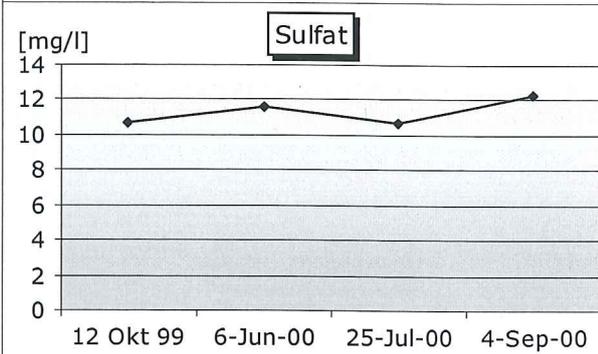
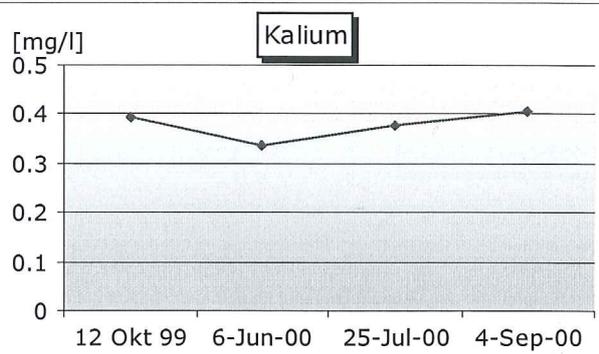
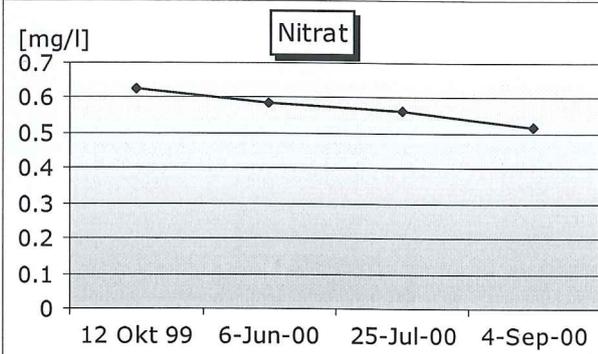
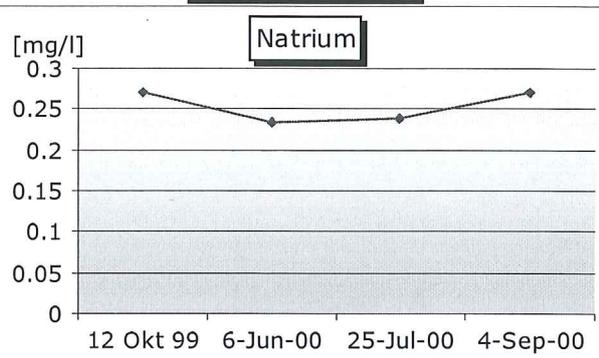
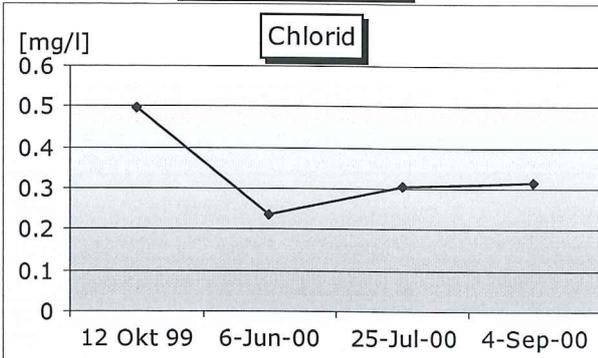


Messdaten



Anionen

Kationen



Geographische Daten

Quellnummer: q 25

X Koordinate: 806752

Y Koordinate: 175160

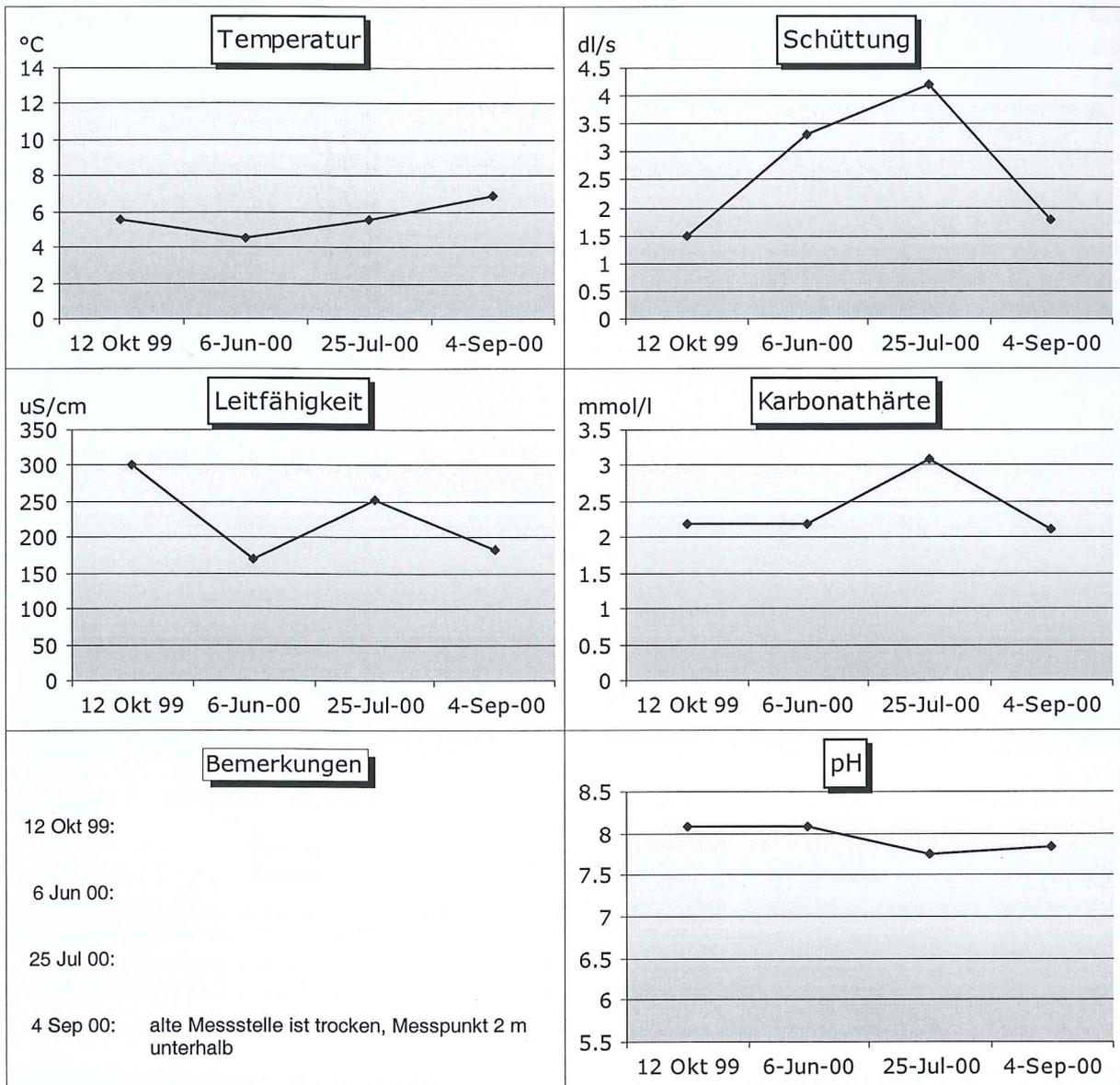
Höhe ü. M.: 1808

Geologie: Lockergestein / Dolomit / Kristallin

Gefasst:

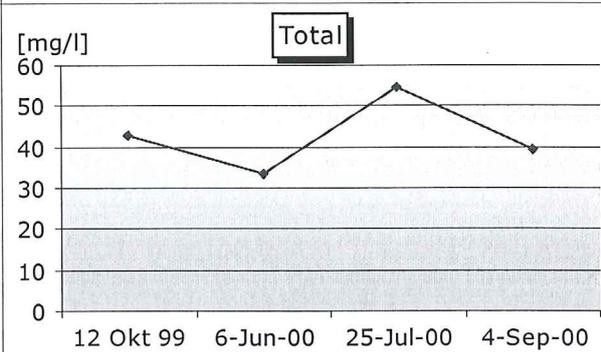
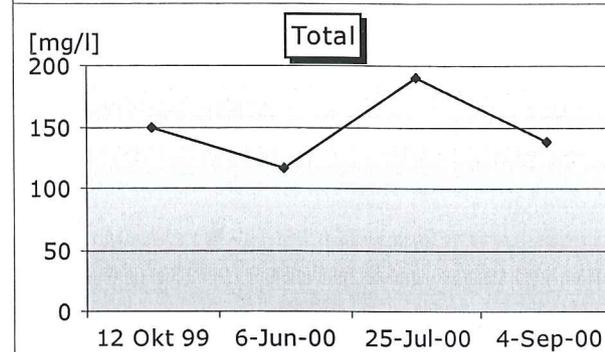
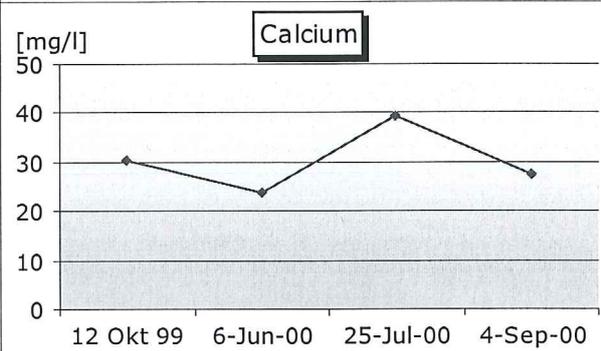
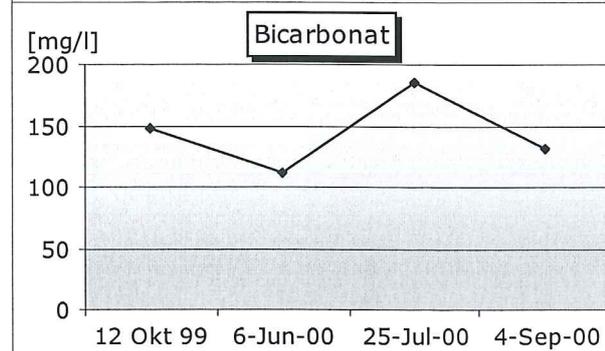
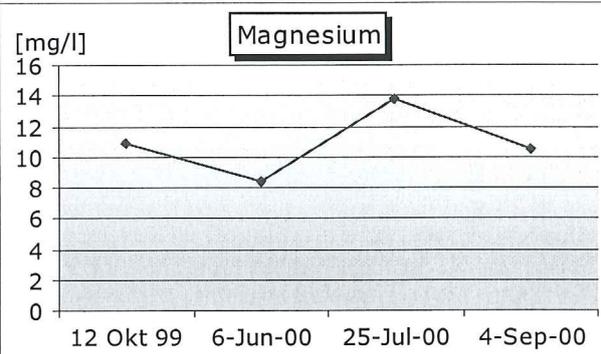
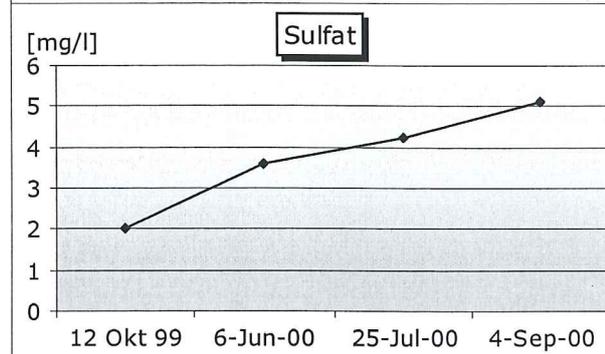
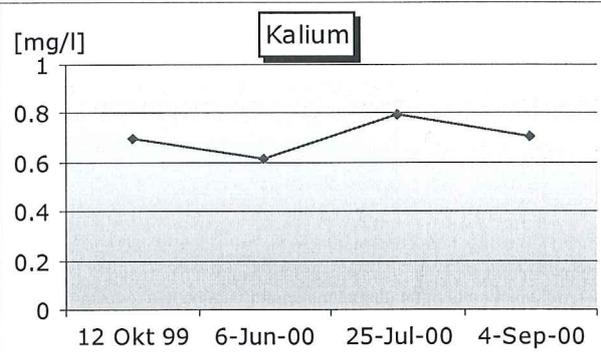
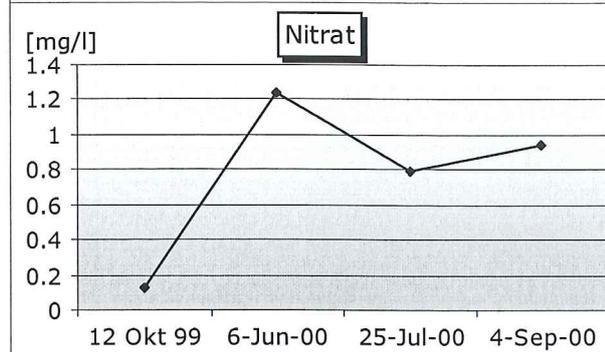
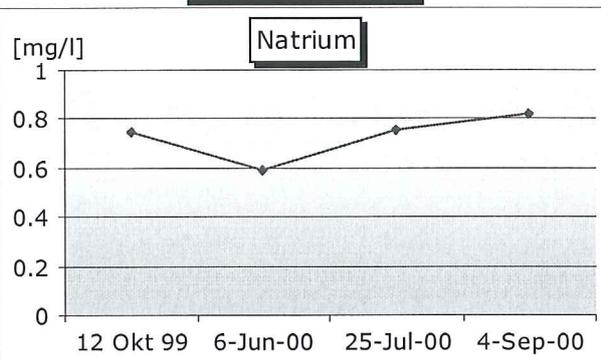
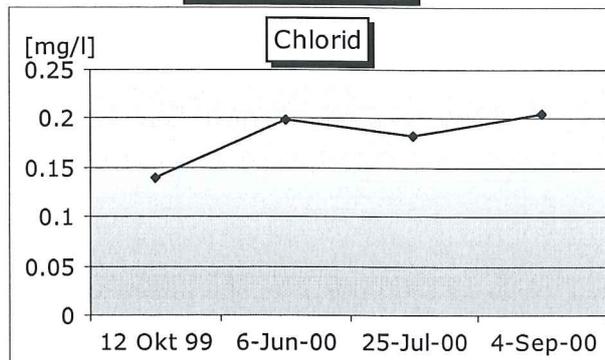


Messdaten



Anionen

Kationen



5. ANHANG

5.1. KURZÜBERSICHT

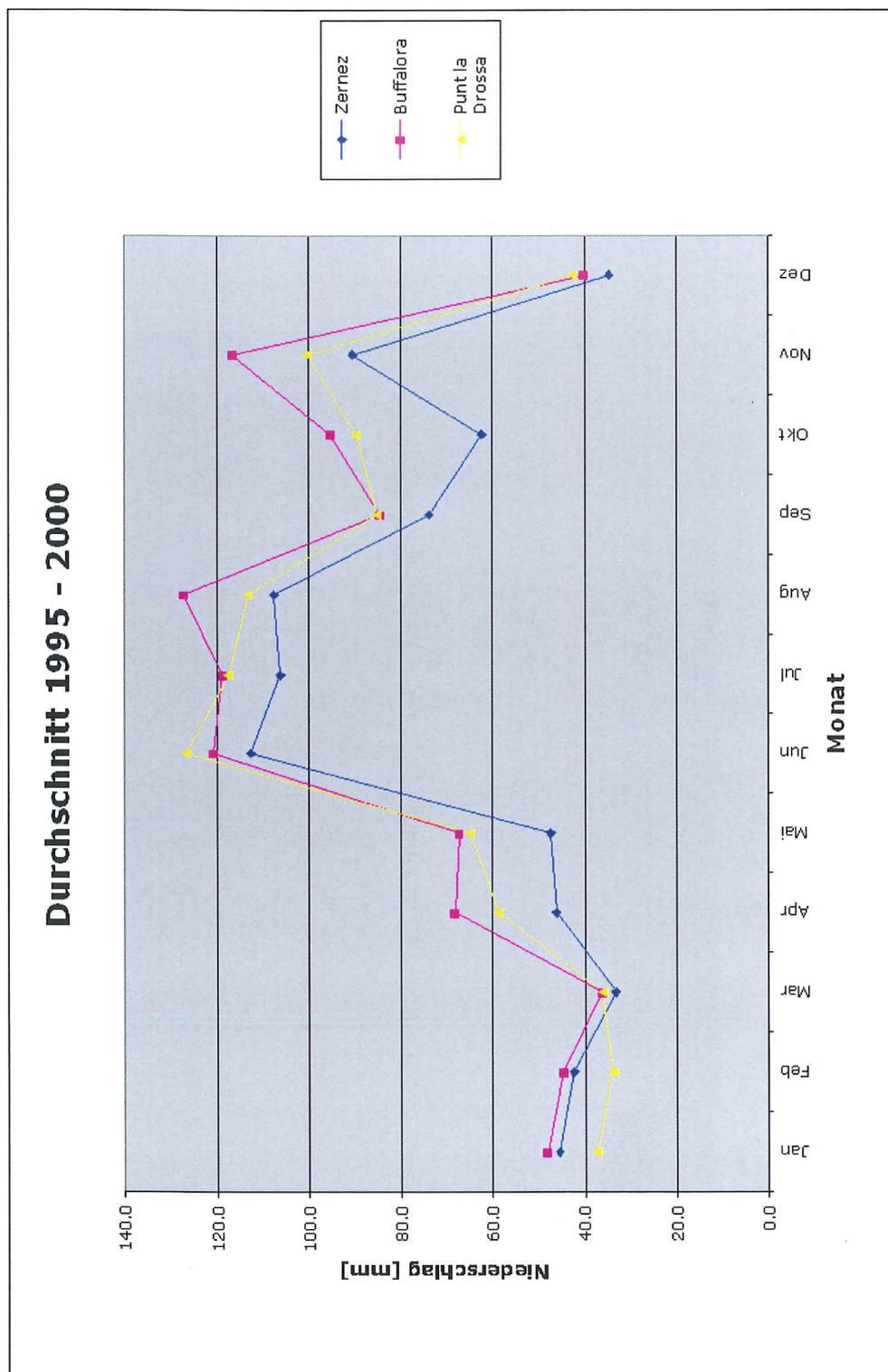
5.2. NIEDERSCHLAGSDATEN	135
Durchschnittswerte der Jahre 1995 bis 2000	135
Niederschlagswerte während der Messperiode	136
5.3. THEMATISCHE KARTEN.....	137
Hydrogeologische Karte der Val Laschadura	137
Quellentyp	138
Mittlere Schüttung [dl/s].....	139
Prozentuale Schüttungsschwankung [%].....	140
Mittlere Temperatur [°C]	141
Maximale Temperaturschwankung [°C]	142
Elektrische Leitfähigkeit [uS/cm].....	143
pH	144
Natrium [mg/l].....	145
Kalium [mg/l].....	146
Na / K [meq/l]	147
Calcium [mg/l]	148
Magnesium [mg/l]	149
Ca / Mg [meq/l].....	150
Chlorid [mg/l]	151
Nitrat [mg/l]	152
Sulfat [mg/l].....	153
Bicarbonat [mg/l].....	154
Anionen Total [mg/l].....	155
Kationen Total [mg/l].....	156
5.4. NUMERISCHE RESULTATE DER QUELLMESSUNGEN	157
5.5. GEOGRAPHISCHE DATEN DER QUELLEN	182
5.6. GEOGRAPHISCHE DATEN DER ERRATIKER.....	183
5.7. CD – ROM	184
5.7.1. Inhalt	184
5.7.2. CDROM:\BILDER\>	184
5.7.3. CDROM:\ARCVIEW\>	188
5.7.4. CDROM:\ARBEIT\>	190

Die hier publizierten Niederschlagswerte der Stationen Buffalora, Zernez und Punt la Drossa wurden mit freundlicher Unterstützung von der **METEO SCHWEIZ (SMA)** zur Verfügung gestellt.

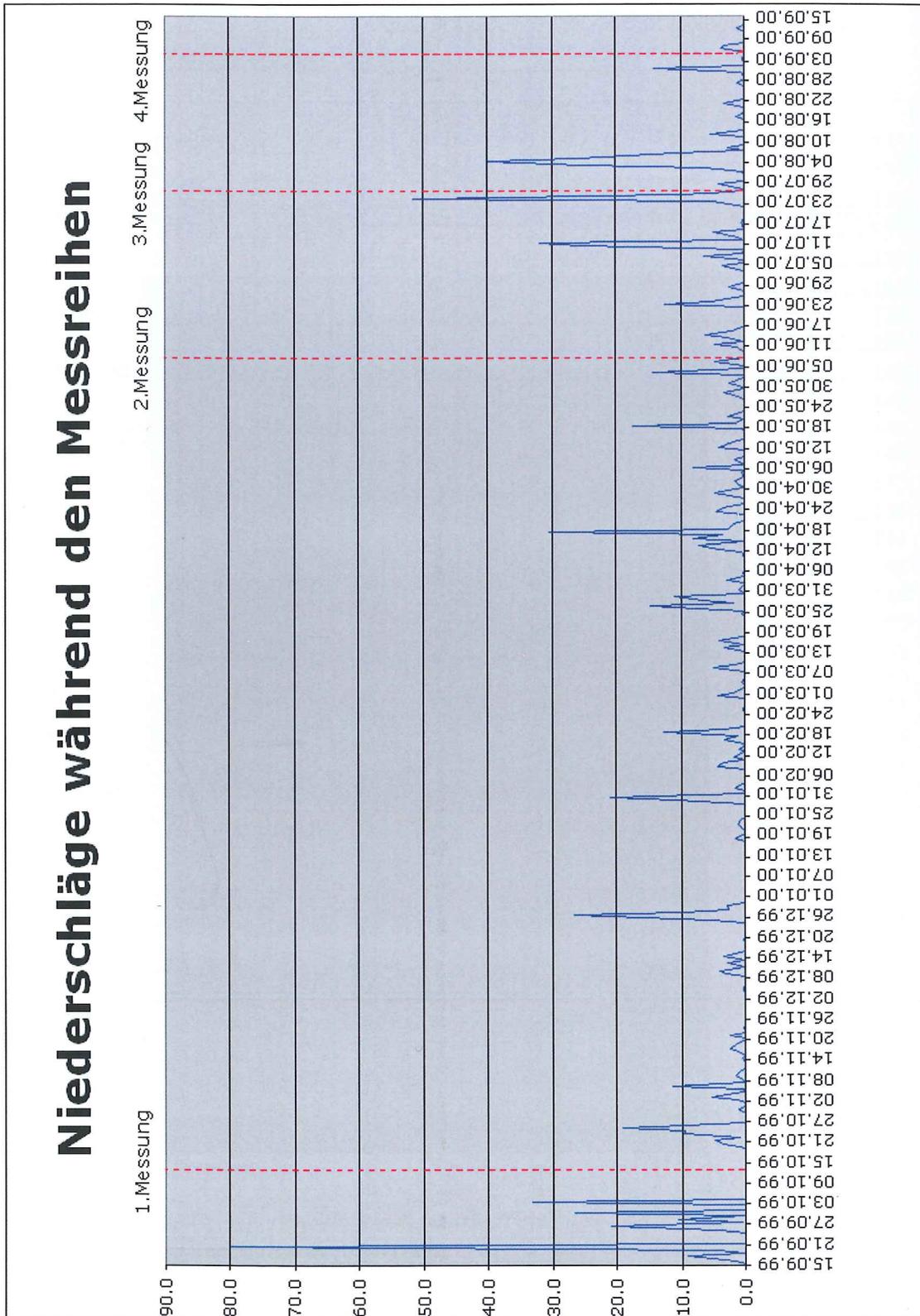
Die topographische Kartengrundlage der thematischen Karten stammt vom **Meliorations- und Vermessungsamt in Chur.**

5.2. NIEDERSCHLAGSDATEN

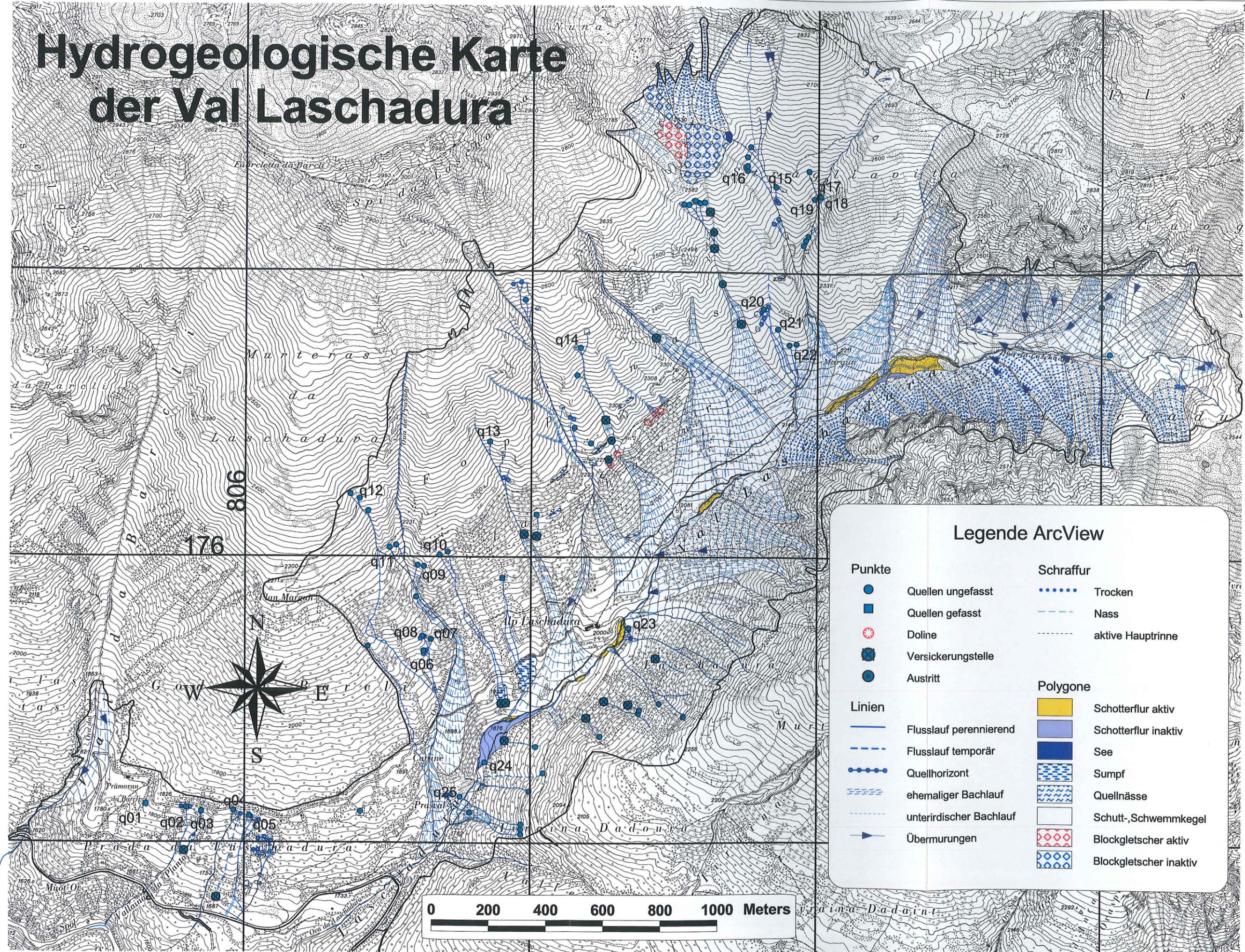
Durchschnittswerte der Jahre 1995 bis 2000



Niederschlagswerte während der Messperiode



Hydrogeologische Karte der Val Laschadura

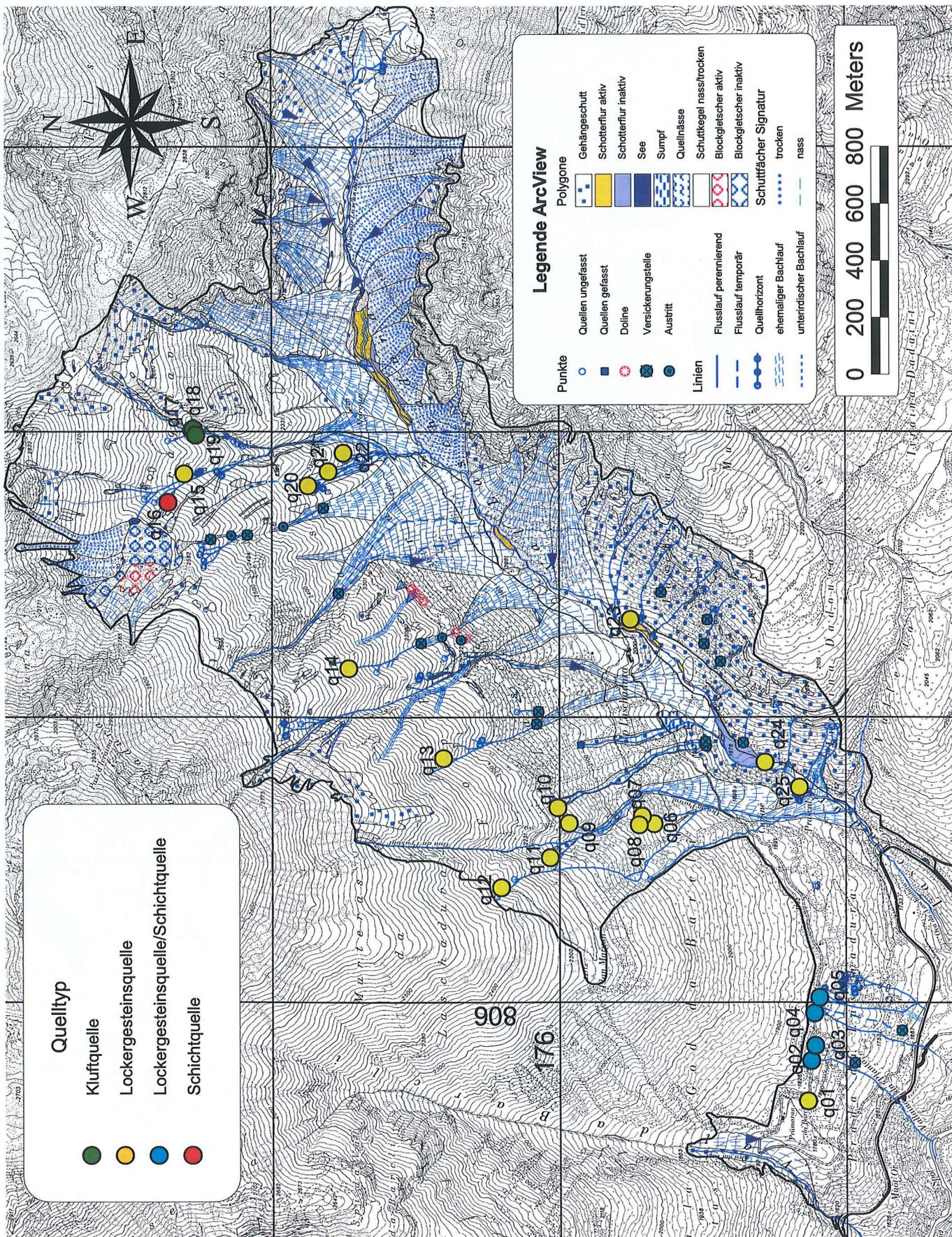


Legende ArcView

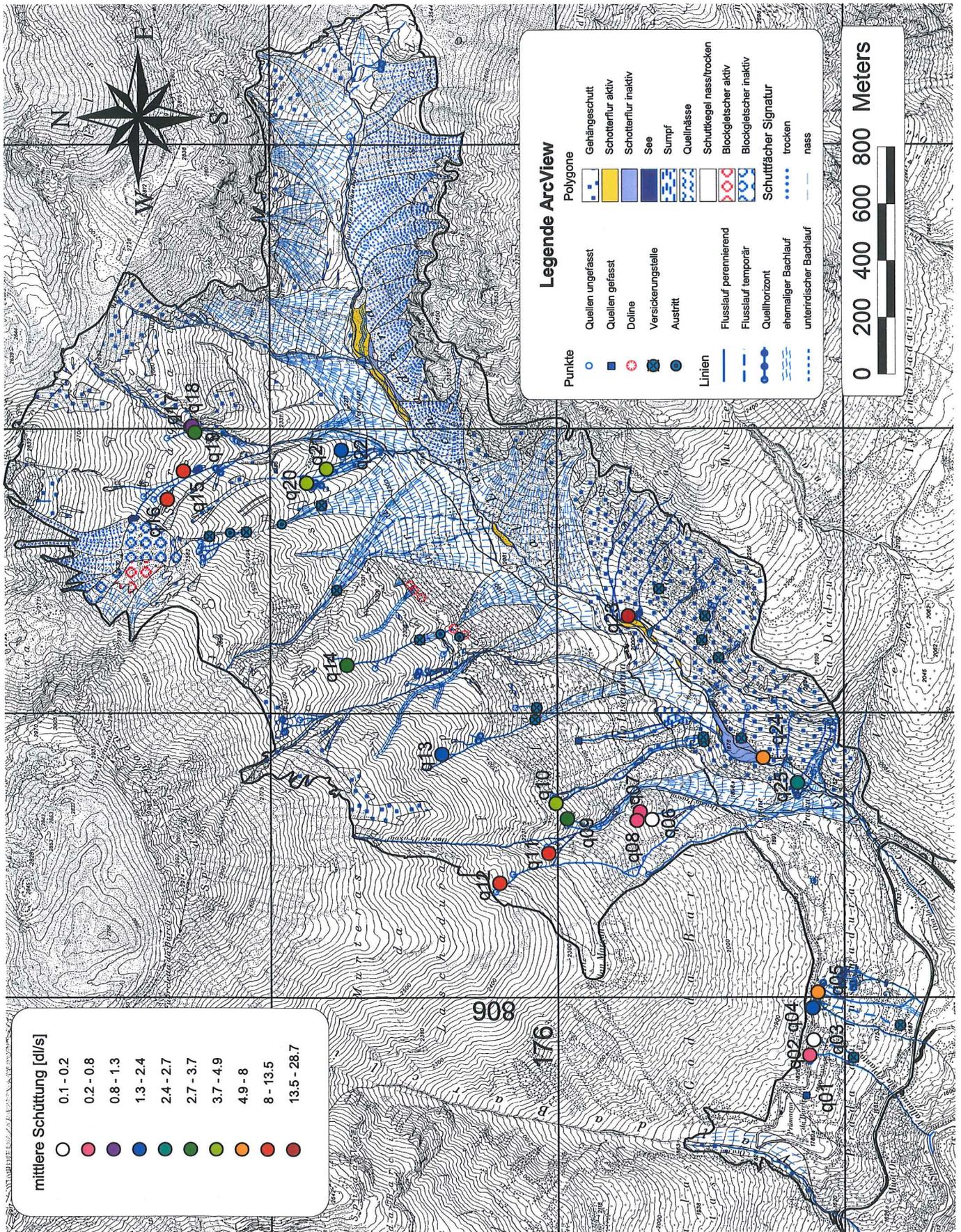
Punkte	Quellen ungefasst	Trocken
Quellen gefasst	Nass	aktive Haupttrinne
Doline	Versickerungsstelle	Polygone
Austritt	Schotterflur aktiv	Schotterflur inaktiv
Linien	Flusslauf perennierend	See
Flusslauf temporär	Quellhorizont	Sumpf
ehemaliger Bachlauf	unterirdischer Bachlauf	Quellnässe
Übermürungen	Schutt-, Schwemmkegel	Blockgletscher aktiv
	Blockgletscher inaktiv	



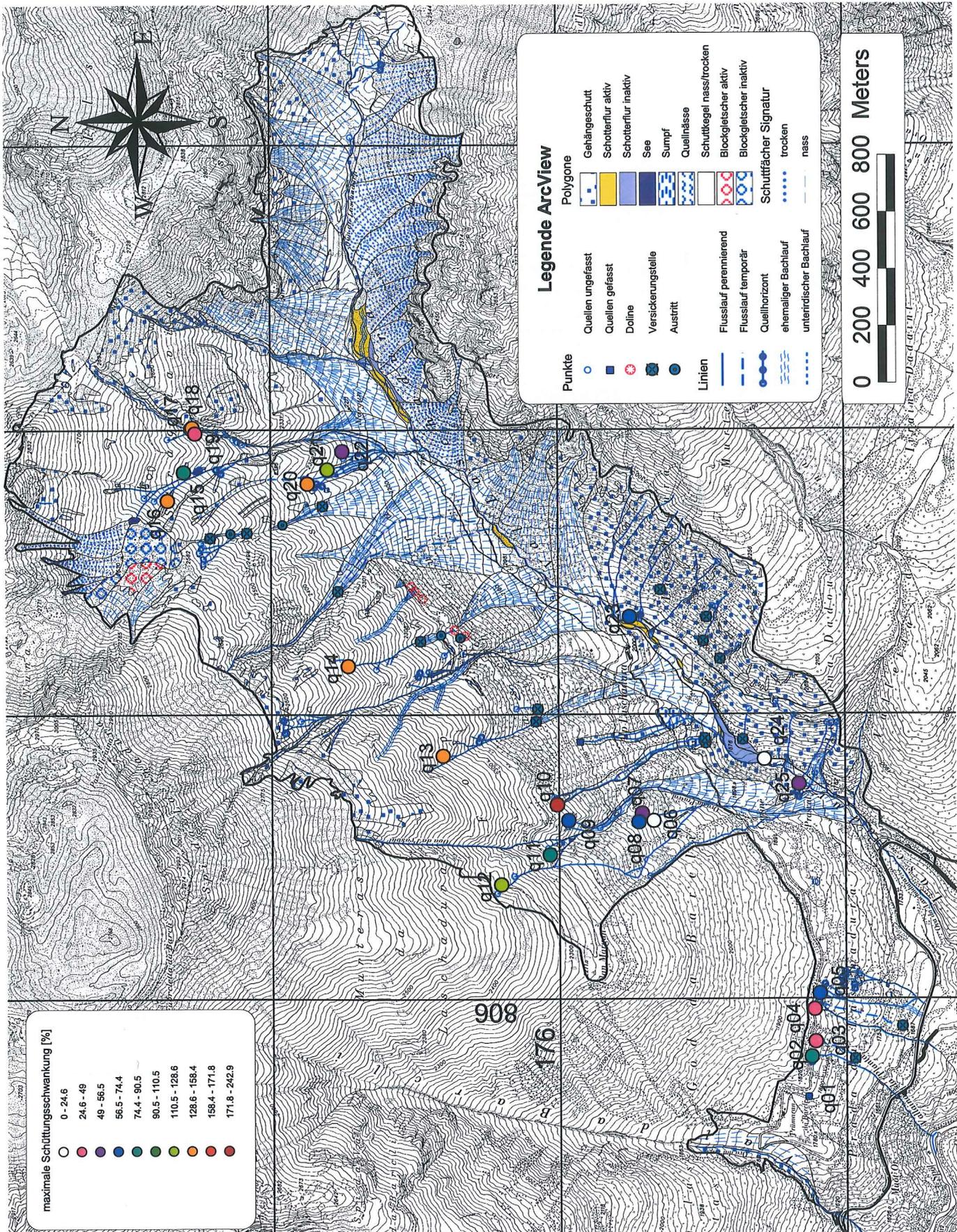
Quelltyp



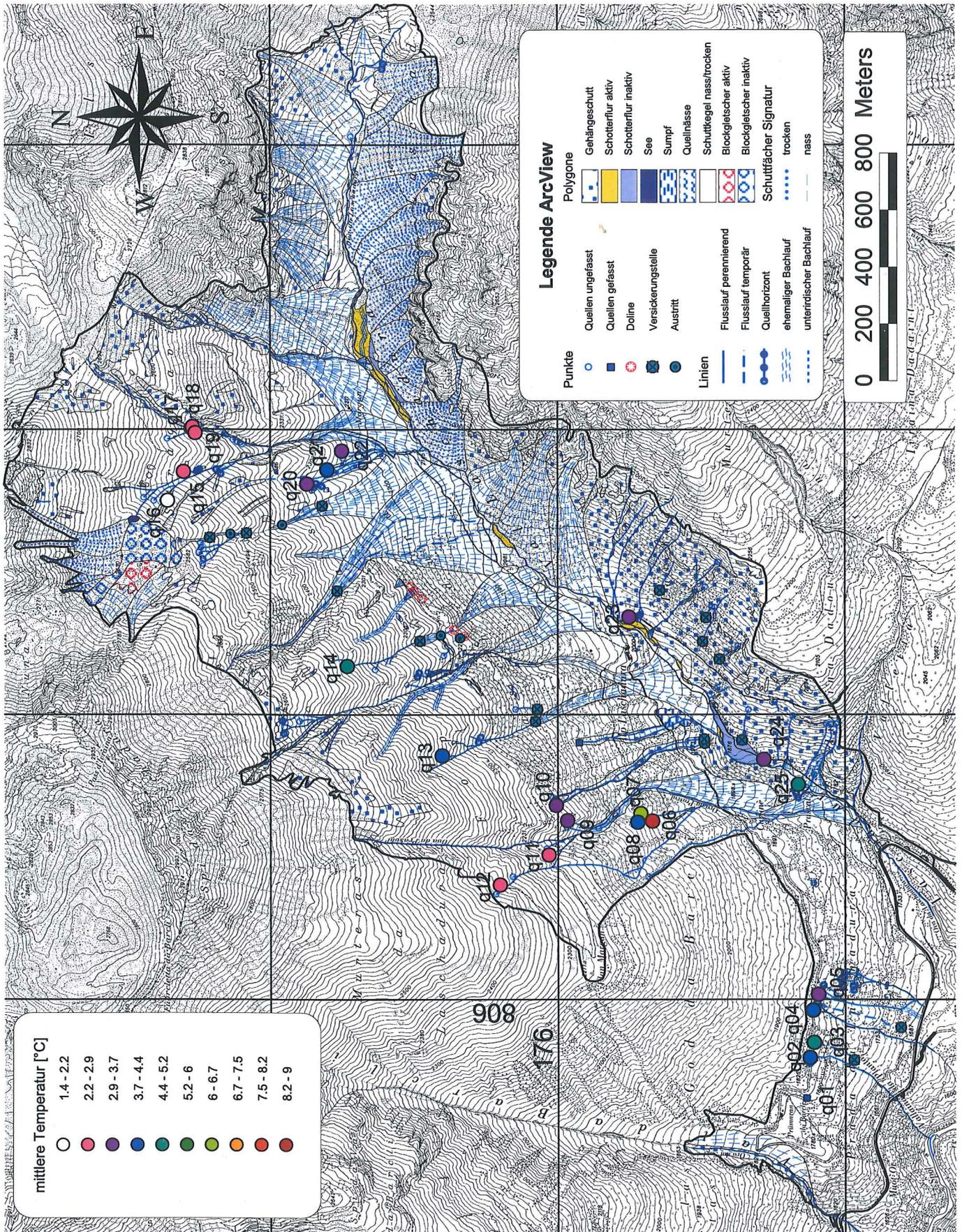
Mittlere Schüttung [dl/s]



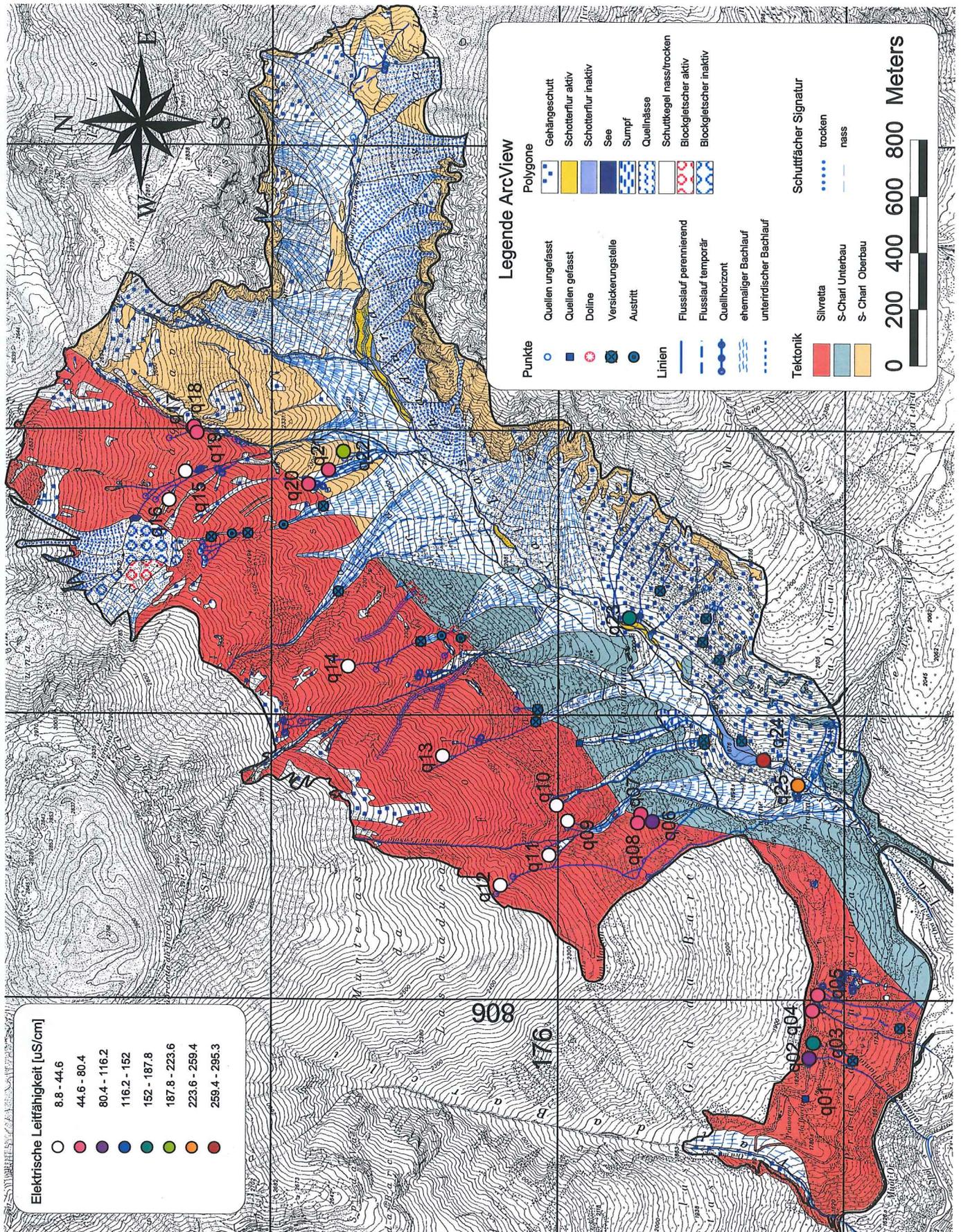
Prozentuale Schüttungsschwankung [%]



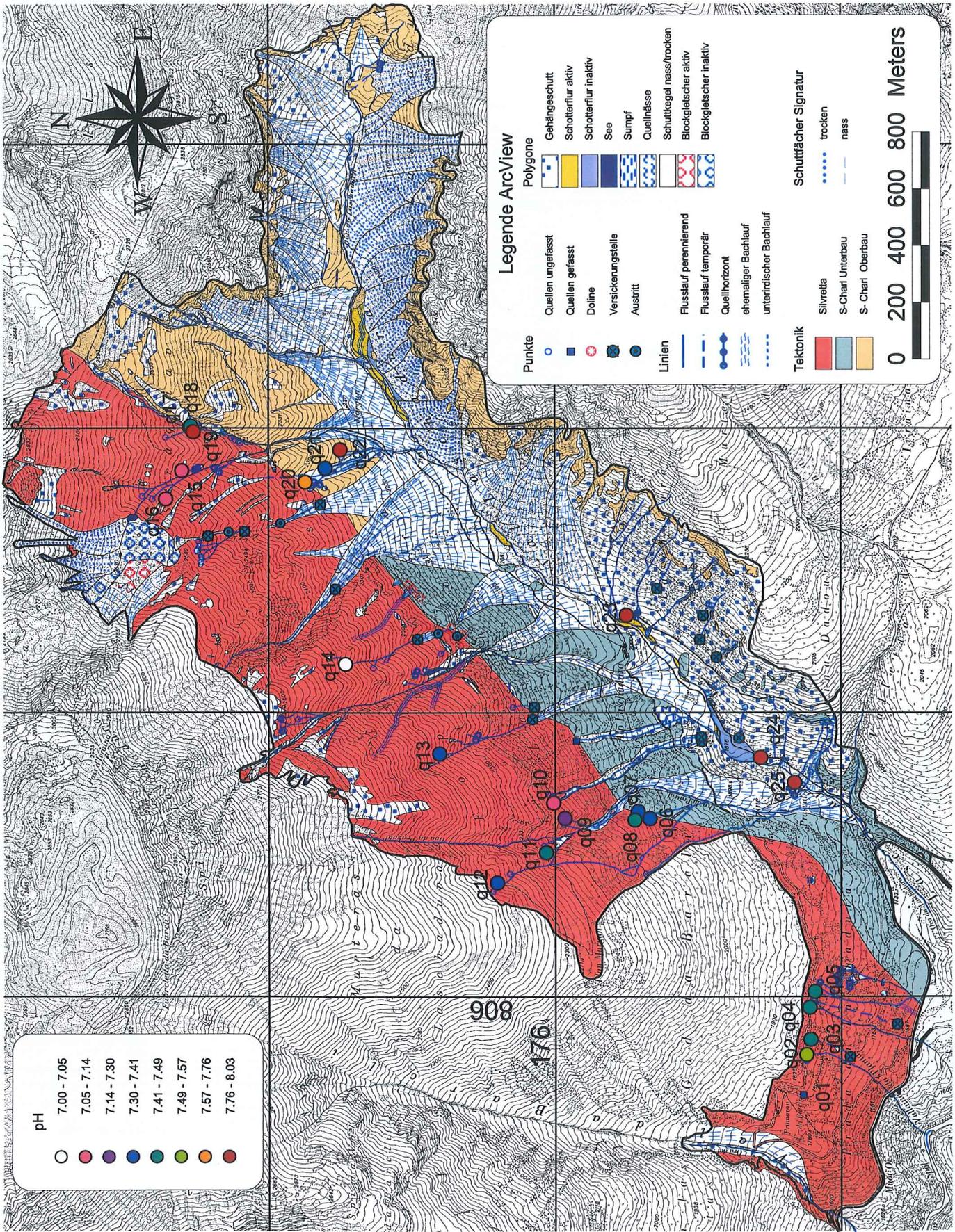
Mittlere Temperatur [°C]



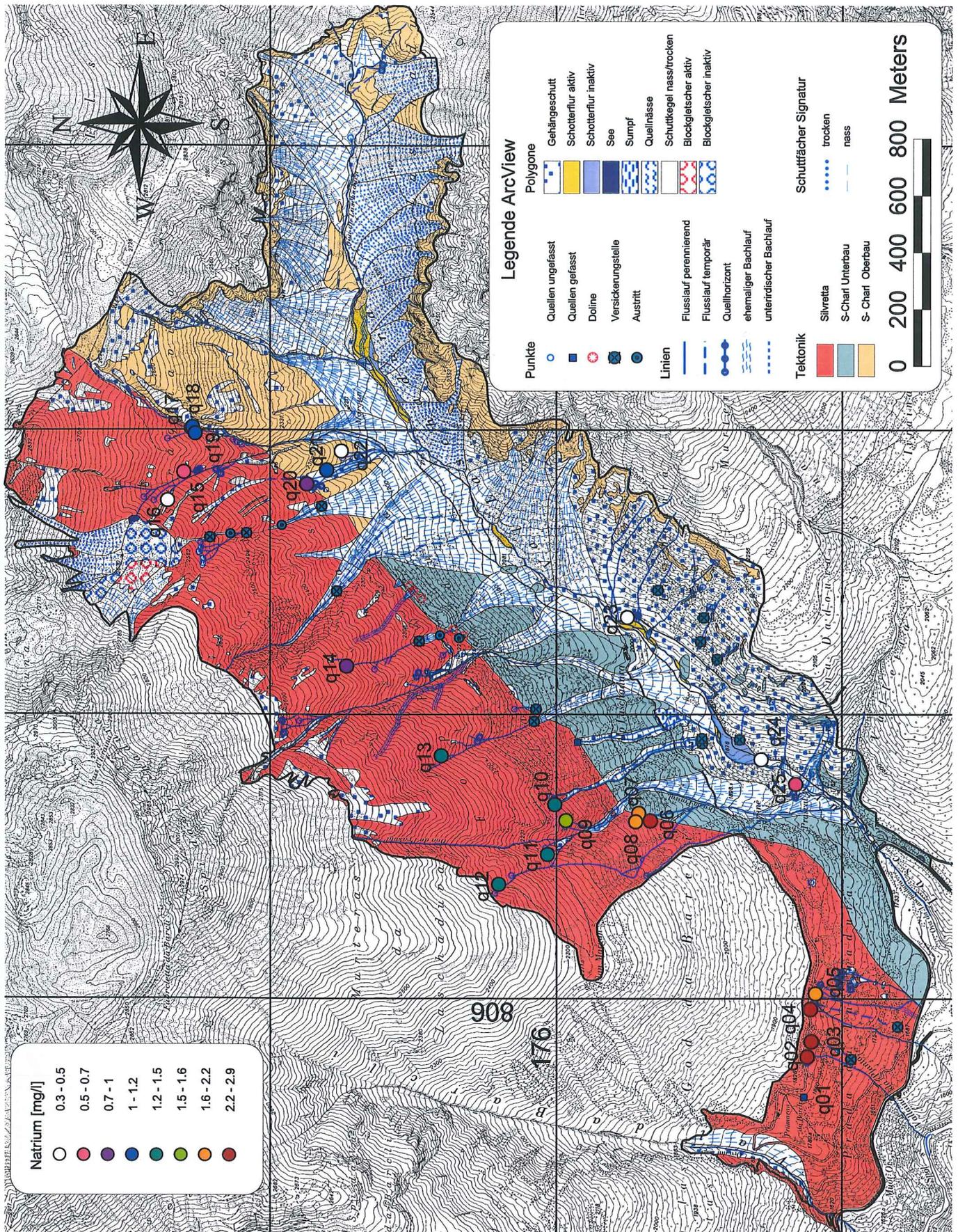
Elektrische Leitfähigkeit [uS/cm]



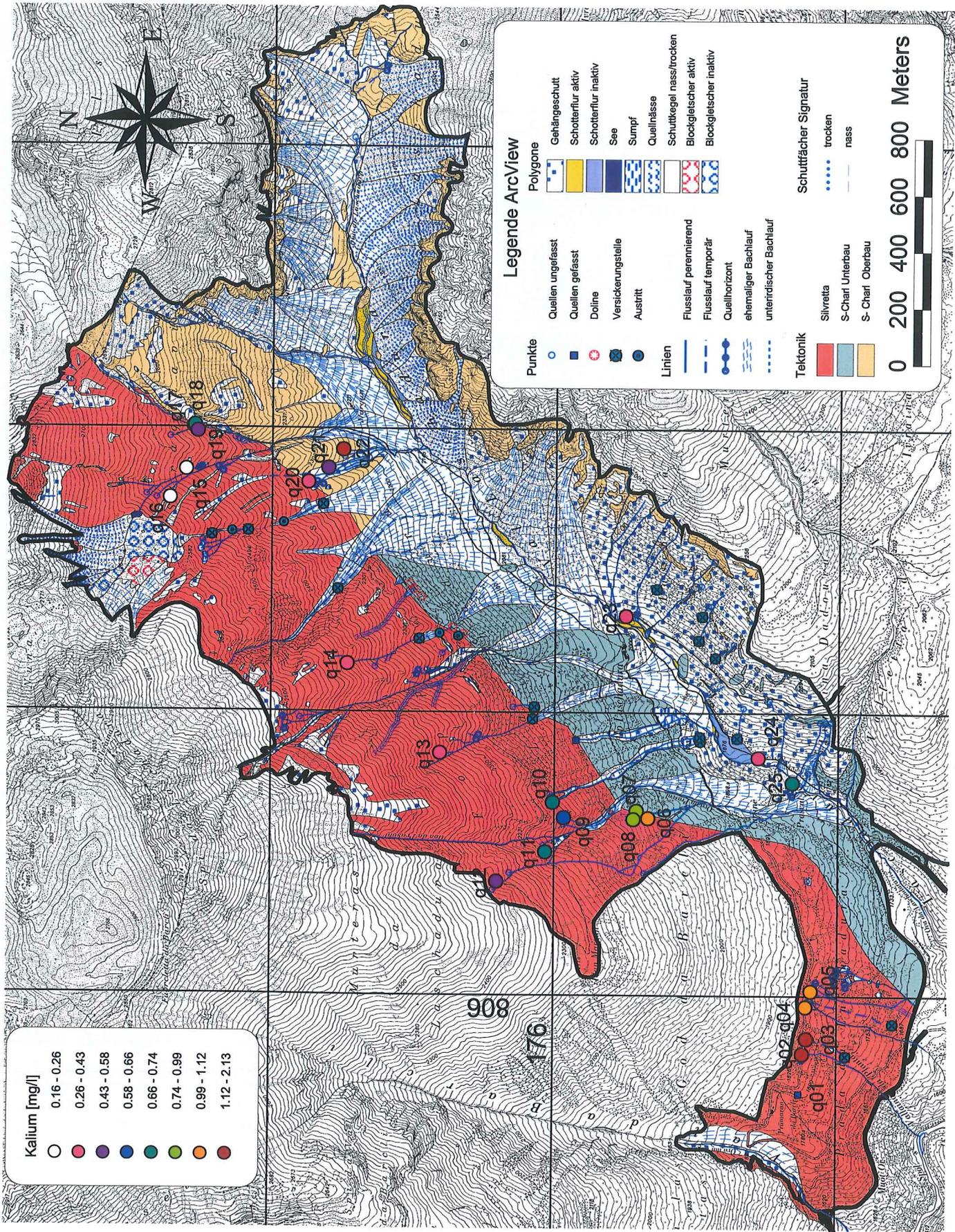
pH



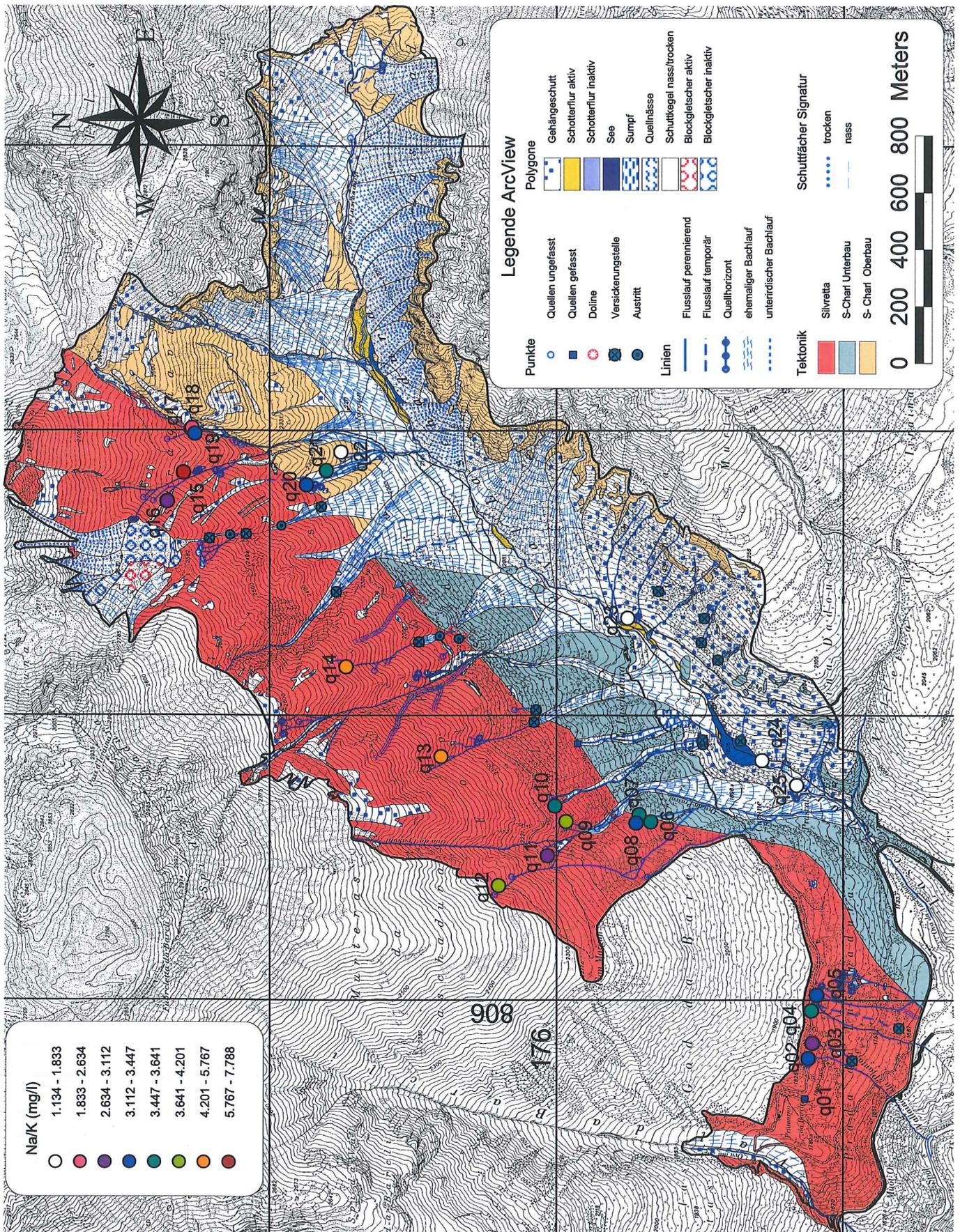
Natrium [mg/l]



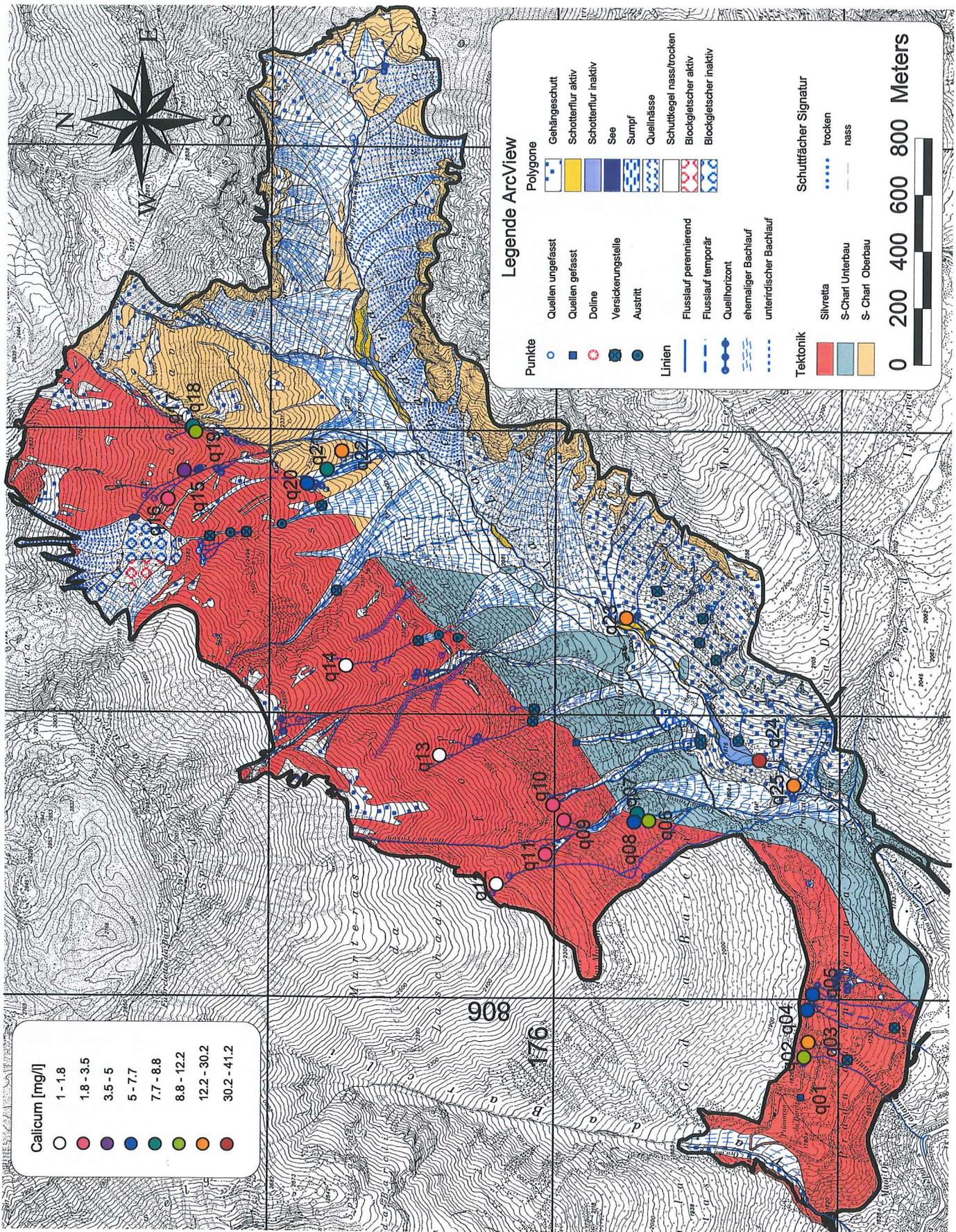
Kalium [mg/l]



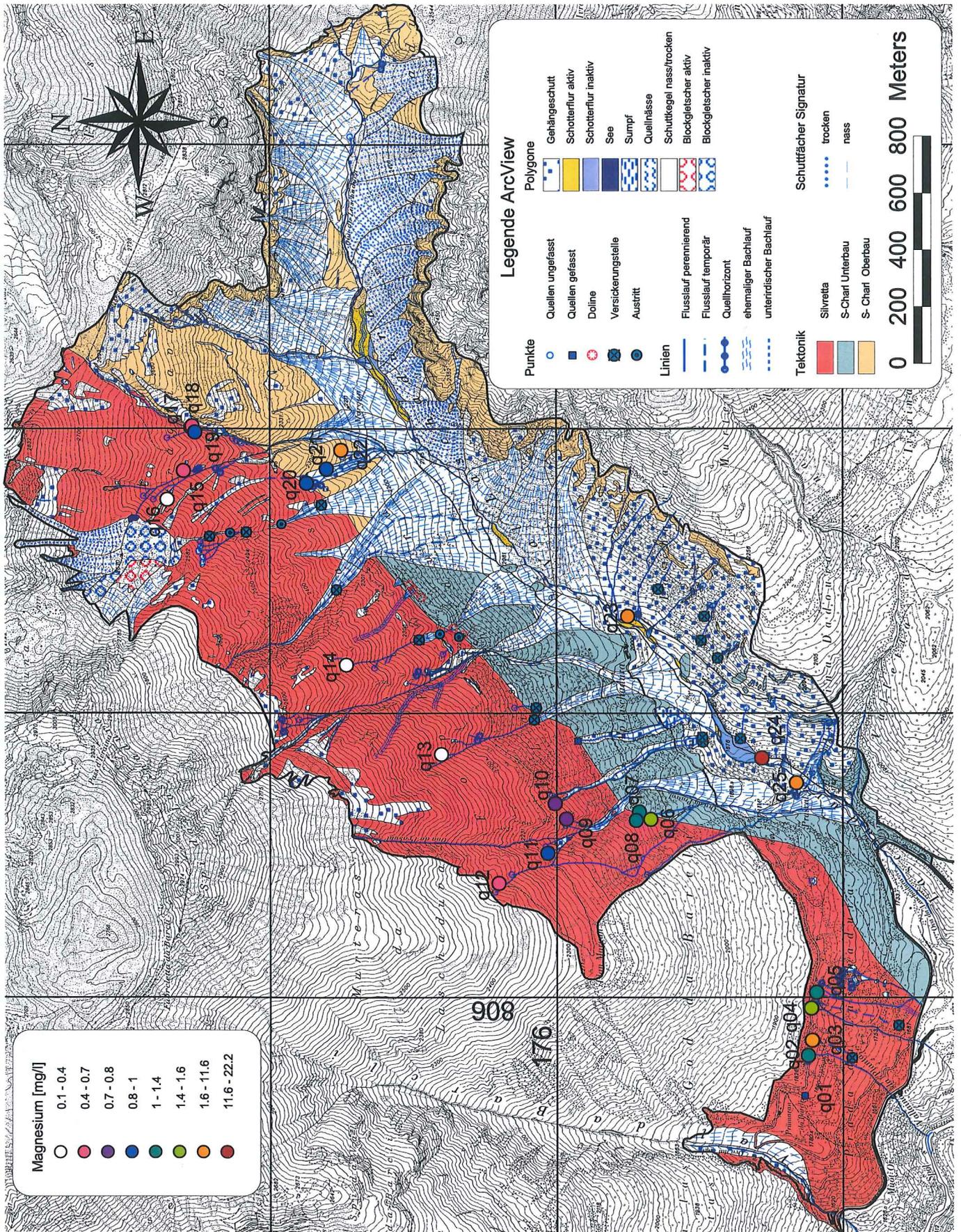
Na / K [meq/l]



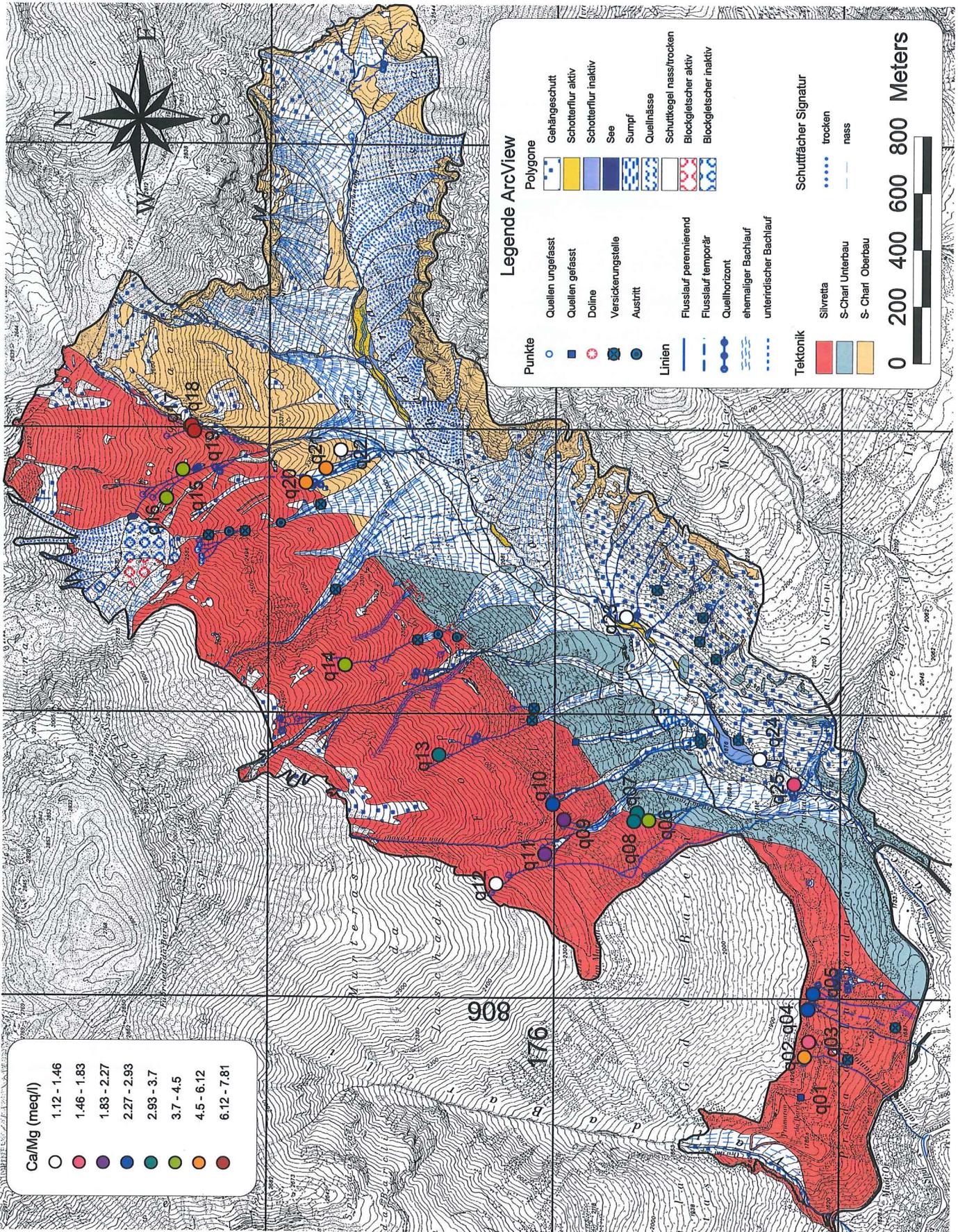
Calcium [mg/l]



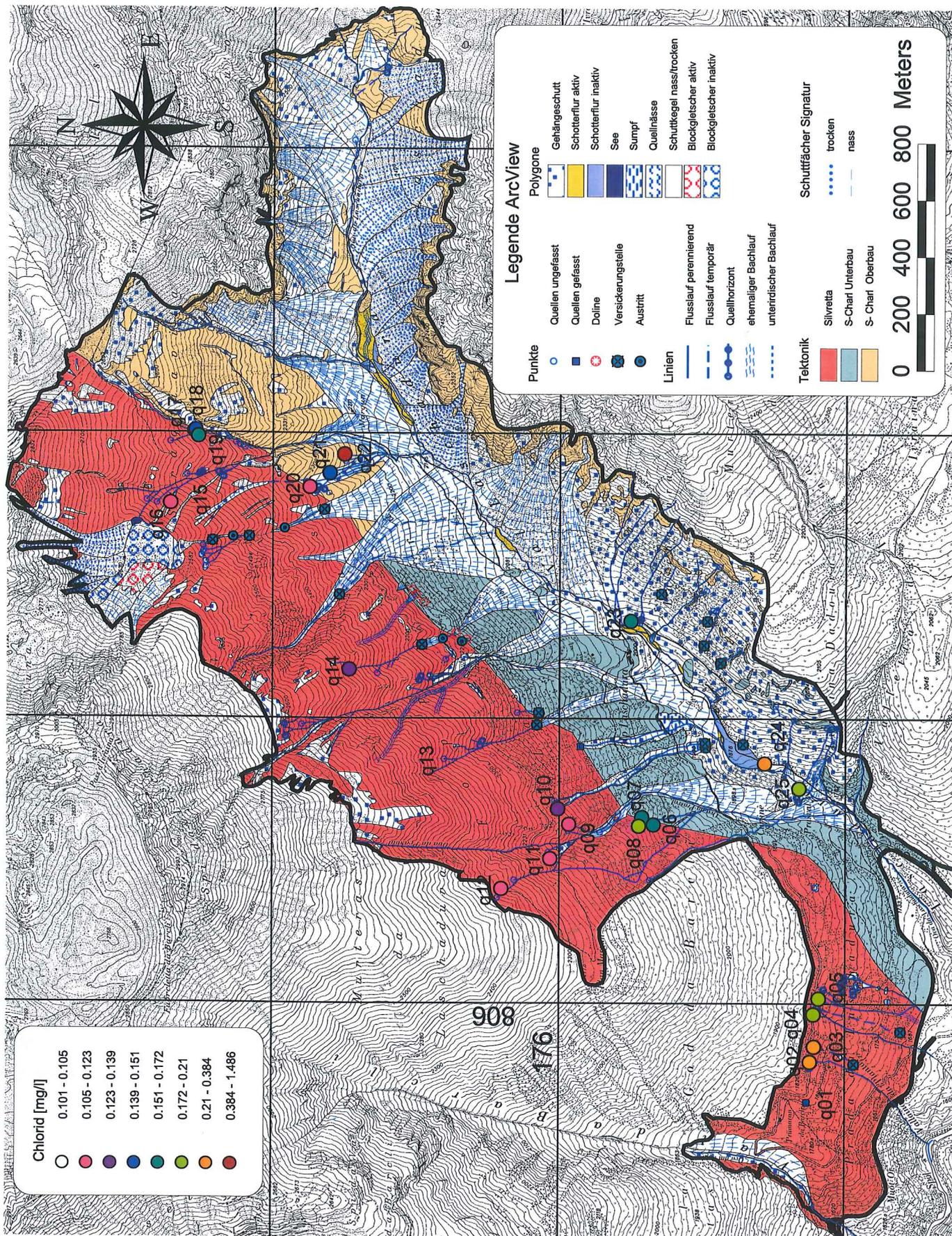
Magnesium [mg/l]



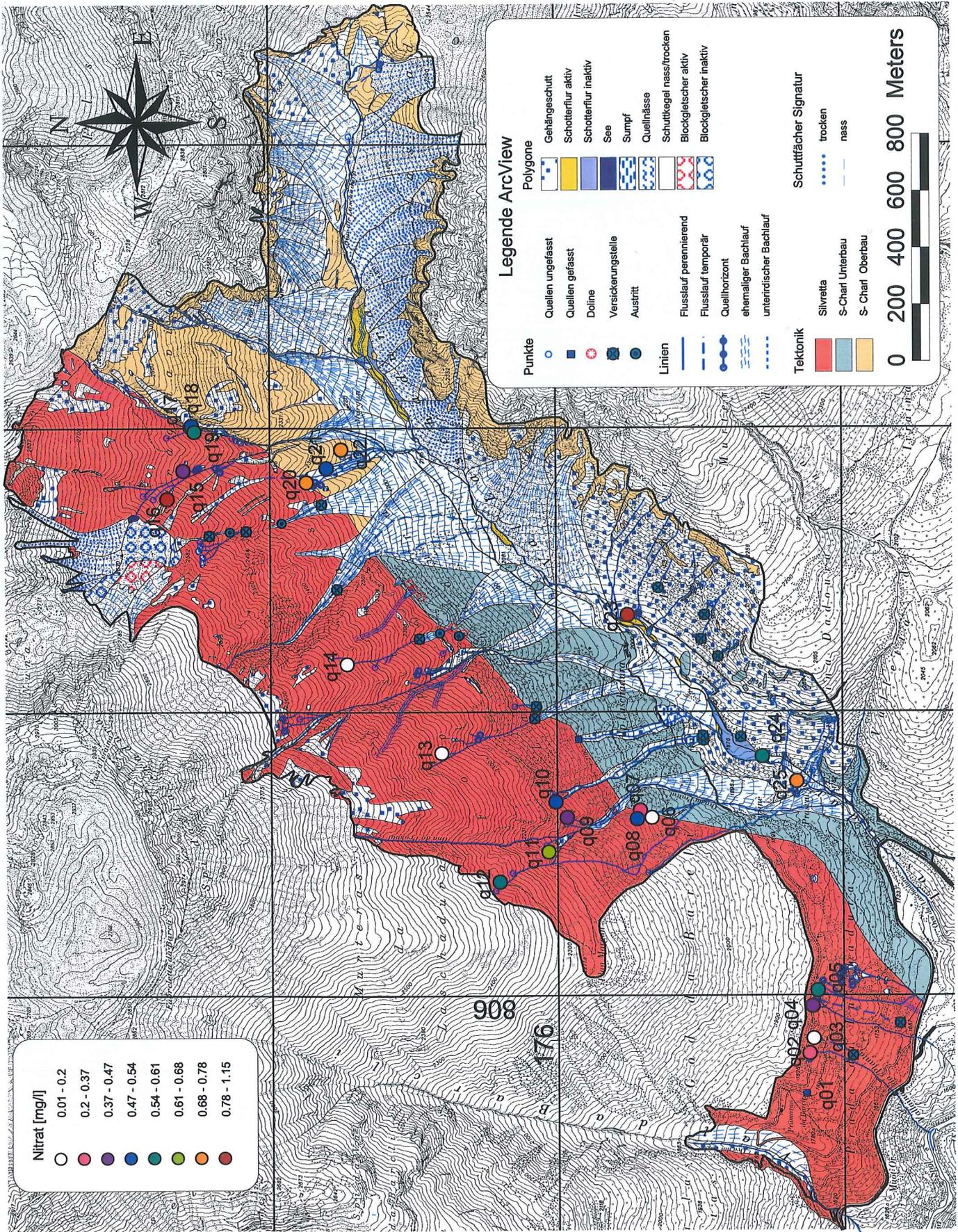
Ca / Mg [meq/l]



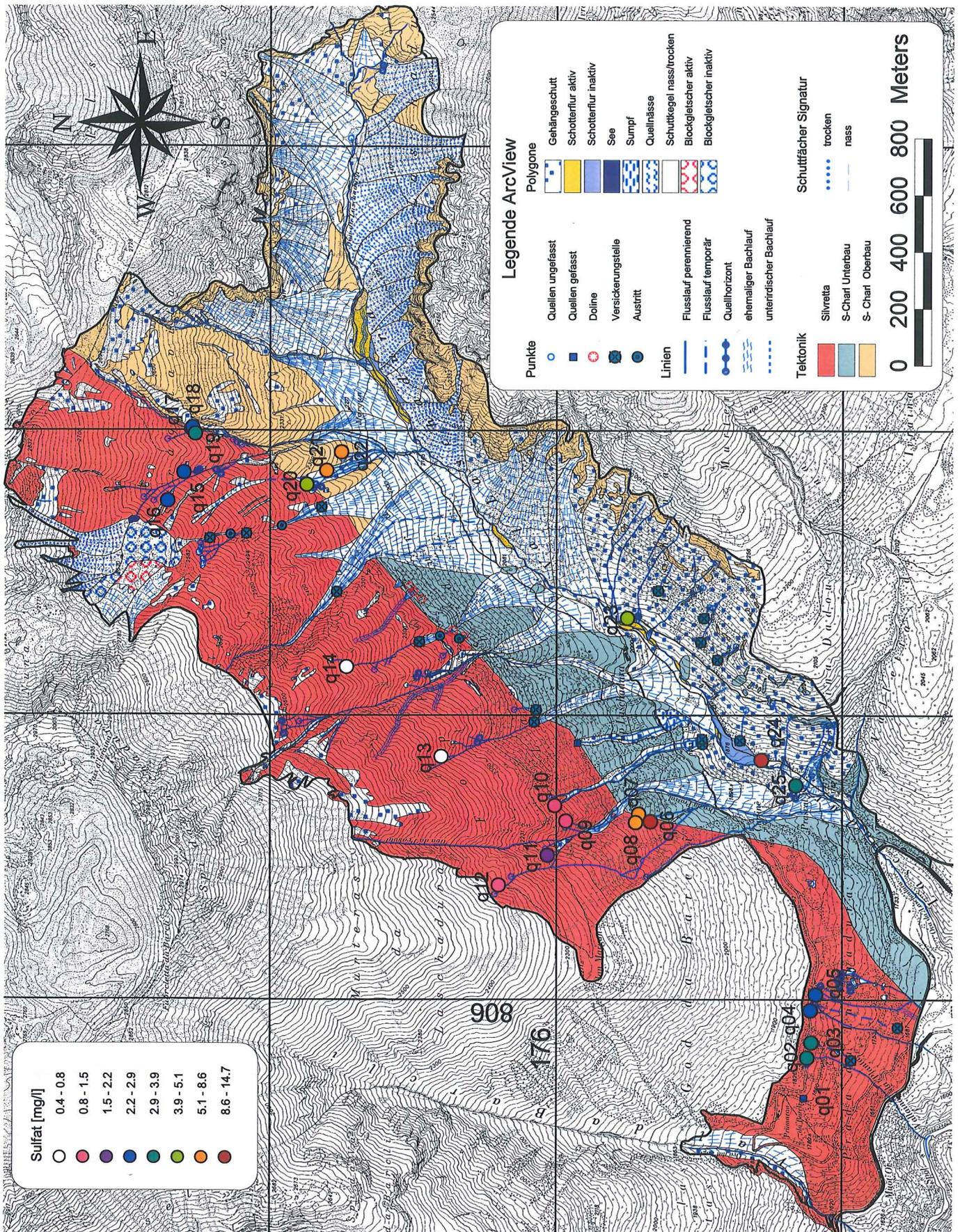
Chlorid [mg/l]



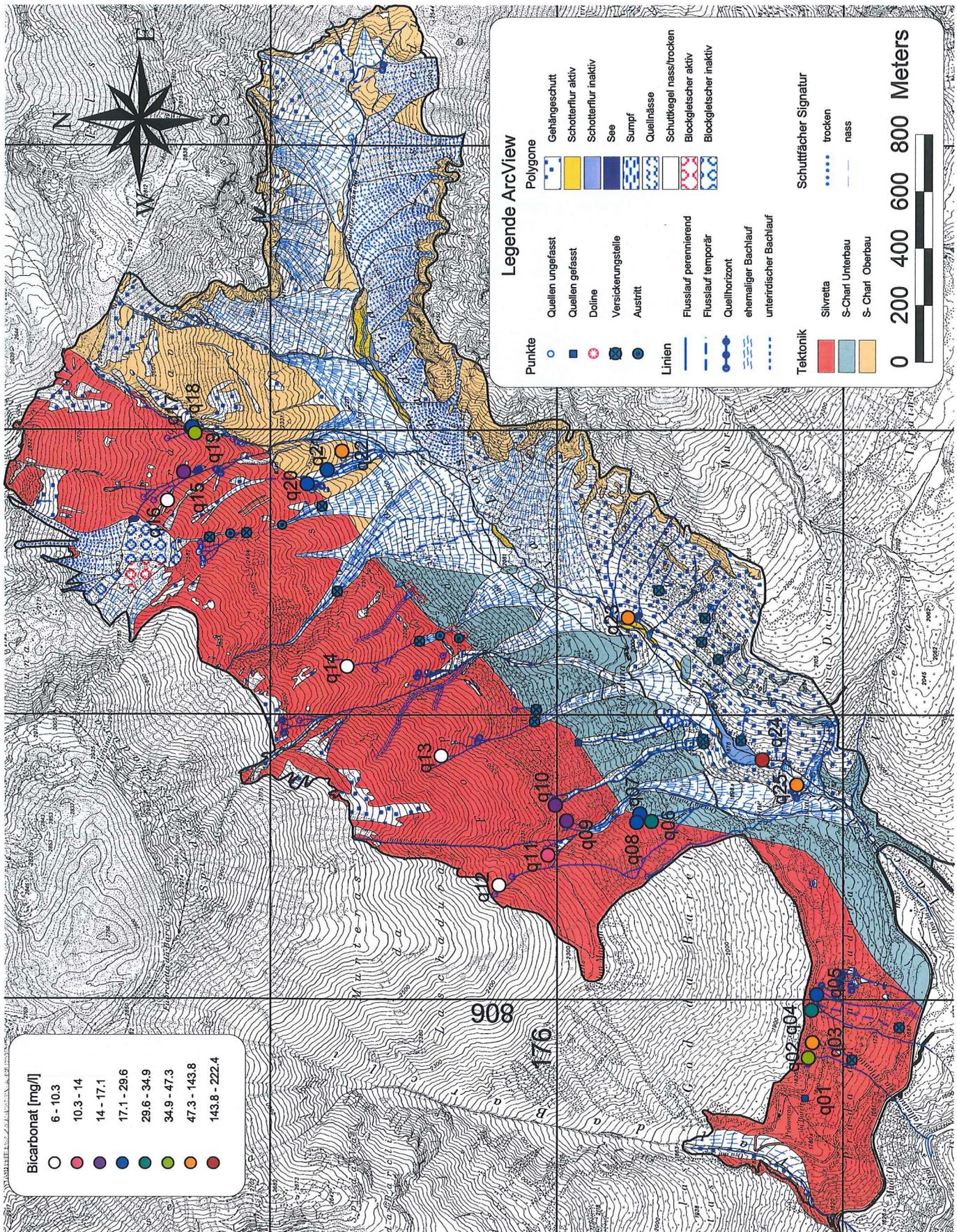
Nitrat [mg/l]



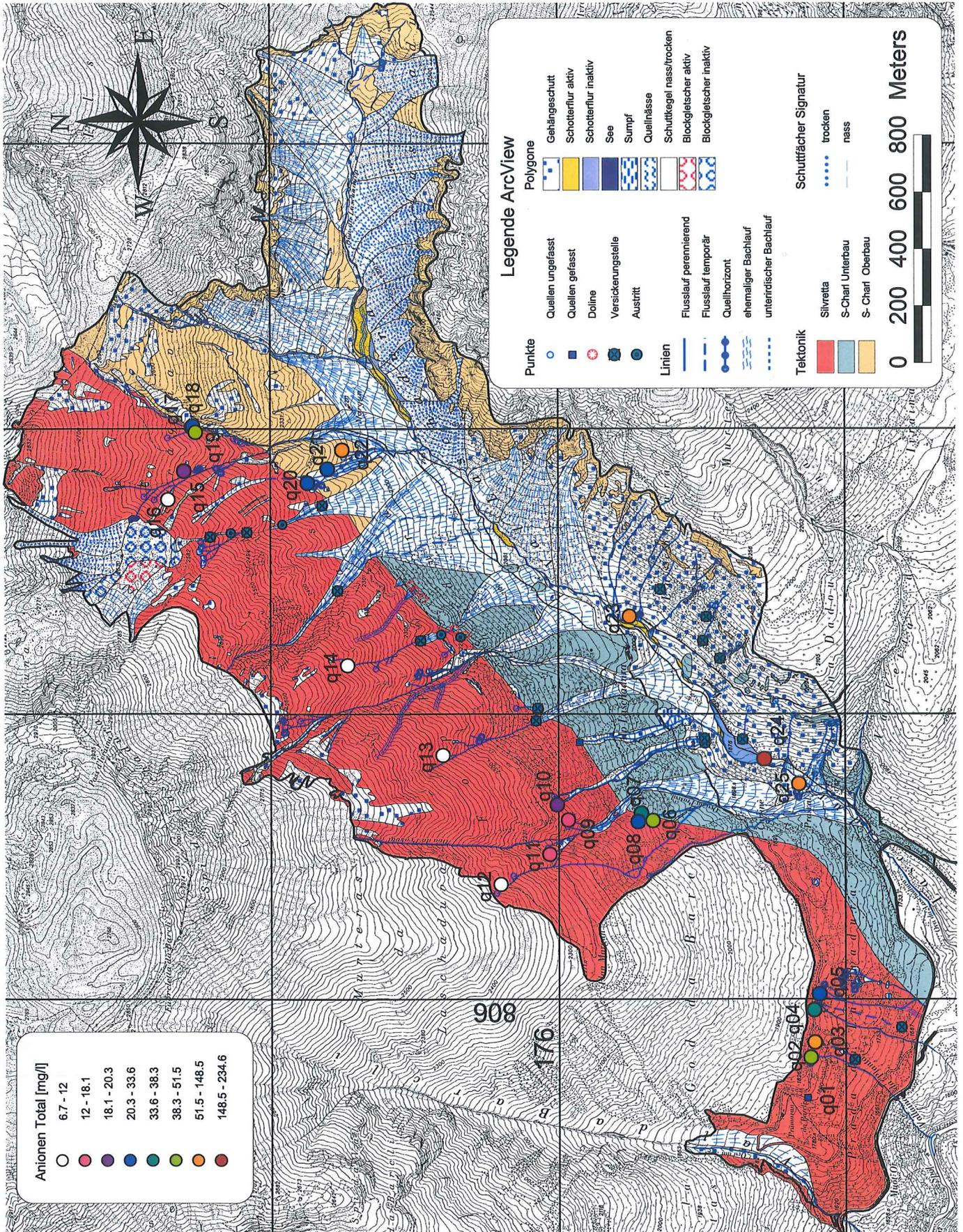
Sulfat [mg/l]



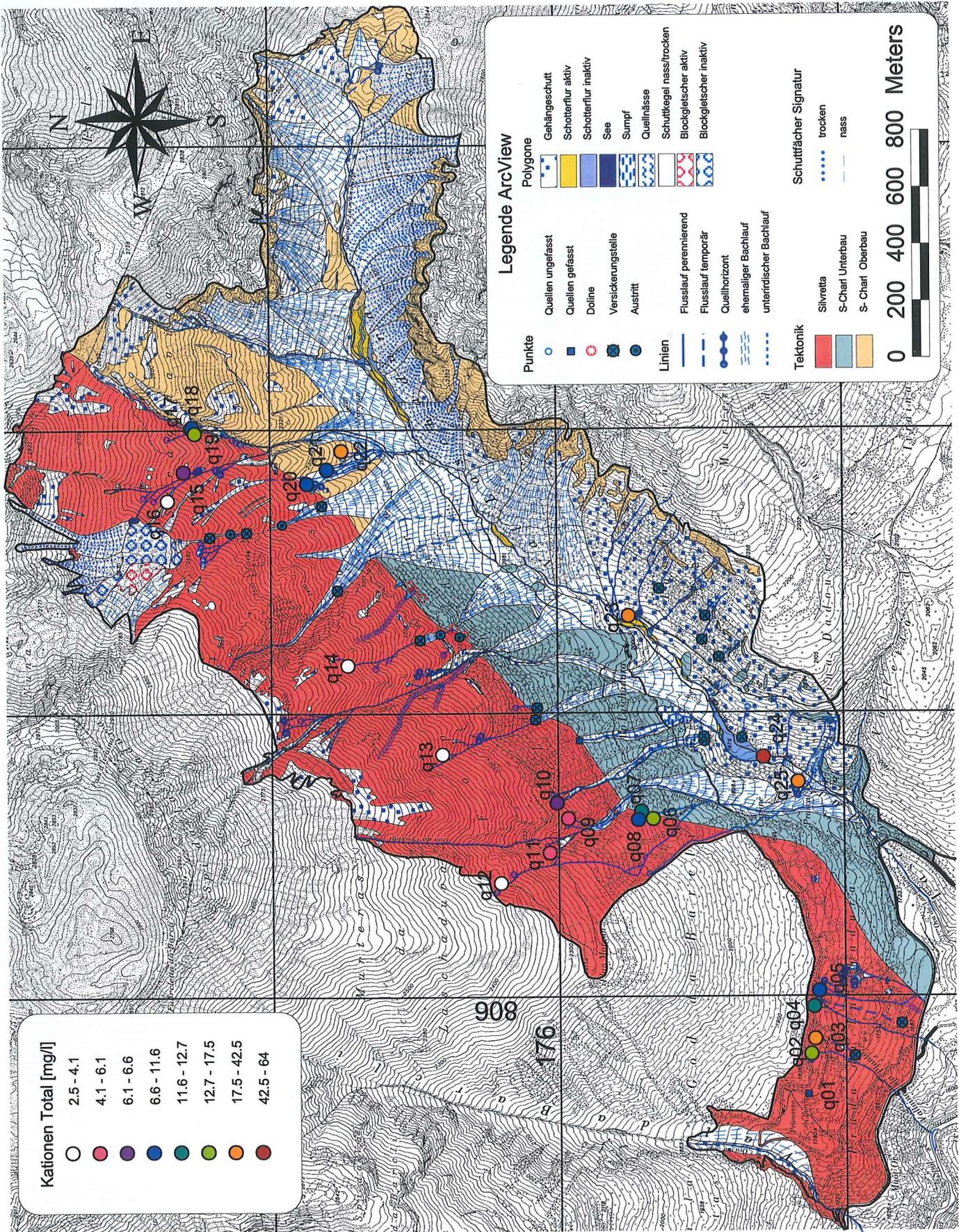
Bicarbonat [mg/l]



Anionen Total [mg/l]



Kationen Total [mg/l]



5.4. NUMERISCHE RESULTATE DER QUELLMESSUNGEN

Quellnummer: q01
X Koordinate: 805653
Y Koordinate: 175132
Höhe ü. M.: 1803
Gefasst:
Quellentyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:						
Karbonathärte [mmol/l]:						
Leitfähigkeit [uS/cm]:						
pH:						
Temperatur [°C]:						
Schüttung [dl/s]:	0	0	0	0		
ZEIT:	7:58	9:37	9:18	15:13		

Chlorid [mg/l]:
 Nitrat [mg/l]:
 Sulfat [mg/l]:
 Bicarbonat [mg/l]:
Anionen Total [mg/l]:
 Anreicherung Bicarbonat:

Natrium [mg/l]:
 Kalium [mg/l]:
 Magnesium [mg/l]:
 Calcium [mg/l]:
Kationen Total:

Na / K (meq/l)
 Ca / Mg (meq/l)

Quellnummer: q02
 X Koordinate: 805795
 Y Koordinate: 175120
 Höhe ü. M.: 1823
 Gefasst:
 Quelltyp: Lockergesteinsquelle/Schichtquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	1.25					
Karbonathärte [mmol/l]:	1.25	0.80	0.70	0.80	0.880	40.84
Leitfähigkeit [uS/cm]:	84	85	84	83	84.00	1.19
pH:	7.51	7.31	7.73	7.76	7.57	2.40
Temperatur [°C]:	4.1	5.0	5.2	4.9	4.80	8.33
Schüttung [dl/s]:	0.4	0.3	1	0.4	0.52	90.47
ZEIT:	8:09	9:42	9:30	15:30		
Chlorid [mg/l]:	0.286	0.266	0.299	0.256	0.277	8.04
Nitrat [mg/l]:	0.373	0.332	0.344	0.439	0.372	18.01
Sulfat [mg/l]:	3.757	3.682	3.275	3.492	3.552	5.79
Bicarbonat [mg/l]:	48.574	46.221	43.889	50.617	47.325	6.96
Anionen Total [mg/l]:	52.991	50.501	47.809	54.804	51.526	6.36
Anreicherung Bicarbonat::	4.910	7.405	2.673	2.877		
Natrium [mg/l]:	2.792	2.705	2.807	3.140	1.510	8.99
Kalium [mg/l]:	1.472	1.432	1.491	1.646	2.861	9.75
Magnesium [mg/l]:	1.593	1.276	1.271	1.550	1.423	11.99
Calcium [mg/l]:	11.990	11.781	10.757	12.233	11.690	4.64
Kationen Total:	17.847	17.193	16.326	18.569	17.484	6.21
Na / K (meq/l)	3.216	3.203	3.192	3.235	3.212	0.73
Ca / Mg (meq/l)	4.516	5.540	5.078	4.735	4.967	11.53

Quellnummer: q03
X Koordinate: 805848
Y Koordinate: 175106
Höhe ü. M.: 1823
Gefasst:
Quelltyp: Lockergesteinsquelle/Schichtquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	1.10					
Karbonathärte [mmol/l]:	1.50	1.30	2.40	1.20	1.600	50.00
Leitfähigkeit [uS/cm]:	195	125	210	206	184.00	14.13
pH:	7.67	7.17	7.58	7.52	7.48	2.47
Temperatur [°C]:	4.0	5.1	7.2	6.9	5.80	24.14
Schüttung [dl/s]:	0.15	0.2	0.1	0.1	0.13	45.45
ZEIT:	8:29	11:07	9:40	15:39		
Chlorid [mg/l]:	0.502	0.324	0.396	0.314	0.384	30.73
Nitrat [mg/l]:	0.015	0.338	0.063	0.312	0.182	85.71
Sulfat [mg/l]:	3.544	4.436	3.114	4.310	3.851	15.19
Bicarbonat [mg/l]:	145.151	91.938	141.284	76.497	113.718	27.64
Anionen Total [mg/l]:	149.213	97.035	144.858	81.433	118.135	26.31
Anreicherung Bicarbonat::	10.151	20.331	12.155	7.556		
Natrium [mg/l]:	2.243	2.419	2.601	2.828	1.453	6.90
Kalium [mg/l]:	1.333	1.423	1.553	1.502	2.523	12.10
Magnesium [mg/l]:	11.358	5.500	10.179	4.862	7.975	42.42
Calcium [mg/l]:	28.076	20.434	28.102	15.951	23.141	21.44
Kationen Total:	43.011	29.776	42.435	25.143	35.091	22.57
Na / K (meq/l)	2.853	2.882	2.840	3.193	2.942	8.53
Ca / Mg (meq/l)	1.483	2.229	1.656	1.968	1.834	21.54

Quellnummer: q04
X Koordinate: 805961
Y Koordinate: 175109
Höhe ü. M.: 1837
Gefasst:
Quellentyp: Lockergesteinsquelle/Schichtquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	1.05					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.90	0.40	0.70	0.50	0.620	44.00
Leitfähigkeit [uS/cm]:	57	60	63	64	61.00	4.92
pH:	7.52	7.20	7.62	7.64	7.49	1.93
Temperatur [°C]:	4.4	4.3	4.9	4.9	4.62	5.95
Schüttung [dl/s]:	3.4	2.4	1.5	2.1	2.35	44.68
ZEIT:	8:53	12:00	10:00	15:56		
Chlorid [mg/l]:	0.194	0.218	0.228	0.201	0.210	8.44
Nitrat [mg/l]:	0.549	0.523	0.410	0.412	0.474	15.95
Sulfat [mg/l]:	2.819	2.759	2.628	2.720	2.732	3.20
Bicarbonat [mg/l]:	32.208	34.716	33.486	39.007	34.854	11.91
Anionen Total [mg/l]:	35.770	38.216	36.754	42.340	38.270	10.63
Anreicherung Bicarbonat:	3.181	7.165	2.627	2.923		
Natrium [mg/l]:	2.305	2.251	2.339	2.694	1.115	6.61
Kalium [mg/l]:	1.097	1.096	1.079	1.189	2.397	12.38
Magnesium [mg/l]:	1.396	1.484	1.611	1.886	1.594	18.30
Calcium [mg/l]:	7.169	7.875	7.110	8.126	7.570	7.34
Kationen Total:	11.967	12.706	12.139	13.896	12.677	9.62
Na / K (meq/l)	3.563	3.483	3.676	3.842	3.641	5.52
Ca / Mg (meq/l)	3.081	3.184	2.648	2.585	2.875	10.77

Quellnummer: q05
 X Koordinate: 806016
 Y Koordinate: 175091
 Höhe ü. M.: 1838
 Gefasst:
 Quelltyp: Lockergesteinsquelle/Schichtquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	1.10					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.70	0.40	1.00	0.70	0.700	42.85
Leitfähigkeit [uS/cm]:	53	54	53	53	53.25	1.41
pH:	7.54	7.34	7.40	7.53	7.45	1.17
Temperatur [°C]:	4.3	4.3	4.4	4.3	4.32	1.73
Schüttung [dl/s]:	7.5	0.7	6.3	10.4	6.22	67.06
ZEIT:	9:13	11:43	10:10	16:05		
Chlorid [mg/l]:	0.181	0.200	0.176	0.174	0.183	9.44
Nitrat [mg/l]:	0.599	0.567	0.554	0.555	0.569	5.32
Sulfat [mg/l]:	2.884	2.724	2.753	2.705	2.767	4.25
Bicarbonat [mg/l]:	28.828	31.172	27.010	31.508	29.630	6.34
Anionen Total [mg/l]:	32.492	34.663	30.494	34.941	33.148	5.41
Anreicherung Bicarbonat::	2.719	4.661	3.517	3.042		
Natrium [mg/l]:	2.126	2.065	2.119	2.475	1.080	8.45
Kalium [mg/l]:	1.064	1.071	1.013	1.171	2.196	12.69
Magnesium [mg/l]:	1.275	1.383	1.222	1.452	1.333	8.93
Calcium [mg/l]:	6.467	7.044	5.918	6.604	6.508	8.23
Kationen Total:	10.933	11.562	10.273	11.702	11.118	5.26
Na / K (meq/l)	3.388	3.269	3.547	3.584	3.447	3.97
Ca / Mg (meq/l)	3.043	3.056	2.906	2.729	2.934	4.18

Quellnummer: q06
 X Koordinate: 806624
 Y Koordinate: 175669
 Höhe ü. M.: 2029
 Gefasst:
 Quelltyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.70					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.85	0.80	0.50	0.60	0.680	23.63
Leitfähigkeit [uS/cm]:	83	85	82	96	86.50	10.98
pH:	7.37	7.20	7.43	7.52	7.38	1.89
Temperatur [°C]:	6.6	9.5	12.4	7.5	9.00	37.78
Schüttung [dl/s]:		0.2			0.20	0.00
ZEIT:	10:10	13:54	10:50	16:45		
Chlorid [mg/l]:	0.158	0.139	0.180	0.177	0.164	10.09
Nitrat [mg/l]:	0.019	0.054	0.000	0.046	0.030	81.51
Sulfat [mg/l]:	14.755	14.152	12.588	17.258	14.688	17.50
Bicarbonat [mg/l]:	29.824	33.758	30.684	37.962	33.057	14.84
Anionen Total [mg/l]:	44.755	48.104	43.453	55.443	47.939	15.65
Anreicherung Bicarbonat::	4.161	6.967	3.729	3.750		
Natrium [mg/l]:	2.250	2.234	2.148	2.769	1.112	14.68
Kalium [mg/l]:	1.056	0.988	1.128	1.275	2.350	17.82
Magnesium [mg/l]:	1.533	1.559	1.536	1.684	1.578	6.72
Calcium [mg/l]:	11.019	12.067	10.450	13.943	11.870	17.47
Kationen Total:	15.858	16.847	15.263	19.671	16.910	16.33
Na / K (meq/l)	3.613	3.834	3.229	3.683	3.590	6.80
Ca / Mg (meq/l)	4.313	4.644	4.082	4.968	4.502	10.36

Quellnummer: q07
 X Koordinate: 806650
 Y Koordinate: 175710
 Höhe ü. M.: 2047
 Gefasst:
 Quelltyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.60					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.50	0.50	0.50	0.50	0.500	0.00
Leitfähigkeit [uS/cm]:	48	70	66	73	64.25	13.62
pH:	7.54	7.40	7.39	7.30	7.40	1.78
Temperatur [°C]:	5.1	7.3	7.4	5.6	6.35	16.54
Schüttung [dl/s]:	0.6	0.6	0.4	1	0.65	53.84
ZEIT:	10:33	13:34	11:15	17:10		
Chlorid [mg/l]:	0.151	0.124	0.210	0.147	0.158	32.91
Nitrat [mg/l]:	0.546	0.204	0.323	0.411	0.371	47.17
Sulfat [mg/l]:	5.353	10.264	8.098	10.570	8.571	23.32
Bicarbonat [mg/l]:	24.237	28.432	27.241	30.565	27.619	10.67
Anionen Total [mg/l]:	30.286	39.024	35.875	41.693	36.720	13.54
Anreicherung Bicarbonat::	2.286	3.702	3.630	5.011		
Natrium [mg/l]:	1.884	1.855	1.833	2.180	0.932	12.23
Kalium [mg/l]:	0.959	0.712	1.011	1.046	1.938	12.49
Magnesium [mg/l]:	1.550	1.279	1.284	1.431	1.386	11.83
Calcium [mg/l]:	5.767	9.668	8.320	9.871	8.407	17.42
Kationen Total:	10.160	13.514	12.447	14.528	12.662	14.73
Na / K (meq/l)	3.331	4.418	3.074	3.534	3.589	23.09
Ca / Mg (meq/l)	2.232	4.535	3.888	4.139	3.699	22.62

Quellnummer: q08
 X Koordinate: 806620
 Y Koordinate: 175721
 Höhe ü. M.: 2058
 Gefasst:
 Quelltyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.70					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.55	0.50	0.40	0.30	0.430	25.71
Leitfähigkeit [uS/cm]:	72	53	52	53	57.50	25.22
pH:	7.34	7.49	7.62	7.48	7.48	1.83
Temperatur [°C]:	5.5	4.8	5.1	5.2	5.15	6.80
Schüttung [dl/s]:	0.5	0.5	0.7	1.3	0.75	73.33
ZEIT:	10:57	14:08	11:00	17:00		
Chlorid [mg/l]:	0.292	0.139	0.157	0.145	0.183	59.35
Nitrat [mg/l]:	0.487	0.499	0.519	0.554	0.515	7.63
Sulfat [mg/l]:	9.595	6.216	6.336	6.496	7.161	33.99
Bicarbonat [mg/l]:	32.082	25.714	22.057	23.108	25.740	24.64
Anionen Total [mg/l]:	42.456	32.568	29.070	30.303	33.599	26.36
Anreicherung Bicarbonat::	4.797	2.722	1.731	2.503		
Natrium [mg/l]:	2.110	1.935	1.854	1.885	0.990	21.79
Kalium [mg/l]:	1.206	0.929	0.912	0.914	1.946	8.43
Magnesium [mg/l]:	1.394	1.354	1.274	1.324	1.337	4.30
Calcium [mg/l]:	10.108	6.884	5.962	6.268	7.306	38.36
Kationen Total:	14.818	11.103	10.002	10.391	11.579	27.98
Na / K (meq/l)	2.967	3.532	3.447	3.497	3.361	5.10
Ca / Mg (meq/l)	4.351	3.051	2.808	2.840	3.263	33.36

Quellnummer: q09
X Koordinate: 806625
Y Koordinate: 175966
Höhe ü. M.: 2195
Gefasst:
Quellentyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.30					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.30	0.50	0.60	0.40	0.450	33.33
Leitfähigkeit [uS/cm]:	26	25	26	25	25.50	1.96
pH:	6.85	7.24	7.83	7.28	7.30	7.26
Temperatur [°C]:	3.9	3.7	3.9	3.9	3.85	1.30
Schüttung [dl/s]:	1	5.6	2.9	3.5	3.25	72.30
ZEIT:	11:48	14:35	11:50	17:31		
Chlorid [mg/l]:	0.136	0.112	0.119	0.109	0.119	14.29
Nitrat [mg/l]:	0.518	0.339	0.417	0.442	0.429	20.75
Sulfat [mg/l]:	1.439	1.372	1.388	1.283	1.371	5.00
Bicarbonat [mg/l]:	16.602	15.226	14.698	18.140	16.167	12.21
Anionen Total [mg/l]:	18.696	17.050	16.623	19.974	18.086	10.44
Anreicherung Bicarbonat::	7.671	2.866	0.711	3.114		
Natrium [mg/l]:	1.596	1.453	1.589	1.892	0.659	13.70
Kalium [mg/l]:	0.670	0.598	0.618	0.749	1.633	15.90
Magnesium [mg/l]:	0.834	0.737	0.741	0.875	0.797	9.82
Calcium [mg/l]:	3.189	2.959	2.686	3.223	3.014	6.93
Kationen Total:	6.289	5.746	5.634	6.738	6.102	10.43
Na / K (meq/l)	4.039	4.120	4.360	4.283	4.201	3.80
Ca / Mg (meq/l)	2.294	2.409	2.175	2.210	2.272	6.03

Quellnummer: q10
X Koordinate: 806680
Y Koordinate: 176005
Höhe ü. M.: 2203
Gefasst:
Quellentyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.40					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.30	0.50			0.400	25.00
Leitfähigkeit [uS/cm]:	29	27			28.00	3.57
pH:	6.99	7.27			7.13	1.96
Temperatur [°C]:	3.8	3.3			3.55	7.04
Schüttung [dl/s]:	2.5	15	0	0	4.37	242.85
ZEIT:	12:16	15:00	12:15	18:04		
Chlorid [mg/l]:	0.147	0.118			0.133	10.94
Nitrat [mg/l]:	0.568	0.511			0.540	5.28
Sulfat [mg/l]:	1.494	1.483			1.489	0.37
Bicarbonat [mg/l]:	18.204	15.477			16.841	8.10
Anionen Total [mg/l]:	20.412	17.588			19.000	7.43
Anreicherung Bicarbonat::	6.093	2.719				
Natrium [mg/l]:	1.572	1.363			0.713	7.15
Kalium [mg/l]:	0.764	0.662			1.468	7.12
Magnesium [mg/l]:	0.905	0.662			0.784	15.51
Calcium [mg/l]:	3.615	3.315			3.465	4.33
Kationen Total:	6.856	6.002			6.429	6.64
Na / K (meq/l)	3.489	3.491			3.490	0.03
Ca / Mg (meq/l)	2.397	3.005			2.701	11.26

Quellnummer: q11
 X Koordinate: 806505
 Y Koordinate: 176031
 Höhe ü. M.: 2224
 Gefasst:
 Quelltyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.50					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.20	0.50	0.30	0.15	0.280	73.91
Leitfähigkeit [uS/cm]:	26	22	29	29	26.50	9.43
pH:	7.40	7.27	7.80	7.36	7.45	4.59
Temperatur [°C]:	3.1	3.1	2.9	2.9	3.00	3.33
Schüttung [dl/s]:	1.05	6.6	18	28.5	13.53	110.52
ZEIT:	13:19	15:31	12:35	17:48		
Chlorid [mg/l]:	0.140	0.098	0.136	0.119	0.123	13.59
Nitrat [mg/l]:	0.739	0.351	0.809	0.820	0.680	20.63
Sulfat [mg/l]:	2.241	1.239	2.612	2.542	2.159	21.01
Bicarbonat [mg/l]:	14.562	12.600	13.898	15.112	14.043	7.61
Anionen Total [mg/l]:	17.682	14.288	17.457	18.593	17.005	9.34
Anreicherung Bicarbonat::	1.896	2.213	0.721	2.158		
Natrium [mg/l]:	1.249	1.174	1.409	1.470	0.723	9.23
Kalium [mg/l]:	0.733	0.612	0.758	0.790	1.326	10.90
Magnesium [mg/l]:	0.895	0.686	0.900	0.950	0.858	10.75
Calcium [mg/l]:	3.096	2.356	2.893	3.104	2.862	8.45
Kationen Total:	5.973	4.828	5.960	6.315	5.769	9.46
Na / K (meq/l)	2.889	3.253	3.152	3.155	3.112	4.52
Ca / Mg (meq/l)	2.076	2.061	1.929	1.960	2.007	3.46

Quellnummer: q12
X Koordinate: 806400
Y Koordinate: 176201
Höhe ü. M.: 2358
Gefasst:
Quellentyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.25					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.25	0.15	0.40	0.15	0.230	68.42
Leitfähigkeit [uS/cm]:	17	17	17	14	16.25	4.62
pH:	6.90	7.16	7.81	7.75	7.40	5.46
Temperatur [°C]:	2.5	2.8	2.7	2.5	2.62	6.67
Schüttung [dl/s]:	2.5	30	10	10	13.12	128.57
ZEIT:	14:04	15:59	13:45	8:30		
Chlorid [mg/l]:	0.126	0.100	0.110	0.114	0.113	12.00
Nitrat [mg/l]:	0.594	0.388	0.629	0.650	0.565	14.99
Sulfat [mg/l]:	1.048	0.880	1.055	1.157	1.035	11.79
Bicarbonat [mg/l]:	11.312	11.271	9.182	9.548	10.328	9.52
Anionen Total [mg/l]:	13.079	12.639	10.978	11.469	12.041	8.62
Anreicherung Bicarbonat::	4.658	2.551	0.465	0.555		
Natrium [mg/l]:	1.350	1.260	1.382	1.441	0.585	2.99
Kalium [mg/l]:	0.597	0.581	0.558	0.602	1.358	6.09
Magnesium [mg/l]:	0.703	0.687	0.580	0.598	0.642	9.50
Calcium [mg/l]:	1.601	1.722	1.275	1.343	1.485	15.94
Kationen Total:	4.251	4.250	3.795	3.983	4.070	4.45
Na / K (meq/l)	3.834	3.677	4.200	4.059	3.943	6.53
Ca / Mg (meq/l)	1.366	1.504	1.319	1.347	1.384	8.67

Quellnummer: q13
X Koordinate: 806854
Y Koordinate: 176401
Höhe ü. M.: 2361
Gefasst:
Quellentyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.20					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.20	0.40	0.20	0.10	0.220	77.77
Leitfähigkeit [uS/cm]:	16	18	15	14	15.75	14.29
pH:	7.10	7.17	7.84	7.54	7.41	5.76
Temperatur [°C]:	5.0	3.8	4.7	5.7	4.80	18.75
Schüttung [dl/s]:	1.2	1	5.3	0.3	1.95	171.79
ZEIT:	14:42	16:31	14:10	8:57		
Chlorid [mg/l]:	0.122	0.089	0.104	0.090	0.101	20.49
Nitrat [mg/l]:	0.238	0.205	0.170	0.180	0.198	20.05
Sulfat [mg/l]:	0.810	0.823	0.642	0.864	0.785	10.10
Bicarbonat [mg/l]:	10.795	11.413	8.613	8.880	9.925	14.99
Anionen Total [mg/l]:	11.965	12.530	9.530	10.014	11.010	13.81
Anreicherung Bicarbonat::	2.805	2.524	0.407	0.838		
Natrium [mg/l]:	1.471	1.462	1.331	1.499	0.425	9.01
Kalium [mg/l]:	0.463	0.432	0.404	0.400	1.441	4.04
Magnesium [mg/l]:	0.337	0.341	0.249	0.247	0.294	16.18
Calcium [mg/l]:	1.955	2.151	1.435	1.468	1.752	22.76
Kationen Total:	4.226	4.386	3.418	3.614	3.911	12.15
Na / K (meq/l)	5.387	5.739	5.586	6.354	5.767	10.19
Ca / Mg (meq/l)	3.481	3.785	3.458	3.566	3.573	5.95

Quellnummer: q14
X Koordinate: 807170
Y Koordinate: 176731
Höhe ü. M.: 2456
Gefasst:
Quellentyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.20					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.15	0.15	0.20	0.01	0.120	56.86
Leitfähigkeit [uS/cm]:	9	9	9	8	8.75	2.86
pH:	6.73	6.94	7.39	7.15	7.05	4.78
Temperatur [°C]:	4.8	3.9	5.8	7.0	5.37	30.23
Schüttung [dl/s]:	2.5	8.4	1.3	1	3.30	154.54
ZEIT:	12:17	17:05	14:40	9:37		
Chlorid [mg/l]:	0.405	0.062	0.047	0.042	0.139	191.37
Nitrat [mg/l]:	0.029	0.005	0.001	0.001	0.009	222.22
Sulfat [mg/l]:	0.499	0.358	0.378	0.454	0.422	18.18
Bicarbonat [mg/l]:	7.438	6.183	5.794	5.232	6.162	20.71
Anionen Total [mg/l]:	8.371	6.608	6.221	5.728	6.732	24.35
Anreicherung Bicarbonat::	4.530	2.322	0.772	1.211		
Natrium [mg/l]:	1.269	0.791	0.909	0.993	0.328	24.09
Kalium [mg/l]:	0.407	0.319	0.284	0.302	0.991	28.12
Magnesium [mg/l]:	0.197	0.156	0.137	0.107	0.149	31.99
Calcium [mg/l]:	1.251	1.107	0.924	0.736	1.005	24.54
Kationen Total:	3.124	2.373	2.254	2.137	2.472	26.38
Na / K (meq/l)	5.287	4.205	5.427	5.575	5.124	8.81
Ca / Mg (meq/l)	3.810	4.258	4.047	4.127	4.061	4.86

Quellnummer: q15
X Koordinate: 807850
Y Koordinate: 177301
Höhe ü. M.: 2480
Gefasst:
Quellentyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.20					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.30	0.20	0.30	0.30	0.270	9.09
Leitfähigkeit [uS/cm]:	35	27	23	46	32.75	40.46
pH:	7.00	6.85	7.33	7.38	7.14	3.36
Temperatur [°C]:	3.3	2.3	3.0	3.2	2.95	11.86
Schüttung [dl/s]:	4.5	25	16	2	11.87	110.52
ZEIT:	16:44	18:32	16:00	10:38		
Chlorid [mg/l]:	0.123	0.097	0.081	0.112	0.103	19.13
Nitrat [mg/l]:	0.432	0.538	0.353	0.542	0.466	16.25
Sulfat [mg/l]:	2.451	2.103	1.922	3.891	2.592	50.13
Bicarbonat [mg/l]:	18.938	12.782	10.423	26.253	17.099	53.54
Anionen Total [mg/l]:	21.944	15.521	12.780	30.799	20.261	52.01
Anreicherung Bicarbonat::	6.194	5.906	1.595	3.580		
Natrium [mg/l]:	0.783	0.588	0.619	0.954	0.160	24.57
Kalium [mg/l]:	0.171	0.140	0.129	0.199	0.736	29.62
Magnesium [mg/l]:	0.780	0.552	0.499	1.067	0.725	47.27
Calcium [mg/l]:	5.397	3.810	2.958	7.794	4.990	56.20
Kationen Total:	7.131	5.090	4.205	10.013	6.610	51.49
Na / K (meq/l)	7.764	7.122	8.137	8.129	7.788	4.48
Ca / Mg (meq/l)	4.152	4.141	3.557	4.383	4.058	8.00

Quellnummer: q16
X Koordinate: 807750
Y Koordinate: 177357
Höhe ü. M.: 2533
Gefasst:
Quellentyp: Schichtquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.35					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.30	0.15	0.10		0.180	63.63
Leitfähigkeit [uS/cm]:	35	15	15		21.66	61.54
pH:	7.18	6.67	7.50		7.11	5.38
Temperatur [°C]:	2.0	0.7	1.5		1.40	42.86
Schüttung [dl/s]:	2	14	29.2	0	11.30	158.40
ZEIT:	16:27	18:09	15:37	10:28		
Chlorid [mg/l]:	0.135	0.088	0.091		0.105	28.98
Nitrat [mg/l]:	1.069	1.156	0.953		1.059	9.13
Sulfat [mg/l]:	3.469	2.553	2.663		2.895	19.83
Bicarbonat [mg/l]:	8.668	4.746	4.458		5.957	45.50
Anionen Total [mg/l]:	13.341	8.543	8.165		10.016	33.19
Anreicherung Bicarbonat::	1.873	3.319	0.461			
Natrium [mg/l]:	0.589	0.367	0.421		0.256	13.04
Kalium [mg/l]:	0.289	0.226	0.252		0.459	28.32
Magnesium [mg/l]:	0.498	0.300	0.305		0.368	35.45
Calcium [mg/l]:	3.235	2.117	1.937		2.430	33.15
Kationen Total:	4.610	3.010	2.915		3.512	31.28
Na / K (meq/l)	3.456	2.754	2.833		3.014	14.65
Ca / Mg (meq/l)	3.898	4.234	3.810		3.981	6.36

Quellnummer: q17
 X Koordinate: 808003
 Y Koordinate: 177274
 Höhe ü. M.: 2460
 Gefasst:
 Quelltyp: Kluffquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.40					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.40	0.30	0.40	0.30	0.350	14.28
Leitfähigkeit [uS/cm]:	53	50	50	51	51.00	3.92
pH:	7.55	7.77	7.39	7.37	7.52	3.32
Temperatur [°C]:	3.1	2.0	2.9	3.0	2.75	12.73
Schüttung [dl/s]:	0.5	2.6	0.7	0.4	1.05	147.61
ZEIT:	17:18	9:45	16:27	10:59		
Chlorid [mg/l]:	0.151	0.166	0.165	0.161	0.161	3.27
Nitrat [mg/l]:	0.702	0.541	0.552	0.614	0.602	16.56
Sulfat [mg/l]:	3.374	2.335	2.621	2.983	2.828	19.30
Bicarbonat [mg/l]:	29.666	27.321	27.488	28.454	28.232	5.08
Anionen Total [mg/l]:	33.893	30.363	30.828	32.213	31.824	6.50
Anreicherung Bicarbonat::	2.735	1.518	3.663	3.970		
Natrium [mg/l]:	1.216	1.000	1.147	1.196	0.737	6.51
Kalium [mg/l]:	0.785	0.672	0.725	0.766	1.140	6.69
Magnesium [mg/l]:	0.675	0.604	0.626	0.651	0.639	5.63
Calcium [mg/l]:	8.888	8.006	7.992	8.373	8.315	6.89
Kationen Total:	11.565	10.281	10.490	10.985	10.830	6.78
Na / K (meq/l)	2.627	2.523	2.683	2.648	2.620	2.39
Ca / Mg (meq/l)	7.900	7.953	7.660	7.717	7.808	1.86

Quellnummer: q18
X Koordinate: 808007
Y Koordinate: 177270
Höhe ü. M.: 2460
Gefasst:
Quelltyp: Kluftquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.60					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.50	0.60	0.60	0.40	0.520	14.28
Leitfähigkeit [uS/cm]:	54	50	49	52	51.25	5.37
pH:	7.40	7.63	7.49	7.30	7.45	2.34
Temperatur [°C]:	3.4	2.3	3.1	3.4	3.05	11.48
Schüttung [dl/s]:	0.5	3.3	0.7	0.8	1.32	149.05
ZEIT:	17:38	9:59	16:40	11:11		
Chlorid [mg/l]:	0.134	0.168	0.149	0.147	0.150	12.37
Nitrat [mg/l]:	0.617	0.515	0.490	0.518	0.535	15.33
Sulfat [mg/l]:	3.381	2.370	2.415	2.987	2.788	21.26
Bicarbonat [mg/l]:	29.566	26.878	26.579	30.001	28.256	6.18
Anionen Total [mg/l]:	33.698	29.931	29.635	33.653	31.729	6.20
Anreicherung Bicarbonat:	3.850	2.061	2.813	4.918		
Natrium [mg/l]:	1.191	1.006	1.118	1.241	0.732	5.97
Kalium [mg/l]:	0.760	0.685	0.708	0.776	1.139	8.96
Magnesium [mg/l]:	0.739	0.657	0.668	0.760	0.706	7.65
Calcium [mg/l]:	8.752	7.768	7.543	8.618	8.170	7.12
Kationen Total:	11.441	10.116	10.037	11.396	10.748	6.45
Na / K (meq/l)	2.657	2.490	2.678	2.712	2.634	2.95
Ca / Mg (meq/l)	7.106	7.094	6.775	6.804	6.945	2.32

Quellnummer: q19
 X Koordinate: 807986
 Y Koordinate: 177261
 Höhe ü. M.: 2450
 Gefasst:
 Quelltyp: Kluffquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.60					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.90	0.80	0.70	0.50	0.720	24.13
Leitfähigkeit [uS/cm]:	72	67	75	69	70.75	6.01
pH:	8.40	7.90	7.76	7.75	7.95	5.62
Temperatur [°C]:	3.3	2.9	3.3	3.3	3.20	3.12
Schüttung [dl/s]:	1.7	3.57	5.5	4	3.69	48.95
ZEIT:	17:54	10:11	16:50	11:26		
Chlorid [mg/l]:	0.170	0.172	0.149	0.157	0.162	6.17
Nitrat [mg/l]:	0.634	0.635	0.549	0.632	0.613	3.67
Sulfat [mg/l]:	4.250	3.472	3.543	4.117	3.846	10.52
Bicarbonat [mg/l]:	41.862	36.573	43.810	40.597	40.711	7.61
Anionen Total [mg/l]:	46.916	40.853	48.052	45.503	45.331	6.00
Anreicherung Bicarbonat::	0.545	1.506	2.490	2.361		
Natrium [mg/l]:	1.184	1.017	1.185	1.287	0.582	6.79
Kalium [mg/l]:	0.588	0.514	0.603	0.621	1.168	10.16
Magnesium [mg/l]:	1.079	0.927	1.120	1.023	1.037	7.98
Calcium [mg/l]:	12.713	11.086	12.942	12.219	12.240	5.74
Kationen Total:	15.564	13.544	15.850	15.150	15.027	5.48
Na / K (meq/l)	3.414	3.355	3.332	3.514	3.404	3.24
Ca / Mg (meq/l)	7.069	7.175	6.933	7.167	7.086	1.26

Quellnummer: q20
X Koordinate: 807809
Y Koordinate: 176871
Höhe ü. M.: 2292
Gefasst:
Quellentyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.70					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.65	0.60	0.70	0.60	0.630	9.80
Leitfähigkeit [uS/cm]:	43	48	54	48	48.25	11.92
pH:	7.72	7.73	7.51	8.10	7.76	4.31
Temperatur [°C]:	3.4	3.0	4.5	3.1	3.50	28.57
Schüttung [dl/s]:	12	4.7	1.7	0.6	4.75	152.63
ZEIT:	18:22	10:35	17:18	11:48		
Chlorid [mg/l]:	0.114	0.116	0.119	0.103	0.113	5.31
Nitrat [mg/l]:	0.659	0.716	0.796	0.854	0.756	12.93
Sulfat [mg/l]:	4.927	5.112	5.254	5.270	5.141	2.51
Bicarbonat [mg/l]:	20.355	21.694	27.035	23.297	23.095	17.06
Anionen Total [mg/l]:	26.055	27.639	33.205	29.524	29.106	14.08
Anreicherung Bicarbonat::	1.269	1.321	2.733	0.605		
Natrium [mg/l]:	0.996	0.722	0.857	0.838	0.431	20.33
Kalium [mg/l]:	0.518	0.372	0.417	0.415	0.853	16.73
Magnesium [mg/l]:	0.793	0.817	1.033	0.767	0.853	21.17
Calcium [mg/l]:	6.578	7.389	8.735	7.978	7.670	13.89
Kationen Total:	8.885	9.300	11.041	9.998	9.806	12.59
Na / K (meq/l)	3.260	3.291	3.485	3.424	3.365	3.57
Ca / Mg (meq/l)	4.977	5.426	5.074	6.241	5.430	14.95

Quellnummer: q21
X Koordinate: 807859
Y Koordinate: 176801
Höhe ü. M.: 2261
Gefasst:
Quellentyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	0.70					
Karbonathärte [mmol/l]:	0.80	0.40	0.80	0.50	0.620	28.00
Leitfähigkeit [uS/cm]:	56	51	58	60	56.25	6.67
pH:	6.87	7.61	7.38	7.66	7.38	3.79
Temperatur [°C]:	4.5	3.7	4.7	5.3	4.55	16.48
Schüttung [dl/s]:	11	0.9	5	2.6	4.87	125.64
ZEIT:	18:36	10:51	17:30	12:06		
Chlorid [mg/l]:	0.224	0.123	0.130	0.128	0.151	48.10
Nitrat [mg/l]:	0.769	0.432	0.373	0.430	0.501	53.49
Sulfat [mg/l]:	7.305	6.167	6.918	7.422	6.953	6.75
Bicarbonat [mg/l]:	24.320	21.530	26.661	28.573	25.271	13.07
Anionen Total [mg/l]:	32.617	28.252	34.082	36.552	32.876	11.18
Anreicherung Bicarbonat::	10.731	1.729	3.635	2.045		
Natrium [mg/l]:	1.103	0.947	1.163	1.220	0.537	8.80
Kalium [mg/l]:	0.545	0.459	0.559	0.584	1.108	10.08
Magnesium [mg/l]:	0.834	0.718	0.917	0.987	0.864	14.24
Calcium [mg/l]:	8.796	7.610	9.026	9.703	8.784	10.47
Kationen Total:	11.278	9.734	11.666	12.495	11.293	10.64
Na / K (meq/l)	3.432	3.498	3.528	3.542	3.500	1.20
Ca / Mg (meq/l)	6.328	6.359	5.906	5.898	6.123	3.86

Quellnummer: q22
X Koordinate: 807924
Y Koordinate: 176749
Höhe ü. M.: 2241
Gefasst:
Quelltyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	1.30					
Karbonathärte [mmol/l]:	2.10	2.40	2.00	2.00	2.120	12.94
Leitfähigkeit [uS/cm]:	189	199	190	188	191.50	3.92
pH:	8.31	7.81	7.66	8.02	7.95	4.52
Temperatur [°C]:	3.8	3.8	3.8	4.1	3.87	5.81
Schüttung [dl/s]:	0.6	3.6	2.5	2.5	2.30	56.52
ZEIT:	18:52	11:07	17:45	12:22		
Chlorid [mg/l]:	5.339	0.191	0.222	0.190	1.486	259.41
Nitrat [mg/l]:	0.787	0.781	0.751	0.722	0.760	3.52
Sulfat [mg/l]:	6.138	6.988	6.476	6.212	6.454	8.28
Bicarbonat [mg/l]:	137.704	128.076	131.909	132.130	132.455	3.96
Anionen Total [mg/l]:	149.967	136.036	139.360	139.254	141.154	6.24
Anreicherung Bicarbonat::	2.206	6.488	9.439	4.127		
Natrium [mg/l]:	0.508	0.398	0.422	0.409	2.128	239.76
Kalium [mg/l]:	7.230	0.433	0.420	0.429	0.434	16.98
Magnesium [mg/l]:	11.854	10.934	11.827	11.720	11.584	2.33
Calcium [mg/l]:	27.369	26.746	26.314	26.431	26.715	2.45
Kationen Total:	46.961	38.511	38.982	38.988	40.861	14.93
Na / K (meq/l)	0.119	1.559	1.704	1.617	1.250	36.35
Ca / Mg (meq/l)	1.385	1.468	1.335	1.353	1.385	5.97

Quellnummer: q23
X Koordinate: 807341
Y Koordinate: 175750
Höhe ü. M.: 1979
Gefasst:
Quelltyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	1.20					
Karbonathärte [mmol/l]:	1.90	1.80	2.00	1.90	1.900	5.26
Leitfähigkeit [uS/cm]:	168	141	167	159	158.75	5.83
pH:	8.30	8.14	7.88	7.80	8.03	3.36
Temperatur [°C]:	3.7	3.0	3.3	3.8	3.45	10.14
Schüttung [dl/s]:	20	50	23.3	21.4	28.67	74.36
ZEIT:	13:15	11:40	18:12	18:27		
Chlorid [mg/l]:	0.187	0.156	0.172	0.172	0.172	8.88
Nitrat [mg/l]:	1.178	1.140	1.155	1.117	1.148	2.66
Sulfat [mg/l]:	5.368	3.584	3.998	5.243	4.548	18.02
Bicarbonat [mg/l]:	120.611	103.889	109.800	111.517	111.454	8.22
Anionen Total [mg/l]:	127.344	108.768	115.125	118.049	117.322	8.54
Anreicherung Bicarbonat::	1.977	2.462	4.734	5.781		
Natrium [mg/l]:	0.395	0.230	0.285	0.439	0.308	17.21
Kalium [mg/l]:	0.342	0.231	0.298	0.361	0.337	30.17
Magnesium [mg/l]:	10.280	8.660	9.231	9.611	9.446	8.83
Calcium [mg/l]:	24.871	21.477	22.581	22.860	22.947	8.38
Kationen Total:	35.889	30.597	32.396	33.271	33.038	8.63
Na / K (meq/l)	1.958	1.688	1.622	2.062	1.833	12.52
Ca / Mg (meq/l)	1.452	1.488	1.468	1.427	1.459	2.01

Quellnummer: q24
X Koordinate: 806840
Y Koordinate: 175280
Höhe ü. M.: 1846
Gefasst:
Quellentyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	1.90					
Karbonathärte [mmol/l]:	2.50	3.30	3.60	3.20	3.150	14.28
Leitfähigkeit [uS/cm]:	300	292	294	295	295.25	1.61
pH:	8.24	8.10	7.92	7.78	8.01	2.87
Temperatur [°C]:	4.9	3.4	4.2	4.8	4.32	13.29
Schüttung [dl/s]:	4.5	9.4	10	8.2	8.02	24.61
ZEIT:	13:57	12:37	8:23	14:30		
Chlorid [mg/l]:	0.497	0.235	0.305	0.315	0.338	47.04
Nitrat [mg/l]:	0.625	0.586	0.564	0.514	0.572	9.22
Sulfat [mg/l]:	10.659	11.624	10.683	12.331	11.324	8.89
Bicarbonat [mg/l]:	248.061	207.878	213.208	220.332	222.370	11.55
Anionen Total [mg/l]:	259.842	220.322	224.762	233.493	234.605	10.76
Anreicherung Bicarbonat:	4.669	5.401	8.384	11.960		
Natrium [mg/l]:	0.270	0.233	0.238	0.271	0.379	7.27
Kalium [mg/l]:	0.395	0.337	0.376	0.406	0.253	7.11
Magnesium [mg/l]:	24.142	19.970	21.864	22.698	22.169	8.90
Calcium [mg/l]:	46.163	40.147	38.393	39.989	41.173	12.12
Kationen Total:	70.970	60.687	60.870	63.364	63.973	10.94
Na / K (meq/l)	1.159	1.172	1.073	1.132	1.134	3.35
Ca / Mg (meq/l)	1.147	1.206	1.054	1.057	1.116	8.06

Quellnummer: q25
X Koordinate: 806752
Y Koordinate: 175160
Höhe ü. M.: 1808
Gefasst:
Quellentyp: Lockergesteinsquelle

Messwerte	12.10.99	06.06.00	25.07.00	04.09.00	Mittelwert	Abweichung [%]
Gesamthärte [mmol/l]:	1.20					
Karbonathärte [mmol/l]:	2.20	2.20	3.10	2.10	2.400	29.16
Leitfähigkeit [uS/cm]:	300	170	251	184	226.25	32.60
pH:	8.09	8.07	7.74	7.83	7.93	1.98
Temperatur [°C]:	5.6	4.5	5.6	6.9	5.65	22.12
Schüttung [dl/s]:	1.5	3.3	4.2	1.8	2.70	55.55
ZEIT:	14:10	12:50	8:41	14:50		
Chlorid [mg/l]:	0.139	0.199	0.183	0.205	0.182	12.95
Nitrat [mg/l]:	0.122	1.244	0.790	0.942	0.775	60.62
Sulfat [mg/l]:	1.993	3.582	4.230	5.104	3.727	36.94
Bicarbonat [mg/l]:	146.907	111.381	185.159	131.777	143.806	28.76
Anionen Total [mg/l]:	149.162	116.405	190.363	138.028	148.490	28.20
Anreicherung Bicarbonat::	3.906	3.101	11.021	6.375		
Natrium [mg/l]:	0.743	0.587	0.752	0.817	0.703	12.80
Kalium [mg/l]:	0.698	0.614	0.793	0.707	0.725	12.73
Magnesium [mg/l]:	10.906	8.383	13.711	10.493	10.873	26.10
Calcium [mg/l]:	30.214	23.943	39.270	27.457	30.221	29.94
Kationen Total:	42.561	33.528	54.527	39.474	42.523	28.23
Na / K (meq/l)	1.805	1.621	1.608	1.959	1.748	12.05
Ca / Mg (meq/l)	1.662	1.714	1.718	1.570	1.666	3.12

5.5. GEOGRAPHISCHE DATEN DER QUELLEN

NUMMER	X_COORD	Y_COORD	HÖHE	FOTO*
1	805653	175132	1803	q01
2	805795	175120	1823	q02
3	805848	175106	1823	q03
4	805961	175109	1837	q04
5	806016	175091	1838	q05
6	806624	175669	2029	q06
7	806650	175710	2047	q07
8	806620	175721	2058	q08
9	806625	175966	2195	q09
10	806680	176005	2203	q10
11	806505	176031	2224	q11
12	806400	176201	2358	q12
13	806854	176401	2361	q13
14	807170	176731	2456	q14
15	807850	177301	2480	q15
16	807750	177357	2533	q16
17	808003	177274	2460	q17
18	808007	177270	2460	q18
19	807986	177261	2450	q19
20	807809	176871	2292	q20
21	807859	176801	2261	q21
22	807924	176749	2241	q22
23	807341	175750	1979	q23
24	806840	175280	1846	q24
25	806752	175160	1808	q25
26	807379	175461	2104	
27	806787	175105	1818	
28	806430	175684	2100	
29	806707	176017	2201	
30	806598	175858	2118	
31	806527	176039	2214	
32	806603	175969	2184	
33	807018	176147	2188	
34	806368	176217	2377	
35	807448	175485	2122	
36	807376	175451	2104	
37	806900	175925	2099	
38	807241	175370	2072	
39	806994	175179	1977	
40	806966	175064	1966	
41	806966	175047	1963	
42	806966	175030	1963	
43	806406	175107	1857	
44	807533	175438	2198	
45	807546	177234	2544	
46	807761	177440	2560	
47	807750	177405	2553	
48	807750	177374	2537	
49	807744	177369	2538	
50	807043	175243	1990	
51	807602	177243	2533	
52	807568	177249	2544	
53	806430	176158	2326	
54	807529	177235	2551	
55	807964	177130	2380	
56	807955	177116	2375	
57	807947	177098	2369	
58	807207	176396	2271	
59	807158	176634	2404	
60	807900	176746	2237	
61	806976	176898	2571	
62	807586	177240	2538	
63	807149	176450	2299	
64	808998	176884	2419	
65	809028	176717	2374	
66	807966	177359	2514	
67	807017	175334	1947	

5.6. GEOGRAPHISCHE DATEN DER ERRATIKER

NUMMER	X_COORD	Y_COORD	HÖHE	FOTO*
1	807251	176795	2479	208
2	807240	176820	2492	206
3	807255	176290	2220	
4	806744	176181	2294	223
5	806450	175960	2224	
6	806446	175930	2215	
7	806318	175917	2253	
8	806325	175921	2253	
9	806333	175910	2245	233
10	806675	176075	2244	
11	807749	177234	2495	
12	808147	177696	2700	
13	807240	176820	2492	
14	805571	174992	1736	102
15	806302	174888	1763	
16	806570	175282	1889	
17	806783	175124	1815	
18	807379	176097	2075	
19	807072	176137	2174	
20	807088	176155	2177	
21	807107	176191	2191	
22	807152	176239	2209	
23	806416	175974	2243	
24	806153	175880	2268	234
25	806251	175895	2265	
26	806779	176093	2248	
27	806985	176295	2292	
28	807848	176789	2259	
29	807858	176729	2234	
30	807873	176742	2233	
31	807887	176709	2220	
32	807262	176413	2259	
33	808043	176798	2252	
34	807765	177214	2480	320
35	807763	177198	2471	
36	807122	176251	2224	
37	807172	176247	2208	
38	808217	177649	2692	
39	808192	176964	2325	
40	805499	175124	1776	
41	805693	175222	1816	
42	806460	175219	1888	
43	806112	175898	2276	
44	806195	175901	2275	
45	806205	175918	2282	
46	806146	175860	2264	
47	807072	176271	2257	
48	807126	176304	2253	
49	806609	176278	2379	
50	807804	176776	2271	
51	807740	177088	2424	
52	808194	177697	2695	
53	807923	177079	2371	
54	807943	176796	2269	
55	808124	176931	2313	
56	808045	176887	2304	
57	808299	177643	2687	
58	808256	177650	2688	
59	807439	177246	2609	
60	807164	177157	2634	
61	806616	176654	2584	
62	807020	176091	2156	
63	807959	176773	2249	

* Die Bilder zu den Erratikern und Quellen sind auf CDROM\Bilder\Erratiker*. *
bzw. CDROM\Bilder\Quellen*. * zu sehen

5.7. CD – ROM

5.7.1. INHALT

Die beiliegende CD-ROM ist Bestandteil dieser Arbeit und enthält ergänzende Informationen und Daten. Im Folgenden werden die Inhalte der einzelnen Unterverzeichnisse beschrieben. Die Überschriften entsprechen dabei der jeweiligen Pfadangabe auf der CD wobei für „CDROM“ der entsprechende Laufwerkspfad einzusetzen ist.

5.7.2. CDROM:\BILDER\>

In diesem Verzeichnis sind alle mit der Arbeit in Zusammenhang stehenden Bilder abgespeichert. Der Bildname in den Koordinatentabellen auf den Seiten 185 und 186 entspricht dem jeweiligen Dateinamen. Die Bilder sind im JPEG oder GIF Format abgespeichert und lassen sich dadurch mit jedem HTML Browser betrachten. Beim Einlegen der CD sollte sich automatisch ein Browserfenster öffnen. Ist dies nicht der Fall so kann die Datei Start.html manuell durch einen Doppelklick aktiviert werden. Diese führt durch die Galerien der einzelnen Unterverzeichnisse welche selbstverständlich auch direkt angewählt werden können. Dazu muss im entsprechenden Unterverzeichnis die jeweilige HTML-Datei aktiviert werden.

Das Verzeichnis BILDER lässt sich folgendermaßen gliedern:

CDROM:\BILDER\QUELLEN\>

Hier sind die Quellbilder wie sie im Quellbericht vorkommen aufgelistet. Die jeweiligen Koordinaten der einzelnen Bilder sind in der Tabelle auf Seite 182 aufgelistet.

CDROM:\BILDER\ABBILDUNGEN ARBEIT\>

Dieses Verzeichnis beinhaltet alle Abbildungen, Figuren und Tabellen die in der vorliegenden Arbeit gedruckt wurden. Der Dateiname entspricht jeweils dem Abbildungsnamen in der Arbeit (siehe Abbildungsverzeichnis Seite 191).

CDROM:\BILDER\ERRATIKER\>

Hier sind die Bilder der Erratiker aufgelistet. Die Koordinaten der einzelnen Erratiker sind der Tabelle auf Seite 183 zu entnehmen.

CDROM:\BILDER\KARTE\>

Dieses Verzeichnis beinhaltet alle Bilder die mit Hilfe von „Hotlinks“ in die ArcView-Karte verknüpft wurden. Die folgenden zwei Tabellen geben Auskunft über die geographische Lage der einzelnen Bilder und sollten beim Betrachten der HTML-Galerie zu Hilfe gezogen werden. Die Bilder können natürlich auch direkt über das Projekt „CDROM\KARTE\karten.apr“ über die Hotlinks im View „Bilder“ betrachtet werden - dazu muss allerdings ArcView 3.x installiert sein.

Bildverknüpfungen von „Bilder.shp“ (Polygone)

BILDNUMMER	X_COORD	Y_COORD
107	806771	175194
111	806771	175194
113	806771	175194
114	806771	175194
123	806658	175699
125	806658	175699
129	807121	175750
134	807224	176294
251000-01	807731	176139
251000-02	808075	176431
251000-03	807349	176494
251000-04	807077	176895
251000-05	807485	177495
251000-07	807485	177495
251000-08	807485	177495
251000-09	808221	177696
251000-10	807485	177495
251000-11	807782	176876
251000-12	808137	177658
251000-13	807485	177495
251000-14	808322	177610
251000-15	808322	177610
251000-16	808322	177610
251000-23	807307	176406
251000-24	807307	176406
251000-25	807307	176406
251000-26	807307	176406
314	807429	176495
315	807411	176067
318	808015	176510
323	807558	177039
332	807755	177679
333	807485	177495
338	808243	177632
339	808316	177604
340	808037	176756
404	808711	177344
406	808316	177604
408	808203	177308
411	808504	176549
412	808075	176431
416	808232	176670
426	807485	177495
427	808373	177000
428	807755	176801
429	807307	176406

Bildverknüpfungen von „Ground.shp“ (Punkte)

BILDNUMMER	BEMERKUNGEN	HOEHE	X_COORD	Y_COORD
101	CM 3/4/5	1636	805251	175031
102		1736	805571	174992
103	Bewegungswulst vor einem Block	1779	805570	175150
105	Moraenenaufschluss	1755	806580	174870
106	Detailaufnahme Moraenenaufschluss	1755	806580	174870
107	Anerodierte Terasse aus Lockergesteinen	1838	806758	175209
108	Kössen--Formation mit zurückwitternden Tonschiefern	1810	806755	174948
109	Anerodierte Terasse aus Lockergesteinen	1901	806913	175488
110	Anerodierte Terasse aus Lockergesteinen	1838	806758	175209
111	Anerodierte Terasse aus Lockergesteinen	1838	806758	175209
112	Detailaufnahme Terasse	1838	806758	175209
113	Detailaufnahme Terasse	1838	806758	175209
114	Oberer Teil des Terrassenanschnitts	1838	806758	175209
115	Detailaufnahme des oberen Teils	1838	806758	175209
116	Gut sortiere Sandlagen im Grenzbereich (ob. Teil)	1838	806758	175209
117	Gut sortiere Sandlagen im Grenzbereich (ob. Teil)	1838	806758	175209
118	Gut sortiere Sandlagen im Grenzbereich (ob. Teil)	1838	806758	175209
119	Gut sortiere Sandlagen im Grenzbereich (ob. Teil)	1838	806758	175209
120	Gut sortiere Sandlagen im Grenzbereich (ob. Teil)	1838	806758	175209
121	Gut sortiere Sandlagen im Grenzbereich (ob. Teil)	1838	806758	175209
123	Engadiner Linie	2036	806620	175680
125	Engadiner Linie	2044	806670	175700
126	Kontakt Paragneis unten und Gr.Amph. oben	2128	806578	175861
127	N. Paragneis Amphibolit Kontakt	2220	806477	175960
128	NE , Kontakt	2237	806477	176028
133	Schieferung-Bankung im östlichen Murgangswall	2151	807200	176180
133	Schieferung, Bankung	2151	807201	176173
135	Cm 50 51 52	2315	806541	176213
137	Verwitterung, Abschuppung von massigem Paragneiss	2340	806583	176225
206	Orthogneis	2492	807240	176820
207	Moränenbedeckung auf 2540 MüM	2492	807240	176820
208	Orthogneis	2479	807251	176795
209	Wanderblock mit Bewegungsrinne	2479	807251	176795
211	Kontakt Amphibolit/Gneiss	2491	807230	176922
213	Schneehaldenmoräne	2323	807523	176785
220	Doline an der Engadiner Linie	2240	807407	176471
223	Mehrere Findlinge aus Biotit Granit	2294	806744	176181
225	Kontakt Paragneiss oben und Amphibolit unten	2480	807248	176854
229	Kontakt Amph./Paragneis	2495	807335	176965
230	Kontakt Amph./Paragneiss	2437	807500	176940

231		2340	807548	176818
233	Orthogneis,	2245	806333	175910
234	Findling (Augengneiss)	2268	806153	175880
235	Detailaufnahme Augengneiss, Bild unscharf	2268	806152	175880
320	Findling auf 2480	2480	807765	177214
321	Steinstreifen	2480	807788	177260
327	fluviatile Kiesstreifen	2574	807769	177476
328	fluviatile Kiesstreifen	2574	807769	177476
329	Detailaufnahme Kiesstreifen	2574	807769	177476
337	Engadiner Linie	2580	808110	177435
409		2444	808198	177181
416	Durchschnittene Terrasse mit kleinem Delta	2203	808237	176674
424	Breckzie der Raiblerformation	2320	808188	176336
425	Grossfalte	2277	808130	176350
430	dünn gebankte Raibler schichten	2277	808130	176350
431	Abtauchende Schichtflächen Raibler	2277	808130	176350
432	Raibler Breckzie/Zement herausgewittert	2277	808130	176350
433	Tonschiefer der Raiblerschichten	2277	808130	176350
434	Kontakt Raibler links Hauptdolomit rechts	2277	808130	176350
435	Kontakt Raibler links Hauptdolomit rechts	2221	808040	176330
q01		1803	805653	175132
q02		1823	805795	175120
q03		1823	805848	175106
q04		1837	805961	175109
q05		1838	806016	175091
q06		2029	806624	175669
q07		2047	806650	175710
q08		2058	806620	175721
q09		2195	806625	175966
q10		2203	806680	176005
q11		2224	806505	176031
q12		2358	806400	176201
q13		2361	806854	176401
q14		2456	807170	176731
q15		2480	807850	177301
q16		2533	807750	177357
q17		2460	808003	177274
q18		2460	808007	177270
q19		2450	807986	177261
q20		2292	807809	176871
q21		2261	807859	176801
q22		2241	807924	176749
q23		1979	807341	175750
q24		1846	806840	175280
q25		1808	806752	175160

5.7.3. CDROM:\ARCVIEW\>

In diesem Verzeichnis sind die Resultate der Arbeit mit ArcView enthalten. Neben mehreren Unterverzeichnissen enthält dieser Ordner die beiden ArcView Projektdateien „karten.apr“ und „hydrogeologie.apr“.

Das Projekt „**hydrogeologie.apr**“ beinhaltet in Form von Views und Layouts alle gedruckten thematischen Karten des Hydrogeologie Kapitels.

Das Projekt „**karten.apr**“ beinhaltet in Form von Views und Layouts die Diplomkarte und die hydrogeologische Übersichtskarte der Val. Im View „Bilder“ lassen sich außerdem alle mit der Karte verknüpften Bilder betrachten. Ebenfalls in das Projekt integriert sind die beiden Höhenmodelle Grid01 und TIN.

Zum Ausführen dieser beiden Projekte muss ArcView3.x auf dem Rechner installiert sein. Zur Verwendung des Höhenmodells muss zudem der 3D-Analyst installiert sein. Falls das direkte Aufstarten der Projektdateien aufgrund von Konfigurationskonflikten nicht möglich ist, müssen die einzelnen Shape Dateien manuell in ein neues Projekt geladen werden. Dann sind jedoch alle Layouts und Views verloren. Um das manuelle Aufbauen zu Erleichtern werden im Folgenden die einzelnen Unterverzeichnisse und deren Inhalt kurz beschrieben

Das Verzeichnis ARCVIEW lässt sich folgendermaßen gliedern:

CDROM:\ARCVIEW\KARTE\>

In diesem Unterverzeichnis ist die mit ArcView erstellte Karte der Val Laschadura enthalten. Raumbezogene Daten werden in ArcView in Form von Punkten, Linien und Polygonen abgespeichert und verwaltet. Die hier vorhandenen Unterverzeichnisse wurden dementsprechend angelegt.

CDROM:\ARCVIEW\KARTE\LINIEN\>

Hier findet man die linearen Elemente der Kartierung. Im Thema „**linien.shp**“ sind allgemeine Elemente wie Terrassenränder, Erosionsränder oder tektonische Brüche enthalten. Das Thema „**hydro.shp**“ beinhaltet das Entwässerungsnetz, Quellhorizonte, Übermurungen etc.. Das Thema „**schraffur.shp**“ wurde nur für die Erstellung einer klassischen geologischen Karte erzeugt und ist für ein GIS eigentlich überflüssig. Hier sind unter anderem Moränenwall- und Schuttkegelsignaturen zu finden. Das Thema „**koord.shp**“ wurde einzig zur Verschönerung der Layouts erstellt (etwas dickere Koordinatenlinien auf der topographischen Karte).

CDROM:\ARCVIEW\KARTE\PUNKTE\>

Hier findet man die punktförmigen Elemente der Kartierung. Im Thema „**ground.shp**“ Sind alle punktförmigen Informationen der Karte abgespeichert. Dazu gehören Erratiker, Quellen, Strukturmessungen, und Verknüpfungen zu Bildern. Zum Betrachten der Bilder muss in den Themeneigenschaften das Hotlinkfeld „Pfad“ ausgewählt werden. Das Thema „**quelldata.shp**“ beinhaltet alle Durchschnittswerte und Abweichungen der

unterschiedlichen Messparameter. Die Accessabfrage wurde in eine Tabelle exportiert und in eine editierbare Shape Datei umgewandelt.

CDROM:\ARCVIEW\KARTE\POLYGONE\>

Hier findet man alle flächenhaften Elemente der Kartierung. Am wichtigsten ist das Thema „**poly.shp**“. Die Polygone dieses Themas decken die kartierte Fläche vollständig aber nicht überlappend ab. Dadurch erhält jeder Punkt auf der Karte einen gewissen Informationsgehalt. Dieser Informationsgehalt wurde mit der Einführung einer „zusammengesetzten ID“ erheblich erhöht. Die ursprüngliche Form-Id wurde mit einer Dynamik-, Material- und Prozess-Id ergänzt und anhand der untenstehenden Rechnung in eine neue Id umgewandelt.

Id	Material	Id	Morphodynamik
1	Lockermaterial	1	Erosion
2	Festgestein / Fels	2	Akkumulation
3	Eis und Schnee	3	Transit /Transport
4	Wasser	4	Inaktivität
5	Beton, Asphalt und andere künstliche Materialien	5	Mischformen
6	Mischform aus Fest- und Lockergesteinen	6	-
7		7	-
8	Nicht definierbar	8	Nicht definierbar
9	Keine Angaben	9	Keine Angaben

Id	Prozessbereich
01	Glazial
02	Glazifluvial
03	Periglazial
04	Kryogen / solifluidal
05	Nival
06	Fluvial
07	Denudativ
08	Gravitativ
09	Limnisch / lakustrisch / marin / litoral
10	äolisch
11	Karstisch /korrosiv
12	Organogen / biogen
13	Anthropogen
20	Inaktiv unter Vegetationsbedeckung
98	Nicht definierbar
99	Keine Angaben

$$\text{Idcalc} = \text{Id_dynamik} \cdot 1000000 + \text{Id_prozess} \cdot 10000 + \text{Id_material} \cdot 1000 + \text{Id_form}$$

Um den gesamten Informationsgehalt der Polygone in ArcView zu visualisieren muss in den Legendeneigenschaften das Feld „Values Field“ auf „**Idcalc**“ gesetzt werden.

Das Thema „**bilder.shp**“ beinhaltet Verknüpfungen zu ortsbezogenen Bildern. Hier sind großflächige Abbildungen von Schuttfächern etc. zu sehen. Zur Aktivierung der Hotlinks muss in den Themeneigenschaften das Hotlink Feld auf „Pfad“ gesetzt werden.

Das Thema „**kartiergeb.shp**“ zeigt die geographische Ausdehnung der Val Laschadura und der zeitgleich durchgeführten, angrenzenden Kartierungen in Macun und im Spöltal. Das Thema „**prozess.shp**“ beinhaltet alle Polygone welche das Thema „poly.shp“ überlagern. Dazu gehören Rutschungen, Girlandenrasen, Lawinenausrisse etc.. Das Thema „**tektonik.shp**“ zeigt die räumliche Ausdehnung der großtektonischen Einheiten im kartierten Gebiet. Das Thema „**umgrenzung.shp**“ beinhaltet die gesamte kartierte Fläche als einziges, zusammenhängendes Polygon. In der dazugehörigen Tabelle sind unter anderem Informationen wie Fläche und Umfang des Kartiergebietes zu sehen.

CDROM:\ARCVIEW\KARTE\CONTOUR\>

Zur besseren Visualisierung der Kartierdaten wurde ein eigenes Höhenmodell erstellt. Dazu wurden manuell alle Höhenlinien der topographischen Karte digitalisiert und mittels Feldeintrag mit der dazugehörigen Höhe versehen. So konnten die hier enthaltenen Multipoint-, Point- und Linienthemen erstellt werden.

CDROM:\ARCVIEW\3D\>

Aus den digitalisierten Höhenlinien wurden zwei digitale Höhenmodelle erstellt. In diesem Unterverzeichnis ist ein GRID mit einer Rasterweite von einem Meter und ein TIN enthalten. Zur Betrachtung und Nutzung dieser Höhenmodelle wird der 3D-Analyst von ESRI benötigt.

CDROM:\ARCVIEW\GEOREFBILDER\>

In diesem Verzeichnis findet man die georeferenzierte topographische Karte des Kartiergebietes und der näheren Umgebung. Das Bild geolog.tiff und das dazugehörige worldfile geolog.tfw wurden freundlicherweise vom Schweizerischen Nationalpark zur Verfügung gestellt.

5.7.4. CDROM:\ARBEIT\>

In diesem Verzeichnis findet man die Accessdatenbank „QuellenLaschadura.mdb“ und Kapitel 1 – 4 der vorliegenden Arbeit im PDF-Format („Diplomarbeit.pdf“).

6. ABBILDUNGS- UND LITERATURVERZEICHNIS

6.1. ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1-01: Geographischer Überblick	1
Abb. 2-01: Liasbreckzien im Ostalpin.....	4
Abb. 2-02: Paläogeographische Lage im Dogger (LABHART 1992).....	4
Abb. 2-03: Tektonische Übersicht.....	6
Abb. 2-04: Engadiner Linie (SCHMID, FROITZHEIM 1993).....	7
Abb. 2-05: Die Phasen der alpinen Gebirgsbildung im ostalpinen Raum	8
Abb. 3-01: Stratigraphie der S-Charl Decke	11
Abb. 3-02: Großfalte in der südlichen Talflanke unterhalb des Piz Ivraina	12
Abb. 3-03: Sedimentäre Breccien der Raibler Formation bei (808148/176330).....	13
Abb. 3-04: Tonschiefer der Raibler Formation bei (808148/176330)	13
Abb. 3-05: dünnbankige Dolomite in der Faltenumbiegung bei (808148/176330)	14
Abb. 3-07: Kössener Kalke mit Tonschieferzwischenlagen (806755/174948).....	16
Abb. 3-08: Brachiopodenbruchstücke in der Kössen-Formation.....	17
Abb. 3-09: Gneistyp „Tschuggen“ als Geröll im Bachbett.....	19
Abb. 3-10: Paragneis, Aufschluss bei (807248/176854).....	20
Abb. 3-11: Amphibolit mit kantigen Ausbruchsnischen bei (806477/176028).....	21
Abb.: Geographische Übersicht der Dünnschliffproben.....	22
Abb.: Dünnschliffbild von CM6.....	23
Abb.: Dünnschliffbild von CM7	24
Abb.: Dünnschliffbild von CM61.....	25
Abb.: Dünnschliffbild von CM70.....	26
Abb.: Dünnschliffbild von CM73.....	27
Abb.: Dünnschliffbild von CM80.....	28
Abb.: Dünnschliffbild von CM 50.....	29
Abb.: Dünnschliffbild von CM 52.....	30
Abb.: Dünnschliffbild von CM 51.....	31
Abb.: Dünnschliffbild von CM 44.....	32
Abb. 3-12: Glaziale und periglaziale Landschaftsformen.....	34
Abb. 3-13: Geritztes Geschiebe (806675/176062).....	36
Abb. 3-14: Fliess- und Transportwege von Geschiebe im Gletschereis	37
Abb. 3-15: Endmoränen am Kessel.....	38
Abb. 3-16: Vom Bach anerodierter Moränenwall bei Laschadurella	38
Abb. 3-17: Kessel von Nuna, Blickrichtung NW	39
Abb. 3-18: Detailansicht des südwestlichen Kesselrandes.....	40
Abb. 3-19: Schematisches Profil durch den Kesselrand.....	40
Abb. 3-20: Eisrandterrasse im Eingangsbereich des Tales (806738/175233)	42
Abb. 3-21: 3D Ansicht der Eisrandterrasse.....	42
Abb. 3-22: Erratischer Block bei (805571/174992).....	43
Abb. 3-23: Schneehaldenmoräne auf 2620 müM (806795/176831).....	45
Abb. 3-24: Nivationsnische auf der Fuorcla Stragliavita (808140/177657).....	45
Abb. 3-25: Schematischer Querschnitt durch eine Girlande (BOESCH 1969).....	46
Abb. 3-26: Girlandenrasen bei (808220/177300).....	46
Abb. 3-29: Blockgletscher im Kessel von Nuna.....	49
Abb. 3-30: Polygonböden und Steinstreifen	50

Abb. 3-31: Periglazialer Strukturboden auf der Fuorcla Stragliavita.....	50
Abb. 3-32: Gravitative und fluviatile Formen im Kartiergebiet	51
Abb. 3-33: Schutthalde unterhalb der Dolomitwände in der Laschadurella.....	52
Abb. 3-34: Trockenschuttkegel der Laschadurella	53
Abb. 3-35: Trockenschuttkegel	53
Abb. 3-36: Murgangrinne bei (807747/177665)	53
Abb. 3-37: Levees bei (807769/177477)	55
Abb. 3-38: längsparalleler Querschnitt durch einen Levee	55
Abb. 3-39: Schwemmfächer mit aktiver Rinne	55
Abb. 3-40: Talflanke nördlich der Alp Laschadura; Blickrichtung West	57
Abb. 3-41: 3D – Ansicht der Alp Laschadura.....	58
Abb. 3-42: 3D Ansicht der Talflanke nördlich der Alp Laschadura.....	59
Abb. 4-01: Messvorgang zur Bestimmung der Härten	62
Abb. 4-02: Multiline P4	64
Abb. 4-03: Kalibrationsstandards.....	64
Abb. 4-04: Niederschlagsmessungen der Jahre 1995 – 2000	68
Abb. 4-05: Einfluss der Minerale auf die Wasserchemie	74

6.2. LITERATURVERZEICHNIS

BOESCH H. H. (1937): Geologie der zentralen unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpasshöhe und Val Laschadura - *Dissertation Univ. Zürich*

BOLLIN R. (1994): Metamorphe Entwicklung und Ursprung der Paragneise (Biotitplagioklasgneise, Plagioklasknotengneise) der Silvretta - *Dissertation, Univ. Freiburg*

DÖSEGGER, FURRER, MÜLLER (1982) : Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung - *Eclogae geol. Helv. 75/2, 303-330*

DVWK (1986): Hydrogeologische Aspekte zur Grundwasserchemie – 7. Fortbildungslehrgang Grundwasser Nienburg

EBERLI GREGOR PAUL (1985) : Die jurassischen Sedimente in den ostalpinen Decken Graubündens – *Mitteilungen aus dem geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich. Nr. 255*

EBERLI GREGOR PAUL (1988) : The evolution of southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean - *Eclogae geol. Helv. 81/1, 175-214*

FRANK STEPHAN MARTIN (1986): Die Raibl-Gruppe und ihr Liegendes im Oberostalpin Graubündens – *Mitteilungen aus dem geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich. Nr. 269*

FREI JAKOB (1992): Quartär-, Aktuo- und Hydrogeologie am Pass dal Fuorn – *Diplomarbeit ETH Zürich*

FURRER HEINZ (1993) : Stratigraphie und Facies der Trias/Jura-Grenzschichten in den Oberostalpinen Decken Graubündens - *Dissertation Universität Zürich*

FURRER HEINZ (1993) : Stratigraphie und Facies der Trias/Juras-Grenzschiefer in den Oberostalpinen Decken Graubündens - *Dissertation Universität Zürich*

GARRELS (1967): Genesis of some ground waters from igneous rocks – *Researches in Geochemistry (s.405-418)*

HÖLTING B. (1992): Hydrogeologie, Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie, 5. Auflage – *Ferdinand Enke Verlag Stuttgart*

LABHART T.P. (1992): Die Geologie der Schweiz - *Ott Verlag Thun*

LAURA SIGG, WERNER STUMM (1996): Aquatische Chemie – Eine Einführung in die Chemie wässriger Lösungen und natürlicher Gewässer – *vdf Hochschulverlag Zürich*

LESER HARTMUT (1998) : Geomorphologie – *westermann Verlag Braunschweig*

LIEBETRAU V. (1996): Petrographie, Geochemie und Datierung der „Flüelagranitischen Assoziation“ (sog. Jüngere Orthogneise) des Silvrettakristallins Graubünden Schweiz – *Dissertation Univ. Freiburg (CH)*

MATTHES (1973): Die Beschaffenheit des Grundwassers – *Gebrüder Borntraeger Stuttgart*

MATTHES (1983): Grundwasserhaushalt – *Gebrüder Borntraeger Berlin*

MICHAEL G. (1985): Geologie und Petrographie im Macun (Unterengadin) – *Diplomarbeit Univ. Freiburg*

OTTFRIED R. WEISE (1983) : Das Periglazial, Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen – *Gebr. Borntraeger Berlin/Stuttgart*

OTZ M. (1998): Die hydrogeologischen Verhältnisse im oberen Valle Santa Maria, Lucomagno, Ticino – *Diplomarbeit Universität Bern*

POLLER U. (1994): Petrographie, Geochemie und Datierung der Augengneise Typ Mönchalp des Silvrettakristallins Graubünden – Schweiz – *Dissertation Universität Freiburg*

SCHLÜCHTER C. (1989): Eiszeitliche Lockergesteine – Geologie, Genese, Eigenschaften – *Habilitationsschrift ETH Zürich*

SCHMID S.M. UND FROITZHEIM N. (1993): Oblique slip and block rotation along the Engadine line – *Eclogae geol. Helv. 93/2, 569-593*

TRÜMPY R. ET AL (1997): Erläuterungen zur geologischen Karte 1 : 50000 des Schweizerischen Nationalparks – *Landeshydrologie und -geologie (BUWAL), Bern*

VETTER H. (1992): Quartär-, Aktuo- und Hydrogeologie im Val dal Spöl (SNP) – *Diplomarbeit ETH Zürich*

VOLKEN S. (1998): Geologie und Naturgefahren des hinteren Binntals – *Diplomarbeit Universität Bern*