

**Hydrogeologische Untersuchungen der
Geothermalfelder von Puyehue und
Cordón Caulle, Chile**

Dissertation der Fakultät für Geowissenschaften
Ludwig-Maximilians-Universität München

Klaus Dorsch

15. September 2003

1. Berichterstatter: Prof. Dr. S. Wohnlich
2. Berichterstatter: Prof. Dr. Dr. h.c. H. Miller

Tag der mündlichen Prüfung: 22. Dezember 2003

Meiner Familie.

Meinen Eltern.

Kurzfassung

In Kooperation mit der *Universidad de Chile* wurden hydrologische und geochemische Untersuchungen der Geothermalfelder von *Cordón Caulle* und *Puyehue* im Süden Chiles (40,5°S) durchgeführt. Die anhand meteorologischer und hydrologischer Daten und mittels GIS-Applikation erstellte Wasserbilanz für das Gebiet zwischen *Lago Ranco* und *Lago Rupanco* zeigt einerseits, dass die Niederschläge extrem hohe Werte von ca. 2000 mm/a in den Talregionen bis weit über 7000 mm/a in den Gipfelregionen erreichen. Für das gesamte Untersuchungsgebiet kann ein mittlerer jährlicher Niederschlag von ca. 4300 mm/a ermittelt werden. Die durch empirische Formeln berechnete durchschnittliche jährliche potentielle Gebietsevapotranspiration beträgt mit ca. 540 mm/a nur ein Achtel der Niederschlagsmengen, sodass der überwiegende Teil des Niederschlagswassers der Abflusskomponente zur Verfügung steht. Die Auswertung von Abflussganglinien sowie durchgeführte Trockenwetterabflussmessungen zeigen, dass in den geologisch sehr heterogen aufgebauten und gut durchlässigen Vulkaniten bzw. Pyroklastika ein großer Teil des Niederschlagswassers rasch infiltriert und erst in den tiefer gelegenen Talbereichen in die Vorfluter gelangt. Dabei scheinen vor allem die glazial übertieften, großen *Seen Lago Ranco, Lago Puyehue* und *Lago Rupanco*, die aus der Andenkordillere bis in das zentrale Längstal hineinreichen, eine wichtige Vorflutfunktion für die lokalen Grundwässer der einzelnen Vulkanmassive darzustellen. Für das *Cordón Caulle* Hochplateau (ca. 1500 m ü. NN) lässt sich eine Grundwasserneubildungsrate von über 200 l/(s·km²) berechnen. Auch wenn ein Teil des Wassers entlang von Schichtquellen und am Ende von Lavadecken rasch wieder an die Oberfläche gelangt, so steht doch ein nicht unerheblicher Teil der Tiefenzirkulation potentiell zur Verfügung. Diese tief in das intrusive Basement hinabreichende Wasserzirkulation ist an große Störungen und Lineamente gebunden, wie sie beispielsweise entlang der *Liquiñe-Ofqui*-Störungszone sowie im Umfeld von Eruptionsspalten und Vulkanschloten in Erscheinung treten.

Die Oberflächenwässer und kalten Grundwässer sind gering mineralisiert (< 80 µS/cm), weisen einen neutralen bis schwach alkalischen pH-Wert auf und sind aufgrund der intensiven Silikatverwitterung durch leicht erhöhte Kieselsäurekonzentrationen (15-40 mg/L SiO₂) charakterisiert. Der Wassercharakter entspricht im Wesentlichen dem eines Na⁺-HCO₃⁻-Typs. Lediglich die Flüsse *Río Nilahue* und *Río Contrafuerte*, die das Arbeitsgebiet in NE-Richtung entwässern, zeigen eine signifikante Beeinflussung durch Thermalwasser an. Allen Thermalquellen gemeinsam sind zum einen das Fehlen von hohen Chlorid-Konzentrationen, zum andern leicht erhöhte Bor-Konzentrationen. Ein Großteil der Wässer ist durch eine Dominanz von HCO₃⁻ und SO₄²⁻ in der Anionenzusammensetzung gekennzeichnet. Der Hauptausfluss des *Cordón Caulle* Systems mit einer Schüttung von mehreren Zehner Litern pro Sekunde heißen Wassers (> 90°C) befindet sich im Zentrum einer ehemaligen Caldera am NW-Ende des *Cordón Caulle* Plateaus. Aufgrund unzureichender Voraussetzungen bei der hydrochemisch-geothermischen Klassifizierung der Wässer, lassen sich nur eingeschränkt Si- und Kationengeothermometer anwenden. Der Teil des Thermalsystems, der die austretenden Thermalwässer in ihrer chemischen Zusammensetzung prägt, führt zu keinem ausgeprägten Wasser-Gesteins-Equilibrium. Vielmehr deuten die Ergebnisse auf ein von der Dampfphase dominiertes System hin, in dem ein oberflächennaher Grundwasserleiter von der durchströmten und kondensierten Dampfphase seine Temperaturerhöhung und chemische Charakteristik erhält. Berechnete Quarz-Temperaturen von ca. 200°C stellen wenn überhaupt Minimaltemperaturen dar. Gasgeothermometrie ist daher unverzichtbar. Die Untersuchung stabiler Isotope (²H, ¹⁸O) sowie die für Thermalwässer niedrige Mineralisierung (max. 660µS/cm am *Cordón Caulle* Ausfluss) zeigen, dass es sich bei den austretenden Thermalwässern um Niederschlagswässer handelt, die keiner allzu intensiven Wasser-Gesteins-Wechselwirkung ausgesetzt waren. Zudem deuten erhöhte Mg²⁺-Konzentrationen auf eine Vermischung mit kaltem, oberflächennahem Grundwasser hin. Tritiumkonzentrationen von 0,4 - 1,8 TU lassen keine eindeutige Interpretation zu. Saure Sulfatwässer im Umfeld der Fumarolenausstritte sind ein Zeichen der Oxidation von H₂S zu H₂SO₄, die in Tümpeln mit frisch gefallenem Niederschlagswasser oder in lokal begrenzten, schwebenden Grundwässern erfolgt. Die Thermalwässer des *Puyehue-Antillanca* Gebietes sind durch leicht erhöhte Chlorid-Konzentrationen und deutlich erhöhte Arsen-Konzentrationen von einigen hundert Mikrogramm pro Liter gekennzeichnet. Der verschiedenartige chemische Charakter sowie die hydrologischen und geographischen Bedingungen deuten auf ein separates Reservoir der Thermalwässer von *Cordón Caulle* und *Puyehue-Antillanca* hin.

Extended Abstract

In cooperation with the *Univesidad de Chile* investigations of the geothermal active areas between the lakes *Lago Ranco* and *Lago Rupanco* in the south of Chile (40.5°S) were carried out with special regards to hydrology - water balance and hydrochemistry. This thesis shows the results of two field campaigns (January-March 2001 and in January-February 2002) and of a literature study and data inquiry in Chile. The calculations of total runoff are based on water balance and storage equation. By application of a Geographic Information System (GIS) and the use of available database, a general water balance for several parts of the research area could be established. The amounts of mean annual precipitation are considerably high and reaches from 2000 mm/a in the valleys up to more than 7000 mm/a in the summit zones. However the database of summit regions is poorly constrained and the assumptions of higher elevated precipitation rates are based on a five year record of the CONAF climate station *Antillanca* at an elevation of about 1000 m a.s.l. Due to the existence of climatic fluctuation like ENSO-events, the annual precipitation rates can vary in a range of several thousands of millimeters per year. Thus, a long-term running climatic report and especially more accurate data from the higher elevated areas are essential for a detailed water balance. The mean annual precipitation of the whole investigated area was calculated to be in the order of 4300 mm/a, whereas the potential evapotranspiration with 540 mm/a is only 1/8th of precipitation rates. This means most of the precipitation is available for the runoff. Measured mean runoff rates from the catchment of *Río Puleufú* at the NE-shore of *Lago Rupanco* enables an evaluation and interpretation of surface runoff lines, so called hydrographs. It shows that in the heterogeneous volcanic formations, the availability of infiltration and the hydraulic permeability is quite high. Calculated mean area precipitation of the catchment *Puleufú* is about 5500 mm/a with a potential evapotranspiration of 480 mm/a. Mean annual runoff is approximately 2800 mm/a so more than 2000 mm/a are left for seepage into deeper parts of the volcanic sequences and the intrusive basement. In this context the big lakes of *Ranco*, *Puyehue* and *Rupanco* together with the volcanic massifs are probably major receiving features of regional groundwater outflow. The amount of groundwater recharge was calculated for several areas and catchments. Especially the areas at higher altitudes with seldom vegetation, high amounts of precipitation and well permeable layers of blocky lava, pumice and lapilli are probably the most important recharge areas. At the *Cordón Caulle* Plateau (1300-1500 m a.s.l.) for example nearly all precipitation is infiltrating. That means a mean rate of groundwater recharge of more than 200 l/(s·km²). Part of this water is quickly discharging at the surface in the vicinity of the *Cordón Caulle* Plateau via small springs and, occasionally, at the end of some tunnelled lava flows. A certain amount is left for seepage into deeper ground. In this context, especially tectonic settings with intensive and deep reaching fractured rocks like the *Liquiñe-Ofqui* fault zone, volcanic chains and fissures as well as the close surroundings of volcanic vents are important locations for the recharge of deep aquifer systems. Apart from descending of water, these locations are also important for the rise of thermal water. The hot springs around the *Antillanca*-Massif are located near the valley base and associated to tectonic features. These fractures and faults seem to be accompanying faults of the *Liquiñe-Ofqui* fault zone.

The hydrochemical characteristics of surface water and shallow, cold groundwater are on one hand affected by high amounts of precipitation with low salinities (electrical conductivity (eC) < 80µS/cm). On the other hand due to leaching of fresh volcanic ash and lapilli as well as pumice with a great reaction surface and intensive weathering of these deposits, the amount of dissolved silica acid is moderately high and reaches values of around 15-40 mg/L. The mainly sodium-bicarbonate-type water is neutral to slightly basic in pH. In comparison, precipitation and melting water show very low salinities with eC < 5µS/cm, a slightly acidic pH and, excluding volcanically-contaminated atmospheric periods no significant contamination by air pollution. The analysis of soil and sediment samples with regard to lixiviation performance shows a high potential capacity of cation exchange. A 24h-lixiviation-experiment with distilled water shows that the resolution of silica acid is in rates up to 12 mg/L.

Only the rivers *Río Nilahue* and *Río Contrafuerte* north of the *Puyehue* Volcano with discharges of about 9.4 m³/s and 4 m³/s respectively measured during drought have significantly higher amounts of salinities (< 200µS/cm) due to inflow of thermal water from the SE-part of the *Cordón Caulle* Range. Due to extreme high dilution with precipitation water, no significant increase of salinity could be observed in water from most of the rivers. For instance at *Riñinahue* river, where the main outflow of thermal water from *Trahuilco* springs is drained into, the eC values are about 80 µS/cm only.

Surface thermal manifestations such as hot springs, geysers and fumaroles are common at the *Cordón Caulle* Range, north-west of the *Puyehue* volcano. Hot springs, like the well known *Puyehue Spa*, occur in the surroundings of the *Antillanca*-Massif, whereas the active volcanic group *Carrán-Los Venados* NE of the *Cordón Caulle* Range shows no geothermal activity at the surface. Most of the geothermal features at *Cordón Caulle* are located along the NW-SE trending fault system, which represents the borders of a 15 x 5 km volcanic graben. Fumarolic activity associated with intense hydrothermally altered rocks and the occurrence of acid sulfate-type waters are characteristic at the upper part of the plateau (1500 m a.s.l.) at *Las Sopas* and *Los Venados*. The main outflow of the *Cordón Caulle* field is located at *Trahuilco* (1000 m a.s.l.) in the center of the ancient caldera known as *Cordillera Nevada*. It discharges several tens of liters per second with a temperature > 90°C. The water is of alkaline-bicarbonate type and deposition of silica sinter is observed around the springs. Due to the lack of chloride-rich springs, application of silica and cationic geothermometers has to be handled with care because water-rock equilibrium seems to be absent in the systems, at least where the thermal springs have their origin in the reservoir. Quartz geothermometry indicates a minimum reservoir temperature of 200°C. Gas geothermometry may give more reliable information. Isotopic investigations (^{18}O , ^2H) indicate that the thermal water is mainly meteoric in origin. Evaporation processes were evident in waters from *Cordón Caulle*. There is only little isotopic evidence of pronounced water-rock interaction. Tritium concentrations of 0.4 - 1.8 TU give no unequivocal results. Present evidence suggests that the *Cordón Caulle* geothermal field represents a vapour-dominated system where local groundwater is heated up by ascending steam. The condensation and oxidation of steam as well as mixing processes in the upper aquifer tend to result in a bicarbonate and sulfate composition of thermal waters and explain the absence of chloride waters. In this context the outflow of bicarbonate water with a temperature of max. 70 °C at the top of *Cordón Caulle* close to the NW-slope of the *Puyehue* volcano originates from a small shallow steam-heated perched aquifer. The chemistry of the *Termas de Puyehue - Antillanca* thermal springs is different from that of the *Cordón Caulle* in terms of slightly increased chloride contents in the former, lower B/Cl-ratios and high concentrations of arsenic with several hundreds of mg/L. Even samples of the bottled water “*Agua Mineral Puyehue*” shows concentrations of arsenic of about 100 µg/L. According, there is a large geographic distance and different elevation of the outflow of the thermal springs. Hydraulic separation of local aquifers and also probably of the thermal outflow zones by the *Gol Gol* river and the *Lago Puyehue* may also play a role. It is therefore suggested two separate upflows and two separate systems: 1) *Cordón Caulle* Range, with its main outflow at the border of a volcanic graben. 2) *Antillanca*-Massif, where outflows are associated with tectonic features in the intrusive basement. Hydrochemical classifications show that all thermal springs are immature with respect to a geothermal signature. Increased boron and arsenic concentrations give a hint on influences of volcanic fluids in young geothermal systems.

The occurrence of a vapour-dominated system in southern Chile is in contrast with geothermal systems north of Chile, where high enthalpy liquid-dominated systems in a steep volcanic terrain are dominant. Nevertheless, the energy generation capacity of vapour-dominated systems, south of Chile promise to be high.

Resumen extendido

Investigaciones realizadas en conjunto con la Universidad de Chile, en las áreas geotermales activas entre *Lago Ranco* y *Lago Rupanco* en el Sur de Chile (40.5°S) han sido enfocadas a establecer balances hídricos e hidroquímicos. Esta tesis muestra los resultados de dos estudios de terreno realizados en las temporadas enero-marzo 2001 y enero-febrero 2002, y una investigación bibliográfica y recopilación de datos llevada a cabo en Chile. Los cálculos del caudal total se basan en un cálculo diferencial superficial entre el promedio de la precipitación y la evapotranspiración potencial media anual. Con la aplicación de un paquete geoinformático (GIS-Geographic Information System) y con el uso de una base de datos disponibles, se ha podido establecer un balance hídrico general de varias zonas dentro del área de investigación. La cantidad de precipitación media anual es bastante alta y alcanza desde un valor de 2000 mm/a en los valles hasta más de 7000 mm/a en las cumbres. Sin embargo, la base de datos es bastante pobre y las suposiciones sobre valores de precipitación en altura están basados en una recopilación realizada durante cinco años por la estación climática "*Antillanca*" perteneciente a la CONAF a una altura de aproximadamente 1000 m.s.n.m. Como consecuencia de fluctuaciones climáticas como ENSO por ejemplo, los valores de precipitación pueden llegar a variar en rangos de miles de milímetros por año. Un reporte climático de larga duración y especialmente datos más precisos de las zonas elevadas son esenciales para un balance hídrico detallado. La precipitación media anual calculada, para toda la zona investigada es del orden de 4300 mm/a mientras que la evapotranspiración potencial promedia de 540 mm/a es sólo 1/8 de los valores de precipitación. Esto significa, que la mayor parte de la precipitación está disponible para el caudal. Los valores medios de caudal medidos en el área de captación del *Río Puleufú* en la orilla noreste del *Lago Rupanco* posibilitan una evaluación e interpretación de líneas de caudal superficial llamadas hidrógrafos. Esto muestra que la posibilidad de infiltración y la permeabilidad hidráulica parecen ser bastante alta en las rocas volcánicas, geológicamente muy heterogéneas. La precipitación media calculada en el área de captación es de aproximadamente 5500 mm/a y la evapotranspiración potencial es de 480 mm/a. El caudal medio anual es aproximadamente 2800 mm/a quedando así, más de 2000 mm/a para la infiltración en las partes profundas de las secuencias volcánicas y en el basamento intrusivo. En este contexto, los grandes lagos *Ranco*, *Puyehue* y *Rupanco* situados junto a los macizos volcánicos ejercen una importante función como cauces principales de aguas subterráneas en esta zona. Las cantidades de recargas de agua subterránea se han calculado para diferentes áreas de captación. Especialmente las áreas de gran altitud con escasa vegetación, grandes cantidades de precipitación y capas muy permeables de lava en bloque, pómez y lapilli en la superficie son probablemente las áreas de recarga más importantes. En el altiplano de *Cordón Caulle* (1300-1500 m s.n.m.) por ejemplo casi toda la precipitación es infiltrada inicialmente. Eso significa un valor extremadamente alto de recarga de aguas subterráneas de más de 200 l/(s·km²). Incluso parte de esta recarga alcanza la superficie muy pronto en las vecindades del altiplano de *Cordón Caulle* por medio de pequeñas fuentes y, en ocasiones, hacia la parte terminal de coladas de lava con estructuras de túneles una cierta cantidad queda disponible para la infiltración en niveles más profundos. Localidades importantes para la recarga de sistemas acuíferos profundos son, en este contexto, especialmente zonas tectónicas compuestas por rocas intensamente fracturadas como ocurre en la zona de *Falla Liquiñe-Ofqui*, complejos volcánicos y fisuras así como en los alrededores de fisuras volcánicas. Aparte del descenso del agua, estas localidades son también importantes para la circulación de aguas termales. Los manantiales calientes alrededor del macizo *Antillanca* están localizados cerca de los valles y están relacionados con estructuras tectónicas. Las fracturas y fallas parecen estar relacionadas a la zona de *Falla Liquiñe-Ofqui*.

Las características hidroquímicas de las aguas superficiales y cercanas a la superficie, aguas subterráneas frías, están por una parte compuestas por grandes cantidades de precipitación con baja salinidad (conductividad eléctrica (eC) < 80 µS/cm) como resultado. Por otra parte, debido a la lixiviación de cenizas volcánicas recientes y lapilli así como pómez con una gran superficie de reacción y el desgaste intensivo de estos depósitos por agentes atmosféricos, la cantidad de ácido silícico disuelto en esta agua es moderadamente alta con valores de 15-40 mg/L. El principal tipo de agua sódica-bicarbonatada tiene un pH entre neutro a ligeramente básico. En contraste, las precipitaciones y el agua de deshielo muestran valores de salinidad muy bajos con eC < 5µS/cm, un pH ligeramente ácido y excepto en temporadas con entradas atmosféricas por erupciones volcánicas, no hay una contaminación significativa debido a la polución del aire. El análisis de muestras de suelo y sedimento con respecto a la lixiviación, muestra gran capacidad potencial de intercambio catiónico así como experimentos de lixiviación con agua destilada

(24h-batch) muestran una resolución de ácido silícico en valores de hasta 12 mg/L. Sólo los ríos *Nilahue* y *Contrafuerte* al Norte del volcán *Puyehue* con descargas de alrededor de 9.4 m³/s y 4 m³/s respectivamente medidos en temporada de sequía tienen significativamente alta salinidad (< 200µS/cm), debido a la incorporación de aguas termales desde la parte SE del *Cordón Caulle*. Incluso aun con la descarga de las aguas termales desde *Trauhilco* que fluye directamente al *Río Riñinahue*, no se pudo observar en el agua del río ningún aumento significativo de salinidad debido a la extremadamente alta disolución con agua de precipitación. Manifestaciones termales superficiales como manantiales calientes, géiseres y fumarolas se concentran en el *Cordón Caulle* al NE del volcán *Puyehue*, así como varios otros manantiales calientes en los alrededores del macizo *Antillanca* como las famosas *Termas de Puyehue*. El grupo volcánico activo *Carán-Los Venados*, al NE del *Cordón Caulle* no muestra actividad geotermal superficial alguna. La mayoría de las manifestaciones geotermales en el *Cordón Caulle* están localizadas a lo largo de las fallas y fisuras orientadas NO-SE, que representan los bordes de un graben de 15 x 5 km en area. Actividad fumarólica relacionada con rocas intensamente alteradas y la aparición de aguas de tipo sulfato-ácidas están concentradas en la parte alta del altiplano (1500 s.n.m.) en *Las Sopas* y *Los Venados*. La principal zona de descarga de fluidos desde el *Cordón Caulle* está localizada en *Trauhilco* (1000 s.n.m.) en el centro de la caldera *Cordillera Nevada* y descarga varias decenas de litros por segundo a una temperatura mayor de 90°C. Las aguas son del tipo alcalinas bicarbonatadas y se observan depósitos silíceos alrededor de la fuentes. Debido a la ausencia de aguas cloruradas en superficie la aplicación de geotermómetros de sílice y catiónicos tiene que ser tratada con cuidado porque el equilibrio agua-roca parece estar ausente en los sistemas o al menos cuando las fuentes termales tienen su origen en un reservorio en profundidad. Aplicando el geotermómetro de cuarzo se calculan temperaturas de al menos 200°C en el reservorio. Geotermómetros de gas parecen proporcionar una información más fiable. Investigaciones isotópicas (¹⁸O, ²H) indican que el agua es de origen meteórico local. Procesos de evaporación ocurren en las fuentes termales del *Cordón Caulle*. Sólo existe poco evidencia isotópica de procesos de interacción agua-roca intensivos, y el desplazamiento de ¹⁸O de las muestras de aguas termales es bajo. Concentraciones de tritio de 0.4-1.8 TU no dan resultados inequívocos. Con la información existente el sistema geotermal del *Cordón Caulle* representa un sistema dominado por vapor donde el agua subterránea local es calentada a través de vapor en ascenso. La condensación y oxidación del vapor así como procesos de mezcla en el acuífero superior tienden a resultar en una composición de las aguas termales de tipo bicarbonatadas y sulfatada, explicando la ausencia de aguas cloruradas. En este contexto, el afloramiento de aguas de tipo bicarbonatada con una temperatura máxima de 70°C en la cima del *Cordón Caulle* cerca de la pendiente noroeste del volcán *Puyehue*, tiene su origen en pequeños niveles ‘colgados’ de agua subterránea calentada por vapor. La química de las fuentes termales *Termas de Puyehue-Antillanca* es diferente de aquellas del *Cordón Caulle* con respecto a pequeños incrementos en el contenido de cloro, pequeñas variaciones en la razón B/Cl y altas concentraciones de arsénico (varios cientos de µg/L). Incluso muestras de agua potable “*Agua Mineral Puyehue*” presentan concentraciones de arsénico de alrededor de 100 µg/L. Además de estas diferencias geoquímicas, existe una larga distancia geográfica y una diferencia de altura en la localización de fuentes termales. Además la separación hidráulica de los acuíferos locales y probablemente también de las zonas de descarga en las cercanías del *Río Gol Gol* y del *Lago Puyehue* deben ser mencionadas. Esto probablemente caracteriza dos flujos ascendentes y dos sistemas separados. 1) El primero está situado debajo del rango del *Cordón Caulle* con su principal descarga en el borde de un graben. 2) El segundo, bajo el macizo *Antillanca* donde la descarga de fluidos esta asociada a rasgos tectónicos en el basamento intrusivo. Clasificaciones hidroquímicas muestran que todas las aguas termales investigadas son inmaduras con respecto a su afinidad geotermal. Incrementos en las concentraciones de boro y arsénico muestran influencia de fluidos volcánicos y el joven desarrollo de los sistemas geotermales.

La presencia de sistemas dominados por vapor en el Sur de Chile es diferente a la del Norte, donde predominan los sistemas líquidos de alta entalpía en terrenos volcánicos abruptos. En todo caso, la energía potencial de estos sistemas dominados por vapor en el Sur promete ser muy alta.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung.....	I
Extended Abstract	II
Resumen extendido	IV
Inhaltsverzeichnis.....	VI
Abbildungsverzeichnis	VIII
Tabellenverzeichnis.....	X
Danksagung.....	XI
Leitwort.....	XII
1 Einleitung	1
1.1 Projektveranlassung.....	1
1.2 Aufgabenstellung und Zielsetzung.....	1
1.3 Energieversorgung in Chile.....	2
1.4 Stand der Forschung.....	2
2 Einführung in das Arbeitsgebiet.....	5
2.1 Lage und Morphologie	5
2.2 Vegetation	6
2.3 Klima.....	8
3 Arbeitsmethoden	10
3.1 GIS-Anwendung.....	10
3.2 Hydrologische Messmethoden	11
3.3 Hydrochemische Messmethoden.....	14
3.4 Thermodynamische Modellierung.....	16
3.5 Bodenuntersuchungen	18
4 Geologie	20
4.1 Geologischer Überblick.....	20
4.2 Regionale Tektonik	23
4.3 Regionale Geologie	25
4.3.1 Basement	27
4.3.2 Pleistozäner bis rezenter Vulkanismus	27
4.3.3 Quartär (glazial-fluviatil).....	37
4.4 Bodenbildung und chemische Eigenschaften der Böden	38
5 Wasserhaushalt und Hydrologie.....	44
5.1 Wasserbilanz	44
5.2 Niederschlag.....	46
5.3 Verdunstung	48
5.3.1 ET_{pot} nach THORNTHWAITE.....	50
5.3.2 ET_{pot} nach SCHENDEL.....	51
5.4 Abfluss	52

5.5	Einzugsgebiet Río Puleufú	54
5.5.1	Ermittlung der Abflusskomponenten des Río Puleufú	54
5.5.2	Wasserbilanz Río Puleufú	60
5.6	Extrapolation auf das Arbeitsgebiet	61
5.7	Grundwasserneubildung	62
5.8	Grundwasserleiter	63
6	Hydrochemie	66
6.1	Niederschlag	66
6.2	Hydrochemischer Gesamtüberblick der Grund- und Oberflächenwässer	67
6.3	Klassifizierung der Wässer	69
6.4	Kaltes Grund-, Sicker- und Oberflächenwasser	72
6.5	Beschreibung der Thermalquellen und Fumarolenfelder	80
6.5.1	Antillanca-Casablanca Gruppe	80
6.5.2	Cordón Caulle	83
6.5.3	Carrán – Los Venados Gruppe	84
6.5.4	Chemische Zusammensetzung der Thermalwässer	85
6.6	Geothermometrie	89
6.6.1	Einführung Geothermometer	89
6.6.2	Si-Geothermometer	91
6.6.3	Kationengeothermometer	94
6.6.4	Klassifizierung der Thermalwässer	97
6.7	Hydrochemische Charakterisierung der Thermalwasserproben	101
6.8	Anwendung von Geothermometern	105
6.8.1	Si-Spezies und Si-Geothermometer	105
6.8.2	Kationenverhältnisse und K^+ - Mg^{2+} , Na^+ - K^+ -Geothermometer	108
6.9	Isotopenhydrochemie	110
6.9.1	Stabile Isotope Deuterium und Sauerstoff-18	110
6.9.2	Tritium	116
7	Diskussion	118
7.1	Wasserbilanz	118
7.2	Eigenschaften der Thermalfelder	120
7.3	Vergleich zu anderen Thermalgebieten Chiles	125
8	Literaturverzeichnis	126
Anhang	136

Rechtschreibung und Grammatik der vorliegenden Arbeit entsprechen dem reformierten Regelwerk der deutschen Sprache (Duden, Stand 2003).

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Übersicht der Thermalquellen und des quartären Vulkanismus in Südchile	4
Abb. 2: Lage des Untersuchungsgebietes	5
Abb. 3: Vegetationszonen an den Süd- bzw. Südwestflanken einiger Vulkane in der Region de los Lagos	6
Abb. 4: Isohyetenkarte der Niederschlagsverteilung in der <i>Región de los Lagos</i>	8
Abb. 5: GIS-Projekt des Gebietes zwischen Lago Ranco und Lago Rupanco	10
Abb. 6: Überführung der digitalisierten Höhenlinien in ein 3-D Modell und anschließende Verschneidung der Topographie mit einer Niederschlagsfunktion zur flächenhaften Darstellung der Gebietsniederschläge	11
Abb. 7: Abflussmessung mit einem hydrometrischen Messflügel.....	12
Abb. 8: Probennahme der Fumarolenkondensate	14
Abb. 9: Boxplot-Diagramm der statistischen Verteilung.....	16
Abb. 10: Versuchsaufbau zur Bestimmung der hydraulischen Durchlässigkeit mit fallender Druckhöhe.....	19
Abb. 11: Großtektonische Übersicht des Ostpazifiks und der Westküste Südamerikas.....	20
Abb. 12: Schematisches Profil durch den aktiven Kontinentalrand der Südanden.....	21
Abb. 13: Geologie der <i>Región de los Lagos</i>	23
Abb. 14: Regionaltektonische Übersicht der südchilenischen Anden und des Arbeitsgebietes	24
Abb. 15: Geologische Übersicht des Arbeitsgebietes.....	26
Abb. 16: Ascheausbruch und Bildung des Carrán Maars am 1.8.1955	29
Abb. 17: Blick von südwestlichen Kraterrand in die Gipfelcaldera des Puyehue Vulkans	31
Abb. 18: Luftbild Cordón Caulle mit den Eruptionszentren von 1922 und 1960.....	34
Abb. 19: Tektonische Phasen der Spalteneruption von Cordón Caulle 1960.....	34
Abb. 20: Blick von Süden auf die Ablagerungen des Cordón Caulle Ausbruchs von 1960.....	35
Abb. 21: Profil der Ascheablagerungen in einer Sandgrube im Gol Gol Tal	36
Abb. 22: Profil quartärer Ablagerungen am Südufer des Lago Puyehue.....	38
Abb. 23: Chanleufü-Boden mit deutlicher Profilierung durch wiederholt stattfindende Ascheablagerung	40
Abb. 24: Eluatinhaltstoffe aus den Batch-Versuchen ausgewählter Bodenproben	41
Abb. 25: Schematische Darstellung des Wasserkreislaufes.....	44
Abb. 26: Regionales Modell des hydrologischen Kreislaufs.....	45
Abb. 27: Zeitreihen der mittleren jährlichen Niederschlagsmengen.....	46
Abb. 28: Zeitreihen der mittleren monatlichen Niederschlagsmengen.....	46
Abb. 29: Korrelation der durchschnittlichen Jahresniederschläge mit der geodätischen Höhe.....	47
Abb. 30: Verlauf von Temperatur und relativer Luftfeuchte bei Aguas Calientes (16.1. - 6.2.2003)	49
Abb. 31: Abflussprozesse	53
Abb. 32: Schema der Abflussbildung an einem Hang	53
Abb. 33: Lage des oberirdischen Einzugsgebietes des Río Puleufú	54
Abb. 34: Graphisches Verfahren nach KILLE zur Korrektur der MoMnQ-Werte.....	55
Abb. 35: Grundwasserabflussganglinie des Río Puleufú für das Jahr 2000	55
Abb. 36: Aufgliederung des Gesamtabflusses einer Hochwasserwelle des Río Puleufú.....	56
Abb. 37: Reelle und berechnete Rezessionskurven des Río Puleufú.....	57
Abb. 38: Teilkurven der Rezessionskurve	58
Abb. 39: Prozentualer Anteil der Abflusskomponenten am Gesamtabfluss	58
Abb. 40: Rückgang des dynamischen Volumens.....	59

Abb. 41: Volumenanteile der Abflusskomponenten vom Gesamtvolumen des dynamischen Abflusses	59
Abb. 42: Wasserhaushaltskomponenten prozentual zum Niederschlag	60
Abb. 43: Temperatur und Niederschlag bei Aguas Calientes (16.1. - 6.2.2002)	61
Abb. 44: Schematischer geologischer Aufbau eines Vulkans hinsichtlich seiner verschiedenen Grundwasserleiter	63
Abb. 45: Schematische Übersicht der Grundwasservorkommen in einem idealisierten Vulkan	63
Abb. 46: Sickerwasserbewegung in einem Hanganschnitt an der W-Flanke des Casablanca Vulkans	65
Abb. 47: Histogramm der κ -Werte der Wässer im Arbeitsgebiet	67
Abb. 48: Übersicht der gemessenen κ -Werte der Quellen und Oberflächengewässer	68
Abb. 49: PIPER-Diagramm der Wasserproben (Januar / Februar 2001)	69
Abb. 50: PIPER-Diagramm der Wasserproben (Januar / Februar 2002)	70
Abb. 51: Boxplotverteilung der Fehler in den Ionenbilanzen der Wasserproben	71
Abb. 52: Histogramm der Ionenbilanzen	72
Abb. 53: Boxplotdarstellung der Leitfähigkeiten (κ -Werte) der kalten Wässer	72
Abb. 54: Boxplotdarstellung der pH-Werte der kalten Wasserproben (Januar / Februar 2002)	73
Abb. 55: Lokation und Beschaffenheit der kalten Wasserproben (Januar / Februar 2001)	74
Abb. 56: Lokation und Beschaffenheit der kalten Wasserproben (Januar / Februar 2002)	75
Abb. 57: Boxplotdarstellung der Hauptkationen der kalten Wasserproben (Januar / Februar 2002)	76
Abb. 58: Alkali- gegen Erdalkali-Ionen der kalten Wasserproben (Januar / Februar 2001)	77
Abb. 59: Alkali- gegen Erdalkali-Ionen der kalten Wasserproben (Januar / Februar 2002)	78
Abb. 60: Boxplotdarstellung Anionenkonzentrationen der kalten Wasserproben (Januar / Februar 2002)	78
Abb. 61: Boxplotdarstellung der Kieselsäurekonzentrationen der kalten Wasserproben (Januar / Februar 2002)	79
Abb. 62: Tagesverlauf der Wassertemperaturen im Quellschacht von Aguas Calientes	81
Abb. 63: Verlauf der Wassertemperaturen im Quellschacht Aguas Calientes (16.1.-6.2.2002)	81
Abb. 64: Lokation und Beschaffenheit der Thermalwasserproben (Januar / Februar 2001)	86
Abb. 65: Lokation und Beschaffenheit der Thermalwasserproben (Januar / Februar 2002)	87
Abb. 66: Boxplotdarstellung der Arsenkonzentrationen der Thermalwässer	88
Abb. 67: Boxplotdarstellung der Arsenkonzentrationen der kalten Wässer	89
Abb. 68: Temperaturverlauf der Kieselsäuredissoziationskonstanten der ersten Dissoziationsstufe	92
Abb. 69: Cl^- - SO_4^{2-} - HCO_3^- -Dreiecksdiagramm zur Klassifizierung der Thermalwässer	98
Abb. 70: Cl^- - Li^+ -B Dreiecksdiagramm zur Klassifizierung der Thermalwässer	99
Abb. 71: Na^+ - K^+ - Mg^{2+} -Dreiecksdiagramm nach GIGGENBACH zur Klassifizierung der Thermalwässer	100
Abb. 72: Cl^- , SO_4^{2-} - und HCO_3^- -Dreiecksdiagramm (Januar/Februar 2001)	101
Abb. 73: Cl^- , SO_4^{2-} - und HCO_3^- -Dreiecksdiagramm (Januar /Februar 2002)	102
Abb. 74: Cl^- , Li^+ - und B-Dreiecksdiagramm (Januar/Februar 2001)	103
Abb. 75: Cl^- , Li^+ - und B-Dreiecksdiagramm (Januar/Februar 2002)	103
Abb. 76: Na^+ - K^+ - Mg^{2+} -Dreiecksdiagramm (Januar/Februar 2001)	104
Abb. 77: Na^+ - K^+ - Mg^{2+} Dreiecksdiagramm (Januar/Februar 2002)	105
Abb. 78: Prozentuale Si-Speziesverteilung der Thermalwasserproben	105
Abb. 79: Sättigungszustände der Thermalwasserproben bezüglich einiger SiO_2 -Festphasen	106
Abb. 80: H_4SiO_4^0 -Konzentrationen bei einem hypothetischen Rückgang des pH-Werts im Reservoir	108
Abb. 81: SCHÖLLER-Diagramm der Thermalwässer	109
Abb. 82: $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Relation in den Niederschlägen von Puerto Montt (Chile) und Bariloche (Argentinien)	111
Abb. 83: Ursachen für ein Abweichen von der MWL in der isotopischen Zusammensetzung von Wässern	112

Abb. 84: $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Relation der Oberflächen-, Thermal- und Niederschlagswässer	113
Abb. 85: $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Relation der Oberflächen-, Thermalwasser- und Kondensatproben	113
Abb. 86: Isotopische Fraktionierung der Cordón Caulle Thermalwässer aufgrund Evaporation am Quellaustritt ..	114
Abb. 87: ^{18}O -Drift der Cordón Caulle Thermalwässer aufgrund von Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen	115
Abb. 88: Isotopische Fraktionierung der Cordón Caulle Thermalwässer aufgrund Mischung von oberflächennahem Grundwasser mit dem Kondensat eines Dampfphasen-dominierten Systems	115
Abb. 89: Hypothetische Genese der Isotopensignatur der Fumarolenkondensate	116
Abb. 90: Modell eines jungen „Igneous“-geothermalen Systems im Bereich eines andesitischen Stratovulkans ...	120
Abb. 91: Dampfphasen- und Flüssigphasen-dominierte Systeme im Vergleich	121
Abb. 92: Modell eines Dampfphasen-dominierten Systems unter einem topographisch erhöhten Vulkankomplex	122
Abb. 93: Modell der geothermalen Systeme unter Cordón Caulle und dem Antillanca Vulkanmassiv	123

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Verwendete topographische Karten	10
Tab. 2: Verwendete Messgeräte zur Bestimmung der physiko-chemischen Parameter	14
Tab. 3: Übersicht der hydrochemischen Analysemethoden	15
Tab. 4: Übersicht der Aktivitätsphasen der im Arbeitsgebiet gelegenen vulkanischen Gruppen	29
Tab. 5: Vulkanische Aktivität und Einheiten der Gruppen Puyehue - Cordón Caulle (stratigraphisches Auftreten).	32
Tab. 6: Potentielle Kationenaustauschkapazität ausgewählter Bodenproben	41
Tab. 7: Kapazität an austauschbarem Na^+ , K^+ , Mg^{2+} und Ca^{2+}	42
Tab. 8: Basensättigung ausgewählter Bodenproben	42
Tab. 9: Bodenchemische Parameter zweier <i>Nothofagus</i> -Wälder im Puyehue Nationalpark	43
Tab. 10: Mittlere jährliche Niederschlagsmengen und -höhen ausgewählter Teilbereiche des Arbeitsgebietes	47
Tab. 11: Mittlere Monatstemperaturen der drei Klimastationen	50
Tab. 12: Monatlicher Korrekturfaktor θ bei 40°S	50
Tab. 13: Monatsmittel der relativen Luftfeuchtigkeit der drei Klimastationen	51
Tab. 14: Mittlere jährliche Verdunstung nach THORNTHWAITE, SCHENDEL und TURC der drei Klimastationen	52
Tab. 15: Durchschnittliche jährliche Gebietsevapotranspiration (nach THORNTHWAITE) für einige Teilbereiche	52
Tab. 16: Mittlere monatliche Minimaldurchflüsse (MoMNQ) am <i>Capullo</i> -Kraftwerk	54
Tab. 17: Rezessionskoeffizienten für hydrologische Speicher	57
Tab. 18: Ergebnisse zur Bestimmung des Grundwasserabflusses im Vorfluter aus den Abflussganglinien	60
Tab. 19: Wasserhaushaltsgrößen des Einzugsgebietes Río Puleufú	60
Tab. 20: k_f -Werte ausgewählter Deckschichtproben	64
Tab. 21: Durchschnittskonzentrationen ausgewählter Wasserinhaltsstoffe eines kleinen Einzugsgebietes	66
Tab. 22: Klassifizierung der Wasserproben (Januar / Februar 2001)	70
Tab. 23: Klassifizierung der Wasserproben (Januar / Februar 2002)	71
Tab. 24: Übersicht Si-Geothermometer	93
Tab. 25: Na^+ - K^+ -Geothermometer	95
Tab. 26: Berechnete Si-Geothermometer-Temperaturen ausgewählter Thermalwasserproben	107
Tab. 27: Kationengeothermometer-Temperaturen der Trahuilco-Thermalwässer	109
Tab. 28: Tritiumgehalte ausgewählter Wasserproben (Januar / Februar 2001)	117

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. S. Wohnlich in den Jahren 2001 bis 2003 am Department für Geo- und Umweltwissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München. Finanziell unterstützt wurden die Reise- und Aufenthaltskosten vom Internationalen Büro des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) sowie durch CONYCIT Chile.

Für die Betreuung dieser Arbeit sowie für die Unterstützung bei der Finanzierung, möchte ich mich herzlich bei Herrn Prof. Dr. S. Wohnlich bedanken.

Prof. A. Lahsen und Prof. Dr. C. Palacios möchte ich für die Bereitstellung der Tagegelder in Chile, der Fahrzeuge und des Helikopters danken. Ohne diese Unterstützung wäre die Arbeit in dieser Form nicht durchführbar gewesen.

Dem Leiter der Sektion Geologie Prof. Dr. Dr. h.c. H. Miller danke ich für die Möglichkeit der Nutzung der Einrichtungen, Geräte und Räumlichkeiten in München sowie für die Übernahme des Koreferats.

Herrn Prof. Dr. W. Gläßer vom UfZ Halle-Leipzig und Herrn W. Stichler von der GSF in Neuherberg sei für die Messung der Isotopenproben gedankt.

Den CONAF-Mitarbeitern des Puyehue-Nationalparks, namentlich erwähnt Nicolás Pacheca und Javier Labra, dem Leiter des Bodenlabors der Universidad de los Lagos Cesar Pinochet sowie dem Ingenieur Juan Correa des Wasserkraftwerks Capullo S.A. danke ich für die Hilfsbereitschaft und die wertvollen Informationen. Auch die Tipps des Mapuche-Indianers Don Pablo waren beim Auffinden von Thermalquellen, kalten Quellen und anderen Lokalitäten sehr hilfreich.

Ein besonderer Dank gilt den chilenischen Kollegen Fabián Sepúlveda, Luis Urzúa, Pablo Letelier und dem PC-Crack Luis Acevedo. Der Austausch von fachlichen Informationen lief hervorragend und die Zusammenarbeit im Gelände machte eine Menge Spaß. Ohne die Hilfe von Fabiáns Vater würden wir heute noch am Zoll stehen und dank der tollen Gastfreundschaft der Familien Urzúa und Naudón fühlte ich mich in Santiago wie daheim. Ebenso möchte ich mich bei den Fahrern Don Oscar, Don Pedro und dem immer freundlichen Don José bedanken.

Meinen beiden deutschen „Gefährten“ bei den Reisen nach Chile danke ich ebenfalls für die guten fachlichen Anregungen und die tolle Zeit im Gelände. Dr. Steffen Bender konnte mir einiges an hydrochemischem Wissen vermitteln und entlastete mich zudem von anderen Arbeiten. Seine ruhige „badische Art“ gepaart mit dem Durchhaltevermögen eines „Neu-Ruhrpottlers“ qualifizierten ihn ausgesprochen gut als Reisegefährten. Der Anteil der Ergebnisse der Diplomarbeit von Franz Böhm an dieser Arbeit und dessen „pfadfinderischen Fähigkeiten“ im Gelände sollen explizit erwähnt werden. Ein Dank geht auch an María Cristina Corral Pérez de Eulate für die Hilfe bei der Erstellung des Resumens.

Die freundschaftliche Atmosphäre in der Arbeitsgruppe Hydro- und Umweltgeologie war ein gutes Umfeld für den Austausch von Fachlichem aber auch Persönlichem. Meiner Zimmerkollegin Katrin Balz sei darüber hinaus für die Zubereitung zahlreicher Cappuccinos und das Ertragen meiner „Chaostage“ während des Zusammenschreibens gedankt. Einiger Dank gebührt auch Dr. T. R. Rude und unserer Sekretärin Monika Witt für ihr Engagement weit über ihre Arbeitspflichten hinaus und die aufmunternden Worte in schwierigen Zeiten. Ohne die Computerkenntnisse von Christoph Barth würden einige meiner Dateien noch jetzt im Daten-Nirvana irgendwelcher Server verschollen sein. Darüber hinaus möchte ich mich bei meinen Kollegen Kai Zoßeder, Barbara Kainzmaier, Thomas Hanauer, Bernd Kottke, Christine Vornehm, dem Snickers-Lieferanten Harald Knepel sowie bei den ehemaligen Kollegen Dr. Adrian Huber, Dr. Stefan Hülmeyer und Dr. Berhanu Gizaw für deren Unterstützung bedanken. Den Labormitarbeiterinnen Simone Stangl, Karin Paschert Elena Koci und Lisa Böck sowie der guten alten Carla Krutzsch ist es zu verdanken, dass die Proben ohne viel Zeitverzögerung gemessen werden konnten. Ein herzlicher Dank gilt auch den Vertretungs-Professoren Dr. M. Zabel und Dr. A. Winkler.

Abschließend möchte ich mich bei meinen Freunden und meiner Familie bedanken. Dank Bernhard Bayer und meiner Frau Sabine ist die Arbeit um einige Tippfehler ärmer geworden. Meine Eltern unterstützten mich jederzeit während meiner Uni-Laufbahn und meine Familie motivierte mich weiterzumachen, wenn es einmal irgendwo hakte. Wichtig war aber auch, dass sie mir zum notwendigen mentalen Abstand von der Arbeit verhalf.

Piedra en la piedra, el hombre, dónde estuvo?

Aire en el aire, el hombre, dónde estuvo?

Tiempo en el tiempo, el hombre, dónde estuvo?

Stein im Gestein! wo war er, der Mensch?

Luft in der Luft! wo war er, der Mensch?

Zeit in dem Zeitenlauf! wo war er, der Mensch?

Pablo Neruda

1 Einleitung

1.1 Projektveranlassung

Aufgrund von Energieversorgungsengpässen und einer großen energiepolitischen Abhängigkeit vom Ausland beschloss im Jahre 1999 das chilenische Parlament weitere potentielle Energieresourcen im eigenen Land zu erkunden. Dazu zählt auch die Nutzung geothermaler Ressourcen, die in Chile ein großes Potential aufweisen. Die Vorteile dieser Nutzung liegen neben der Unabhängigkeit von klimatischen Ereignissen in dem geringen CO₂-Ausstoß (Umsetzung des Kyoto-Protokolls) sowie der Tatsache, dass es sich dabei um eine nationale Energiequelle handelt, welche die Abhängigkeit von Rohstoffimporten weiter vermindern kann. Am 7. Januar 2000 wurde das Gesetz „Ley sobre concesiones de energía geotérmica, Ley N° 19.657“ verabschiedet, welches die Konzessionsvergabe regelt sowie Technik- und Sicherheitsaspekte hinsichtlich der geothermischen Nutzung beinhaltet. Um die Forschung auf diesem Gebiet voranzutreiben, wurde unter der Schirmherrschaft der CONYCID Chile (*Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica*) ein FONDEF-Projekt (*Fomento al Desarrollo Científico y Tecnológico*) zur Charakterisierung und Evaluierung geothermaler Ressourcen in Zentral- und Südchile hinsichtlich der Stromerzeugung sowie der direkten Nutzung bewilligt (*Caracterización y Evaluación de los Recursos Geotérmicos de la Zona Central-Sur de Chile: Posibilidades de Uso en Generación y Aplicaciones Directas*). Das Departamento de Geología der Universidad de Chile sollte den wissenschaftlichen Teil des Projektes bearbeiten. Chiles größter Ölkonzern ENAP war als Industriepartner von Beginn an in das Projekt mit eingebunden. Aufgrund der bestehenden Kooperation zwischen dem Departamento de Geología der Universidad de Chile und der Arbeitsgruppe Hydrogeologie und Umweltgeologie (AGH) des damaligen Institutes für Allgemeine und Angewandte Geologie der Ludwig-Maximilians-Universität München unter Prof. Dr. Stefan Wohnlich wurde eine Projektzusammenarbeit vereinbart, bei der die AGH die Chilenen hinsichtlich hydrogeologischer und hydrochemischer Fragestellungen unterstützen sowie die chilenischen Projektpartner während der Geländetätigkeit in hydrologische und hydrochemische Messverfahren einweisen sollte. Von den drei ausgewählten Gebieten 1) Laguna de Maule, 2) Termas/Nevados de Chillán und 3) Termas de Puyehue-Cordón Caulle (Abb.1) wurden letztere in den Jahren 2001-2002 wissenschaftlich bearbeitet. Da die staatlichen Fördermittel zur Erkundung und Nutzung geothermaler Ressourcen im August 2002 nicht weiter bewilligt wurden, wurden die Explorationsaktivitäten von ENAP seit Januar 2003 gestoppt. Dennoch werden auf wissenschaftlicher Seite die Projekte weiter vorangetrieben. Auch ein Seminar über die Nutzung geothermischer Ressourcen in Chile im Juni/Juli 2003, ausgerichtet von der Universidad Católica de Valparaíso, brachte einen Informationsaustausch sowie mögliche Projektperspektiven mit sich.

1.2 Aufgabenstellung und Zielsetzung

Diese Dissertation behandelt einen Teilaspekt des Projektes zur Erkundung geothermaler Ressourcen Zentral- und Südchiles. Neben der Betrachtung der hydrochemischen Eigenschaften von Thermal-, Oberflächen- und kalten Grundwässern, werden Aussagen zum hydrologischen Kreislauf sowie hydrochemischen und hydraulischen Eigenschaften der Deckschichten gemacht. Der Zeitraum der Geländetätigkeit beschränkte sich auf Januar-März 2001 sowie Januar-Februar 2002. Während dieses Zeitraums wurden die Gebiete von Termas de Puyehue und Cordón Caulle sowie die Termas de Chillán intensiv beprobt. Im Anschluss daran wurden die Proben analysiert und die Daten ausgewertet. Das Hauptaugenmerk dieser Arbeit richtet sich dabei auf die hydrochemischen Eigenschaften der Wässer im Puyehue - Cordón Caulle Gebiet. Die Thermalwässer werden hinsichtlich ihrer Genese untersucht. Wenn möglich werden Geothermometer angewendet, um einen ersten Eindruck über das zu erwartende geothermische Potential zu erhalten. Auch wird der Frage nachgegangen, ob die an der Oberfläche austretenden Thermalquellen von Cordón Caulle und Termas de Puyehue demselben geothermalen Reservoir zuzurechnen sind, oder ob es sich dabei um zwei voneinander unabhängige Systeme handelt.

Im Rahmen dieser Dissertation wurde eine Diplomarbeit angefertigt, die sich speziell mit den hydrologischen Verhältnissen, sowie den hydraulischen Eigenschaften der Deckschichten im Antillanca Vulkanmassiv beschäftigt (BÖHM 2003).

1.3 Energieversorgung in Chile

Wie in den meisten Ländern, nimmt auch in Chile der Energiebedarf stark zu. Chiles Wirtschaftswachstumsraten zählten während des vergangenen Jahrzehnts mit zu den höchsten weltweit und bewegen sich auch momentan in einem stabil moderaten Bereich. Dementsprechend sind auch die Wachstumsraten des Energiebedarfs hoch und werden für die kommenden Jahre mit 7% pro Jahr prognostiziert. Im Verlauf der Jahre 1991 bis 2000 stieg der elektrische Energieverbrauch von 18 auf 39 Mrd. kWh. 51% dieser Energie stammt dabei aus fossilen Energieträgern, 46% aus Wasserkraft (\cong 18,3 Mrd. kWh) und die restlichen 3% aus anderen Energiequellen (EIA 2002). Wasserkraft ist die einzige derzeit genutzte größere Energieressource Chiles. Durch den großen Höhenunterschied von den Anden im Osten hin zum Pazifik im Westen sowie hohe Niederschlagsmengen im südlichen Teil des Landes weisen die Flüsse ein beträchtliches hydraulisches Energiepotential auf, das traditionell den Großteil der elektrischen Energieerzeugung Chiles ausmachte. Infolge einiger extremer Trockenperioden in Zentral- und Südchile während der Jahre 1997-1999 kam es aufgrund niedriger Abflussraten zu Engpässen in der Stromversorgung. Die Folge war, dass es in Santiago zu Stromausfällen und zu Stromsanktionierungen kam.

Die fossilen Energieträger müssen zum Großteil importiert werden. Die eigenen Öl- und Gasförderungen, die hauptsächlich aus der Magellanstraße stammen, gingen in den vergangenen Jahren, von einem niedrigen Niveau ausgehend, weiter zurück. Der Produktion von 14.000 Barrel/Tag steht ein Verbrauch von 245.000 Barrel/Tag entgegen (Stand 2000 (EIA 2002)). Der Hauptanteil des Ölimports stammt aus Argentinien, Ecuador, Nigeria und Venezuela. Die chilenische Gasförderung und der Gasverbrauch wiesen bis zum Jahr 1997 eine ausgeglichene Bilanz auf. Seit 1997 sank jedoch die Inlandsproduktion, während gleichzeitig vier Gaspipelines zwischen Chile und Argentinien errichtet wurden. Der Nettogasimport betrug im Jahr 2000 rund 4 Mrd. Kubikmeter und stammt ausschließlich aus Argentinien. Ein Großteil dieses Gases wird in Gaskraftwerken zur Generierung elektrischen Stroms verwendet (EIA 2002). Jedoch führt die derzeitige wirtschaftliche und politische Instabilität Argentiniens zu möglichen Gasversorgungsengpässen, wie sie beispielsweise im Jahr 2002 mehrmals auftraten. Der geplante Bau einer Gaspipeline von Bolivien an die Pazifikküste im Rahmen des Pazifik LNG Projekts zur Erdgaslieferung in die USA und nach Mexiko könnte eine weitere Gasmitversorgung Chiles ermöglichen. Die Entscheidung, über den Trassenverlauf nach Chile oder Peru, ist noch nicht gefallen. Die geplanten Gasexporte führten in Bolivien im Jahr 2003 jedoch zu massiven Protesten und zu einer Staatskrise, sodass eine Weiterführung dieser Projektplanungen derzeit ungewiss ist. Ein Großteil des Kohleimports Chiles stammt aus Australien (4,7 Mio Tonnen im Jahr 2000). Nachdem 1997 die größte chilenische Kohlemine geschlossen wurde, bewegt sich die Inlandsproduktion auf einem sehr niedrigen Niveau (0,4 Mio Tonnen im Jahr 2000). Lediglich einige kleinere Minen in der Region Lota-Coronel, bei Máfil sowie auf Feuerland sind noch in Betrieb. Der chilenische Strommarkt wurde bereits im Jahr 1985 dereguliert und weitestgehend privatisiert (WATTS & ARIZTIA 2002). In Chile gibt es zwei große Stromnetze, das SING und das SIC (*Sistema Interconestado Central*), das mit 93% den Hauptteil der Stromversorgung ausmacht. In den Jahren 1998 und 1999 führte neben dem Fehlen an hydroelektrischen Ressourcen und organisatorischer Ineffizienz auch eine fehlerhafte Preispolitik der SIC zu den Versorgungsengpässen, da konträr zu dem knappen Angebot an elektrischer Energie die Preise für Strom gesenkt und nicht angehoben wurden. Der Energieverbrauch stieg und führte letztendlich zu den bereits erwähnten Versorgungsengpässen in Santiago (WATTS & ARIZTIA 2002).

1.4 Stand der Forschung

Besonders ausgeprägte hochenergetische Geothermalsysteme finden sich - abgesehen von den mittelozeanischen Divergenzzonen - in den jungen Orogenen konvergenter Plattengrenzen. Die größten Wärmereservoire bilden sich dabei im Umfeld von quartärem Vulkanismus. Geochemische Daten und präzise Altersbestimmungen der Fluide sind daher wesentliche Instrumente für die Exploration geothermaler Felder (INGEBRITSEN & SANFORD 1998). Ein Überblick über die verschiedenen Typen geothermaler Systeme geben BOWEN (1989) sowie GOFF & JANIK (2000). Hydrothermale Quellaustritte sind an eine gute, lokal bis an die Oberfläche reichende Permeabilität des Untergrunds geknüpft. Meist ermöglichen große Störungen das tiefe Eindringen und Zirkulieren meteorischer Wässer oder sie

unterbrechen den lateralen Fluss von heißem Grundwasser in der Tiefe und zwingen es zum Aufsteigen (INGEBRISTEN & SANFORD 1998). Die Erneuerung und der Umsatz der Tiefenwässer hängen von der hydraulischen Durchlässigkeit der Grundwasserleiter ab. Grundwasserfließgeschwindigkeiten liegen bei den am hydrologischen Kreislauf beteiligten Tiefenwässern häufig in Größenordnungen von einigen Dezimetern bis Zehnermetern pro Jahr (DVWK 1983). Langsame Fließgeschwindigkeiten von wenigen Millimetern pro Jahr treten in tiefen Formationswässern mit extrem geringer Porosität (intragranulare Korngrenzen und feine Risse) auf, wobei die Wässer sich stark mit gelösten Stoffen anreichern. Lange Verweilzeiten und Fließwege bei hohen Temperaturen führen zu intensiven Wasser-Gesteins-Reaktionen, die eine typische Charakterisierung der Wasserinhaltsstoffe mit sich bringt. Durch die Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen können sekundäre Porenräume entstehen oder sich durch sekundär gebildete Tonminerale die hydraulische Durchlässigkeit in den hydrothermal alterierten Zonen vermindern. Beim Aufstieg tiefer Grundwässer ändern sich die Druck- und Temperaturbedingungen. Dies führt zu hydrochemischen Reaktionen, wie beispielsweise der Ausfällung bestimmter Inhaltsstoffe oder die Freisetzung von Gasen, welche die chemische Zusammensetzung und auch die Temperatur des Wassers verändern (D'AMORE & ARNÓRSSON 2000).

Bei den meisten hochmineralisierten Tiefenwässern handelt es sich nach Untersuchungen stabiler Isotope um meteorisches Wasser (CRAIG 1961, CRISS & TAILOR 1986, MICHEL 1997). Beim Durchfließen des Gesteinskörpers stellt sich zwischen den verschiedenen Mineralien und dem Wasser ein temperatur- und druckabhängiges hydrochemisches Lösungsgleichgewicht (Equilibrium) ein. Durch Berechnungen thermodynamischer Gleichgewichte beispielsweise mit Hilfe des Programmcodes PHREEQC, lassen sich Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen modellieren (DVWK 1992, BALL et al. 1979, KHARAKA et al. 1988, PARKHURST 1995, PARKHURST & APELLO 1999, D'AMORE & ARNÓRSSON 2000). Die Nutzung des Wärmeinhalts thermaler Grundwässer ist in erster Linie von dem Energiepotential und der förderbaren Wassermenge abhängig (CERMAK & HAENEL 1982). Hohe und aggressive Lösungsinhalte können zu korrosionstechnischen Problemen führen, die mittlerweile jedoch beherrschbar sind. Erhöhte Schwermetall-, Arsen-, Lithium-, Bor- und teilweise Ammoniumkonzentrationen sowie H₂S-Exhalationen, die bei der Förderung geothermaler Fluide an die Oberfläche gelangen, können zu starken Kontaminationen der Umwelt führen, wenn diese nach der thermischen Nutzung nicht re-injiziert oder speziell aufbereitet werden (BROWN 1995, BIRKELE 1998, HUNT 2001).

Chemische Analysen hydrothermaler Wässer erlauben Aussagen über die ursprünglichen Reservoirtemperaturen (D'AMORE & ARNÓRSSON 2000). Die Anwendung dieser Methoden ist jedoch an spezielle Voraussetzungen geknüpft (ALBU et al. 1997). Beispiele quantitativer Geothermometer zur Ermittlung der Reservoirtemperaturen sind: Siliziumspeziationen (SiO₂) (FOURNIER 1973, FOURNIER & POTTER 1982, ARNÓRSSON et al. 1988), Natrium-Kalium (Na⁺-K⁺) (FOURNIER 1979, GIGGENBACH 1988), Natrium-Kalium-Calzium (Na⁺-K⁺-Ca²⁺) (FOURNIER & TRUESDELL 1973, FOURNIER & POTTER 1979, FOURNIER 1984), Kalium-Magnesium (K⁺-Mg²⁺) (GIGGENBACH 1988, FOURNIER 1991) und Magnesium-Lithium (Mg²⁺-Li⁺) (KHARAKA & MARINER 1989). Gasgeothermometer der Komponenten CH₄, CO₂ und H₂S (D'AMORE & PANICHI 1980) können angewendet werden, wenn die Quellen einen hohen Gasgehalt aufweisen und möglichst nicht mit niedrigtemperierten Grundwasserkörpern anderer Reservoirs in Kontakt stehen. Eine Verfeinerung der Gasgeothermometer (CH₄ - H₂, H₂O - H₂, CO₂ - CH₄) wird mittels Isotopenverhältnissen ¹⁸O/¹⁶O, ²H/¹H und ¹³C/¹²C von PANCHINI et al. (1979) beschrieben und verglichen. Klassifizierungsmethoden von Thermalwässern aus Hochenthalpie-Geothermalfeldern wurden im Wesentlichen von GIGGENBACH (1988) entwickelt.

Isotopenhydrologische Methoden sind ein wesentlicher Bestandteil zum Verständnis geothermaler und tiefzirkulierender Systeme (TRUESDELL & HULSTON 1980, GERARDO-ABAYA et al. 2000). Häufig sind Thermalwässer gegenüber den Niederschlagswässern bezüglich ¹⁸O angereichert, was auf einer guten Gleichgewichtseinstellung zwischen Gestein und Wasser beruht. Thermalwässer haben in der Regel δ ¹⁸O-Werte von -24 ‰ bis +2 ‰, Formationswässer weisen dagegen leicht höhere Werte von -17 ‰ bis +7 ‰ auf. ¹⁸O-Gehalte verglichen mit ²H-Gehalten lassen Rückschlüsse auf die Mischung unterschiedlich alter Wässer, die bei unterschiedlichen klimatischen Bedingungen gebildet wurden (Klimaeffekt) oder aus unterschiedlich hoch gelegenen Einzugsgebieten stammen (Höheneffekt) zu (CLARK & FRITZ 1997). Weitere Altersdatierungen von Grundwässern lassen sich für junge Grundwässer anhand von Tritiumkonzentration (z.B. Bombentritiumpeak der 60er Jahre), mittels ³H-³He Methode, oder für bis zu mehrere tausend Jahre alte Wässer anhand der ¹⁴C-Methode durchführen. Neben isotopenchemischen

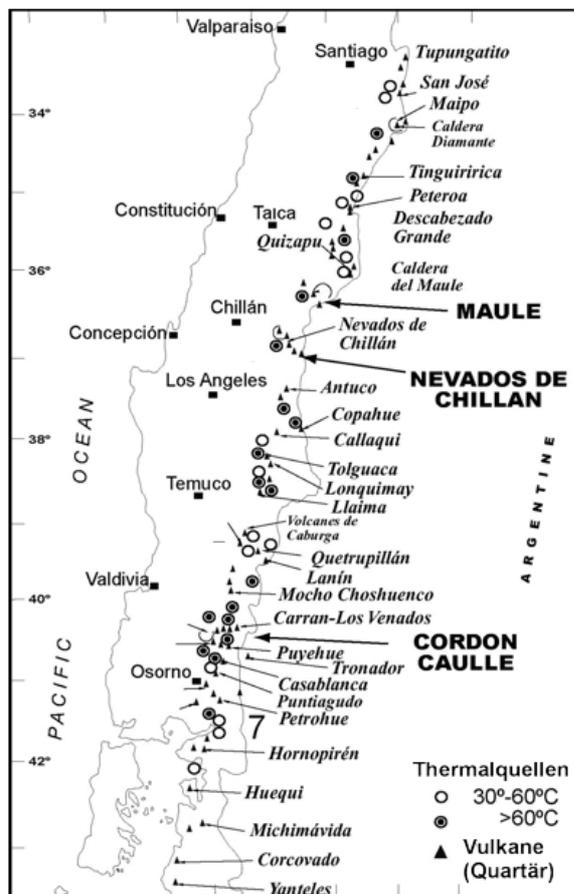
Rückschlüssen auf Austauschreaktionen können auch Beimischungen magmatischen Wassers ermittelt werden (GIGGENBACH 1992).

Ein Überblick über Thermal- und Mineralwasservorkommen für Chile wird erstmals von ROJAS (1969) gegeben. Die Beschreibungen beschränken sich jedoch auf sehr allgemeine Aussagen wie beispielsweise Temperatur, Gesamtmineralisation, Niederschlag, Lithologie, Nutzung und Lage der Quellen. HAUSER (2000) klassifiziert die Mineralwässer Chiles anhand physiko-chemischer Eigenschaften. Vom gleichen Autor stammen ein Kataster sowie eine Charakterisierung der Thermal- und Mineralquellen aus ganz Chile (HAUSER 1997). Intensive Untersuchungen hinsichtlich einer geothermischen Nutzung wurden in den letzten Jahren durch ENAP in Nord Chile an den Themalfeldern El Tatio – La Torta sowie Apacheta und in Süd Chile am Calabozos Themalfeld durchgeführt. Die Untersuchungen der Universidad de Chile konzentrieren sich auf die Themalfelder Puyehue-Cordón Caulle und Termas de Chillán. Geplant ist eine Untersuchung des Themalfeldes La Maule. Darüber hinaus existieren Grundlagenuntersuchungen zu den Termas de Flaco und den Thermalquellen im Maipo Tal. In El Tatio wurden bereits seit den 60er Jahren intensive Untersuchungen durchgeführt, um das Themalfeld geothermisch zu erschließen (LAHSEN & TRUJILLO 1975, LAHSEN 1976). Die Ergebnisse

deuten darauf hin, dass sich Wasser unterschiedlicher Reservoirs mit oberflächennahen Wässern mischen und vier Typen von Quellwässern auftreten lassen (GIGGENBACH 1978). Die Bohrungen in El Tatio wurden jedoch in der Ausfluss-Zone („out-flow zone“) abgeteuft und weisen daher einen abnehmenden geothermischen Gradienten zur Tiefe hin auf. Die Oberflächenwärmeflussdichte-Verteilung und daraus abgeleitete Temperaturmodelle für die Lithosphäre (SPRINGER 1997) sowie die Modellierungen eines geothermalen Feldes geben einen Eindruck über den geothermischen Gradienten der Zentralanden (SPRINGER & FÖRSTER 1998).

Weitergehende hydrochemische Untersuchungen an Thermalwässern Chiles mit einem Ausblick auf die Nutzungsmöglichkeiten in den verschiedenen Regionen wurden von LAHSEN (1988) durchgeführt (Abb. 1). Dabei zeigt sich, dass die meisten Thermalquellen mit dem quartären Vulkanismus (STERN 1989) in Zusammenhang gebracht werden können.

Abb. 1: Übersicht der Thermalquellen und des quartären Vulkanismus in Südchile (modifiziert nach LAHSEN 1988).



Zwischen 39° und 42°S sind etwa 46 Bereiche mit Thermalquellen bekannt, was ca. 30% der Thermalquellen in ganz Chile entspricht (PÉREZ 1999). Von diesen erreicht der Großteil Temperaturen über 50°C. Eine Zusammenstellung dieser Lokalitäten mit einer Auflistung der wichtigsten physiko-chemischen Parameter gibt PÉREZ (1997, 1998, 1999). Für die meisten Thermalwässer Zentral- und Südchiles konnten mittelhohe Reservoirtemperaturen ermittelt werden, die gewöhnlich nicht mehr als 200°C betragen (LAHSEN 1988).

Die Geologie und Tektonik des Arbeitsgebietes wurde im Wesentlichen von MORENO (1974, 1977, 1980), GERLACH et al. (1988), LOPEZ-ESCOBAR et al. (1995), Hervé (1994), LARA et al. (1999, 2000) sowie LAVENUE & CEMBRANO (1999) bearbeitet.

2 Einführung in das Arbeitsgebiet

2.1 Lage und Morphologie

Die Thermalgebiete von Cordón Caulle und Termas de Puyehue befinden sich in der Seenregion (*Región de los Lagos*), der 10. Verwaltungsregion im Süden Chiles, etwa 900 km südlich der Hauptstadt Santiago und ca. 80 km östlich der Provinzhauptstadt Osorno (Abb. 2). Begrenzt wird das ca. 2700 km² große Untersuchungsgebiet im Norden vom Lago Ranco (40°15'S), im Süden vom Lago Rupanco (40°50'S), im Westen vom Übergang der Kordillere zum Zentraltal (72°30'E) und nach Osten in etwa parallel zum Verlauf der Grenze nach Argentinien entlang 72°00'W (siehe auch Anhang 1).

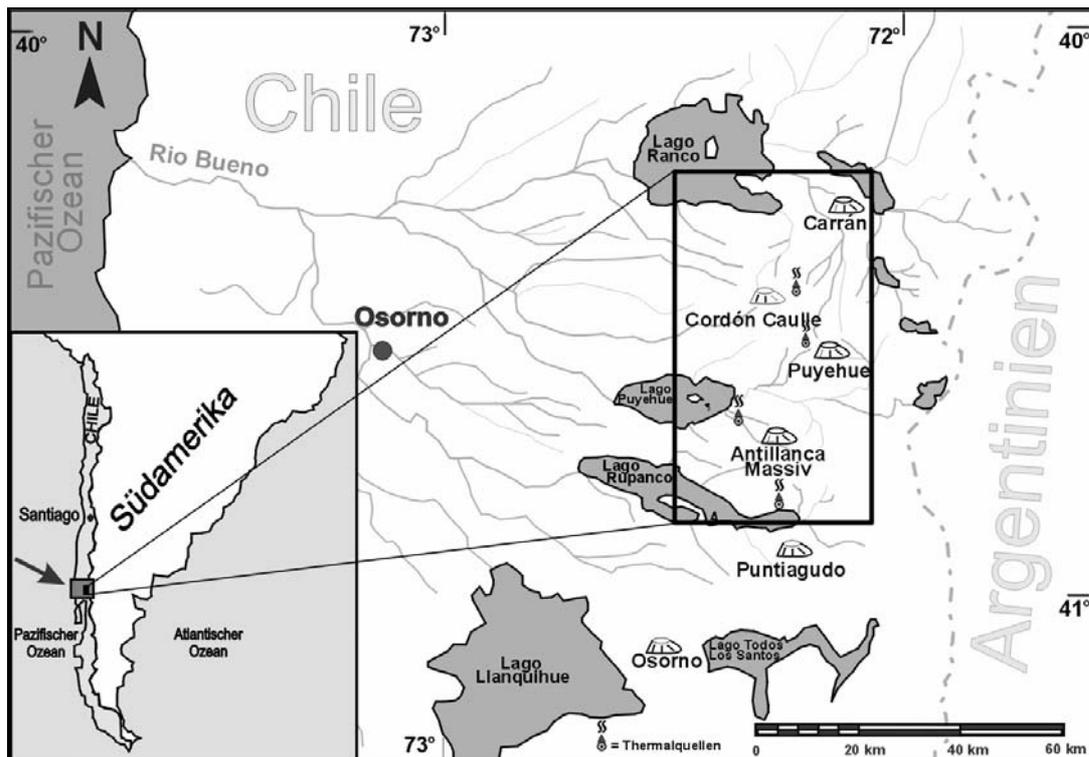


Abb. 2: Lage des Untersuchungsgebietes.

Die Landschaft dieser Region ist morphotektonisch von W nach E gegliedert in das Küstenbergland oder Küstenkordillere (*Cordillera de la Costa*), das zentrale Längstal (*Valle Longitudinal*) und daran anschließend die Anden- oder Hauptkordillere (*Cordillera de los Andes*), an deren westlichsten Berggruppen sich das Arbeitsgebiet befindet. Entwässert wird die gesamte Region über den Río Bueno, dessen Quellflüsse in der Hauptkordillere ihren Ursprung haben. Nach dem Zusammenfluss im Längstal durchschneidet der Río Bueno die Küstenkordillere um anschließend im Westen in den Pazifik zu münden (Abb. 2). Den Namen *Región de los Lagos* verdankt die Region einer Kette glazial gebildeter Seen, die sich vom westlichen Bereich der Hauptkordillere in das Längstal hinein erstrecken. Die topographischen Höhen des Arbeitsgebietes reichen von 69 m ü. NN, der Seespiegelhöhe des Lago Ranco, bis hinauf auf 2236 m ü. NN am höchsten Punkt des Kraterrandes des Puyehue Vulkans. Das Relief ist sehr ausgeprägt und wird im Wesentlichen durch die pleistozänen Vereisungen und den bis in die heutige Zeit aktiven Vulkanismus geformt. Neben scharfen Abbruchkanten entlang stark glazial überprägter Täler und im Umfeld der Krater- und Calderenstrukturen treten auch Hochebenen (Cordón Caulle Plateau), Kegelstrukturen (Vulkane Casablanca, Puyehue, Carrán und Mirador), Ringstrukturen (Maare Nilauhe und Pocura), Schwemmebenen und Deltaschüttungen sowie von Moränen geprägte Hügellandschaften im Umfeld der großen Seen als markante Landschaftsformen in Erscheinung. Erschlossen wird das Gebiet über die von Osorno nach Argentinien führende Staatsstraße Nr. 215 sowie einige unbefestigte Land- und Forststraßen. Der Großteil des Arbeitsgebietes ist jedoch unzugänglich.

Zum einen befinden sich die befahrbaren Wege mit Ausnahme einer Privatstraße auf das Antillanca Vulkanmassiv nur entlang der Rand- und Talbereiche der Bergmassive, zum anderen ist durch das dichte Unterholz des Regenwaldes ein Vorankommen abseits der Pfade nicht möglich. Die Besiedlung ist sehr gering. Neben der kleinen Ortschaft *L. Ranco* im Nordwesten des Arbeitsgebietes finden sich noch vereinzelte Kleinsiedlungen im Riñinahue Tal, am Nord- und Südufer des Lago Puyehue, am Nordufer des Lago Rupanco, im Bereich Termas de Puyehue – Antillanca Hotel sowie einzelne Behausungen von Holzfällern oder „Campeños“ verstreut über das Arbeitsgebiet. Teile des Gebietes sind als Nationalpark ausgewiesen. Der 1070 km² umfassende *Parque Nacional Puyehue* erstreckt sich von der Cordillera Nevada im Norden über Cordón Caulle, dem Puyehue Vulkan, einen Großteil des Antillanca Vulkanmassivs bis zum nach Süden direkt anschließenden Nationalpark *Vicente Perez Rosales*. Auf argentinischer Seite schließt sich unmittelbar der Nationalpark *Parque Argentino Nahuel Huapi* an den Puyehue Nationalpark an. Ein Großteil der Lokationen und Flüsse im Arbeitsgebiet (siehe Anhang1) tragen Namen aus der Mapuche-Sprache, also der Sprache der indianischen Bevölkerung des Mapuche Stammes.

2.2 Vegetation

Die natürliche Vegetation der *Region de los Lagos* wird von verschiedenen sommer- und immergrünen Waldgesellschaften geprägt und befindet sich nach OBERDORFER (1960) innerhalb des südhilenischen Vegetationskreises. Die Waldtypen gehören zur Klasse der südhilenischen Lorbeer-Wälder (*Wintero-Notogagetea*) und sind reich an Epiphyten wie beispielsweise Fuchsien sowie Lianen und beherbergen viele südhilenische und antarktische Arten (POLLMANN 2001). Die hohen Niederschlagsmengen entlang des Küstenberglandes und der Hauptkordillere in dieser Region führen zum Wachstum gemäßigt temperierter Regenwälder mit sehr hohen organischen Produktionsraten (WEISCHET 1970). Lediglich im zentralen Längstal bildete die sommergrüne Südbuche *Nothofagus obliqua* fast reine Bestände, die heute weitestgehend gerodet und zu Weideland umgewandelt wurden.

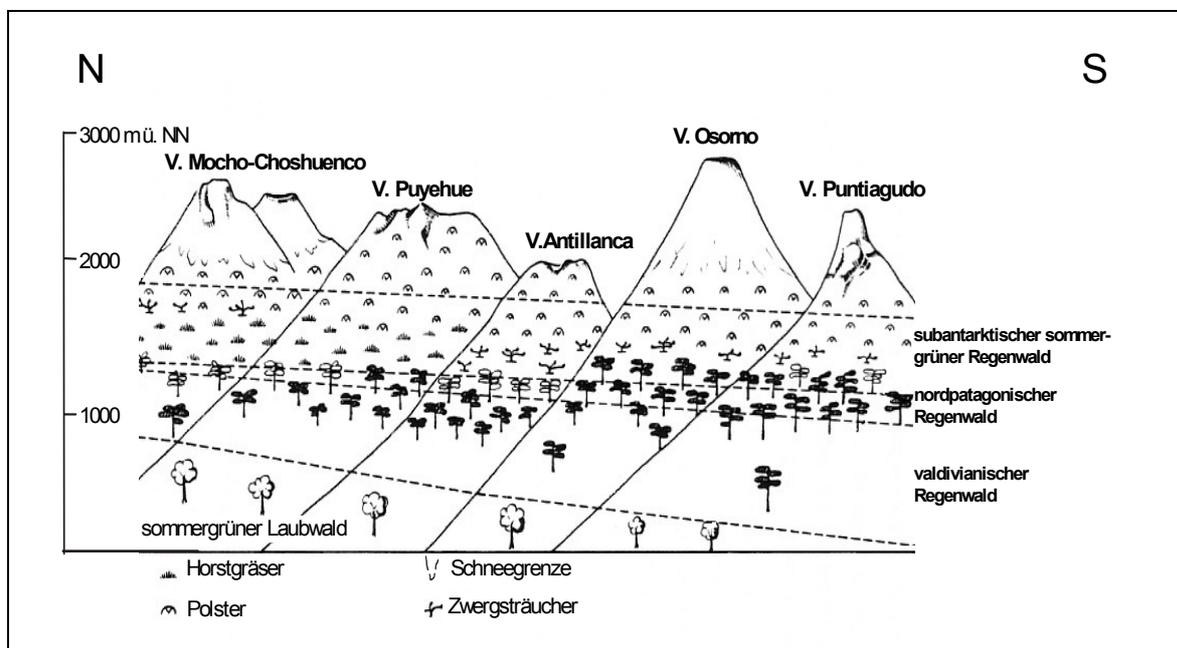


Abb. 3: Vegetationszonen an den Süd- bzw. Südwestflanken einiger Vulkane in der Region de los Lagos (modifiziert nach FREIBERG 1985).

Entsprechend einer Höhenzonierung nach FREIBERG (1985) treten an den Süd-Südwesthängen der Hauptkordillere in den tiefsten Lagen sommergrüne Laubwälder, gefolgt vom valdivianischen Regenwald in Erscheinung (Abb. 3). In den Vegetationszonen der mittleren Höhenstufen sind der nordpatagonische sowie der subantarktische, sommergrüne Regenwald vorherrschend. Oberhalb der Waldgrenze des

Antillanca Vulkanmassivs (etwa 1100 m ü. NN) besteht die spärliche Vegetation vor allem aus andinen Zwergstrauchgesellschaften (*Quinchamalio-Pernettyetea*) und Steinschuttfuren (*Senecio-netea bipontinii*). An den Hängen oberhalb der Waldgrenze am Puyehue Vulkan (etwa 1200 m ü. NN) treten zudem noch zusammenhängende andine Rasen (*Festucetea thermari*, *Gunnero-Festucetum*) auf.

Die Steinschuttfuren bestehen im Wesentlichen aus isoliert wachsenden Pionierpflanzen, welche nach vulkanischer Aktivität mit als erste die Lavafelder und Ablagerungen besiedeln bzw. den extremen klimatischen Bedingungen der höheren Regionen trotzen. Zudem ist in den Hochlagen das für Pflanzen verfügbare Bodenwasserangebot sehr gering, da in den ausgeblasenen Sanden und Kiesen das Wasser unmittelbar nach dem Niederschlag in tiefere Bereiche versickert. Rasenbildende Kontaktgesellschaften treten vorwiegend in den von den extremen Windeinwirkungen geschützten Ebenen und Mulden auf. Daneben sind in den Mulden, in denen sich die Feuchtigkeit sammelt, oasenartig Quell- und Sickerfluren sowie in den tieferen Bereichen flachmoorartige Groß-Seggen-Bestände zu beobachten (FREIBERG 1985). Unterhalb der Steinschuttfure treten teilweise südandine *Escallonia alpina*-Gebüsche mit einer Höhe von bis zu 1,5 m in Erscheinung, bevor unterhalb dieser Zone Zwergseggen-Lenga-Wälder *Carici-Nothofagetum pumilionis* mit einer durchschnittlichen Höhe von 20-25 m in der Vegetation vorherrschen. In den mittleren Höhenlagen dominiert der montane Sommer-Lorbeerwald (OBERDORFER 1960). Darunter folgen die dichten nordpatagonischen und valdivianischen immergrünen Regenlorbeerwälder. Die Bäume der höher wachsenden Mischwälder werden in den mittleren wie auch den tieferen Lagen hauptsächlich von Südbuchenarten (*Nothofagus*) und von Muermos (*Eucryphia cordifolia*) dominiert, die von den Spaniern fälschlicherweise als „Ulmos“ bezeichnet wurden und nichts mit Ulmen gemein haben (mündl. Mitt. MILLER). Die Bäume sind zum Teil immergrün (*Nothofagus dobeyi*), zum Teil sommergrün (*Nothofagus alpina*). Die *Nothofagus*-Wälder Südchiles sind aufgrund wiederkehrender Naturkatastrophen wie Vulkanausbrüche oder Erdbeben in ihrer Entwicklung gestört (POLLMANN 2001). Auch die zonale Vegetationsgliederung ist aufgrund vulkanischer Aktivität zum Teil erheblich durcheinander. So treten die sommergrünen Lenga-Wälder an den Hängen des Puyehue Vulkans nur reliktsch in Erscheinung, während sie im Antillanca Massiv große Areale bedecken. Zudem sind die Flanken des Puyehue Vulkans durch den Ausbruch des Cordón Caulle im Jahr 1960 mit mächtigen Bimssteinlagen bedeckt, die nun große Bereiche mit ehemals vorhandenen Steinschuttfuren überdecken (FREIBERG 1985). Der Einfluss vulkanischer Aktivität auf die Vegetation ist auch an dem Auftreten zahlreicher großer, kahler Baumstämme zu sehen. Diese Bäume sind aufgrund intensiven Ascheregens, verursacht durch den Ausbruch des Cordón Caulle im Jahr 1960, abgestorben (mündl. Mitt. CONAF). Im Antillanca Gebiet kann zudem beobachtet werden, wie ein großer Erdbeben, ausgelöst durch starke Niederschläge im Jahr 2000, im Schuttkegel eine Schneise an abgestorbenen Lenga Bäumen hinterläßt. Der Stockwerksbau innerhalb der Wälder ist sehr ausgeprägt. Unterhalb des Kronendachs der hochwachsenden Arten (> 30 m) macht ein dichter Bambusbewuchs im Unterbau die Wälder nahezu undurchdringbar. Vor allem die widerstandsfähige und aggressive Bambus-Art *Quila* erstickt jeglichen Bewuchs in Bodennähe. Etwa alle 25 Jahre kommt es zu einem Blühen des Bambus und im Anschluss an die Fruchtbildung zu einem massenhaften Absterben. Die zurückbleibenden dünnen Stiele stellen noch für einige Jahre ein enormes Risikopotential für Waldbrände dar. Daneben bildet der Bambus zum Teil noch bis heute die Grundlage für eine Waldweidewirtschaft (GOLTE 1973). Die erste intensive Rodungsphase, vor allem des zentralen Längstales, fand während der zweiten Kollonialisierungsphase Chiles durch deutsche Einwanderer Mitte des 19. Jahrhunderts statt. Heute sind vor allem höher gelegene Bereiche zwischen dem Río Nilahue und dem Río Los Venados sowie die Westhänge des Puyehue - Cordón Caulle Massivs von selektiver Holzentnahme großer Bäume und Rodungen betroffen. Zudem wurden große Areale am Übergang der Hauptkordillere zum zentralen Längstal bei Colonia Racatayo mit schnellwachsenden Eukalyptusmonokulturen aufgeforstet. Große Areale des Arbeitsgebietes sind durch den 1941 gegründeten und weiteren Verlauf immer wieder ausgeweiteten Puyehue Nationalpark, vor allem zur Verhinderung von Abforstung des Regenwaldes unter Schutz gestellt worden.

2.3 Klima

Das Klima der Region ist geprägt durch hohe ganzjährige Niederschläge mit deutlichem Wintermaximum sowie milde Winter und relativ kühle Sommer. Nach der Klimazonengliederung von WEISCHET (1970, 1996) liegt das Gebiet in der gemäßigten immerfeuchten Zone im Bereich der subantarktischen Westwindzirkulation mit hoher Zyklonenfrequenz. Neben der Beeinflussung der Lufttemperatur durch den kalten Humboldtstrom bei gleichzeitig subtropischen Strahlungsbedingungen wird die Klimadynamik der *Region de los Lagos* im Wesentlichen durch die Wechselwirkung von subtropischen Antizyklonen mit außertropischen Zyklonen bestimmt. Die starke Zyklonengese hat ihre Ursache in dem Aufeinanderprallen des subtropischen Antizyklons über dem Pazifik auf den im Süden anschließenden Tiefdruckgürtel des Polarkreises bei etwa 42° S (HUSEN 1967). Aufgrund der meridionalen Anordnung der Großwetterlagen zwischen dem 35° und 50° Breitengrad, d.h. dem Verlauf der Isobaren in Nord-Süd Richtung, kommt es zu starken Luftdruckgegensätzen, die eine energiereiche Westwinddrift mit entsprechend hoher Zyklonenfrequenz zur Folge haben (WEISCHET 1996). Im Sommer (November-März) ist die vorwiegende Windrichtung Südwest bis Süd, im Winter (Mai-August) Nord bis Nordwest mit wesentlich höheren Windgeschwindigkeiten. Daneben treten an den westlichen Ausläufern der Hauptkordillere während der Sommermonate gelegentlich warme, trockene Fallwinde in Erscheinung. Diese sogenannten *Puelches* entstehen aufgrund einer sich östlich der Anden bildenden Hochdruckzelle mit der Folge von nach Westen strömenden Luftmassen (BAUER 1958).

Schwankungen der jährlichen Verlagerung der pazifischen Hochdruckzelle um ein bis zwei Breitengrade sind verantwortlich für die zum Teil erheblichen Schwankungen der mittleren Jahrestemperaturen und Niederschlagsmengen in der Region (PITTOCK 1973). Darüber hinaus wirken sich ENSO Ereignisse (El Niño Southern Oscillation) zum Teil sehr stark auf die Niederschläge und Temperaturen aus. Bei einem

El Niño Ereignis verlagert sich die pazifische Hochdruckzelle nach Süden und nimmt an Intensität zu. Generell ist ein El Niño Ereignis durch eine Erwärmung der Oberflächenwassertemperaturen entlang der Westküste des tropischen Südamerikas gekennzeichnet. Man spricht auch von der warmen Phase des ENSO Zyklus. Im ansonsten trockenen, zentralen Bereich der Westküste Südamerikas fallen dann zum Teil recht ergiebige Niederschläge. Daneben dringen kontinentale Luftmassen subtropischer Herkunft weit nach Süden vor (TALJAARD 1972), was in Südchile zu trockenen und warmen Sommern führt. Die extrem trockenen Sommermonate im Jahr 2002 waren ein erster Hinweis auf ein beginnendes El Niño Ereignis. Bei einer Umkehr der Situation, also der kalten Phase des ENSO Zyklus spricht man von einem La Niña Ereignis. Während diese Phase in Nordchile durch extreme Trockenheit gekennzeichnet ist, herrschen in Südchile warm-trockene Winter- und Frühlingsbedingungen sowie kühl-feuchte Sommer (RASMUSSEN & CARPENTER 1982).

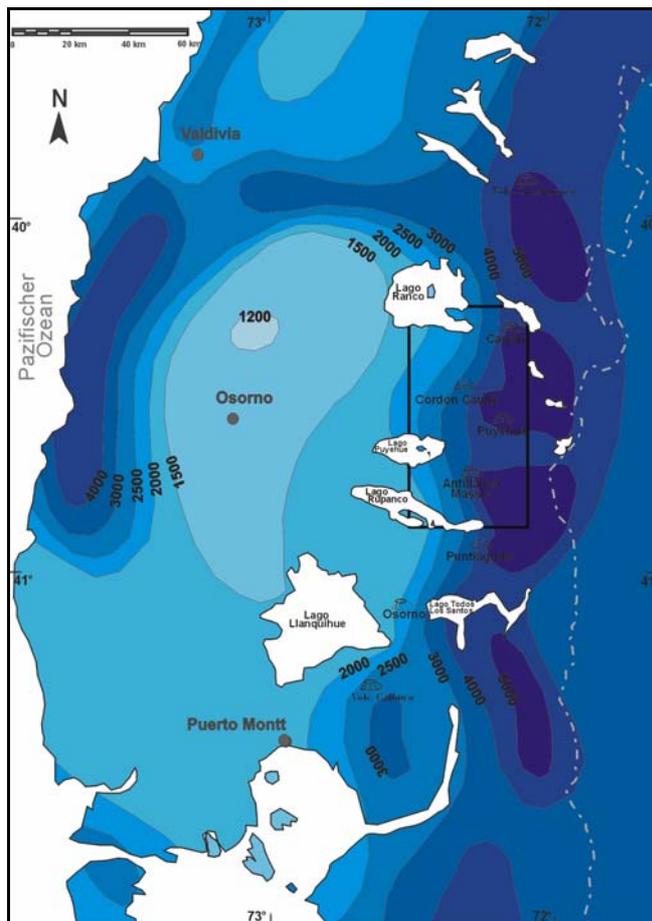


Abb. 4: Isohyetenkarte der Niederschlagsverteilung in der *Región de los Lagos* (in mm/a) (modifiziert nach WEISCHET 1979, HUBER 1975, IREN 1963).

Die Anden stellen eine morphologische Wetterscheide dar. Die Nord-Süd streichenden Gebirgskämme bewirken zunächst aufgrund des Steigungsregens eine Zunahme der Niederschlagsmengen nach Osten hin. Auf der Ostseite des Andenhauptkamms gehen diese dann drastisch zurück. Die West-Ost Abnahme auf der Leeseite der Anden ist wesentlich ausgeprägter als die Zunahme auf der westlichen Seite (SEIBERT 1977), zudem wird der Luftmassenaustausch zwischen dem maritimen Klima der Pazifikküste und dem kontinentalen Klima der argentinischen Pampa im Osten größtenteils unterbunden. Einen ersten Überblick über die Niederschlagsverteilung Chiles gibt KNOCHE (1929). Eine Arbeit von HUBER (1975) beinhaltet detailliertere Übersichtskarten, welche mittlere jährliche Niederschlagsmengen von 3000 mm für die Küstenkordillere, 1500 bis 2000 mm für das zentrale Längstal sowie Werte > 5000 mm für die Andenkordillere angeben. Beide Autoren weisen jedoch ausdrücklich darauf hin, dass speziell die Daten der Hochgebirgsregionen lediglich Schätzungen darstellen. Abb. 4 gibt einen groben Überblick über die Niederschlagsverteilung der Seenregion. Neuere Daten deuten darauf hin, dass vor allem die Niederschlagswerte in den Hochlagen den Wert von 5000 mm/a erheblich überschreiten. Im Winter bleiben die Niederschläge oberhalb etwa 800 m ü. NN als Schnee liegen. Gelegentlich können die Schneefälle auch bis in die Talregionen vordringen. Die Schneedecke ist dort in der Regel jedoch nur sehr kurzlebig. Während der Sommermonate kann in den Niederungen des zentralen Längstales nach einem Einbruch allochthoner, antarktischer Kaltluft und anschließender nächtlicher Wärmeabstrahlung Nachtfrost auftreten (WEISCHET 1970). Die Kombination von ganzjähriger Feuchtigkeit mit subtropischen Strahlungsbedingungen führt jedoch zu milden ozeanischen Wintern mit Minimaltemperaturen von wenigen Grad Celsius unter Null selbst in den höher gelegenen Gebieten. Die Jahresdurchschnittstemperaturen im Arbeitsgebiet betragen an den CONAF Klimastationen Antillanca (1010 m ü. NN) 4,2°C, Aguas Calientes (450 m ü. NN) 8,8°C und Anticura (350 m ü. NN) 9,9°C. Die bisher aufgezeichnete Maximaltemperatur betrug im Februar 1998 in Aguas Calientes 33°C, die Minimaltemperatur gemessen in Antillanca betrug im Juli 2000 -10°C (siehe Anhang 12). Die Durchschnittstemperatur für die Wintermonate Juli und August liegt dort bei -0,2 °C. Im Kapitel Wasserhaushalt und Hydrologie (Kap. 5) werden die klimatischen Bedingungen des Arbeitsgebietes, vor allem die Niederschlagsmengen und Verdunstungsraten detailliert beschrieben.

3 Arbeitsmethoden

3.1 GIS-Anwendung

Zur raumbezogenen und flächendifferenzierten Betrachtung und Analyse der Daten wurde ein Geographisches-Informations-System (GIS) verwendet.

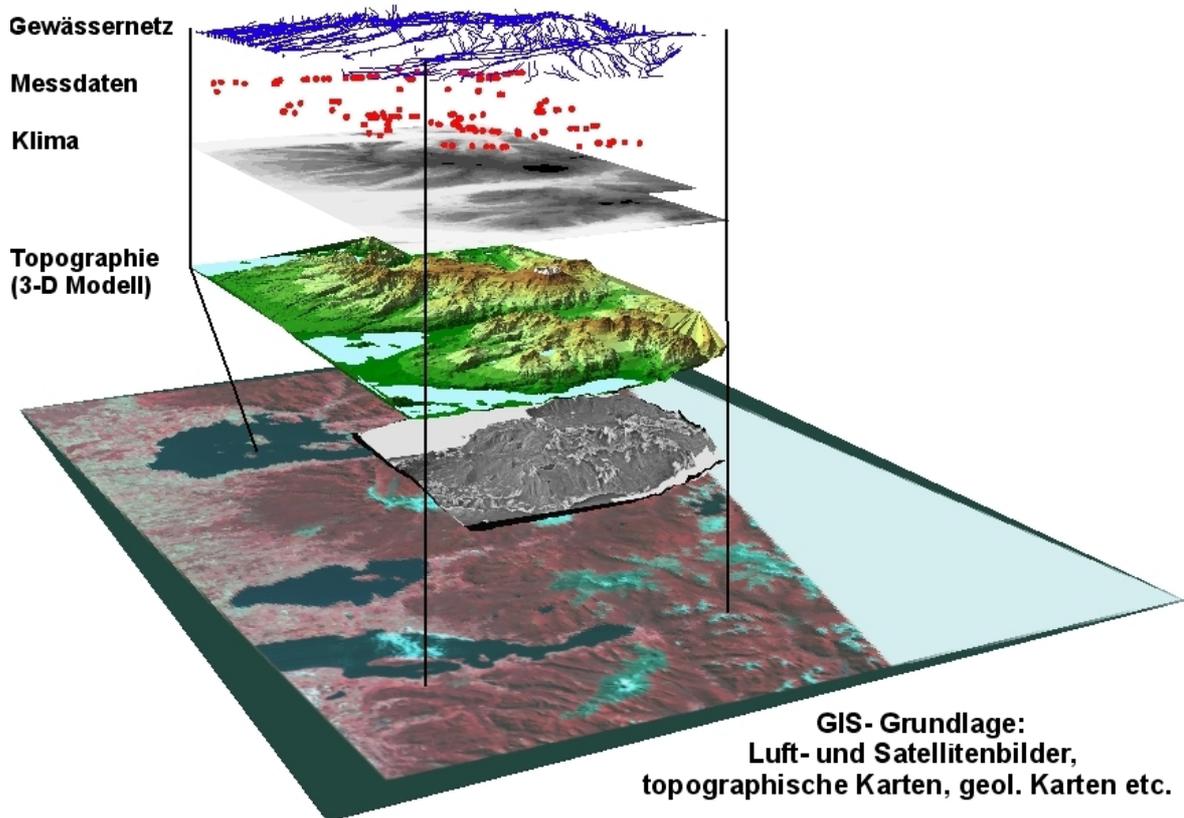


Abb. 5: GIS-Projekt des Gebietes zwischen Lago Ranco und Lago Rupanco (schematischer Überblick).

Das GIS-Projekt (Abb. 5) wurde mit dem Programm ArcView Version 3.2 der Firma Esri erstellt. Als Kartengrundlage dienten die topographischen Karten des INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR im Maßstab 1:50.000 (Tab. 1). Das Koordinatensystem des verwendeten Kartenmaterials, das anschließend zur Georeferenzierung des GIS-Kartenmaterials herangezogen wurde, bezieht sich auf das UTM-System („*Proyección Universal Transversal de Mercator*“) der Zone 18. Die Karten basieren auf dem internationalen Referenzellipsoid 1924 sowie dem Kartendatum „*Provisorio sudamericano*“ (La Canoa, Venezuela) 1956.

Tab. 1: Verwendete topographische Karten.

Kartenname	Blattnummer	Jahr der Auflage
Lago Ranco	4015-7215	1987
Riñinahue	4015-7200	1973
Termas de Puyehue	4030-7215	1973
Volcán Puyehue	4030-7200	1973
Cerro Puntiaigudo	4045-7215	1988
Volcán Casablanca	4045-7200	1973

Diese Karten wurden anschließend manuell digitalisiert und als Grundlagenkarten in das GIS-Projekt eingebunden. Durch Erweiterungsskripte, wie den Spatial Analyst und 3D-Analyst, können aus den vektorisierten Höhenlinien Rasterdaten (grid) erstellt werden, die durch flächenhafte Interpolation (tin) schließlich zu einem dreidimensionalen Geländemodell führen. Dieses Modell wiederum dient als Grundlage für weitere GIS-Anwendungen, wie beispielsweise der Ermittlung von topographisch abhängigen Niederschlags- und Verdunstungsraten (Abb. 6). Die Lokalisierung der Messpunkte erfolgte mittels Global Positioning Systems (GPS Garmin 45). Durch die Anwendung spezieller Hydrologie-Skripte lassen sich zudem Einzugsgebiete, Hangexpositionen und -neigungen sowie bevorzugte Fließrichtungen berechnen und in Kartenform darstellen.

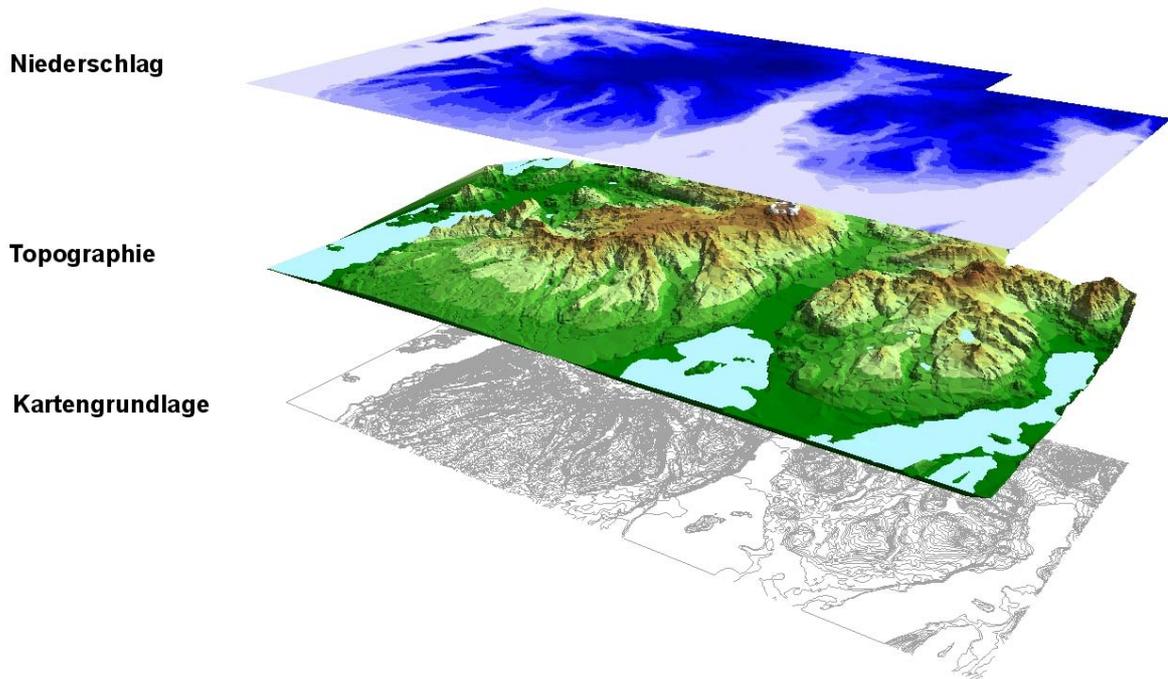


Abb. 6: Überführung der digitalisierten Höhenlinien in ein 3-D Modell und anschließende Verschneidung der Topographie mit einer Niederschlagsfunktion zur flächenhaften Darstellung der Gebietsniederschläge.

3.2 Hydrologische Messmethoden

Neben der Auswertung bereits erhobener hydrologischer Daten, vor allem der Klimadaten der CONAF-Klimastationen des Puyehue Nationalparks, erfolgten während des Geländeaufenthaltes auch Aufzeichnungen eigener Messreihen. Zur Bestimmung der klimatischen Basisparameter wurde im Gebiet von Aguas Calientes eine Klimastation (Hobo Pro RH/Temp & Hobo raingauge) in einer Höhe von 1 m über der Erdoberfläche installiert. Ein Datenlogger speicherte bei einem Messintervall von 30 min Temperatur, relative Luftfeuchtigkeit und Niederschlag kontinuierlich auf.

Um einen Eindruck über das Abflussgeschehen zu erhalten, wurden zahlreiche Abflussmessungen der Bäche und Flüsse durchgeführt. Bei geringer Abflussmenge bzw. turbulentem Abfluss kam die Indikatorverdünnungsmethode, bei größeren Gerinnen der hydrometrische Messflügel zum Einsatz.

Bei der Indikatorverdünnungsmethode wird Cl^- als Markierungsstoff eingesetzt, da es Eigenschaften eines konservativen Tracers aufweist. Als Voraussetzung für die Anwendung dieses Tracersversuchs im fließenden Oberflächengewässer gilt, dass die Fließstrecke zwischen der Eingabestelle und der Messstelle lang genug sein muss, damit sich der eingegebene Tracer gut mit dem strömenden Wasser vermischt und über die gesamte Gerinnenbreite verteilt. Auch darf sich die Abflussmenge zwischen Eingabe- und Messstelle nicht durch hinzuströmendes oder abfließendes Wasser verändern. Dem Gerinne wird momentan und punktuell eine NaCl -Lösung bekannter Konzentration zugegeben (Dirac-Impuls). Aus praktischen Gründen werden an der Messstelle nicht kontinuierlich die Cl^- -Konzentrationen, sondern die spezifischen elektrischen Leitfähigkeiten (κ -Werte) gemessen. Durch

die Erstellung einer linearen Kalibrierfunktion lassen sich die κ -Werte in die Tracer-bürtigen Cl⁻-Konzentrationen umrechnen. Bei höher mineralisierten Wässern ist diese Umrechnung jedoch nicht möglich, da die κ -Werte nicht mehr linear zu den Ionenkonzentrationen verlaufen. Nach Abzug des Hintergrundwertes werden die Cl⁻-Werte über die Zeit aufgetragen. Durch Integration der Durchgangskurve lässt sich der Abfluss entsprechend Gl. 1 berechnen.

$$\text{Gl. 1} \quad Q = \frac{m}{\int c(t)} = \frac{\text{eingespeiste Chloridmasse [mg]}}{\text{Fläche unter der Durchgangskurve [mg} \cdot \text{L}^{-1} \cdot \text{s]}}$$

c = Chloridkonzentration [mg/L]
 t = Zeit [s]

Das Prinzip der Anwendung des hydrometrischen Messflügels beruht auf der möglichst genauen Erfassung der Strömungsgeschwindigkeiten innerhalb eines Gerinnequerschnitts (Abb. 7). Nach Multiplikation der Strömungsgeschwindigkeit mit der durchströmten Fläche errechnet sich das entsprechende Abflussvolumen. Voraussetzung für die Ermittlung der Strömungsgeschwindigkeit sind möglichst laminare Strömungsverhältnisse. Bei Gebirgsbächen waren diese Voraussetzungen nicht immer ideal gegeben, sodass eine gewisse Abweichung der Werte in Betracht gezogen werden muss.

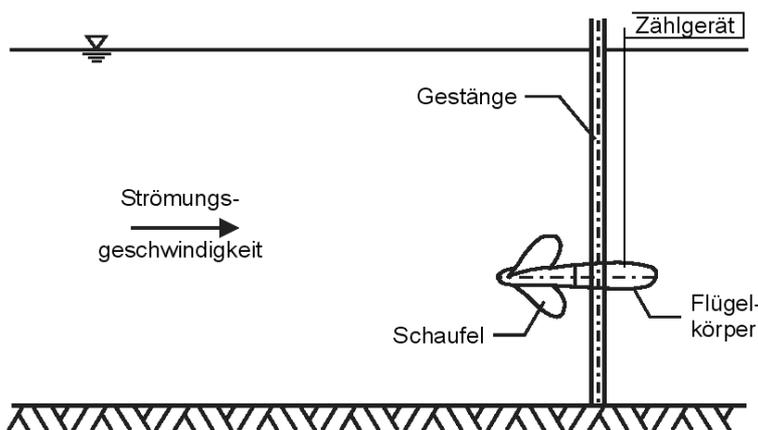


Abb. 7: Abflussmessung mit einem hydrometrischen Messflügel.

Die Strömungsgeschwindigkeit berechnet sich anhand der Schaufelkalibrierung entsprechend der Umdrehungszahl pro Sekunde:

Große Schaufel 1-18234

$$\begin{aligned} n < 0,73 & \quad v = 0,2482 \cdot n + 0,016 \text{ [m/s]} \\ n \geq 0,73 & \quad v = 0,2660 \cdot n + 0,003 \text{ [m/s]} \end{aligned}$$

Kleine Schaufel 4-142053

$$\begin{aligned} n < 5,38 & \quad v = 0,1333 \cdot n + 0,022 \text{ [m/s]} \\ 5,38 \leq n \leq 18,41 & \quad v = 0,1359 \cdot n + 0,008 \text{ [m/s]} \end{aligned}$$

mit n = Schaufelumdrehungen pro Sekunde
 v = Fließgeschwindigkeit [m/s]

Bei der Anwendung des hydrometrischen Messflügels sind verschiedene Verfahren zur Ermittlung der Abflussmenge möglich. Bei der recht einfachen aber dennoch genauen Schleifenmethode (BRÜHL &

SPIERLING 1986) wird der Messflügel am Gestänge langsam in Auf- und Ab-bewegungen durch den Gerinnenquerschnitt gezogen. Durch die schlangelinienförmige vertikale Bewegung, die möglichst keine zusätzliche Geschwindigkeitskomponente zur Strömungs-geschwindigkeit aufbringen darf, kann somit die durchschnittliche Fließgeschwindigkeit des Gerinnenquerschnitts ermittelt werden. Nach Multiplikation mit der Querschnittsfläche erhält man die Abflussmenge (Gl. 2).

$$\text{Gl. 2} \quad Q = \bar{v} \cdot A$$

$Q = \text{Abfluss [m}^3/\text{s]}$
 $\bar{v} = \text{durchschnittliche Fließgeschwindigkeit [m/s]}$
 $A = \text{durchströmte Fläche [m}^2\text{]}$

Bei der Punktmessung nach DIN 4049-1 (1992) wird zunächst das Gerinnenprofil vermessen und je nach Breite des Gewässers im horizontalen Abstand von 10 cm bis zu 1 m eine Messung der Strömungsgeschwindigkeit entlang einer Messlotrechten in 10 bzw. 20 cm Abständen durchgeführt. Somit erhält man punktuell eine Strömungsgeschwindigkeitsverteilung innerhalb des Gerinnes. Die Durchflussmenge lässt sich anschließend durch verschiedene Methoden auswerten. Bei der Ersten werden Durchschnittsgeschwindigkeiten, die sich aus graphisch erzeugten Geschwindigkeitsisolinen ableiten lassen, herangezogen. Durch Multiplikation mit dazugehörigen Querschnittsflächen lassen sich Teilabflussmengen berechnen, die, alle zusammen addiert, den Gesamtabfluss des Gerinnes ergeben. Ein anderes Verfahren, das auch bei der Auswertung hier vorwiegend herangezogen wurde, ist die Abflussbestimmung mittels Geschwindigkeitsflächen. An den Messlotrechten werden die gemessenen Strömungsgeschwindigkeitsvektoren senkrecht zur jeweiligen Messtiefe aufgetragen. Danach verbindet man die Endpunkte der Vektoren mit der Wasseroberfläche und der Gewässersohle, an der die Fließgeschwindigkeit $v = 0$ ist und bestimmt die sogenannte Flächengeschwindigkeit (Gl. 3), die der Fläche zwischen Messlotrechten und dem Geschwindigkeitsprofil entspricht.

$$\text{Gl. 3} \quad f_v = \int_0^h v(h') dh'$$

$f_v = \text{Flächengeschwindigkeit [m}^2/\text{s]}$
 $h = \text{gesamte Wassertiefe [m]}$
 $h' = \text{Messtiefe [m]}$
 $v = \text{Strömungsgeschwindigkeit am Messpunkt } h'$

Die Einzelprofile der Geschwindigkeitsflächen f_v werden über die Gerinnenbreite aufgetragen und mit den Uferpunkten zu einer Kurve über dem Profil verbunden. Die daraus ermittelte Fläche entspricht dem Abfluss des Gerinnenabschnitts (Gl. 4).

$$\text{Gl. 4} \quad f_q = \int_0^b f_v(b') db' = \int_0^b \int_0^h v(h', b') dh' b'$$

$f_q = \text{Abflussvolumen [m}^3/\text{s]}$
 $b = \text{gesamte Gerinnenbreite [m]}$
 $b' = \text{Entfernung der Messlotrechten vom Ufer [m]}$
 $f_v = \text{ermittelte Flächengeschwindigkeit der Messlotrechten } b' \text{ [m}^2/\text{s]}$

Neben der graphischen Auswertung kann auch eine Auswertung anhand einer einfachen Tabellenkalkulation erfolgen. Die ermittelten Abflüsse sind jedoch im Vergleich zur graphischen Auswertung etwas zu hoch, da der Rückgang der Fließgeschwindigkeit an der Gewässersohle auf $v = 0$ nicht berücksichtigt wird.

3.3 Hydrochemische Messmethoden

Die hydrochemischen Untersuchungen umfassen zum einen die Bestimmung der physikochemischen Leitparameter (Tab. 2) wie Wassertemperatur (WT), pH-Wert, Sauerstoffgehalt (O₂), m- und p-Alkalität bzw. Azidität, spezifische elektrische Leitfähigkeit (eC bzw. κ-Wert) sowie teilweise der Messung des Redox-Potentials, zum anderen chemische Analysen (Tab. 3) der Wasserhauptinhaltsstoffe (Natrium, Kalium, Kalzium, Magnesium, Chlorid, Nitrat, Phosphat, Sulfat, Kieselsäure), sowie in ausgewählten Proben die Nebenbestandteile (Lithium, Mangan, Eisen, Bromid, Bor, Aluminium, Arsen) und einige Schwermetalle (Blei, Chrom, Cadmium, Kobalt, Kupfer, Nickel). Darüber hinaus wurden an einigen Proben Isotopenbestimmungen von Sauerstoff-18 (¹⁸O), Deuterium (²H) und Tritium (³H) vorgenommen. Die Probennahme und on-site Messungen wurden während zwei Geländekampagnen im Januar/Februar 2001 und im Januar/Februar 2002 durchgeführt. Die Messung der physiko-chemischen Parameter (Tab. 2) der ungefilterten Wasserproben erfolgte direkt am Beprobungsort. Die Bestimmung des Redox-Potentials erfolgte mittels Ag/AgCl/Cl⁻-Elektrode.

Tab. 2: Verwendete Messgeräte zur Bestimmung der physiko-chemischen Parameter.

Parameter	Messgerät	Vertrauensbereich
Temperatur	- WTW Multiline P4, Temperaturmessfühler an LF-Messzelle TetraCon 325 - Temperaturmesssonde für Hobo Datenlogger	± 0,2°C ± 0,1°C
pH-Wert	- WTW Multiline P4, pH-Einstabmesskette mit integriertem Temperaturmessfühler SenTix 41 - pH Scan 2	± 0,1 ± 0,3
spezifische elektrische Leitfähigkeit	- WTW Multiline P4, Leitfähigkeitsmesszelle TetraCon 325 - VDSF Leitfähigkeitsmessgerät G20	± 1,5 % ± 25 μS/cm
Sauerstoff	WTW Multiline P4, Sauerstoffsensor CellOx 325	± 1-10% entsprechend der Anströmgeschw.
Redox	WTW Multiline P4, Redox-Elektrode; Mettler Toledo	± 20 mV

Die Wasserproben wurden mit Ausnahme der Isotopenproben vor Ort mittels eines 0,45μm Membranfilters gefiltert. Anschließend wurden jeweils 50 ml der mit konz. HNO₃ angesäuerten Probe für die Kationen-, Schwermetall- und Kieselsäurebestimmung und 250 ml nicht angesäuertes für die Anionenanalytik in PE-Flaschen abgefüllt. Auch für die ¹⁸O-²H-Bestimmung mussten 50 ml und für die ³H-Bestimmung 500 ml PE-Probenflaschen herangezogen werden, da Glasflaschen aufgrund des



hohen Transportgewichts nicht in Frage kamen. Die Probenentnahme der Thermalwässer erfolgte mit Hilfe eines selbstgebauten mechanischen Greifarms. Die Dämpfe der Fumarolen wurden durch einen eingegrabenen Trichter gesammelt, anschließend in einer mit Schnee gekühlten Gasmaus zur Kondensation gebracht und schließlich in einem Glaskolben gesammelt (Abb. 8). Durch einen angelegten Unterdruck ließ sich dieser Prozess beschleunigen.

Abb. 8: Probennahme der Fumarolenkondensate.

Tab. 3: Übersicht der hydrochemischen Analysemethoden.

Parameter	Analyseverfahren und verwendete Geräte	Nachweisgrenzen und Vertrauensbereich	Ort der Analyse
Alkalität (m-, p-Wert)	Titration mit 0,01 n H ₂ SO ₄ gegen Methylorange (pH 4,3) bzw. Phenolphthalein (pH 8,2)	± 0,05 ml	on-site (Gelände)
HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻ , OH ⁻	rechnerisch aus dem m-Wert und p-Wert	-	on-site (Gelände)
aggr. CO ₂ (K _{B 8,2})	Titration mit 0,01 mol NaOH gegen Phenolphthalein (pH 8,2)	± 0,05 ml	on-site (Gelände)
Cl ⁻	Titration nach Mohr mit AgNO ₃ und K ₂ CrO ₄	± 0,05 ml	on-site (Gelände)
	Ionenchromatographie (DIONEX DX-100)	NG: 0,5 mg/L VB ± 6%	LMU-München
Li ⁺ , K ⁺ , Na ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , Mn ²⁺ , Fe _{tot}	Atomabsorptionsspektrometrie Flammen-AAS (Perkin Elmer AAS 3300)	NG [mg/L]: K ⁺ 0,1; Na ⁺ 0,04; Ca ²⁺ 0,4; Mg ²⁺ 0,03; Mn ²⁺ 0,05; Fe _{tot} 0,1 VB max ± 10%	LMU-München
Cd, Pb, Cu, Ni, Co, Cr	Atomabsorptionsspektrometrie AAS (SIMAA 6000), Graphitrohrofen	NG [µg/L]: Cd 0,25; Pb 2; Cu 1,5; Ni 0,3; Co 0,2; Cr 1 VB max ± 10%	LMU-München
F ⁻ , NO ₃ ⁻ , PO ₄ ³⁻ , SO ₄ ²⁻ , Br ⁻	Ionenchromatographie (DIONEX DX-100)	NG [mg/L]: F ⁻ 0,5; NO ₃ ⁻ 0,5; PO ₄ ³⁻ 1; SO ₄ ²⁻ 0,5; Br ⁻ 0,3 VB max ± 10%	LMU-München
Al _{tot}	Atomabsorptionsspektrometrie Flammen-AAS (Perkin Elmer AAS 3300)	NG: 4 mg/L VB ± 6%	LMU-München
	Spektralphotometrie (HACH-DR-2000) Eriochrom-Cyanin-Methode	NG: 0,01 mg/L VB ± 10%	
As _{tot}	Atomabsorptionsspektrometrie AAS mit FIAS-Hydrid-Technik (SIMAA6000), teilweise mit Cystein-Methode	NG: 1 µg/L VB ± 5%	LMU-München
S ²⁻	Spektralphotometrie (HACH-DR-2000) Methylenblau-Methode	NG: 0,01 mg/L VB ± 10%	on-site (Gelände)
B _{tot}	Atomemissionsspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma (AES)- ICP-OES (ISA ICP 38+)	NG: 0,1 mg/L VB ± 10%	LMU-München RUB-Bochum
Kieselsäure (bestimmt als SiO ₂ bzw. Si)	Spektralphotometrie (HACH-DR-2000) Heteropolyblau-Methode Silikomolybdat-Methode	0,1 mg/L VB ± 10%	on-site (Gelände)
	Atomemissionsspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma (AES)- ICP-OES (ISA ICP 38+)	NG: 0,2 mg/L VB ± 10%	LMU-München
δ ¹⁸ O, δ ² H	Massenspektrometer IRMS Delta S online mit EQ, Equilibrierung mit CO ₂ Messung gegen V-SMOW	± 0,1‰	UFZ (Halle) (GSF)(München)
Tritium	Massenspektrometer (Quantulus QI) einfache Destillation, 250 ml elektrolytische Anreicherung	NG: ca. 0,1 TU max. Messunsicherheit ± 0,4 TU	UFZ (Halle)

Bei den Berechnungen der gelösten Hydrogenkarbonat- und Karbonatspezies müssen vor allem bei Wässern mit hohen pH-Werten und entsprechend hohen Konzentrationen an Kieselsäure bzw. Bohrsäure die Werte korrigiert werden, da die dissoziierten Anteile dieser Säuren zur Alkalinität mit beitragen und somit der titrimetrisch bestimmte m-Wert nicht mehr alleine der Kohlensäure-dissoziation zuzuschreiben ist. Die spektralphotometrische Kieselsäurebestimmung ist äußerst Wellenlängensensitiv, sodass aus diesem Grund den Messungen entsprechende Kalibrierkurven der einzelnen HACH-Spektrometern erstellt wurden (Anhang 10). Anhand dieser Funktionen konnten die am Gerät gemessenen SiO_2 -Werte korrigiert werden.

Um einen Überblick der Konzentrationsverteilung des entsprechenden Parameters zu erhalten, wird auf die graphische statistische Darstellungsform von Histogrammen und von Spannweitendiagrammen sog. Boxplot-Diagrammen (Abb. 9) zurückgegriffen. Diese liefern in kompakter Form die wichtigsten Informationen über die statistische Verteilung der Messwerte:

- Minimal- und Maximalwerte (Linien an den Diagrammenden)
- Bereiche, die 5% bzw. 95% der Messwerte umfassen und außerhalb derer Ausreißerwerte isoliert dargestellt werden
- „Box“, die 50% der Messwerte enthält (die Begrenzung stellt das obere und untere Datenviertel (Quartilwerte) dar)
- den arithmetischen Mittelwert
- den Medianwert (= 50% der Summenhäufigkeit) und den Modalwert (= häufigster Messwert)

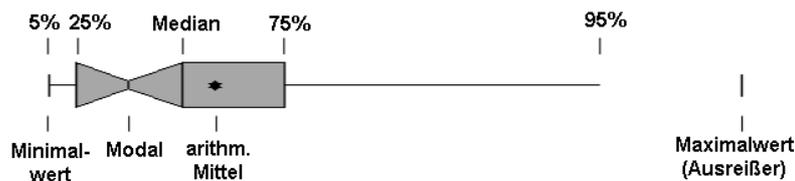


Abb. 9: Boxplot-Diagramm der statistischen Verteilung.

3.4 Thermodynamische Modellierung

Zur Berechnung von Sättigungszuständen und der gelösten Speziesverteilungen, vor allem in Hinblick auf die Siliziumanteile, findet der Programmcode PHREEQC (PARKHURST 1995) Version 1.6 Verwendung. Die Eingabefiles können leicht über einen Eingabetool mit Hilfe des Programms AquaChem geschrieben werden. Zu beachten ist dabei jedoch, dass beim automatischen Schreiben zum Teil die Alkalität und auch die Si-Konzentrationen, die nicht als Si, sondern als SiO_2 -Masse dargestellt werden, fehlerhaft übernommen werden. Die Eingabefiles lassen sich jedoch vor dem Start der Berechnung manuell korrigieren. Eine Vielzahl von physikalischen, chemischen und biologischen Prozessen wie Redox-Reaktionen, Lösung und Fällung von Festphase, Säure-Basen-Reaktionen, Austausch zwischen Gas- und Flüssigphase, Sorptionsvorgänge, Mischung von Wässern und Komplexbildungsreaktionen sind in einem natürlichen System präsent (BENDER 2000). Die geochemische Modellierung basiert auf Gleichgewichtsreaktionen. Das Massenwirkungsgesetz bildet die Grundlage dieser thermodynamischen Gleichgewichtsmodellierung (Gl. 5). Die Gleichgewichtskonstante k ergibt sich bei definierten Druck- und Temperaturbedingungen aus dem Quotienten der Aktivitäten von Reaktionsprodukten zu Reaktionsedukten (Gl. 6).

$$\text{Gl. 5} \quad a \cdot A + b \cdot B \rightleftharpoons c \cdot C + d \cdot D$$

$$\text{Gl. 6} \quad k = \frac{[C]^c \cdot [D]^d}{[A]^a \cdot [B]^b}$$

k = Gleichgewichtskonstante

A, B, C, D = Spezies bzw. Elemente

$[...]$ = Aktivitäten

a, b, c, d = stöchiometrische Koeffizienten

Um zu den Aktivitäten der Spezies zu gelangen, müssen die gemessenen Konzentrationen mit einem Aktivitätskoeffizienten multipliziert werden. Dieser ist abhängig von der Menge und Ladung der im Wasser gelösten Stoffe.

Bei der Darstellung von Lösungs- und Fällungsreaktionen gilt vereinfacht:

$$\text{Gl. 7} \quad AB_{(solid)} = A + B$$

$$\text{Gl. 8} \quad k_{AB} = [A] \cdot [B]$$

Die Aktivität der Festphase $AB_{(solid)}$ ist konstant. Es lässt sich somit die Konstante k_{AB} herleiten (Gl. 8), die als Löslichkeitsprodukt (LP) bezeichnet wird und im Allgemeinen für Standardbedingungen (25°C, 1 atm) angegeben ist. Der Sättigungsindex (SI) berechnet sich aus dem Quotienten des Ionenaktivitätsprodukts (IAP) und dem Löslichkeitsprodukt und wird meistens logarithmisch aufgeführt (Gl. 9), sodass $SI = 0$ einen Gleichgewichtszustand, $SI < 0$ eine Untersättigung und $SI > 0$ eine Übersättigung anzeigt.

$$\text{Gl. 9} \quad SI_{(AB)} = \log \frac{[A] \cdot [B]}{k_{AB}} = \log \frac{IAP}{LP}$$

Mit Hilfe der GIBBS-HELMHOLTZ-Gleichung, die die drei Hauptsätze der Thermodynamik zusammenfasst, lässt sich ableiten, ob es sich um eine freiwillig ablaufende, exergonische Reaktion handelt, die Reaktion erzwungen werden muss, also endergonisch abläuft oder ob ein Gleichgewichtszustand herrscht. Dies lässt sich auch für die Gleichgewichtsbedingungen von chemischen Reaktionen betrachten, sodass sich entsprechende Gleichgewichtsverhältnisse des Löslichkeitsprodukts ableiten lassen (Gl. 10). In chemischen Datenbanken und Tabellen sind zahlreiche Gleichgewichtskonstanten für chemische Reaktionen unter Standardbedingungen aufgelistet.

$$\text{Gl. 10} \quad \Delta G_r^0 = -R \cdot T \cdot \ln k$$

ΔG_r^0 = Änderung der GIBBSschen Energie unter Standardbedingungen

R = allgemeine Gaskonstante (8,316 J/(K·mol))

T = Standardtemperatur [K]

k = Gleichgewichtskonstante (bzw. Löslichkeitsprodukt)

Druckänderungen haben nur wenig, Temperaturänderung dagegen einen recht starken Einfluss auf die Gleichgewichtskonstante. Die Umrechnung der Gleichgewichtskonstante ausgehend von der Standardtemperatur von 25°C bzw. 298 K auf die jeweils herrschende Wassertemperatur erfolgt anhand der VAN'T-HOFF-Gleichung (Gl. 11).

$$\text{Gl. 11} \quad \frac{d \ln k}{dT} = \frac{\Delta H_r^0}{R \cdot T_K^2}$$

ΔH_r^0 = freie Reaktionsenthalpie bei 298 K und 1 atm [kJ]

T_K = absolute Temperatur [K]

In einer hydrochemischen Modellierung können die zahlreichen stattfindenden Reaktionen und Gleichungen entweder über die Minimierung der freien Energie oder durch Bestimmung von Reaktionskoeffizienten ohne Berücksichtigung der thermodynamischen Verhältnisse gelöst werden

(BENDER 2000). Dabei wird eine Lösung im Trial and Error Verfahren oder durch schrittweise Iteration unter Verwendung des NEWTON-RAPHSON-Algorithmus erzielt (PARKHURST 1995). Die Anwendung von entsprechender Software, z. B. PHREEQC, erleichtert bzw. ermöglicht erst eine solche komplexe Modellierung. Der Programmcode enthält mehrere hundert Gleichungen, die durch numerische Iterationsverfahren gelöst werden. Dabei kann, je nach Fragestellung, auf unterschiedliche (geo-) chemische Datenbanken zurückgegriffen werden, die zum Teil auch für ein und dieselbe thermodynamische Gleichgewichtsreaktion unterschiedliche Werte liefern können, was die Variationsbreite bei den aus Laborversuchen ermittelten Werten der jeweiligen Datenbank widerspiegelt (BENDER 2000). Im vorliegenden Fall wurde die PHREEQC-Datenbank der Version 1.6 herangezogen.

3.5 Bodenuntersuchungen

Zum einen wurden bodenphysikalische Untersuchungen hinsichtlich der hydraulischen Durchlässigkeit durchgeführt, zum anderen erfolgten Untersuchungen im Hinblick auf das Eluationsverhalten von Bodenmaterial und Lockersedimenten. Darüber hinaus wurde an ausgewählten Proben der Mineralbestand der Bodenmatrix bestimmt. Eine geostatistische Betrachtung und flächenhafte Darstellung dieser Ergebnisse ist aufgrund der geringen Probenanzahl nicht möglich, dennoch vermitteln die Daten einen ersten Eindruck über die zu erwartenden Größenordnungen.

Die Bestimmung der Korngrößenverteilung und die Bodenansprache nach DIN 4022 (1987) wurde an einigen Bodenproben mittels Siebanalysen nach DIN 18123 (1996) durchgeführt. Da der Anteil der Kornfraktion < 0,063 mm unter 10% des Bodengewichts lag, wurden die Proben trocken gesiebt und auf Schlämmanalysen der Feinkornfraktion verzichtet. Durchlässigkeitsbeiwerte ließen sich entsprechend Gl. 12 nach HAZEN (1893) ermitteln. Die Kornrundungsform der vulkanischen Asche- und Sandpartikel entspricht jedoch nicht der, eines fluviatilen Ablagerungsmilieu, für das die HAZEN-Methode empirisch aufgestellt wurde. Deshalb sollten die ermittelten Werte als Größenordnung und nicht als absolute Werte betrachtet werden.

Gl. 12

$$k_f = C \cdot d_{10}^2$$

$$\text{wobei: } C = \frac{0,7 + 0,3 \cdot T}{86,4}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert [m/s]

d_{10} = Korngröße bei 10% der Korngrößensummenkurve

T = Wassertemperatur [°C]

Eine weitere Methode zur Bestimmung der hydraulischen Durchlässigkeiten der Deckschichten konnte anhand von Durchlässigkeitsversuchen mit fallendem hydraulischem Gradienten nach DIN 18130 (1998), dem sog. Standrohrversuch, durchgeführt werden. Die Stechzylinderproben des möglichst ungestörten Bodenmaterials werden vor der Versuchsdurchführung von unten mit Wasser gesättigt und anschließend vorsichtig in das Standrohrgerät (Abb. 10) eingebaut. Im nächsten Schritt wird das Standrohr mit Wasser gefüllt und die Zeit (Δt), in der sich der Wasserspiegel um eine definierte Höhe ($h_1 - h_2$) verändert, gemessen. Der k_f -Wert lässt sich entsprechend Gl. 13 berechnen.

Gl. 13

$$k_f = 2,3 \cdot \frac{f \cdot l}{F \cdot \Delta t} \lg \frac{h_1}{h_2}$$

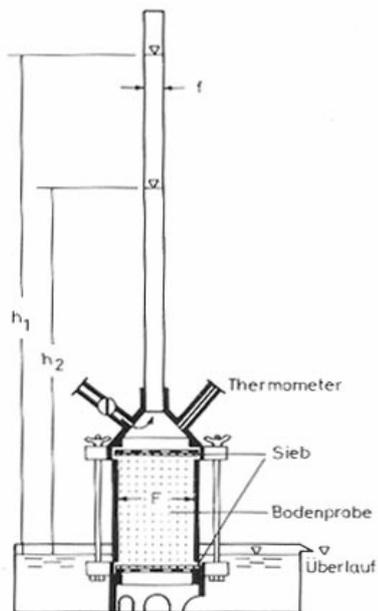
f = Querschnitt des Plexiglasrohres [m²]

l = Länge des Stechzylinders [m]

Δt = Zeitintervall des Druckabfalls von h_1 auf h_2 [sec]

F = Querschnitt des Stechzylinders [m²]

h_1, h_2 = hydraulisches Potential [m]



Um repräsentative Durchschnittswerte zu erhalten, wurde der Versuch bei jeder Probe mehrmals mit unterschiedlichen hydraulischen Potentialdifferenzen wiederholt. Die Netze und Siebe, die ein Ausschwemmen des Bodenmaterials verhindern sollen, wurden bei sehr grobkörnigen Proben nicht verwendet, da sie sonst eine niedrigere Durchlässigkeit vortäuschen könnten. Vor allem die Bimsstein-haltigen Proben brachten jedoch zum Teil Probleme bei der Versuchsdurchführung mit sich, da das leichte Bimssteinmaterial in der Wassersäule nach oben aufstieg. In diesem Fall mussten die Siebe eingebaut werden.

Abb. 10: Skizze des Versuchsaufbaus zur Bestimmung der hydraulischen Durchlässigkeit mit fallender Druckhöhe (HABETHA 1969).

Der Mineralbestand ausgesuchter Bodenproben wurde mittels Röntgenpulver-Diffraktometrie (XRD) bestimmt. Das Hauptaugenmerk lag dabei auf der Bodenmatrix und weniger auf dem Tonmineralbestand. Die Diffraktogramme wurden mit einem Siemens D5000 Goniometer ($\text{CuK}\alpha$ -Strahlung, Schrittgröße (2θ) 0,02, Zählrate 1 s) ermittelt und mit dem Programm EVA ausgewertet.

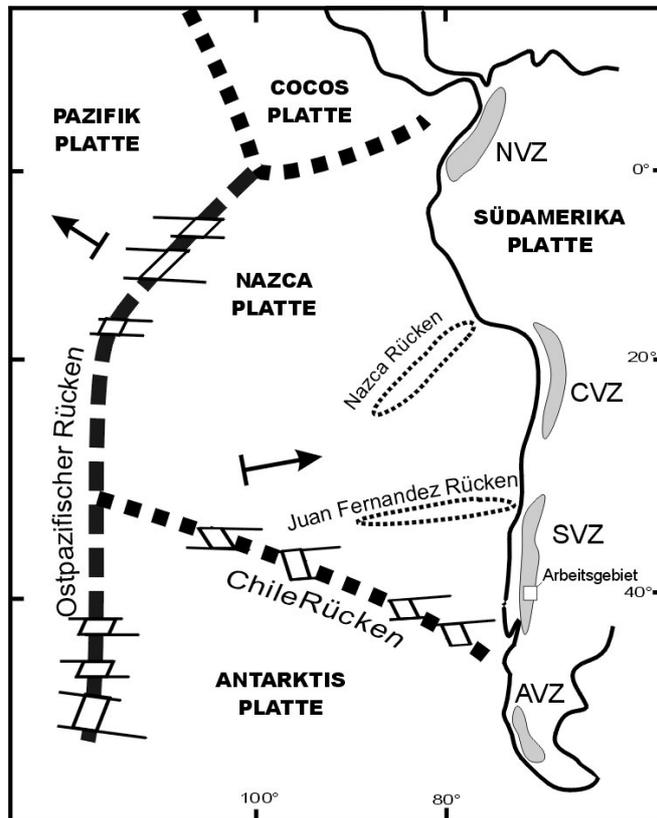
Die von BÖHM (2003) durchgeführten Versuche zur Bestimmung der Eluierbarkeit mit Wasser (Batch-Versuche) erfolgten nach DIN 38414-S4 (1984) als einmalige Elution. 100 g luftgetrocknetes Bodenmaterial wurde in einem Liter destilliertem Wasser 24 Stunden bei einer Umdrehungszahl von einer Umdrehung pro Minute über Kopf geschüttelt. Das gefilterte Eluat wurde anschließend auf die Hauptwasserinhaltsstoffe hin analysiert. Die ebenfalls von BÖHM (2003) bestimmte potentielle und effektive Kationenaustauschkapazität (KAK) sowie die Menge des austauschbaren Natriums, Kaliums, Calciums und Magnesiums einiger Sediment- und Bodenproben wurde entsprechend DIN ISO 13536 (1997) unter Beteiligung von DIN ISO 11464 (1996) (Probenvorbereitung) durchgeführt. Die Grundlage der Bestimmungsmethode der KAK beruht darauf, dass zunächst alle Tauscherplätze durch Barium belegt und die im Eluat freigesetzten Kationen bestimmt werden. Nach Ausspülen der Bodenprobe mit destilliertem Wasser wird eine definierte Menge an Magnesiumsulfat hinzugegeben und alles Barium als Bariumsulfat ausgefällt. Konträr zu den in der Lösung noch verbleibenden Magnesium-Anteilen, ergibt sich der an die Tauscherplätzen gebunde Anteil. Anhand dieser Werte lässt sich die Höhe der Kationenaustauschkapazität berechnen.

4 Geologie

4.1 Geologischer Überblick

Andenorogenese

Die tektonische Dynamik Chiles wird von der Subduktion der ozeanischen Nazca-Platte sowie untergeordnet der Antarktis-Platte unter die Kontinentalplatte Südamerikas bestimmt (Abb. 11). Die



Subduktionsgeschwindigkeiten betragen bei der recht schnellen Nazca-Platte im Bereich der Zentralanden ca. 8,4 cm/a, während die Antarktis-Platte mit nur etwa 3,3 cm/a subduziert wird (ONCKEN 1999). Der Chile-Rücken, der von zahlreichen Transformstörungen zerteilt wird (GARCIA et al. 1988), markiert dabei die aktive Plattengrenze zwischen der Nazca-Platte zur Antarktis-Platte (Abb. 11). Das Alter der Nazca-Platte reicht von 25 Millionen Jahren bei 38°S bis virtuell 0 Jahre am Zusammenstoß des Chile-Rückens mit der Südamerika-Platte (CEMBRANO et al. 2000). Neben dieser sogenannten *Chonos Triple Junction* bei etwa 45°S erscheint eine rein ozeanische Triple Junction im östlichen Südpazifik mit der Aneinandergrenzung der ozeanischen Pazifik-, Nazca- und Antarktis-Platten (MILLER 1992).

Abb. 11: Großtektonische Übersicht des Ostpazifiks und der Westküste Südamerikas.

Seit etwa 200 Millionen Jahren besteht im Bereich der chilenischen Westküste zwischen 33°-41°S ununterbrochen eine Subduktionszone. Die Anden in ihrer heutigen Form sind jedoch erst in den letzten 25 Millionen Jahren entstanden (DEWEY & LAMB 1992). Das Zentrum der vulkanischen Aktivität befand sich während des Lias zunächst im Bereich der heutigen Küstenkordillere im Norden Chiles. Im Gebiet der heutigen Präkordillere und des zentralen Längstals bildete sich in dieser Zeit ein flachmarines Backarc-Becken aus. Das Zentrum des Vulkanismus verlagerte sich während der Mittelkreide nach Osten in das zentrale Längstal hinein. Mächtige Sedimentablagerungen überdecken jedoch heutzutage einen Großteil dieser vulkanischen Abfolgen. Während der Oberkreide kam es vor allem in den Zentralanden zu einer Versteilung des Subduktionswinkels, gekoppelt mit einer Westverlagerung des magmatischen Bogens in die Präkordillere. Nach einer Phase der Extension von der Oberkreide bis ins Paläozän hinein bestimmte vor 50 bis 35 Millionen Jahren Kompressionstektonik das Geschehen. Vor 35-25 Millionen Jahren herrschten aufgrund zurückgehender Subduktionsgeschwindigkeiten wieder Extensionsbedingungen vor, mit der Folge einer Ausdünnung der kontinentalen Lithosphäre durch die thermische Wirkung des sogenannten „corner flow“, dem Hitzefluss im Asthenosphärenkeil zwischen der kontinentalen Lithosphäre und der abtauchenden ozeanischen Lithosphäre (GIESE 1995). Dies führte unter anderem auch zur Bildung der präandinen Depression. Während der ersten drei vulkanischen Perioden waren im Forearc-Bereich des Orogens nur mäßige und im Backarc-Bereich kaum tektonische Deformationen der Erdkruste zu verzeichnen (GIESE 1995).

Mit der Bildung des vierten magmatischen Bogens seit 25 Millionen Jahren änderte sich dieser Zustand jedoch grundlegend. Zunehmende Konvergenzraten der Nazca-Platte im Laufe des Oligozäns bewirkten im Andenorogen eine starke Kompression begleitet von einer Ost-West-Stauchung um 250 km im

Bereich der Zentralanden. Verfaltungen und die Bildung mächtiger Überschiebungsbahnen sind Ergebnisse dieser Kompressionstektonik. Durch die Einengung kam es zur Krustenverdickung in der zentralen Hochkordillere auf etwa 70 km und zum isostatischen Aufstieg der Anden, die das Bild der Hauptkordillere bis heute prägt. Aufgrund einer fehlenden ausgeprägten Gebirgswurzel muss davon ausgegangen werden, dass das Gebirge bei einem Rückgang der Subduktionsgeschwindigkeit recht schnell kollabiert (GIESE 1995). Trotz der gemeinsamen Entwicklungsgeschichte, sind die verschiedenen Segmente der Gebirgskette durch zum Teil extrem unterschiedliche Ausbildung in ihrer Höhe, Breite und Klimazone gekennzeichnet.

In den Südanden, deren aktuelle Gebirgsentwicklung ebenso wie die der Zentralanden im mittleren Tertiär begann, nimmt die Krustendicke auf rund 40 km ab und auch die Ost-West Krustenstauchung beträgt nur rund 40 km. Die Krustendeformation konzentriert sich hier im Gegensatz zu den Zentralanden eher auf den Bereich vor dem magmatischen Bogen (LOHRMANN et al. 1999). Ein erheblicher Teil des Strains wird durch die Bewegung an der sogenannten *Liquiñe-Ofqui-Fault-Zone* (LOFZ) kompensiert. Diese tief hinabreichende dextrale strike-slip Hauptstörung ist mindestens seit dem Eozän aktiv und hat den Magmenaufstieg in obere Krustenbereiche gesteuert (GARCIA et al. 1988, FORSYTHE & NELSON 1985).

In den Anden können Bereiche mit tektonischer Erosion von solchen mit tektonischer Akkretion unterschieden werden (ONCKEN 1999), wobei die tektonische Erosion, also das Abraspeln von Krustenmaterial an der Unterseite der südamerikanischen Platte durch die subduzierte ozeanische Kruste, vor allem in den Zentralanden überwiegt (HUENE & SCHOLL 1991). Diese Subduktionserosion wird auch für das nach Osten Wandern des magmatischen Bogens der Zentralanden um 200 km seit dem Jura verantwortlich gemacht (REUTTER et al. 1994). Der Forearcbereich des Kontinentalrands der Südanden besteht aus einem permotriassischen, basal akkretierten Deckenstapel sowie einem rezenten basalen und frontalen Akkretionskeil (Abb. 12). Die Stapelung von Material der ozeanischen Platte an der Unterseite des Kontinents (Unterplattung) führt zu einer Anhebung des Küstenbereichs (ONCKEN 1999). In den Südanden bestimmt also sowohl frontale, als auch basale Akkretion das derzeitige Subduktionsgeschehen, wobei die basale Akkretion überwiegt. Aufgrund der geringen Mächtigkeit dieser Akkretionskeile, wird davon ausgegangen, dass sie nur Sedimente des Tiefseegrabens der vergangenen zwei Millionen Jahre in sich aufgenommen haben (BANGS & CANDE 1997).

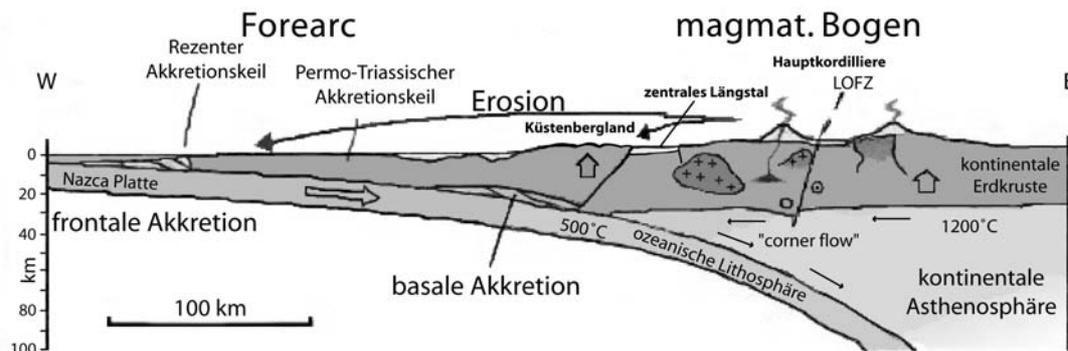


Abb. 12: Schematisches Profil durch den aktiven Kontinentalrand der Südanden (modifiziert nach ONCKEN 1999, GIESE 1995, LAVENU & CEMBRANO 1999).

Als Ursachen für das unterschiedliche Subduktionsverhalten entlang der südamerikanischen Westküste können das unterschiedliche Alter der ozeanischen Kruste und somit ihre Temperatur und Dichte, die Rauigkeit sowie die Bedeckung mit unverfestigten, wasserreichen Sedimenten genannt werden (DAVIS 1996). In diesem Kontext soll auch auf einen möglichen Zusammenhang zwischen Klima und Subduktionsorogenese hingewiesen werden. Unterschiedliche klimatische Bedingungen an der Westseite der Zentralanden mit extrem geringen Niederschlagsmengen in der Atacama Wüste und den extrem hohen Niederschlagswerten an der Westseite der patagonischen Südanden führen zu unterschiedlich starken Erosionsraten. Die Folge ist, dass im Tiefseegraben vor den Zentralanden die Sedimentbedeckung nur wenige hundert Meter beträgt, während sie vor den Südanden auf über 2 km ansteigen kann, was zu

einer geringeren Plattenreibung führt und zudem dem Aufbau eines Akkretionskeils dienen kann (BANGS & CANDE 1997). Auch die Subduktionsrichtung veränderte sich im Lauf der Zeit. Der Konvergenzwinkel nahm von etwa 40° während der Oberkreide auf heute 65°-70° zu, das heißt die schräge Komponente der Subduktion wurde kleiner (GIESE 1995). Die Nazca-Platte dreht sich demnach im Uhrzeigersinn gegenüber der Südamerika-Platte.

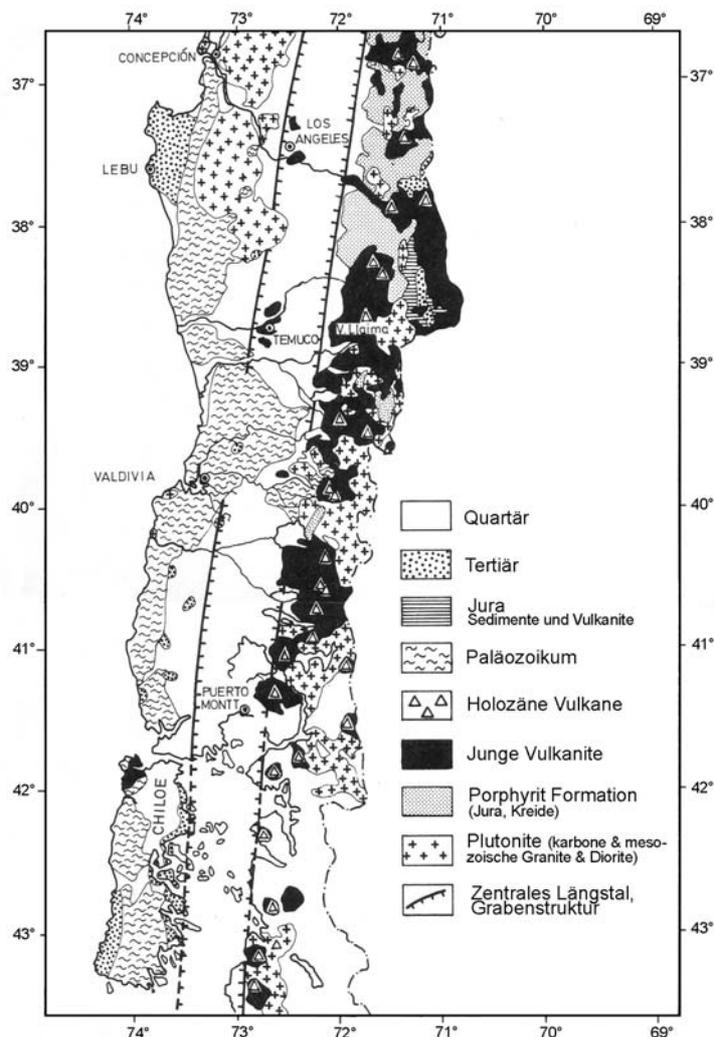
Vulkanismus und Magmengenese

Entlang des aktiven Kontinentalrandes tritt, innerhalb vier Zonen auch explosiver Vulkanismus im Bereich der Andenkordillere in Erscheinung (Abb. 11). Die nördliche vulkanische Zone (NVZ) erstreckt sich in Kolumbien und Peru von 5°N - 2°S, die zentrale vulkanische Zone (CVZ) in Peru und Nord Chile von 16°S - 28°S, die südliche vulkanische Zone in Zentral Chile und dem „Kleinen Süden“ von 33°S - 46°S sowie die südlichste, „australe“ vulkanische Zone (AVZ) in Südpatagonien von 49°S - 55°S (GERLACH et al. 1988). Nach Norden hin endet die südliche Vulkanzone (SVZ) in dem Bereich, in dem die Subduktion des Juan Fernandez Rückens erfolgt. Die Südgrenze bei etwa 46°S liegt im Bereich der *Chonos Triple Junction*, wo der Chile-Rücken auf die Südamerika-Platte trifft (Abb. 11). Zwischen dem Ausmaß an vulkanischer Aktivität und dem Eintauchwinkel der subduzierten Platte besteht ein enger Zusammenhang. In Konvergenzzonen mit flacher bis subhorizontaler Subduktion, wie beispielsweise zwischen 28°S und 33°S, fehlt der aktive Vulkanismus (LAVENU & CEMBRANO 1999). Südlich davon wird der Abtauchwinkel steiler. Die Wadati-Benioff Zone mit flachgründigen Erdbebenherden von < 200 km der südlichen vulkanischen Zone taucht in einem Winkel von 25-30° ab (STAUDER 1973, BEVIS & ISACKS 1984), was zur einer ausgeprägten vulkanischen Aktivität führt. Die Subduktionsgeschwindigkeit erreicht in diesem Bereich (42°S) rund 7,9 cm/a und die Subduktionsrichtung beträgt N78°E (DEMETS et al. 1994). Während in Nordchile die Vulkanite meist andesitische und dazitische Zusammensetzung aufweisen, bestehen die Vulkanite der SVZ vorwiegend aus Basalten und Andesiten, aber auch Rhyoliten. In der AVZ, in der der Vulkanismus aufgrund der geringen Konvergenzrate der antarktischen Platte weniger markant ist werden überwiegend dazitische Laven gefördert.

Für die Magmenbildung und den Vulkanismus müssen einige Bedingungen erfüllt sein. Aufgrund des Magmenchemismus ist eine Magmengenese im Erdmantel wahrscheinlich. Zum Aufschmelzen des Mantelgesteins sind jedoch Temperaturen von 1000-1200°C notwendig, was eine Entstehung in der kühlen abtauchenden Platte unwahrscheinlich macht. Neuere Erkenntnisse gehen davon aus, dass sich die magmatischen Bögen in etwa 100 km Tiefe unterhalb der Vulkane in einem Bereich zwischen der abtauchenden ozeanischen Lithosphäre und der kontinentalen Kruste im sogenannten „corner flow“ Bereich des Asthenosphärenkeils entwickeln (Abb. 12) (GIESE 1995). Die Freisetzung und der Aufstieg von Fluiden, v.a. von H₂O aus der abtauchenden ozeanischen Lithosphäre, und die anschließende Hydratisierung von Gesteinen der Oberplatte spielen dabei eine wichtige Rolle.

Geotektonische Gliederung Chiles

Die topographische Dreigliederung Chiles in die Küstenkordillere, das zentrale Längstal und die Hauptkordillere entspricht im Wesentlichen seiner geologischen Gliederung (ZEIL 1979). In der nordchilenischen Küstenkordillere dominieren mesozoische Vulkanite, in Zentralchile Intrusivgesteine und nach Süden hin vor allem paläozoische Metamorphite. Das zentrale Längstal ist eine Senkungszone zwischen der Küstenkordillere und der Hauptkordillere. Im Norden Chiles bilden sich in den abflusslosen Senken des Längstals ausgedehnte Salare. In der *Pampa de Tamarugal* befinden sich beispielsweise große Salpeterorkommen. Zwischen Antofagasta und wenige Kilometer nördlich von Santiago ist diese Dreigliederung nicht mehr vorhanden, jedoch tritt sie südlich von Santiago um so deutlicher in Erscheinung (Abb. 13). Der als *Valle Longitudinal* bezeichnete Grabenbruch hat im Süden Chiles eine Breite von 30-40 km und eine Länge von rund 1000 km. Die mächtigen, känozoischen Sedimente bestehen überwiegend aus fanglomeratischen und fluvioglazialen Ablagerungen. Gelegentlich enthalten die Sedimentabfolgen auch Lahare, die ihren Ursprung in vulkanisch aktiven Zonen der Hauptkordillere haben. Nach Süden hin tritt die Grabenstruktur immer deutlicher in Erscheinung. Die Mächtigkeiten der Sedimente reichen von 500 m bei Santiago bis über 4000 m in der *Region de los Lagos*. Die glazial gebildeten Seen erstrecken sich immer weiter in das Längstal hinein bevor sich das zentrale Längstal schließlich südlich von Puerto Montt im Meer verliert.



Die Hochkordillere erreicht in Nord- und Zentralchile die größte Ost-West-Ausdehnung von bis zu 800 km. Die Gipfel erreichen dort Höhen von mehr als 6000 m und nehmen ab Santiago in Richtung Süden an Höhe ab. Im Gegensatz zu den Zentralanden, die von einem meist altpaläozoischen Basement unterlagert werden, bildete sich in den Südan den der magmatische Bogen während des Mesozoikums über einem spätpaläozoischen Akkretionskeil aus, unter dem kein präkambrisches Basement vorhanden ist (BAEZA & PICHOWIAK 1988). Die Gebirgsbreite beträgt in den Südan den maximal 300 km und die Gipfel sind selten höher als 3000 m.

Abb. 13: Geologie der *Región de los Lagos* (modifiziert nach RUIZ 1965, ZEIL 1979)

4.2 Regionale Tektonik

Das Arbeitsgebiet liegt innerhalb des magmatischen Bogens der Südan den. Die regionale Tektonik wird hauptsächlich durch den Verlauf der *Liquiñe-Ofqui Fault Zone* (LOFZ) bestimmt. Diese Blattverschiebung mit vertikalem Versatz verläuft von *Liquiñe* im Norden (39°S) bis südlich von *Isthmo de Ofqui* (47°S) in der *Región de Aysén*. Das etwa 1100 km lange intra-arc strike-slip-Störungssystem zieht in kontinentalem Maßstab parallel zur Plattengrenze in NNE Richtung (N5°-10°E) und besteht im Wesentlichen aus zwei parallel verlaufenden Hauptstörungen (CEMBRANO et al. 1996). Der Küstenblock wurde um mindestens 400-500 km in nördliche Richtung dextral versetzt und um einige Kilometer im Vergleich zum östlichen Block gehoben (GARCÍA et al. 1988). Südlich des sogenannten *Chiloé*-Blocks fiedert die LOFZ in eine Duplex Struktur auf, bevor sie bei *Isthmo de Ofqui* nach SW abbiegt und ein pull-apart-Becken, den *Golfo de Penas* erzeugt (FORSYTHE & NELSON 1985, NELSON & FORSYTHE 1989). Für die Bildung der LOFZ existieren verschiedene Modellvorstellungen, die bis zum heutigen Tag kontrovers diskutiert werden. FORSYTHE & NELSON (1985) gehen davon aus, dass die Störung eng mit dem Aufeinandertreffen des Chile-Rückens auf den Chile-Graben zusammenhängt und es zur Herausbildung des *Chiloé*-Blocks kam. Dieses „indenter model“ beschreibt ein rigides Verhalten des Chile-Rückens. Allerdings spricht gegen das Modell, dass südlich der *Chonos Triple Junction* kein Äquivalent zur LOFZ auftritt und zudem die Kollision des Chile-Rückens gegen den Kontinent noch sehr jung ist und innerhalb der vergangenen 2-3 Millionen Jahre keine Versatzbeträge von mehr als 400 km möglich erscheinen (GARCIA et al. 1988). HERVÉ (1976) und BECK (1988) gehen von einer schrägen („oblique“) Subduktion der Farallon- bzw. Nazca-Platte aus, bei der es aufgrund einer zum Chile-Graben leicht rechts schräg verlaufenden, dextralen Subduktionsrichtung zur Ausbildung einer strike-slip-Störung kommt. Die aktuelle Subduktion der ehemaligen Farallon- bzw. rezenten Nazca-Platte besteht seit etwa 48 Millionen Jahren. Die Subduktionsrichtung konnte anhand paläomagnetischer Untersuchungen

rekonstruiert werden (GARCIA et al. 1988, CEMBRANO et al. 1996). Zunächst bestand eine sehr ausgeprägte schräge Subduktion, die dann zwischen 26-20 Millionen Jahren quasi orthogonal zum Chile-Graben verlief, was einher ging mit dem Aufbrechen der Farallon-Platte. Seit 20 Millionen Jahren ist die Subduktionsrichtung bis zum heutigen Tage wieder leicht schräg gerichtet (Abb. 14).

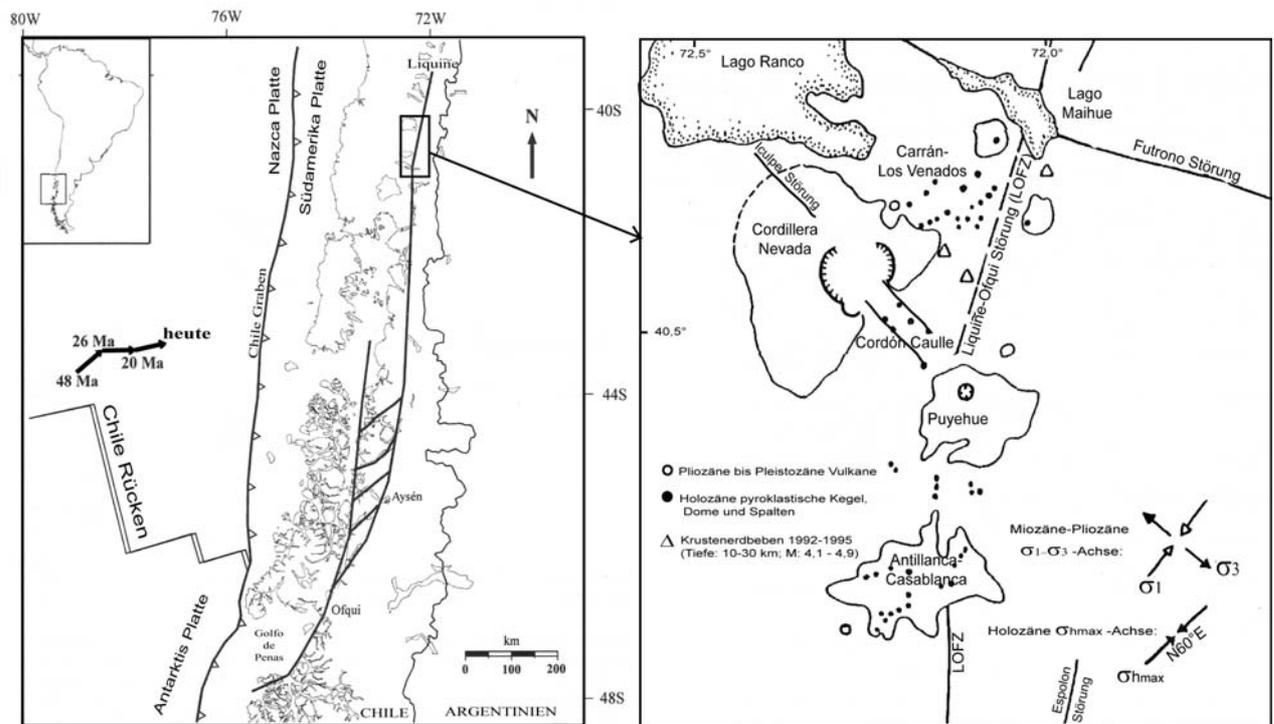


Abb. 14: Regionaltektonische Übersicht der südchilenischen Anden und des Arbeitsgebietes (modifiziert nach CEMBRANO et al. 2000, LARA et al. 1999).

Der schräge Einfallsvektor der Nazca-Platte, der in Südchile derzeit rund 26° im Vergleich zu einer orthogonalen Subduktion beträgt (JARRARD 1986), wird durch Dehnung und Verschiebung entlang des Kontinentalrandes aufgesplittet bzw. kompensiert. Bei einer Konvergenzrate von $7,9 \text{ cm/a}$ ergibt sich ein zum Chile-Graben parallel verlaufender dextraler Versatz von $2,8 \text{ cm/a}$ innerhalb des magmatischen Bogens (LAVENU & CEMBRANO 1999). Mylonite mesozoischen Alters weisen auf eine bereits frühe tektonische Aktivität dieser Graben-parallelen Störungszone hin, durch die schon damals ein Großteil der Konvergenzbewegungen in damals sinistral verlaufenden Blattverschiebungen kompensiert wurden (HERVÉ 1976). Die (Re-?)Aktivierung der aktuellen dextralen LOFZ erfolgte aufgrund der rechts-schrägen Subduktion mit den hohen Konvergenzraten seit dem Eozän bis Miozän (CEMBRANO et al. 1996). Die LOFZ durchtrennt das Basement der zumeist heterogen deformierten känozoischen Plutonite des Nordpatagonischen-Batholiths (NPB) sowie den magmatischen Bogen Südchiles. Das regionale Erscheinungsbild der LOFZ wird geprägt von duktiler als auch spröder Deformation im Zentimeter, Meter und teilweise Kilometerbereich, was sich in breiten mylonitisierten Zonen, Störungsscharen, Zweig-Störungen und Scherflächen sowie Dilatation bemerkbar macht. Auch wird dadurch der Magmenaufstieg begünstigt und quartäre Vulkane scharen sich entlang der LOFZ-Störungszone sowie entlang von Gruppen mit nordöstlicher und nordwestlicher Ausrichtung, die ebenfalls in Zusammenhang mit der LOFZ zu sehen sind (CEMBRANO & MORENO 1994). Diese nach NE und NW verlaufenden Zweigstörungsbahnen resultieren aus extensiven und aus kompressiven Bedingungen und haben ihre Ursache in einer Zerteilung des Krustenabschnitts, ebenfalls resultierend aus der schrägen Subduktion (LÓPEZ-ESCOBAR et al. 1995). Im Arbeitsgebiet scheinen die nach NW ausgerichteten Lineamente und vor allem der Cordón Caulle Graben ($N50^\circ-60^\circ W$) alte Strukturen widerzuspiegeln. Dagegen sind die nach NE ausgerichteten Störungen der Carrán-Los Venados Gruppe und der Mencheca Gruppe eher jünger. Ebenso lässt sich verallgemeinert feststellen, dass die nach NE ausgerichteten vulkanischen Ketten eher eine basaltische Zusammensetzung aufweisen, wohingegen in den nach NW ausgerichteten

Ketten sowohl basaltische, andesitische und sogar rhyolitische Vulkanite in Erscheinung treten, was auf einen längeren Krustenaufenthalt dieser Magmen hindeutet (CEMBRANO & MORENO 1994, LÓPEZ-ESCOBAR et al. 1995, LARA et al. 1999). Neben der LOFZ-Hauptstörungszone der *Región de los Lagos* wird von LAVENU & CEMBRANO (1999) ein Lineament im Untergrund westlich der Hauptstörung bis zum 40. Breitengrad angenommen, das als Fortsetzung der in der *Region de Aysén* erkennbaren zweiten Hauptstörungsbahn gedeutet wird. Diese zweite Hauptstörung könnte auf die Krustenblockbildung und die Ausbildung von Riedelscherflächen unterstützend wirksam sein. Die Hauptstressrichtung wird für den Bereich des Arbeitsgebietes mit N60°E angegeben (LARA et al. 1999). Hier verläuft die Hauptstörung der LOFZ von NNE kommend unterhalb des *Mirador* Vulkankegels und des *Carrán* Maars entlang des *Nilauhe - Contrafuerte* Tals direkt auf den *Puyehue* Hauptkrater zu. Dort ändert sich die Richtung auf fast N-S. Sie zieht dann unterhalb einiger Vulkankegel der tiefer gelegenen *Anticura* Gruppe sowie dem südlich daran anschließenden *Antillanca-Casablanca* Vulkanmassiv hindurch (Abb. 14). Die Störung wird meist von mächtigen quartären vulkanischen Abfolgen überdeckt, jedoch lässt sich ihr Verlauf auch ohne Aufschlüsse anhand topographisch markanter Verläufe und vulkanischer Eruptionszentren verfolgen. Zweigstörungen in Richtung NE verlaufen vermutlich unterhalb der *Carrán - Los Venados* Gruppe sowie unterhalb des *Antillanca-Casablanca* Vulkanmassivs. Eine Schar von nach SW ausgerichteten Störungen verläuft sehr markant entlang des *Cordón Caulle* Rückens zwischen dem *Puyehue* Vulkan und der Caldera der *Cordillera Nevada*. Die parallel verlaufenden Spalten und Lineamente des *Cordón Caulle* Rückens bilden eine vulkanische Grabenstruktur, in deren Verlängerung die *Iculpe* Störung nördlich des *Lago Ranco* mit markanten und sehr hohen Steilwänden entlang des *Río Iculpe* auftritt.

Die rezente tektonische Dynamik dieses Gebietes macht sich in Vulkanausbrüchen und Erdbeben bemerkbar. Die vulkanische Hauptaktivität liegt derzeit in Bereich des *Cordón Caulle* Rückens (letzter Ausbruch 1960) und in der *Carrán - Los Venados* Gruppe (letzter Ausbruch 1979). Eine Reihe von mittelschweren Erdbeben und ein anhaltendes Untergrundsrauschen im *Cordón Caulle* Gebiet im Mai 1994 führten zur Ausarbeitung von Notfallplänen, die aufgrund der Beruhigung der Situation nicht in Kraft treten mussten (GVP 2002). Kleinere Erdbeben treten recht häufig auf. Für den *Cordón Caulle* Rücken weisen seismische Untersuchungen auf deutliche vulkanotektonische Aktivitäten hin. Auch schwache seismische Signale durch hydrothermale Aktivitäten werden beobachtet (PEÑA & FENTEALBA 2000). Eines der stärksten Erdbeben, das weltweit jemals registriert wurde, führte am 22. Mai 1960 (11:12 GMT) zusammen mit den eine Woche lang anhaltenden Nachbeben zu einer morphologischen Umgestaltung großer Bereiche Südchiles. Das Epizentrum des Hauptbebens wurde auf 38°S und 73,5°W bestimmt, insgesamt wurden jedoch auf eine Strecke von 1000 km parallel zum zentralen Längstal tektonische Bewegungen registriert. Das Beben besaß eine Magnitude von 9,5 und eine Stärke von 8,7 auf der Richter Skala (WEISCHET 1963). Im Arbeitsgebiet sind Bergstürze entlang der Südküste des *Lago Rancos* sowie zahlreiche Erdbeben beispielsweise im *Nilahue* Tal dokumentiert (WEISCHET 1963). Daneben erfolgte etwa 48 Stunden nach dem Hauptbeben eine Spalteneruption des *Cordón Caulle*. Diese Eruption wird als ein von diesem tektonischen Erdbeben gesteuertes Ereignis angesehen (LARA et al. 2000).

4.3 Regionale Geologie

Die geologischen Abfolgen des Arbeitsgebietes (Abb. 15) können grob in drei Klassen untergliedert werden:

- 1) Das Basement, das neben vulkano-sedimentären Abfolgen hauptsächlich aus Intrusivgesteinen aufgebaut ist.
- 2) Die über dem Basement lagernden känozoischen Vulkanite.
- 3) Mächtige quartäre, fluvio-glaziale Einheiten.

Da die tiefer gelegenen Flanken der Vulkanmassive von extrem dichter Vegetation bedeckt sind, ist die Auswertung von Luftbildern zur Abgrenzung geologischer Einheiten nur sehr eingeschränkt möglich. Zudem sind in diesem Bereich die nur wenigen Aufschlüsse kaum zugänglich.

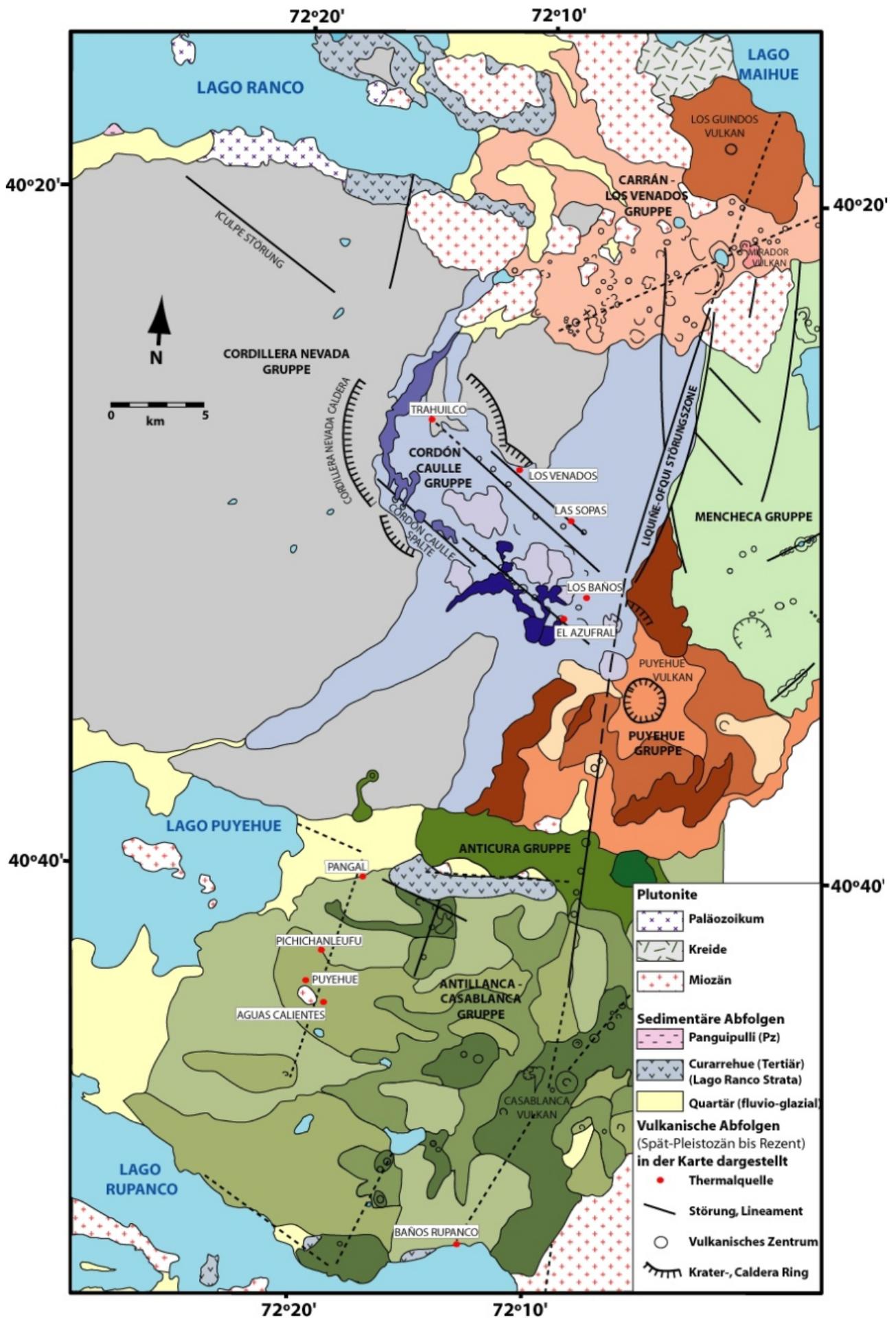


Abb. 15: Geologische Übersicht des Arbeitsgebietes (Kartengrundlage: MORENO 1977, SEPÚLVEDA et al. 2004).

4.3.1 Basement

Das prä-vulkanische Basement besteht aus paläozoischen und spätkretazischen - tertiären Sedimenten sowie aus paläozoischen und kretazisch - miozänen Intrusivgesteinen.

Die paläozoischen-triassischen Serien der *Panguipulli*-Formation bilden die ältesten Sedimentgesteine des Arbeitsgebietes, die lediglich an einem kleinen Felsvorsprung (Lokation *Pisada del Diábol*) an der Südküste des Lago Ranco aufgeschlossen sind (AGUIRRE & LEVI 1964). Die Serie setzt sich aus alternierenden Lagen von Brekzien und Sandsteinen zusammen, die eine stark rekristallisierte Matrix aufweisen. Das Streichen der Schichten beträgt N50°E und das Fallen 60°NW. Klüfte, die mit Calcit und Quarz gefüllt und maximal bis zu 20 cm mächtig sind, durchziehen diese Abfolgen mit einem Streichwinkel von rund N40°W und fast senkrechtem Einfallswinkel. Aufschlüsse paläozoischer Plutonite lassen sich in einem Streifen entlang der Südküste des Lago Ranco zwischen den Ortschaften Iculpe und Pitreño beobachten. Die Gesteine bestehen aus grobkörnigen Biotit-Hornblende-Granodioriten, Tonaliten und Dioriten. Ihr K-Ar-Alter wurde von MUNIZAGA et al. (1988) auf 309±8 Mio Jahre bestimmt. MORENO (1977) bringt diese Plutonite aufgrund ihrer vergleichbaren Petrologie mit dem *Panguipulli-Batholith* in Zusammenhang, dessen Gesteine jedoch jurassische Alter aufweisen. Die paläozoischen Intrusiva werden am Südufer des Lago Ranco von den vulkano-sedimentären Abfolgen der *Curarrehue*-Formation überlagert. Andere Autoren verwenden den Ausdruck *Curarrehue*-Formation jedoch nur für die Gesteinseinheiten weiter nördlich im Bereich des Lagos Villarica und benennen die tertiären vulkanosedimentären Ablagerungen des Arbeitsgebietes als *Lago Ranco Strata* (mündl. Mitt. MUÑOZ). Das Alter wird mit spätkretazisch bis Tertiär angegeben. Die Aufschlüsse nahe der Siedlung Pitreño weisen im basalen Teil eine Abfolge mächtiger Ignimbritdecken auf, die konkordant von Sandsteinen und Tonschiefern überlagert werden. Der in den Tonschiefern vorkommende Pyrit wird auf eine sedimentäre Genese und nicht auf hydrothermale Einwirkungen zurückgeführt (MORENO 1977). Neben den Aufschlüssen am Südostufer des Lago Ranco und im Riñinahue Tal treten tertiäre vulkano-sedimentäre Abfolgen im Gol-Gol Tal östlich des Lago Puyehue sowie in kleinen Bereichen an den Nordost- und Südost-Küsten des Lago Ranco zu tage. Ein Hauptteil der im Arbeitsgebiet auftretenden Gesteine des Basements besteht aus miozänen Intrusiva des sogenannten Nordpatagonischen-Batholiths. Dieser bildet darüber hinaus den Großteil des geologischen Basements Südchiles und erstreckt sich zwischen 39°S und 47°S auf Hunderte von Kilometern Länge und einigen Zehner Kilometer Breite (MUNIZAGA et al. 1988). Seine Platznahme steht in direktem Zusammenhang mit der Entwicklung des magmatischen Bogens (HERVÉ 1994). Nach PARADA et al. (1997) erfolgten die Intrusionen in vier Phasen: während des Oberen Paläozoikums, des Juras, der Kreide und des Neogens. Im Arbeitsgebiet treten vor allem die miozänen Intrusiva in Erscheinung. Südlich des Mirador-Vulkankegels der Carrán - Los Venados Gruppe konnte in dem von zwei großen Störungen der LOFZ eingerahmten und herausgehobenen Intrusivblock ein Ar-Ar-Alter von 5,44±0,02 Mio Jahre bestimmt werden (SEPÚLVEDA et al. 2004). Daneben treten die miozänen, zumeist dioritischen Intrusivgesteine an der Südostküste des Lago Rancos im tiefer gelegenen Teil des Riñinahue Tals, innerhalb der Carrán-Los Venados Gruppe, auf den Inseln im Lago Puyehue, an den nördlichen und südlichen Flanken des Gol-Gol-Tals, zwischen Aguas Calientes und dem Puyehue Thermalbad sowie am Ostufer des Lago Rupanco auf. Zudem lassen sich plutonische Gesteinsfragmente des Basements in den strombolianischen Ablagerungen der Anticura Gruppe, sowie in basaltischen Bomben der Carrán - Los Venados Gruppe nachweisen. Diese Klasten sind häufig hydrothermal alteriert und deuten durch die Anwesenheit von Chlorit und Epidot auf eine Zirkulation von hochtemperierten (>200°C) Fluiden zumindest innerhalb der letzten 5 Millionen Jahre hin.

4.3.2 Pleistozäner bis rezenter Vulkanismus

Über dem meist plutonischen Basement entstanden z.T. seit dem Pliozän, vor allem aber seit dem Pleistozän die vulkanischen Bergmassive, die das heutige Landschaftsbild des Westteils der Südanden prägen. Junge vulkanische Förderprodukte bedecken entsprechend den Hauptteil des Arbeitsgebietes. Die vulkanischen Aktivitäten können in rund acht Eruptionszentren oder Gruppen untergliedert werden. Von Süd nach Nord sind dies: Antillanca-Casablanca, Anticura, Puyehue, Mencheca, Cordón Caulle, Cordillera Nevada sowie Carrán - Los Venados (Abb. 15). Ein Großteil der Vulkanite kann als subalkaline Gesteine bzw. Gesteine der „high-alumina basalt series“ klassifiziert werden (MORENO 1974).

Die meist basaltischen und andesitischen Laven lassen auf eine kurze Verweildauer der Magmen in der Kruste schließen, was eine ausgeprägte Assimilation von Krustenmaterial weitestgehend ausschließt (LÓPEZ-ESCOBAR et al.1995). Die Hauptaktivitätsphase des rezenten Vulkanismus scheint im Arbeitsgebiet bereits überschritten zu sein. Für einen abklingenden Vulkanismus sprechen zum einen geringer werdende Ablagerungsmächtigkeiten, zum anderen der Übergang von effusivem zu explosivem Vulkanismus (CASERTANO 1963). Sowohl die Eruptionsformen, als auch die Förderprodukte sind in diesem Gebiet sehr vielfältig. Die Formen reichen von der Ausbildung von Calderen, Maaren, Stratovulkanen bis zu Eruptionsspalten. Die Förderprodukte reichen von rhyolitischen Tuffen (den einzigen in Südchile) bis hin zu basaltischen Laven.

Vulkanische Einheiten

MORENO (1974) führt eine relative stratigraphische Gliederung der Vulkanite anhand der glazialmorphologischen Überprägung in vier Einheiten durch.

Einheit I entspricht plio- bis frühpleistozänen Vulkaniten, die von Gletschern tief erodiert wurden und an deren Basis keine Spuren vorangegangener Vergletscherung zu finden sind. Die Lithologie dieser Einheit setzt sich vor allem aus Lavadecken, vulkanischen Brekzien, Agglomeraten, Tuffen und Ignimbriten zusammen. Häufig bilden tief erodierte Stratovulkane das geologische Grundgerüst dieser Einheit, deren Gesteinsabfolgen oft durch U-Täler voneinander getrennt sind. Einheit II unterscheidet sich in der Zusammensetzung der Förderprodukte, abgesehen von vermehrtem Auftreten von Laharen, kaum von Einheit I. Glaziale Erosionsspuren sowie die Ablagerung dieser Förderprodukte in bereits glazial überprägte Täler führen zu einer zeitlichen Zuordnung dieser Einheit in das intraglaziale Pleistozän. Einheit III zeigt dagegen keine Anzeichen glazialer Erosion. Lediglich kleinere Hanggletscher können diese Gesteinsserien lokal eingeschnitten haben. Insgesamt nimmt die Ablagerung von Laharen sowohl in der Häufigkeit, Mächtigkeit und Fläche zu. Material dieser Einheit füllt die zuvor glazial gebildeten Täler, wo es zur Ausbildung mächtiger Verwitterungsdecken und teilweise zu Bodenbildungen > 10 m kommt. Zusätzlich sind manche Bereiche dieser Einheit von jüngeren vulkanischen Aschen bedeckt und der Großteil ist von einer dichten Regenwaldvegetation überwachsen. Die Eruptionszentren liegen weit verstreut über das gesamte Arbeitsgebiet und entsprechen im Wesentlichen denen der modernen Stratovulkane. Die Ablagerung dieser Einheit erfolgte während des Spät-Pleistozäns bis in das frühe Holozän. Einheit IV wird durch die jüngsten holozänen vulkanischen Serien gebildet und zeigt so gut wie keine Anzeichen von Erosion. Die pyroklastischen Kegel, Maare, Lavadome und Lavadecken sowie die weit ausgedehnten Aschedepositionen haben das Erscheinungsbild ihrer Bildung bis zum heutigen Tag erhalten. Auch sind die Gesteine und Pyroklastika, wenn überhaupt nur von sehr geringen Bodenbildungen und einer spärlichen Vegetation bedeckt. Die dieser Einheit zugerechneten Eruptionen reichen bis in die historische Zeit hinein und sind zum Teil auch durch detaillierte Berichte belegt.

Untergliederung in acht lokale Vulkangruppen

Die Gesteine der acht lokalen Eruptionszentren lassen sich zusammenfassend in Gruppen beschreiben, deren Aktivitätsphasen in der folgenden Übersicht zusammengestellt sind:

Tab. 4: Übersicht der Aktivitätsphasen der im Arbeitsgebiet gelegenen vulkanischen Gruppen (MORENO 1974).

Vulkangruppe	Pliozän	Pleistozän	Holozän
Carrán-Los Venados			— — — — —
Cordillera Nevada	— — — — —		
Cordón Caulle		— — — — —	
Puyehue		— — — — —	
Mencheca		— — — — —	
Anticura			— — — — —
Antillanca-Casablanca	— — — — —		

Die einzelnen Einheiten der Vulkangruppen, die in der geologischen Karte im Anhang 20 detailliert dargestellt sind, lassen sich wie folgt beschreiben:

Carrán - Los Venados Gruppe (C, LV)

Die Carrán - Los Venados Gruppe besteht aus einem Cluster von ca. 70 post-glazialen Schlackenkegeln, Ringkratern, Maaren und kleinen Stratovulkanen, die sich entlang einer ca. 17 km langen Linie von Störungen in ENE-WSW-licher Richtung mit N60-70°E aneinanderreihen. Phreatomagmatische Eruptionen bzw. deren Ablagerungen treten recht häufig auf. Der Schlackekegel *Mirador* sowie die beiden Maare *Riñinahue* und *Carrán*, die während des 20. Jahrhunderts entstanden sind, liegen in etwa in dem Bereich, wo sich das *Liquiñe-Ofqui*-Störungssystem mit dem ENE-WSW verlaufenden Lineament schneidet (RODRIGUEZ et al. 1997). Die Lokalitäten befinden sich am Unterlauf der Flüsse *Río Los Venados* und *Río Nilahue*. Mit Ausnahme des Stratovulkans *Cerro Carrán*, der auch *Los Guindos* Vulkan (LG) genannt wird und dessen Gipfel 1100 m ü. NN erreicht, liegen die anderen Krater und Kegel weitestgehend in den Talbereichen SE des Lago Ranco.



Abb. 16: Ascheausbruch und Bildung des Carrán Maars am 1.8.1955, die Aufnahme entstand 4 Tage nach dem Initialdurchbruch (Foto GÄDICKE in ZEIL 1964).

Folgende Untereinheiten der Carrán-Los Venados Gruppe lassen sich unterscheiden:

Als älteste die pleistozäne Einheit II mit den ersten Abfolgen des Los Guindos Vulkans (LGI). Dann die spät- bis postglaziale Einheit III mit den im Tal aufgeschlossenen Lavadecken der Carrán Abfolge (CI), dem zweiten Stadium des Los Guindos Vulkanismus (LGII), Ignimbritablagerungen und dazitische Laven im Nilahue- und Los Venados-Tal (LVI). Und zuletzt die holozänen bis rezenten Ablagerungen der Einheit IV mit den jüngsten Abfolgen des Los Guindos-Vulkans (LGIII & LGIV), den Carrán Ablagerungen (CII-CV), der Los Venados-Abfolge (LVII) und der Entstehung des Riñinahue Maars (RI-RIII). Es kann bei den jüngsten Abfolgen zwischen Laven und pyroklastischen Ablagerungen unterschieden werden. Die historisch erfassten Ausbrüche begannen im Jahr 1907 mit der Explosion des Riñinahue Maars (RI-RIII). Im Jahr 1955 erreichte die Explosion des Carrán Maars (CIVP) im „Volcanic Explosivity Index“ die Stufe 4 und somit die stärkste rezente gemessene VEI-Stufe im Arbeitsgebiet. Dabei wurde ein Tephra-Volumen von rund $4 \cdot 10^8 \text{ m}^3$ ausgestoßen (GVP 2002) und die Aschewolke erreichte eine Höhe von etwa 7000 m (MÜLLER & VEYL 1957). Der eher moderate Ausbruch, der im Jahr 1979 zur Bildung des kleinen Stratovulkans Mirador führte, hatte einen Ausfluss von $3,6 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ an Lava (CVL) und einen Ausstoß von $5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ an Tephra (CVP) (GVP 2002).

Cordillera Nevada Gruppe (CN)

Die Cordillera Nevada Gruppe ist der übriggebliebene Rest eines großen Stratovulkans, dessen Kollaps zur Bildung einer Caldera mit einem Durchmesser von rund 10 km führte. Auf dem Luft- oder Satellitenbild treten die Randbereiche des Calderakraterings deutlich in Form von Höhenzügen am NE-Ende des Cordón Caille Rückens in Erscheinung (Abb. 18). Das Alter der Caldera ist nicht bekannt, jedoch lassen intensive Vereisungsspuren auf ein Alter > 16.000 Jahre, am wahrscheinlichsten von 100.000 bis 200.000 Jahren schließen (GVP 2002). In den Prä-Caldera Sequenzen konnten K-Ar Alter von $1,4 \pm 0,6$ Mio Jahre (LARA et al. 2001a), $1,2 \pm 0,3$ Mio Jahre (CAMPOS et al. 1998) sowie $0,9 \pm 0,3$ Mio Jahre (LARA et al. 2001b) der Cordillera Nevada Gruppe bestimmt werden. Die Ablagerungen bestehen aus einer breiten Palette von Tuffen, vulkanischen Brekzien, Laven sowie Ignimbriten. Sie nehmen eine Fläche von rund 900 km^2 ein und erreichen eine Mächtigkeit von mehr als 1000 m (MORENO 1974). Dabei reicht das Spektrum von basaltischen Eruptiva bis hin zu einer rhyolitischen Zusammensetzung. Die Ignimbrite stammen aus dem Mittleren Pleistozän vor ca. 300.000 Jahren. Die Cordillera Nevada ist der einzige Ort in den südlichen Anden, an dem rhyolitische Tuffe auftreten (GVP 2002). Der Hauptteil besteht aus Olivin-Basalten und Andesiten mit Ortho- und Klinopyroxenen. Mächtige Basaltdecken sind häufig durch laharische Ablagerungen voneinander abgegrenzt. Die Lokalität der damaligen Eruptionszentren entspricht häufig nicht der derzeitigen, da viele Sequenzen den heutigen Eruptionszentren nicht genau zugerechnet werden können. In der detaillierten geologischen Karte im Anhang 20 werden zwei Einheiten voneinander abgegrenzt. Einheit CNI ist dabei eine Zusammenfassung der älteren Einheiten, die Abfolgen der jüngeren Einheit CNII lassen sich dagegen bereits dem Eruptionszentrum innerhalb der Caldera Cordillera Nevada zuordnen. Entsprechend der Klassifizierung nach MORENO (1974) können die Abfolgen der Cordillera Nevada zur Einheit I gezählt werden.

Mencheca Gruppe (M)

Auch die Mencheca Gruppe, die sich NE des Puyehue Vulkans befindet, beinhaltet einen erodierten basaltischen Stratovulkan (MI) mit den Relikten eines Calderakraters von rund zwei km Durchmesser, der nach SE hin aufgebrochen ist und dessen höchster Punkt 1840 m ü. NN erreicht. Das Alter des Mencheca-Hauptvulkans wird durch eine K-Ar-Datierung (MORENO 1977) auf $0,53 \pm 0,3$ Mio Jahre datiert, was einer pleistozänen Interglazialzeit und in der Gliederung von MORENO (1974) der Einheit II entspricht. Eine weitere K-Ar Datierung eines Basalts von LARA et al. (2001a) ergibt ein Alter von < 1 Mio Jahre. Holozäne, in NE-SW Richtung ausgerichtete Ketten pyroklastischer Kegel befinden sich an der NE-Flanke (Los Ñirres Vulkan; LÑ) und an der SE-Flanke (Pichi-Gol Gol-Vulkan; PG) des Mencheca-Vulkans. Weitere Vulkankegel erscheinen an der oberen NE-Flanke sowie an der unteren N-Flanke des Vulkans (MII).

Puyehue Gruppe (P)

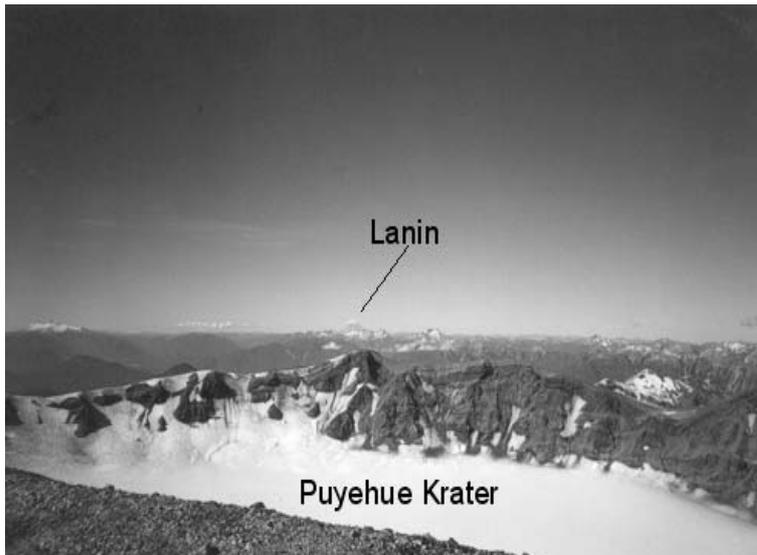


Abb. 17: Blick von südwestlichen Kraterrand in die Gipfelcaldera des Puyehue Vulkans (2236 m ü. NN); im Hintergrund erkennt man am Horizont den Vulkan Lanín (3776 m ü. NN).

Die Puyehue Gruppe besteht im Wesentlichen aus dem Puyehue Stratovulkan, dessen Kraterrand eine maximale Höhe von 2236 m ü. NN erreicht. Der Vulkan sitzt auf einer Calderastruktur mit einem Durchmesser von rund 7 km (GERLACH et al. 1988). Daneben führt die Gipfelcaldera (Abb. 17) mit einem Durchmesser von 2,5 km zu einem Erscheinungsbild eines markant abgeflachten Vulkankegels am SE Ende eines Gebirgsmassivs, das sich von der Cordillera Nevada im NW über den Cordón Caulle Rücken bzw. Plateau bis zum Puyehue-Vulkan erstreckt. Der Vulkanschield wurde zunächst aus zahlreichen spätglazialen, basaltischen Ergussgesteinen aufgebaut. Später änderte sich der Magmenchemismus hin zu einer sauren Zusammensetzung. Die Folge waren heftigere Eruptionen und der Ausstoß großer Mengen an Bimsstein. Ausbrüche in historischer Zeit fanden nicht statt. Häufig wurden fälschlicherweise die Ausbrüche von Cordón Caulle dem Puyehue-Vulkan zugeschrieben. Die ältesten aufgeschlossenen Abfolgen von Puyehue (PI) lassen sich dem intraglazialen Pleistozän, also der Einheit II nach MORENO (1974), zuordnen und sind nicht älter als 200.000 Jahre (GERLACH et al. 1988). Sie entstammen aus den Serien des alten Stratovulkans bzw. dessen Caldera und bestehen weitestgehend aus Olivinbasalt, aber auch aus intermediären bis sauren Vulkaniten. Sie liegen im Gol Gol Tal diskordant über den vulkanosedimentären Serien der *Curarrehue* Formation (MORENO 1977). Die Kegel des *Caulle Chico* und *Caulle Grande* sind als Relikte dieser Calderasequenz oder als Ruinen eines Prä-Puyehue-Vulkans anzusehen (HANTKE 1940). Der Hauptteil des Puyehue Vulkankegels (ca. 70%) besteht aus spätglazialen basaltischen Laven (PII), was der chronostratigraphischen Einheit III nach MORENO (1974) entspricht. Dieser Wandel während des Spätglazials von andesitischem Vulkanismus hin zu einem basaltischen findet sich auch in anderen Regionen der SVZ (GERLACH et al. 1988). Die darauf folgenden postglazialen Eruptionen (Einheit IV) waren wesentlich explosiver als die vorangegangenen. Pyroklastische Ablagerungen dieser Phase (PIII) erstrecken sich entlang der Ost- und Nordostflanken des Vulkans sowie um den Hauptkrater und weisen Mächtigkeiten von bis zu 100 m auf. Sie bestehen aus quarz-reichem Tephra mit Intraklasten aus basaltischen Schlackebruchstücken sowie in den oberen Horizonten aus Bimssteinen (PIIIp) (p=pumice=Bimsstein), die eine dazitische bis rhyolitische Zusammensetzung aufweisen (GERLACH et al. 1988). Diesen Eruptionen folgte der Kollaps des Vulkangipfels und es bildete sich die derzeitige markante Form des Puyehue Vulkans mit seiner großen Gipfelcaldera (Abb. 17). Die jüngsten Eruptionen des Puyehue Vulkans (PIV) förderten Andesite und Dazite, die entlang von Rissen an der Westseite des Kraterrings austreten und den Westhang des Vulkans hinabreichen. Andesitische Laven und Parasitärkrater finden sich an den Süd-, Ost- und Nordflanken des Vulkans (GERLACH et al. 1988).

Da sich der Cordón Caulle-Rücken direkt in nordwestlicher Richtung an den Puyehue-Vulkan anschließt, sprechen einige Autoren von einer einheitlichen Puyehue - Cordón Caulle Gruppe. Sie sehen einen Zusammenhang bei der Magmenentwicklung beider Eruptionszentren und einer Verlagerung des Eruptionszentrums vom Puyehue Vulkan nach Nordosten in das Cordón Caulle Plateau (GERLACH et al. 1988). Da die geochemische und petrographische Zusammensetzung der Cordón Caulle-Laven denen der Rhyolithe und Rhyodazite der jüngeren Puyehue-Abfolgen entsprechen, stellen diese vielleicht die letzte

Phase des Puyehue-Vulkanismus dar (Tab. 5). MORENO (1977) sieht jedoch eine tektonische und magmatische Verschiedenartigkeit der beiden Eruptionszentren und grenzt sie deshalb als separate Gruppen voneinander ab.

Tab. 5: Vulkanische Aktivität und Einheiten der Gruppen Puyehue - Cordón Caulle (stratigraphisches Auftreten) (MORENO 1974, 1977).

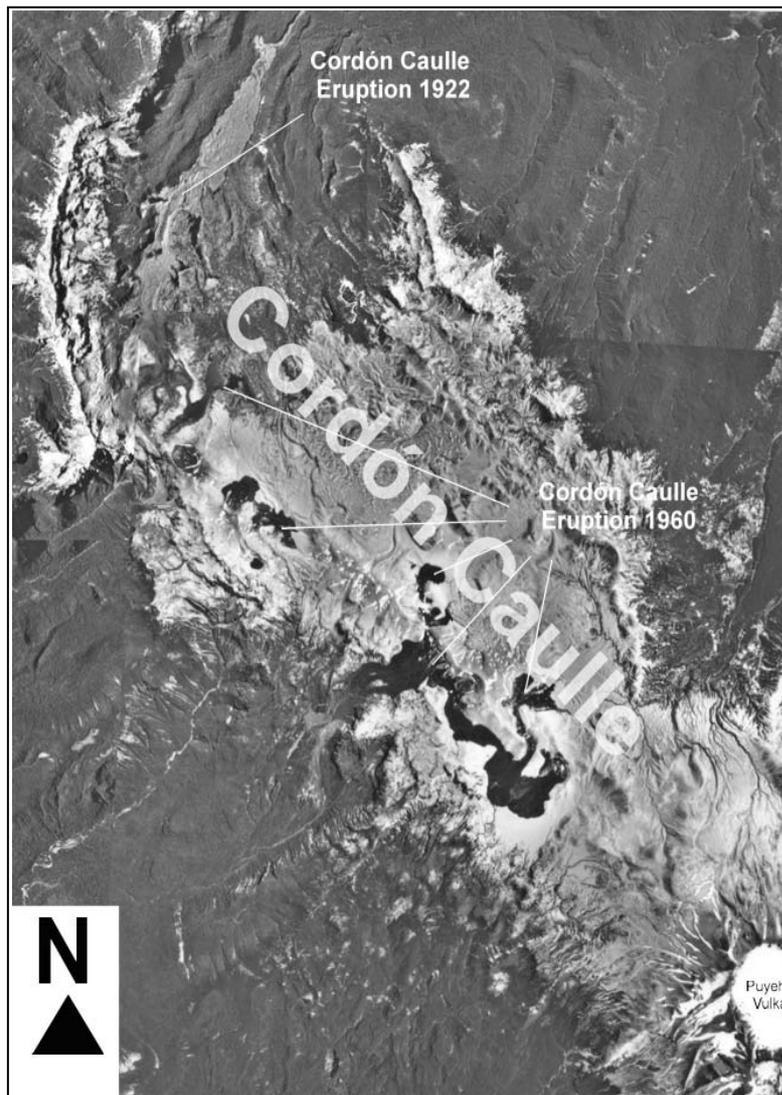
Jahr	Zeit	Untergliederung MORENO (1974)	Puyehue Gruppe	Cordón Caulle Gruppe
rezent (2003)	Holozän	Postglazial (Einheit III)		Solfatare, Fumarolen & Thermalquellen Cordón Caulle VI (1960) Cordón Caulle V (1921-22)
-10.000			Puyehue IV	Cordón Caulle IV
-16.000	Pleistozän	Spätglazial (Einheit III)	Bildung der aktuellen Gipfelcaldera	
			Puyehue III Puyehue II	Cordón Caulle III
		Glazial (Einheit II)	Kollaps des alten Stratovulkans und Bildung der Basiscaldera	Cordón Caulle II
			Puyehue I	Cordón Caulle I

Die geochemischen Charakteristika der Puyehue-Cordón Caulle Laven sind zumeist von einer tholeiitischen Affinität geprägt. Sie zählen zu einer intermediären K_2O -Serie orogener Basalte. Die Charakteristik der Spurenelemente, wie beispielsweise niedrige Rb/Cs Verhältnisse (ca. 14) und hohe Ba/Nb (60-105) sowie Ba/La (18-26) Verhältnisse, ist typisch für Laven, die an konvergenten Plattengrenzen mit Subduktion auftreten. Dies gilt für das gesamte Spektrum an Laven, von Basalten bis zu Rhyoliten (GERLACH et al. 1988). Die SiO_2 -Gehalte reichen von 48% bis 72%. Die Verschiedenartigkeit der Förderprodukte, vor allem die Entstehung SiO_2 -reicher Magmen, wird auf eine Kristallisationsfraktionierung der basaltischen und andesitischen Ausgangsmagmen sowie auf Magmenmischungen zurückgeführt. Die Assimilierung von Krustenmaterial ist somit für die Bildung der sauren Magmen nicht zwingend notwendig (GERLACH et al. 1988). Geringe Heterogenitäten vor allem in den Puyehue Basalten hinsichtlich der $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnisse und der Verhältnisse an inkompatiblen Elementen zueinander deuten eher auf Unregelmäßigkeiten im ursprünglichen Mantelmaterial oder auf eine Kontamination durch die Unterkruste hin. Die Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse entsprechen denen von Ozeanischen Inselbasalten (OIB), jedoch weist eine Anreicherung an ^{207}Pb , die auch bei anderen Laven der SVZ zu beobachten ist, auf eine sedimentäre Komponente hin (HICKEY et al. 1986). Unterschiede in der modalen Magmenzusammensetzung zeigen sich beispielsweise anhand der in den Basalten erkennbaren Phänokristalle. Die Hauptbestandteile der mafischen Phänokristalle bestehen neben Ortho- und Klinopyroxenen bei Laven der Puyehue - Cordón Caulle Gruppen ebenso wie bei denen der Antillanca-Casablanca Gruppe aus Fe-Olivinen, während beim Tronador Vulkan neben den Pyroxenen Hornblenden auftreten. Dies lässt auf verschiedenartige Hydratisierungsbedingungen und vermutlich auch auf unterschiedliche Tiefen der Magmenentstehung schließen (MORENO 1974). Insgesamt kann davon ausgegangen werden, dass die jeweiligen Magmenquellen und die Prozesse, die zur Entstehung der basaltischen Ausgangsmagmen führen, seit etwa 200.000 Jahren dieselben sind (GERLACH et al. 1988).

Cordón Caulle Gruppe (CC)

Der Cordón Caulle Rücken erstreckt sich vom Zentrum der Cordillera Nevada-Caldera in SE Richtung bis zur NE Flanke des Puyehue-Vulkans. Tektonisch gesehen handelt es sich um eine vulkanische Grabenstruktur, die von NW-SE verlaufenden Störungen seitlich begrenzt wird. Morphologisch erscheint der etwa 15 x 4 km große Bereich des Cordón Caulle Rückens als eine Art hügeliges Hochplateau in einer Höhe von 1300-1600 m ü. NN. Entlang der südwestlichen Grabenbegrenzung, der sogenannten Cordón Caulle Spalte (N55°-60°W), erfolgten die meisten postglazialen Eruptionen dieser Gruppe.

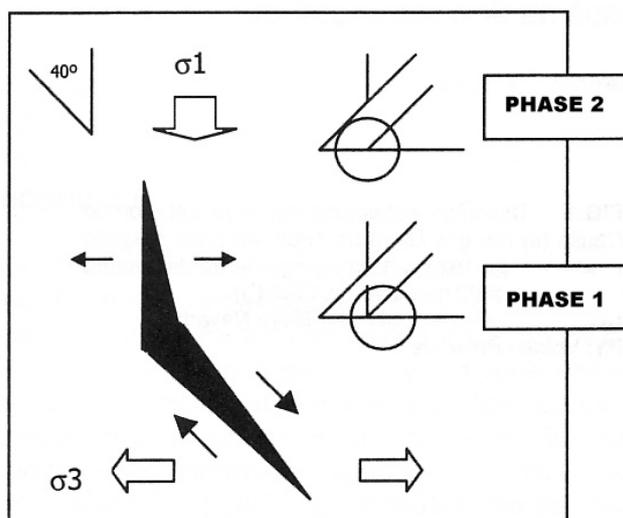
Die vulkanische Aktivität reicht bis in das Spät-Pleistozän zurück. Intraglaziale Ablagerungen der Einheit II (CCI und CCII) bedecken ebenso wie die spätglaziale Abfolge der Einheit III (CCIII) weite Bereiche nördlich und nordwestlich des Puyehue Vulkans (GERLACH et al. 1988). Die Produkte der ersten Abfolge (CCI) bestehen hauptsächlich aus basaltischen Laven, Brekzien und Tuffen, die Mächtigkeiten von 100 bis 800 m erreichen und sich vor allem entlang der SW-Flanke des Cordón Caulle Rückens bis weit in das Licán Tal hinab erstrecken. Die Basisabfolgen von CCI verzahnen sich mit denen von PI, sodass ein vulkanostratigraphischer Zusammenhang mit den ältesten Ablagerungen des Puyehue Vulkans besteht (MORENO 1977). Die eigentlichen Eruptionszentren von CCI sind durch die Auswurfmassen jüngerer Cordón Caulle Eruptionen überdeckt. Wesentlich stärkerer glazialer Erosion unterlagen die Ablagerungen von CCII, die vor allem nördlich und nordöstlich der damaligen Eruptionszentren auftreten und ein ehemaliges glazial gebildetes Tal auffüllen. Sie bestehen vor allem aus pyroklastischen Ablagerungen, wie vulkanischen Brekzien und Ignimbriten, in die lokal dazitische Laven eingebettet sind. Die Serien liegen im Westen auf den Einheiten der Cordillera Nevada Gruppe und im Osten auf denen der Mencheca Gruppe und werden ihrerseits im Norden von der jüngeren Carrán –Los Venados Gruppe überdeckt. Die heutzutage noch aufgeschlossenen Eruptionszentren von CCII gruppieren sich entlang der nordöstlichen Störung des Cordón Caulle Rückens, entlang deren Verlauf in Richtung NW sich einige rezent aktiven Fumarolen- und Solfataren-Felder sowie die Hauptlokation der Thermalwasseraustritte (*Trahuilco*) befinden. Im Umfeld dieser Spalteneruptionen sind vor allem die pyroklastischen Ablagerungen erhalten (CCIIIP). Auch einige der spätglazialen Eruptionszentren von CCIII sind entlang einer SW-NE verlaufenden Linie innerhalb des Grabens noch lokalisierbar. Die Lavadome, pyroklastischen Kegel und Krater zeigen kaum Anzeichen glazialer Erosion. Ein Großteil der Ablagerungen im Zentrum des Cordón Caulle Plateaus wird von dieser Serie gebildet, die zudem weit in die Glazialtäler von Nilahue, Riñinahue und Licán hinabreichen. Wie die PIII -Serie des Puyehue Vulkans weisen auch die Vulkanite von CCIII einen sauren Chemismus auf. Die Vulkanite bestehen aus porphyrischen Daziten bzw. mächtigen Ignimbritdecken. Aufgrund einer zumindest während der ersten Eruptionen noch vorhandenen Schnee- und Eisbedeckung des Plateaus bildeten sich enorme Lahare. Einige dieser ausgedehnten, sehr kompakten Laharschichten lassen sich im zentralen Längstal bis an die Grenze zur Küstenkordillere nachweisen. In der Umgebung von Osorno besitzen sie noch Mächtigkeiten von bis zu 70 m (MORENO 1977). Aufschlüsse dieser Lahare zeigen sich entlang der Panamericana zwischen den Ortschaften Río Bueno und Río Negro. Sie wurden von WEISCHET (1964) irrtümlich als glaziale Ablagerungen beschrieben. Diese mächtigen Lahardecken werden von einigen Autoren zu den Abfolgen der Cordillera Nevada gerechnet (mündl. Mitt. MUÑOZ). Die holozänen postglazialen Eruptionen der Einheit IV können in drei Untergruppen untergliedert werden. Die Ablagerungen CCIV werden aus bis zu 50 m mächtigen porphyrischen, rhyolitisch-dazitischen Lavabänken und Domen (CCIVL) sowie pyroklastischen Kegeln gebildet und weisen ein Gesamtvolumen von ca. $14 \cdot 10^8 \text{ m}^3$ ($1,4 \text{ km}^3$) auf (GERLACH et al. 1988). Der südlichste, sehr markante Dom dieser Abfolge befindet sich unmittelbar an der NW Flanke des Puyehue Vulkankegels. Die Bildung der Dome weist auf eine starke Viskosität der Laven hin. Die Pyroklastika (CCIVP) setzen sich aus Bimsstein, Blöcken, Bomben und fragmentiertem Nebengestein zusammen. Vermutlich lassen sich diese Ausbrüche bereits historisch belegten, aber nicht weiter genau beschriebenen Eruptionen von 1893 und 1905 zuordnen. Vor allem werden aber die historisch nicht belegten postglazialen Ereignisse zu dieser Serie gezählt. Vom Dezember 1921 bis Februar 1922 kam es am nordwestlichen Teil der Cordón Caulle Spalte zu einer heftigen Spalteneruption (CCV). Der Verlauf dieses Ausbruchs ist detailliert dokumentiert. Dem Initialdurchbruch am 13. Dezember, dem starke Erdstöße vorangingen, folgten sehr heftige Eruptionen in 10-minütigen Intervallen. Bis zum 21. Dezember wurden große Mengen an Bimsstein und Asche ausgestoßen (CCVVP), von denen ein Großteil durch den Westwind nach Argentinien getragen und dort abgelagert wurde. Selbst in der 1400 km nordöstlich des Eruptions-zentrums gelegenen Stadt La Plata ging ein Ascheregen nieder. Auch in Europa und Westafrika konnte die Asche dieses Ausbruchs nachgewiesen werden (MORENO 1977). Durch die



Heftigkeit einiger Eruptionen gelangten die feinsten Aschepartikel und Aerosole bis in eine Höhe von 62 km, also bis in die Stratosphäre bzw. den Übergang zur Mesosphäre, und verteilten sich dort über dem gesamten Globus. (MORENO 1977, GVP 2002). Im Februar 1922 flossen entlang der Spalte hochviskose, dazitische Blocklaven aus (CCVL), die sich in nördlicher- nordöstlicher Richtung bis in die Caldera-senke der Cordillera Nevada hinein ergossen (Abb. 18) und ein Gesamtvolumen von etwa $3 \cdot 10^8 \text{ m}^3$ hatten (GVP 2002).

Abb. 18: Luftbild Cordón Caulle mit den Eruptionszentren von 1922 und 1960.

Kleinere Eruptionen erfolgten in den Jahren 1929 und 1934, bei denen es jedoch zu keinerlei nennenswerten Ablagerungen kam. Am 24. Mai 1960 kam es etwa 48 Stunden nach dem schweren



Erdbeben von Südchile erneut zu einer heftigen und der bisher letzten Spalten-erruption (CCVI) in der Cordón Caulle Gruppe. Die tektonischen Vorgänge, die zum Aufstieg der Magmen entlang der Cordón Caulle Spalte führten, werden in zwei Phasen untergliedert (Abb. 19). Zunächst wurde die alte Störung, die in einem schrägen Winkel von $N40^\circ W$ zur Hauptstressrichtung σ_1 verläuft reaktiviert. In die geöffnete Störung injizierte das Magma. Anschließend kam es in der zweiten Phase aufgrund der Extension entlang σ_3 zu einer neuen Spaltenöffnung mit einer eher nördlichen Ausrichtung (LARA et al. 2000).

Abb. 19: Tektonische Phasen der Spalteneruption von Cordón Caulle 1960 (LARA et al. 2000).

Die Initialeruption führte zum Ausstoß von pyroklastischem Material und Bimsstein (CCVIP). Die Aschewolke reichte bis in eine Höhe von 8 km. Das Eruptionszentrum befand sich am südöstlichen Ende des Cordón Caulle Spaltensystems. Aus insgesamt 18 kleineren Kratern entlang der Spalte traten im weiteren Eruptionsverlauf dunkle, stark viskose, dazitische Laven (ca. 68% SiO₂) mit einem Gesamtvolumen von $2 \cdot 10^8$ m³ aus, die sich in ihrer Ausdehnung auf das Umfeld der Spalte beschränken (CCVIL) (GVP 2002) (Abb. 20). In der letzten Eruptionsphase kam es erneut zum Auswurf pyroklastischen Materials, bevor die Eruption nach etwa einem Monat zum Erliegen kam. Das gesamte Volumen an ausgestoßener Tephra betrug etwa $6 \cdot 10^7$ m³, und eine bis zu 50 cm mächtige, helle Lage aus Bimsstein bedeckt bis heute weite Bereiche des Cordón Caulle Rückens sowie des Puyehue Vulkans. Diese Lage lässt sich auch in den Bodenhorizonten der tiefer gelegenen Gebiete deutlich abgrenzen. Durch den Asche- und Bimssteinregen kam es zudem zum Absterben vor allem der großen Nothofagusbäume im Puyehue Nationalpark (mündl. Mitt. PACHECA). Im Jahr 1994 deuteten verstärkte vulkanoseismische Aktivitäten unterhalb des Cordón Caulle Plateaus auf eine mögliche neue Eruption hin, die dann jedoch nicht eintrat (PEÑA & FENTEALBA 2000). Die rezente Aktivität beschränkt sich neben immer wieder auftretenden kleineren Erdstößen auf eine Fumarolen- und Solfatarentätigkeit im Umfeld der jüngsten Krater (Abb. 20) und entlang der Nordöstlichen Grabenbegrenzung sowie auf das Austreten von heißen Quellen und Geysiren an den SE und NW Enden des Grabens.



Abb. 20: Blick von Süden auf die Ablagerungen des Cordón Caulle Ausbruchs von 1960; ein dazitischer Lavastrom erstreckt sich über die Bimssteindecken vorangegangener Eruptionen; im Hintergrund der Krater El Azufra mit rezenter Solfatarentätigkeit (Aufnahme 2001).

Anticura Gruppe (CVA)

Die Anticura Gruppe ist eine kleine Gruppe im Gol Gol Tal. Markant ist die Aufreihung von vier postglazialen Schlackekegeln in fast nord-südlicher Richtung, die auf den Verlauf der LOFZ im Untergrund schließen lassen. Neben einigen kleineren Lavafeldern bedecken vor allem pyroklastische Ablagerungen große Bereiche des Gol Gol Tals. Die Krater und Kegel im südwestlichen Bereich oberhalb des Tals bilden bereits den Übergang zur Antillanca-Casablanca Gruppe. Der Stratovulkan Fiucha (1481 m) bildet dabei den morphologisch höchsten Punkt dieses Eruptionszentrums, das aufgrund seiner räumlichen Nähe zur Anticura Gruppe gestellt wird. Auch hier sind die Eruptionszentren entlang von Störungsbahnen aufgereiht. Die Anticura Gruppe zählt stratigraphisch entsprechend der Einteilung von MORENO (1974) zu den Einheiten III und IV. Zudem lassen sich auf Luftbildern caldera-artige Lineamente in dem Bereich SE des Fichura Vulkans beobachten. Ein Großteil der Anticura Gruppe wird von einer dichten Vegetation überwuchert. Historisch belegte Ausbrüche sind nicht bekannt. Der Aufschluss einer Sandgrube (Abb. 21) zeigt im unteren Bereich dunkle, basaltische Aschen und Lapilli der Anticura Gruppe, die von einer hellbraunen Bodenschicht überlagert werden. Im oberen Bereich des Bodens befindet sich eine ca. 10-20 cm mächtige Bimssteinlage des Cordón Caulle Ausbruchs von 1960.



Abb. 21: Profil der Ascheablagerungen in einer Sandgrube im Gol Gol Tal.

Antillanca-Casablanca Gruppe (AC)

Das südlichste Bergmassiv des Arbeitsgebietes besteht aus Abfolgen der Antillanca-Casablanca Gruppe, deren Einteilung weitestgehend der glazialstratigraphischen Gliederung von MORENO (1974) entspricht. Die gefördertsten Effusiva bestehen im Gegensatz zu den der Puyehue und Cordón Caulle Gruppe ausschließlich aus Olivinbasalten und mafischen Andesiten (MORENO 1974). Bei den ältesten Einheiten (ACI + ACII) handelt es sich um Ablagerungen tief erodierter Stratovulkane, die im Wesentlichen aus Lavadecken und pyroklastischen Abfolgen bestehen. Aufschlüsse dieser Einheit finden sich am Südostufer des Lago Puyehue (*Fluchá* Komplex), am Nordostufer des Lago Rupanco (*Sarnoso* Komplex) sowie im Nordosten des Antillanca-Casablanca Vulkansmassivs (*Cordón de Alvarez* Komplex). K-Ar Datierungen von LARA et al. (2001a) ergeben für die andesitischen Basalte des *Sarnoso* Komplexes Alter von $0,9 \pm 0,1$ Mio Jahre und für die Basalte des *Fluchá* Komplex < 1 Mio Jahre. Durch die glaziale Erosion treten vor allem bei den Lavabänken zum Teil markante morphologische Kanten in Erscheinung, über die Bäche und Flüsse als Wasserfälle herabstürzen. Der Wasserfall *Salto del Calzoncillo* am Nordufer des Lago Ranco stürzt über eine solche Abbruchkante über 100 m in die Tiefe. Bei der Abkühlung der Lavadecken entstanden häufig Basalt- und Andesitsäulen mit maximal 2 m Durchmesser. Da einige der hexagonal angelegten Klüfte offen stehen, ist eine Infiltration und Zirkulation von Grundwasser möglich. Zwischen die Lavadecken schalten sich in der Einheit ACII bereits erste laharische Agglomerate. Die jüngeren spätglazialen Einheiten (ACIII) befinden sich bereits im direkten Umfeld der jüngsten Eruptionszentren. Der Hauptkegel des Casablanca Stratovulkans zählt bereits zur post-glazialen Einheit IV und erreicht eine Höhe von 1990 m ü. NN (MORENO 1974). Olivinbasalt ist das dominierende Gestein im Gipfelbereich. Insgesamt besteht diese jüngste Einheit aus einem Cluster von Maaren, Schlackekegeln und Kratern (GVP 2002). Eine Gruppe dieser Krater und Kegel reiht sich in nordöstlicher Richtung ausgehend vom Casablanca Hauptvulkan aneinander. Im Gegensatz zu den hellen Bimssteinlagen des Cordón Caulle Massivs sind die Pyroklastika der Casablanca Gruppe sehr dunkel gefärbt. Historisch belegte Ausbrüche der Antillanca-Casablanca Gruppe sind nicht bekannt.

4.3.3 Quartär (glazial-fluviatil)

Nach LAUER (1968) können in der *Región de los Lagos* drei quartäre Vereisungsphasen differenziert werden, von denen die Eismassen der ältesten bis an die Küstenkordillere reichten. Dagegen beschreiben WEISCHET (1964) und PORTER (1981) insgesamt vier abgrenzbare Eiszeiten in Südchile. Neben einer globalen Abkühlung war für die Vereisung der Südan den vor allem die Nordverlagerung der Konvergenzzone zwischen polarer und subtropischer Luftmassen um 5-7 Breitengrade entscheidend. Dies führte zu einem Absinken der Schneefallgrenze um etwa 1000 m und zu einem Anstieg der Niederschlagsmengen (PORTER 1981, BENTLEY 1997). Für die älteren Vereisungen (*Fuerte San Antonio*, *Intermediate*) existieren keine genauen Zeitangaben, sie lassen sich jedoch auf die Zeit vor dem letzten Interglazial (> 57.000 Jahre) zurückdatieren. Für die jüngste Vereisung, der sogenannten *Llanquihue*-Vereisung, existieren dagegen Radiokarbon-Datierungen. Die Vereisung begann vor 43.000 Jahren, dauerte bis vor 15.000 Jahren an und hatte ihr Maximum vor 20.000 Jahren. Die pleistozänen Gletscher des Arbeitsgebietes flossen zunächst durch enge Täler und bildeten am Westende der Gebirgsmassive übertiefte Senken, in denen sich die heutigen Seen befinden. Im westlichen Vorfeld der Seen kam es zur Ablagerung ringförmiger Endmoränen. Die Eiszeit untergliedert sich in mehrere Eisvorstoß- und Rückzugsphasen, wobei die Reaktionszeit der Gletscher auf klimatische Veränderungen aufgrund der unterschiedlichen Tal- und Einzugsgebietsmorphologie unterschiedlich stark ausgeprägt war (HUBBARD 1997). Während der Puyehue Gletscher eine Reaktionszeit von ca. 1000 Jahren aufwies und somit recht sensibel auf Klimaschwankungen reagierte, lässt sich für den Rupanco Gletscher ein wesentlich trägeres Reagieren in einem Zeitraum von ca. 2000 Jahren beobachten (HUBBARD 1997).

Westlich des Lago Puyehue können mindestens sieben und westlich der Seen Rupanco und Ranco mindestens vier Moränenwälle beobachtet werden, die durch flache, gut ausgewaschene Schotterebenen voneinander getrennt sind. BENTLEY (1996, 1997) unterscheidet dabei zwei Typen von Moränen, die sich in ihrer Form, Position und Materialzusammensetzung voneinander unterscheiden. Die sogenannten Wallmoränen bestehen aus weit ausgedehnten Wällen mit einer Höhe von 30-40 m und haben flache Böschungswinkel von 6-9° bzw. < 3° am Übergang zu den ausgewaschenen Schotterebenen. Sie treten vor allem im westlichen Vorfeld der Seen, aber auch enger angeordnet zwischen den Seen als Moränenwälle kleinerer Seitentäler auf. Dagegen besitzen die Rückenmoränen eine scharf abgegrenzte Dammmorphologie mit steileren Böschungswinkeln (8°-20°). Die Dämme sind von Schmelzwasserkanälen durchbrochen, die sich ihrerseits bis in die ausgewaschenen Schotterebenen erstrecken. Dieser Moränentyp findet sich hauptsächlich im direkten Umfeld der Seen. Die glazialen Ablagerungen bestehen im Wesentlichen aus drei sedimentären Faziesbereichen.

- 1) Die fluvioglaziale Fazies besteht aus mächtigen Sequenzen gut geschichteter Kiese mit einer sandigen Matrix (BENTLEY 1996). Sie ist hydraulisch gut bis sehr gut durchlässig. Einzelne Schotterflure weisen eine moderate Korngrößensortierung auf und erstrecken sich lateral über einige Zehner Meter. In die Kiese sind bis zu 10 m lange und ein Meter mächtige Sandlinsen eingebettet, die eine deutliche Kreuzschichtung aufweisen. Teilweise finden sich auch feinkörnige, fluviatil umgelagerte dunkle Aschelinsen und -lagen in den polymikten Schottern und Sanden. Einen Aufschluss dieser Einheiten findet man nahe der Mündung des Río Pescadero in den Lago Puyehue an einer Straßenböschung der Internationalen Straße nach Argentinien (Abb. 22)
- 2) Die limnischglazialen Sedimente bestehen überwiegend aus fein laminierten, häufig gradierten Tonen und Schluffen. Eine Lage ist meistens weniger als ein Millimeter mächtig, es können jedoch auch Mächtigkeiten von bis zu 1 cm auftreten (BENTLEY 1996). Innerhalb des feinen Materials finden sich immer wieder subangulare bis gerundete Klasten von bis zu 15 cm Größe, die als limnische Dropstones gedeutet werden. Die hydraulische Durchlässigkeit ist sehr gering.
- 3) Die Komposition der Geschiebemergel ähnelt im Farbton und in der petrographischen Zusammensetzung den Klasten fluvioglazialer Sedimente. Im Gegensatz zu diesen sind sie jedoch schlecht sortiert und nicht geschichtet. Außerdem weist die Kornfraktion subangulare gerundete Blöcke von bis zu 1 m Größe auf.

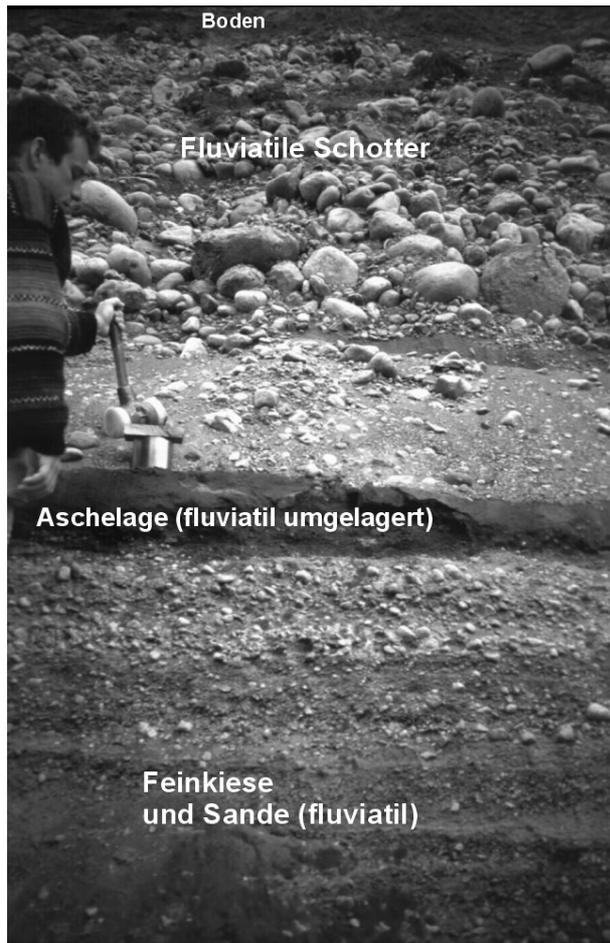


Abb. 22: Profil quartärer Ablagerungen am Südufer des Lago Puyehue.

Teilweise sind die Sedimente, insbesondere die mit einem hohen Feinkornanteil, durch erneute Gletschervorstöße intensiv deformiert und gefaltet worden. Der hohe subglaziale Porenwasserdruck spielte dabei die entscheidende Rolle, der im Gegensatz zu den gutdurchlässigen Kiesen, vor allem in den Wasser gesättigten, schlecht durchlässigen Geschiebemergeln sehr hohe Werte erreichen konnte (BENTLEY 1996). Die großen E-W-verlaufenden U-Täler sind mit mächtigen fluviatilen kiesig-sandigen Sedimenten sowie vulkanischen Aschen und Lapilli gefüllt. Daneben schalten sich in diese hydraulisch gut durchlässigen Sedimente immer wieder schluffig-tonige Lagen und Linsen oder auch laharische Decken ein, die eine geringe Durchlässigkeit aufweisen und lokal zu gespannten Grundwasser-Verhältnissen führen. Die Mächtigkeiten dieser Talfüllungen sind sehr groß. Direkt am Südrand des Gol Gol Tales traf eine Bohrung erst nach über 60 m auf das Festgestein (mündl. Mitt. Club Andino Osorno), sodass in der Talmitte mit noch wesentlich größeren Mächtigkeiten gerechnet werden muss.

4.4 Bodenbildung und chemische Eigenschaften der Böden

Die Böden Südchiles bestehen entsprechend der FAO Klassifikation vorwiegend aus Andosolen. Das sind ganz allgemein Böden, deren Ausgangssubstrat vulkanische Asche enthält (BESOAIN 1985). Die in Chile häufig verwendete US-Taxonomie, verwendet dagegen den Ausdruck „Andisole“. Der Begriff impliziert im Gegensatz zur FAO Klassifikation bereits pedologische Eigenschaften des Bodens. Andisole sind Böden, die sich auf vulkanischem Ausgangsmaterial bilden, deutliche Zeichen von Verwitterung zeigen, weniger als 25% C_{org} enthalten und eine Mächtigkeit von mindestens 35 cm aufweisen (PING 2000). Typisch für diese Böden sind ein stark humoser Oberboden (A_h -Horizont), eine geringe Dichte, ein erhöhtes Wasserhaltevermögen (Feldkapazität 80 - 160 % des Bodengewichts), eine vom pH-Wert abhängige, variable Ladung sowie eine hohe Phosphatbindung (GREZ 1977, BESOAIN 1985, FREIBERG 1985, POLLMANN 2001). Die Andosole werden in Chile zudem auch *Trumaos* genannt, was in der Mapuche Sprache soviel bedeutet wie „Staubanhäufung“. Allgemein kann die Bodenart dieser jungen, humusreichen Ascheböden als Lehm bzw. schluffiger Lehm klassifiziert werden. Dagegen treten in den Bereichen mit starker rezenter Asche- und Bimssteinsedimentation unreife, rankerähnliche Trumaos auf (FREIBERG 1985). Für die Trumaos werden hohe Wasserinfiltrationsgeschwindigkeiten von 7,5-12 cm/h angegeben, die in den grobkörnigen Asche- und Schlackeschichten sicherlich wesentlich höhere Werte erreichen können (FREIBERG 1985). Entscheidend für ihre Pedogenese ist die Verwitterung von vulkanischem Ausgangsmaterial unter Bildung von Allophan und Halloysit sowie von Organo-Allophan- und Organo-Al-Komplexen (BESOAIN 1985). Ein feuchtes Klima ist für diesen Prozess unabdingbar. Die Bodenbildung von frisch gefallenen Aschen zu typischen Trumaos erfolgt in folgenden Schritten (FREIBERG 1985):

1. Direkt nach der Aschedeposition herrscht aufgrund der Sulfidanteile zunächst ein saures Milieu vor. Die sauren Bestandteile werden vom Regenwasser rasch gelöst und abtransportiert. Das Milieu wird anschließend beinahe neutral.

2. Aufgrund der großen inneren Oberfläche der Ascheteilchen erfolgt eine rasche Verwitterung mit der Folge einer Herauslösung der basisch wirksamen Kationen, was mit einer erneuten Erniedrigung des pH-Wertes im Boden einhergeht.
3. Durch das stark humide Klima wird der Basenaustrag beschleunigt. Es bilden sich zunächst Si- und Al- Gele, die sich zu Allophan bzw. Imogolit verbinden.
4. In einem letzten Schritt entwickeln sich aus den Allophanen zunächst hydratisierte Halloysite und Gibbsite, bevor sich als Endprodukt Kaolinit bildet.

Allophane $((\text{Al}_2\text{O}_3)(\text{SiO}_2)_{1,3-2} \cdot 2,5-3\text{H}_2\text{O})$ entstehen in den Böden des Arbeitsgebietes vor allem bei Verwitterung vulkanischer Gläser. Die wasserreichen, sekundär gebildeten Aluminiumsilikate haben die Form von winzigen hohlen Kügelchen (3,5-5 nm), die aus gebogenen Al-O-OH-Oktaederschichten aufgebaut werden und an deren Innen- und Außenseiten Si-O-OH-Tetraeder über O-Brücken gebunden sind (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992). Dagegen besteht Imogolit aus sehr feinen Röhren $((\text{HO})_3\text{Al}_2\text{O}_3\text{SiOH})$. Beide röntgenamorphen Minerale besitzen nur im Nahbereich eine Kristallordnung und weisen einen variablen Strukturtyp auf. Kaolinit und Halloysit gehören zur Gruppe der Zweischichttonminerale und zeugen von fortgeschrittener Pedogenese des Bodens (BLUME et al. 1998). Halloysit $(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4)$ besteht aus Kaolinit-Schichten und einer Wasserzwichenschicht, die nur locker gebunden ist. Allophane und Imogolite haben eine variable Ladung, sodass die Kationen- bzw. Anionensorption vom pH-Wert abhängt. Mit steigendem pH-Wert steigt auch die Kationensorption. Im sauren Bereich sind sie wichtige Anionensorbenten. Zwischen pH 6 und 7, am sogenannten Ladungsneutralpunkt ist die Kationen- und Anionensorption ungefähr gleich groß (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992). Dagegen ist die Austauschkapazität der Halloysite und Kaolinite meist sehr niedrig.

Im Arbeitsgebiet treten fast ausschließlich Trumaos auf. Diese werden weiter in Serien klassifiziert (MELLA & KÜHNE 1985, MELLA & KÜHNE 1983). Als Grundlage dient die US-Bodentaxonomie (USDA 1999) der Andisol-Unterordnungen, die anhand des Bodenklimas und der Drainageeigenschaften des Bodens untergliedert werden. Weite Bereiche mit fluvioglazialen Ablagerungen rund um den Lago Ranco bis in eine Höhe von ca. 300 m ü. NN bringen Böden der *Los Lagos* Serie hervor. Es handelt sich dabei um „ashy, mesic, hydric Dystrandep“-Böden, die sich aus jungen vulkanischen Aschen in fluvioglazialen Ablagerungsmilieu bei einem relativ milden, ausgeglichenen Klima mit einem durchschnittlichen Niederschlag von 1500 - 2000 mm/a entwickeln (MELLA & KÜHNE 1985). Diese Böden weisen gute Durchlässigkeiten auf und treten vor allem in topographischen Senken in Erscheinung. Das Hochplateau Cordón Caulles sowie der Puyehue Vulkan, auf denen nur schlecht entwickelte „Entisole“ oder gar keine Böden vorhanden sind, werden nach W, N und S von Böden der *Ralún* Serie eingerahmt. Es handelt sich um „mesic, umbric Vitrandep“-Böden. „Vitrand“-Böden haben einen hohen Anteil an vulkanischem Glas und daher ein geringeres Wasserrückhaltevermögen als andere Andisole (PING 2000). Sie bilden sich über basaltischen Aschen und Sanden mit eingebetteten Lagen aus dazitischem Bimsstein. Die Böden sind sehr gut durchlässig und treten in einer Höhenlage von 600-1400 m ü. NN auf. Der durchschnittliche Niederschlag beträgt in diesem Bereich über 4000 mm/a. Nach Süden schließen sich vom Gol Gol Tal über das Antillanca Vulkanmassiv bis zur NE Küste des Lago Rupanco Böden der *Chanleufú* Serie an. Dieser „udic Vitrandep“ (Latein: *udus* = humid) weist ein gut differenziertes Profil mit Podsolierung auf und bildet sich aus basischen Aschen sowie basaltischen Sanden und Schlackenmaterial des Puyehue und Antillanca Vulkanismus (MELLA & KÜHNE 1985). Charakteristisch für die Bodenbildung dieser Serie ist die wiederholte Überlagerung des gebildeten Bodens durch neues vulkanisches Auswurfmaterial (Abb. 23). Der pH-Wert eines *Chanleufú*-Bodenprofils beträgt 5,3 an der Oberfläche und nimmt zur Tiefe hin auf 6,3 zu (BESOAIN 1985). Die Durchlässigkeit wird von der Ausbildung einer Ortsteinlage im B-Horizont limitiert. In den exponierten mittleren Lagen der Westhänge kommt es zur Ausbildung von Böden der *Liquiñe* Serie. Es sind „cindery, mesic, hydric Dystrandep“ Böden, die ebenso wie die *Ralún*-Böden sehr gut durchlässig sind. Das Vorkommen erstreckt sich auf Höhenlagen zwischen 300 - 1000 m ü. NN bei einem mittleren jährlichen Niederschlag von 3000 - 4000 mm/a.



Abb. 23: Chanleufú-Boden mit deutlicher Profilierung durch wiederholt stattfindende Ascheablagerung.

Typisch für die Serien *Chanleufú*, *Ralún* und *Liquiñe* ist die Bedeckung von A₁-Horizonten durch frisches vulkanisches Asche- und Lapillimaterial, sodass zum Teil mehrere Abfolgen von A- und B-Horizonten übereinander liegen (Abb. 23). Diese Ablagerung von frischem vulkanischem Material auf einen Boden ist entscheidend für den Nachschub an Si und erleichtert so die Bildung von Halloysit aus dem im Boden bereits gebildeten Allophan (BESOAIN 1985, WRIGHT 1965). Rund um den Lago Rupanco, am E-Ufer des Lago Puyehue und an den tiefer gelegenen Westhängen der Cordillera Nevada finden sich in den Senken Böden der Serie *Puerto Fonck*. Die mächtigen Böden (> 120 cm) bilden sich auf aschereichem Ausgangssubstrat und werden als „ashy, isomesic, hydric Dystrandept“ klassifiziert. Sie sind gut durchlässig und beschränken sich in ihrem Auftreten auf die Talbereiche (180-250 m ü. NN), wo die Niederschläge durchschnittliche Werte von 1500-2000 mm/a erreichen. Im Übergangsbereich zwischen Boden und Ausgangssubstrat lassen sich teilweise

Eisen- und Manganausfällungen beobachten. Auch die Böden der Serie *Piedras Negras* finden sich in den tiefer gelegenen Senken sowie in fluvio-glazial geformten Ebenen in einer Höhe von 120 – 150 m ü. NN bei Niederschlagsmengen von 1200-1500 mm/a. Die als „medial, isomesic, typic Dystrandept“ klassifizierten Böden sind mäßig bis schlecht durchlässig. Im Arbeitsgebiet treten sie kleinräumig am N- und S-Ufer des Lago Puyehue in Erscheinung.

QUANTIN (1986) gibt einen Überblick über die Gliederung chilenischer Ascheböden. Danach sind „typic Udorthent“ Andosole mit einem wenig differenzierten Profil. Sie tragen entsprechend einer Einteilung vulkanischer Ascheböden Chiles die Bezeichnung *CHI-5 Antillanca*, treten im Arbeitsgebiet nur kleinräumig auf und lassen sich nur schwer abgrenzen. Als Bodeneinheit *CHI-6 Chanleufú* werden insgesamt Böden mit einem deutlich ausgeprägten Profil sowie Podsolierungserscheinungen bezeichnet und von QUANTIN (1986) als „typic Dystrandept“ klassifiziert. Im Gegensatz dazu sind die ebenfalls als „typic Dystrandept“ klassifizierten Böden der Einheit *CHI-7 Puyehue* reich an Huminstoffen. Diese ähneln demnach sehr stark den Böden der Einheit *CHI-8 Puerto Fonck*.

Aufgrund der ausgeprägten Transportdynamik (hohes Relief, vulkanisch-tektonische Aktivität) treten neben den autochthonen Bodenbildungen auch häufig allochthone Böden in Erscheinung. Durch die Bedeckung der Böden durch neue Aschelagen kommt es sehr häufig zu einer Abfolge mit mehreren Paläoböden (vgl. *Chanleufú*-Serie). Aufgrund der intensiven Verwitterung sind die Bodenhorizonte teilweise mehrere Meter mächtig ausgebildet (Anhang 11). Die Pedogenese schreitet sehr rasch voran. Zur Bildung der Trumaos, die den Regosolen, Rankern, Vitrandepts oder Andeptic Orthents ähneln, werden, je nach Temperatur, nur wenige Jahrzehnte benötigt. Andisole finden sich vor allem auf relativ jungem Ausgangssubstrat bei humidem Klima. Je kälter, desto länger dauert die Pedogenese zum Andosol. Auch die post-andosolische Weiterentwicklung der Trumaos ist stark vom Klima abhängig. Je wärmer, desto schneller entwickeln sich die Böden weiter. Darüber hinaus ist das Feuchtigkeitsangebot entscheidend für die weitere Pedogenese. Bei feucht-tropischen Bedingungen entwickeln sich die Andisole letztendlich hin zu Oxisolen, den am stärksten verwitterten Böden, deren B-Horizont reich an Fe- und Al- (hydr)oxiden ist und bei denen der Großteil an Si ausgewaschen wurde. Bei subtropischen semiariden, aber auch bei kühl-humiden Bedingungen entwickeln sich Alfisole, die reich an sekundär gebildeten Si-haltigen Tonmineralen sind und sich in einem Illuvialhorizont anreichern. Ausgelagte Alfisole werden zu Ultisolen, die den Hauptteil des austauschbaren Ca²⁺ und Mg²⁺ der Tonminerale bereits abgegeben haben und von daher einen niedrigeren pH-Wert haben als die Alfisole (PING 2000).

Bei dem mäßig temperierten Klima mit ausreichender Feuchtigkeit, wie es in den tieferen Lagen des Arbeitsgebietes derzeit herrscht, entwickeln sich die Böden im ungestörten Zustand also zu Braunerden, bei dem feucht kalten Klima der Hochlagen zu Podsolen (BESOAIN 1985).

Die mineralische Bodenmatrix wurde anhand von Röntgendiffraktometeranalysen bestimmt und besteht bei den untersuchten Bodenproben überwiegend aus Anorthit und Albit (siehe Diffraktogramme im Anhang 14). Untergeordnet lassen sich in einigen Diffraktogrammen auch Quarz, Diopsid, Hypersthen und Magnetit nachweisen.

BÖHM (2003) führte an einigen ausgewählten Bodenproben Versuche zur Eluierbarkeit (Batch-Versuche) mit destilliertem Wasser und zur Kationenaustauschkapazität (KAK) durch. Die Ergebnisse der Batch-Versuche in Abb. 24 zeigen, dass die Gehalte an ausgelaugtem Natrium und Kalium bei den verschiedenen Proben deutlich variieren (4 bis 32,5 mg/kg Na⁺ und 2 bis 36 mg/kg K⁺). Die insgesamt erhöhte Na⁺-Auslaugung spiegelt sich auch in der chemischen Zusammensetzung der kalten Grundwässer und Oberflächenwässer wider. Erdalkalitionen werden dagegen nur untergeordnet eluiert. Der Anionenteil wird vor allem von Chlorid (6,6 bis 49,9 mg/kg), Sulfat (4,1 bis 58,5 mg/kg) und Nitrat (bis 20 mg/kg) bestimmt.

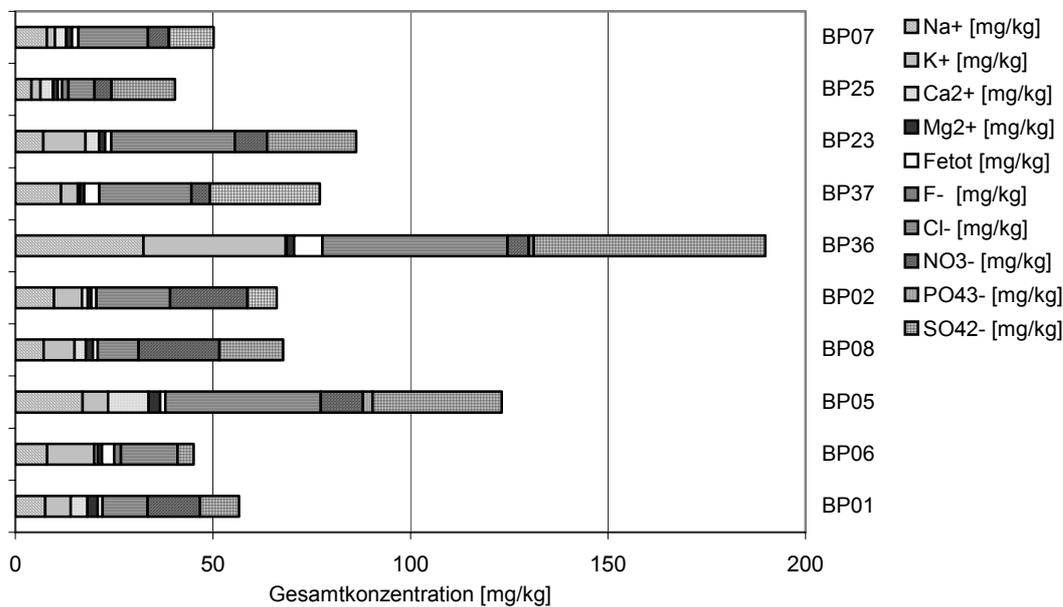


Abb. 24: Eluat-inhaltsstoffe aus den Batch-Versuchen ausgewählter Bodenproben (BÖHM 2003).

Die Ergebnisse der KAK zeigen die Abhängigkeit der Kationenaustauschkapazität vom pedogenetischen Entwicklungsgrad der Proben. Reifere Böden mit einem höheren Anteil an Tonmineralen haben konsequenterweise eine deutlich höhere KAK (z.B. BP5 mit 624 mmoleq/kg) im Vergleich zu den Sanden (z.B. BP25 mit 95 mmoleq/kg).

Tab. 6: Potentielle Kationenaustauschkapazität ausgewählter Bodenproben (BÖHM 2003)

Bodenprobe	BP01	BP02	BP05	BP06	BP07	BP08	BP23	BP25	BP36	BP37
KAK [mmoleq/kg]	621	623	624	421	314	617	401	95	494	599
Bewertung	hoch	Niedrig	hoch	hoch						

Die Kapazitäten an austauschbarem Natrium, Kalium, Calcium und Magnesium (Tab. 7) ergeben sich aus den im Eluat gemessenen Konzentrationen.

Tab. 7: Kapazität an austauschbarem Na^+ , K^+ , Mg^{2+} und Ca^{2+} (BÖHM 2003).

Bodenprobe	Na^+ (mmoleq/kg)	K^+ (mmoleq/kg)	Ca^{2+} (mmoleq/kg)	Mg^{2+} (mmoleq/kg)	Summe (mmoleq/kg)
BP01	17	5	94	35	152
BP02	10	4	91	21	126
BP05	23	4	234	41	302
BP06	8	3	181	69	261
BP07	17	2	12	5	36
BP08	9	6	14	7	36
BP23	5	2	18	10	35
BP25	9	1	7	4	21
BP36	9	15	21	19	63
BP37	31	5	18	10	64

Die Konzentrationen austauschbaren Kaliums (1 bis 6 mmoleq/kg) und Natriums (5 bis 23 mmoleq/kg) sind deutlich geringer als die Konzentrationen an austauschbarem Calcium (7 bis 243 mmoleq/kg) und Magnesium (4 bis 69 mmoleq/kg), die bereits den Hauptteil der Tauscherplätze eingenommen haben.

Der prozentuale Anteil der Summe von austauschbarem Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ und K^+ an der KAK wird als Basensättigung (BS) bezeichnet und berechnet sich nach:

$$\text{Gl. 14} \quad BS = \frac{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+}{KAK} \cdot 100 \quad [\%]$$

Tab. 8: Basensättigung ausgewählter Bodenproben des Arbeitsgebietes (BÖHM 2003).

Bodenprobe	Basensättigung (%)	Bewertung
BP01	24	mäßig-ausreichend
BP02	20	mäßig-ausreichend
BP05	48	ausreichend-hoch
BP06	62	ausreichend-hoch
BP07	12	niedrig
BP08	6	sehr niedrig
BP23	9	sehr niedrig
BP25	22	mäßig-ausreichend
BP36	13	niedrig
BP37	11	niedrig

Die Basensättigung (Tab. 8) ist für die Nährstoffversorgung der Pflanzen wichtig und gibt darüber hinaus Aufschluss über den Versauerungsgrad eines Bodens. Eine sehr niedrige bis ausreichend hohe Basensättigung bei den Bodenproben zeigt, dass trotz hoher Kationenaustauschkapazitäten nicht immer optimale Bedingungen für die Pflanzen hinsichtlich des Nährstoffangebotes herrschen.

Die chemischen Eigenschaften der Böden wurden in einer Studie von GODOY et al. (2001) detailliert untersucht. Auffallend sind die niedrigen Phosphat- und hohen Aluminium-Konzentrationen. Tab. 9 zeigt einige bodenchemischen Parameter zweier Testgebiete im Antillanca Massiv. Das Testgebiet des *Nothofagus pumilio*-Waldes liegt in einer Höhe von 1120 m ü. NN. Das des *Nothofagus betuloides*-Waldes liegt 2 km entfernt in einer Höhe von 920 m ü. NN. Die Bodentypen werden entsprechend der US-Nomenklatur hier für den höher gelegenen Standort als „ashy, frigid, typic Udorthent“ und für den tiefer gelegenen Standort als „mesic, umbric Vitrandept“ bezeichnet.

Tab. 9: Bodenchemische Parameter zweier *Nothofagus*-Wälder im Puyehue Nationalpark, Probenentnahme in 20 cm Tiefe, Konzentrationsangaben in $\mu\text{g}/\text{kg}$ (GODOY et al. 2001).

Waldtyp	pH	C (%)	N (%)	C/N	P ₂ O ₅	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺
<i>N. pumilio</i>	4,8	5,6	0,22	21	3,0	71	20	158	34	2280
<i>N. betuloides</i>	5,5	10,3	0,48	22	4,2	88	46	189	42	2575

Der schwach saure pH-Wert führt nach GODOY et al. (2001) zu einer Verminderung der Kationenaustauschkapazität und zu einer erhöhten Anionenaustauschkapazität mit starker P- und NO₃⁻-Fixierung. Diese starke Anionenbindung im sauren Bereich führt auch dazu, dass sich in den Andosolen stabile Ton-Humuskomplexe bilden können, da Huminstoffe nichts anderes als Polyanionen sind. Dadurch lässt sich der Humusreichtum der meisten Andosole erklären.

5 Wasserhaushalt und Hydrologie

5.1 Wasserbilanz

Im globalen Maßstab kann für den Wasserkreislauf ein geschlossenes System angenommen werden für das gilt:

$$\text{Gl. 15} \quad N = V$$

$$N = \text{Niederschlag [mm]}$$

$$V = \text{Verdunstung [mm]}$$

Die Niederschlagshöhe von 1 mm entspricht dabei dem Volumen von 1 l verteilt auf 1 m² Fläche.

Da bei humidem Klima auf dem Festland ein Niederschlagsüberschuss im Vergleich zur Verdunstung herrscht, kommt in der Wasserhaushaltsgleichung auf dem Land der Abfluss (A) als diese Differenz ausgleichende Größe hinzu:

$$\text{Gl. 16} \quad N = A + V$$

$$A = \text{Abflusshöhe [mm]}$$

Gl. 16 gilt jedoch nur für längere Zeiträume. Betrachtet man einen Teilbereich des Festlandes, so stellt dieser für den Wasserkreislauf ein offenes System dar. Neben den Größen des geschlossenen Kreislaufes müssen auch Zuflüsse Z aus benachbarten Gebieten und die Speicherwirkung ΔS innerhalb des Gebietes während einer Zeitspanne berücksichtigt werden. Abb. 25 zeigt schematisch den globalen Wasserkreislauf mit den relevanten Größen. Es werden dabei der Niederschlag (N), die Evaporation (E), die Transpiration (T), der Feuchtetransport (F), der Abfluss (A), die Infiltration (J), die Perkolations (P), der Grundwasserstrom (G) sowie der Zufluss (Z) betrachtet.

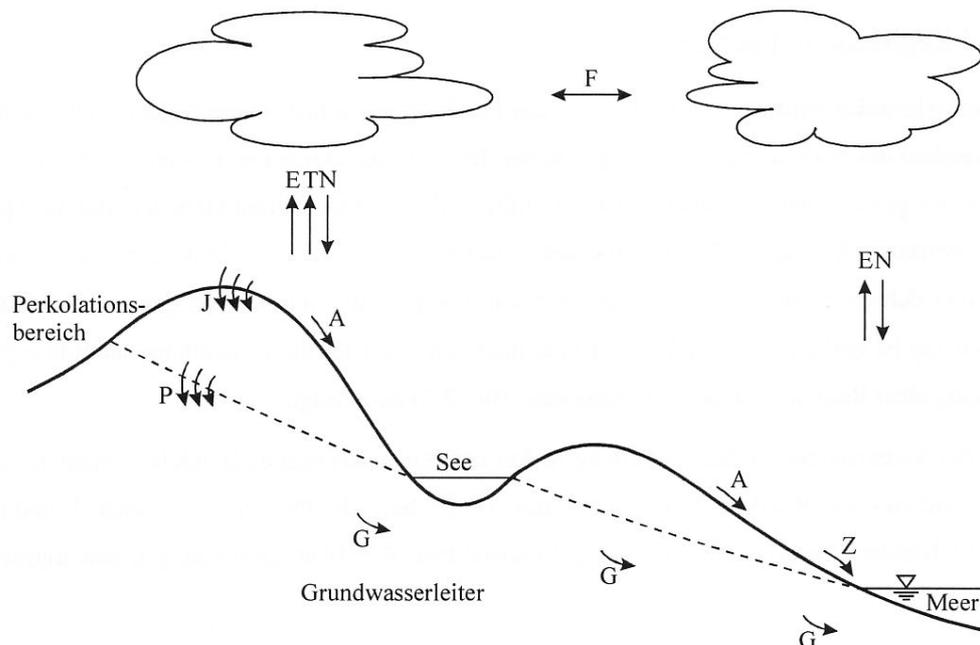


Abb. 25: Schematische Darstellung des Wasserkreislaufes (modifiziert nach DRACOS 1980).

5.2 Niederschlag

Die Datengrundlage für die Ermittlung der Niederschlagswerte bilden mehrjährige Messreihen der Klimastationen Lago Ranco (100 m ü. NN), Anticura (350 m ü. NN), Aguas Calientes (450 m ü. NN) sowie der Station Antillanca (1010 m ü. NN) (Anhang 12). Die Zeitreihen der Niederschlagsaufzeichnungen reichen von > 20 Jahre bei den Stationen Aguas Calientes und Anticura, über 9 Jahre bei der Station Lago Ranco, auf wenige Jahre bei der höchstgelegenen Station Antillanca (Abb. 27). Diese Inhomogenität in der Datengrundlage muss bei der Betrachtung einer langjährigen klimatischen Wasserbilanz berücksichtigt werden.

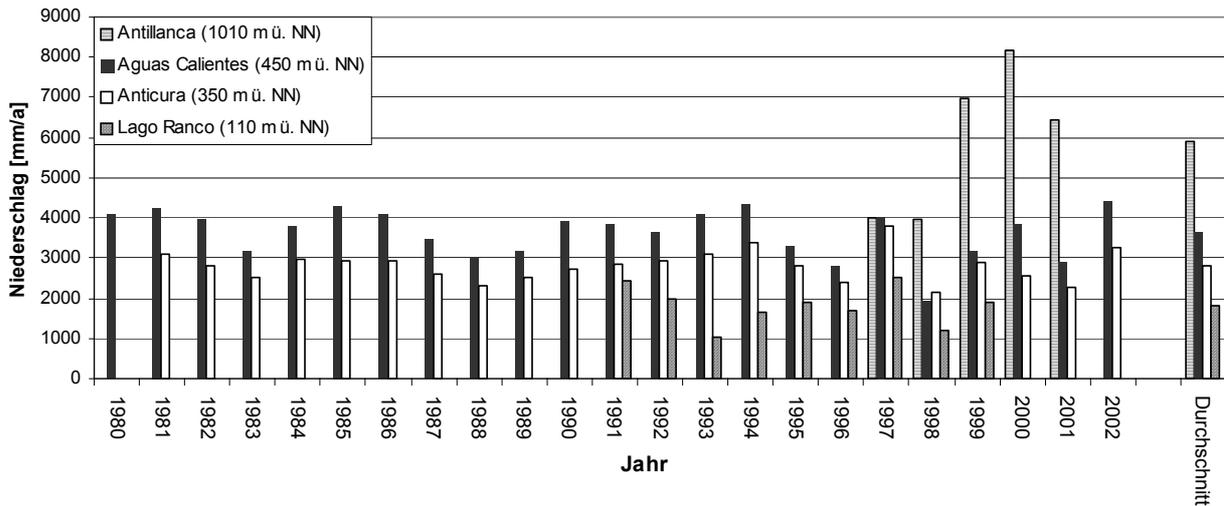


Abb. 27: Zeitreihen der mittleren jährlichen Niederschlagsmengen.

Der Jahresgang der orographischen, wie auch zyklonischen Niederschläge ist geprägt von einem Niederschlagsmaximum während der Wintermonate (Mai - Sept.). In den höheren Regionen regnet oder schneit es häufig mehr als 20 Tage pro Monat. Abb. 28 zeigt den Jahresverlauf der mittleren monatlichen Niederschläge.

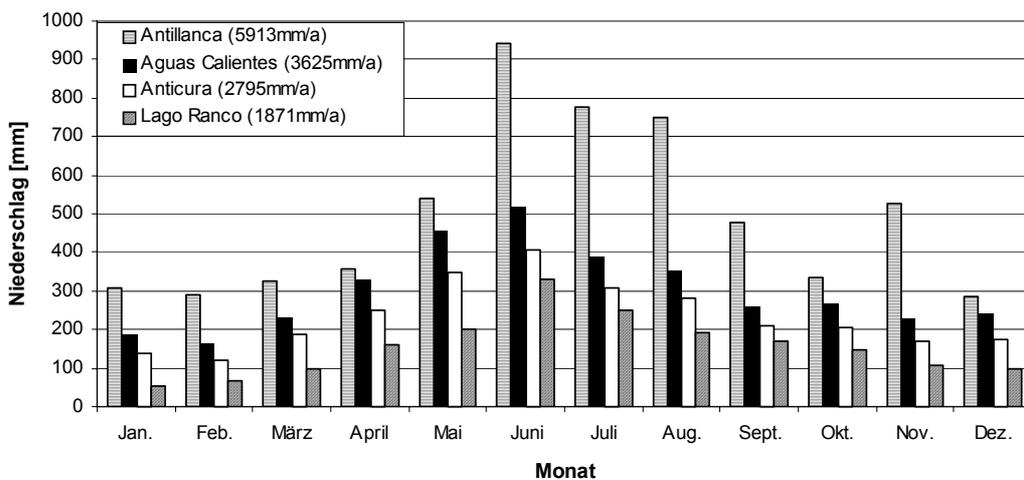


Abb. 28: Zeitreihen der mittleren monatlichen Niederschlagsmengen.

Um die punktuellen Niederschlagsmessungen auf das gesamte Arbeitsgebiet zu extrapolieren, wurde aufgrund des ausgeprägten Reliefs die Isohyetenmethode mit Hilfe einer GIS Applikation angewendet. Die Korrelation der Niederschläge mit der geodätischen Höhe erfolgt dabei mittels einer polynomischen Gleichung, die durch die entsprechenden Stationswerte angepasst wird (Abb. 29). Als obere Begrenzung wird als Maximalwert für die höchsten topographischen Regionen (2300 m ü. NN) eine hypothetische mittlere jährliche Niederschlagsmenge von 8000 mm/a angenommen. Eine lineare Anpassung der vorhandenen Stationswerte ergäbe für die Gipfelregionen Niederschlagswerte von > 11000 mm/a. Da die Stauwirkung in den Gipfelregionen jedoch abnimmt, scheint eine Limitierung auf 8000 mm gerechtfertigt. Um genauere Aussagen über die Niederschlagsverteilung der Hochlagen treffen zu können, wäre eine Niederschlagsstation mit langjährigen Messreihen unabdingbar.

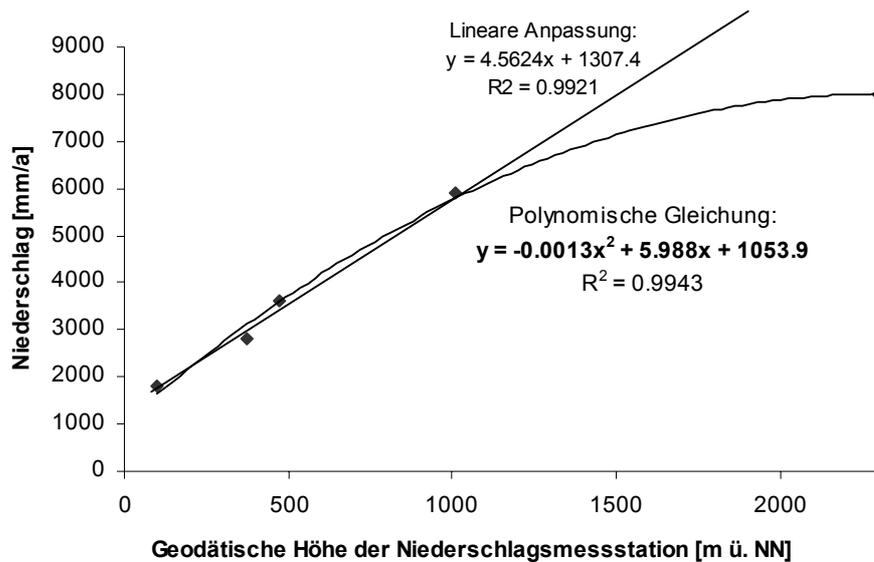


Abb. 29: Korrelation der durchschnittlichen Jahresniederschläge mit der geodätischen Höhe.

Durch diese Korrelation kann mit Hilfe eines digitalen Höhenmodells eine Karte der Niederschlagsverteilung über das gesamte Arbeitsgebiet erstellt werden (siehe Anhang 7). Diese Isohyetenkarte betrachtet lediglich den Effekt des Steigungsniederschlags. Windrichtung, Luv- und Lee-Effekte sowie die Hangexposition wurden dabei nicht berücksichtigt.

Tab. 10: Mittlere jährliche Niederschlagsmengen und -höhen ausgewählter Teilbereiche des Arbeitsgebietes.

Areal	Gebietsfläche [km ²]	durchschnittliche jährliche Niederschlagsmenge [km ³ /a]	durchschnittliche jährliche Niederschlagshöhe [mm/a]
Gesamtes Arbeitsgebiet	2723	11,894	4368
Cordón Caulle Plateau	124	0,891	7186
Einzugsgebiet Río Contrafuerte	63	0,362	5749
Einzugsgebiet Río Iculpe	58	0,281	4848
Einzugsgebiet Río Licán	96	0,523	5454
Teileinzugsgebiet Río Nilahue	59	0,381	6460
Einzugsgebiet Río Puleufú	76	0,422	5556
Einzugsgebiet Río Riñinahue	146	0,791	5423
Einzugsgebiet Río Los Venados	97	0,530	5469

Betrachtet man einzelne Teilbereiche (Tab. 10), so fallen vor allem die hohen Niederschlagswerte der weit hinauf reichenden Einzugsgebiete (z. B. Nilahue, Contrafuerte) sowie das Cordón Caulle Plateau mit über 7000 mm/a auf. Der niedrige Wert von 4300 mm/a für das gesamte Untersuchungsgebiet ergibt sich durch die Einbeziehung der Tallagen sowie der Seeflächen mit relativ gesehen geringen Niederschlagswerten.

5.3 Verdunstung

Verdunstung beschreibt den Wechsel von der flüssigen in die gasförmige Phase unterhalb der Siedetemperatur. Dabei wird der Umgebung Energie entzogen. Die Verdunstungshöhe in mm/ Δt entspricht der Wassermenge, die an einem bestimmten Ort als Wasserhöhe über einer horizontalen Fläche in einer betrachteten Zeitspanne verdunstet (NÜTZMANN 2003). Die Gebietsverdunstung setzt sich aus den Anteilen der Evaporation (E), also der Verdunstung aus der Wasseroberfläche, sowie der Bodenfeuchte und der Transpiration (T), also der Verdunstung von Flora und Fauna, zusammen (DIN 4049-3 1996). Beim Übergang vom flüssigen in den gasförmigen Zustand muss für die Evaporation ein Dampfdruckgradient von der verdunstenden Oberfläche und der Außenluft bestehen, das heißt die Luft über der Wasseroberfläche darf nicht gesättigt sein. Der Wasserdampf wird anschließend von Diffusion, Konvektion und Wind abtransportiert. Dieselben Effekte treten auch beim unbewachsenen Boden auf, solange die Bodenoberfläche wassergesättigt ist. Beim Austrocknen des Bodens stellt sich aufgrund der Potentialunterschiede zwischen trockenem Oberboden und feuchterem Unterboden eine aufwärts gerichtete Wasserbewegung ein. Die Evaporation hängt in diesem Fall von der aufwärts gerichteten Wassertransportrate ab (NÜTZMANN 2003). Ein weiterer Faktor ist die Interzeptionsverdunstung, also die direkte Verdunstung des Niederschlags von der Pflanzenoberfläche. Vor allem bei *Koniferen* können die Werte der Interzeptionsverdunstung recht hoch sein. Die Transpiration ist dagegen die Pflanzen-spezifische, physiologisch regulierte Abgabe von Wasserdampf, hauptsächlich durch die Spaltöffnungen der Blätter, an die Atmosphäre. In Gebieten mit kühlem Klima kann die Transpiration Werte erreichen, die denen der reinen Evaporation aus der Wasseroberfläche entsprechen (KLEINSCHROTH 2000). Die theoretisch mit zu berücksichtigende Transpiration der Fauna spielt mengenmäßig keine Rolle.

Da die reine Evaporation nur an der Oberfläche offener Gewässer auftritt und sich auf dem Land Evaporation und Transpiration in einem größeren Gebiet nicht genau voneinander trennen lassen, werden sie als Evapotranspiration (ET) zusammengefasst. NÜTZMANN (2003) rechnet in einen durchschnittlichen Wald den Anteil der Bodenevaporation auf 10%, die Interzeptionsverdunstung auf 30% und den Anteil an aktiver Transpiration mit 60%, ausgehend von der Gesamtevpotranspiration. Diese Verteilung hängt jedoch stark von der Bewuchsdichte, der Niederschlagsintensität sowie dem Mikroklima des jeweiligen Waldes ab. Für die kühlen Regenwälder Südchiles werden beispielsweise in einer Studie von GODOY et al. (1999) negative Interzeptionswerte beschrieben. Da er damit die verstärkte Nebelkondensation an den Blättern während der Sommermonate beschreibt, ist es jedoch sinnvoller, auch diese Komponente als Niederschlag zu betrachten.

Die während der Geländetätigkeit im Januar / Februar 2002 gemessenen Tagesgänge von Temperatur und relativer Luftfeuchtigkeit zeigen, dass die Luftfeuchtigkeit beinahe jede Nacht auf 100% ansteigt (Abb. 30). Durch die starke nächtliche Abkühlung sinken die Temperaturen auch im Sommer bis nahe an den Gefrierpunkt, obwohl die Station lediglich auf 450 m ü. NN liegt. Beim Erreichen des Taupunktes tritt vornehmlich in den Morgenstunden Nebelbildung auf. Die auf den Blättern gebildeten kleinen Tautropfen führen zu den bereits erwähnten Blattkondensationsniederschlägen.

Mengenmäßig fällt dieser Nebelniederschlag mit ca. 150 mm/a bei den hohen Regenmengen nicht ins Gewicht, er zeigt jedoch, dass der Anteil an Interzeptionsverdunstung aufgrund der hohen Luftfeuchtigkeit sehr gering sein dürfte. Bisher existieren von den südchilenischen Regenwäldern keine Angaben über deren Transpirationsvermögen.

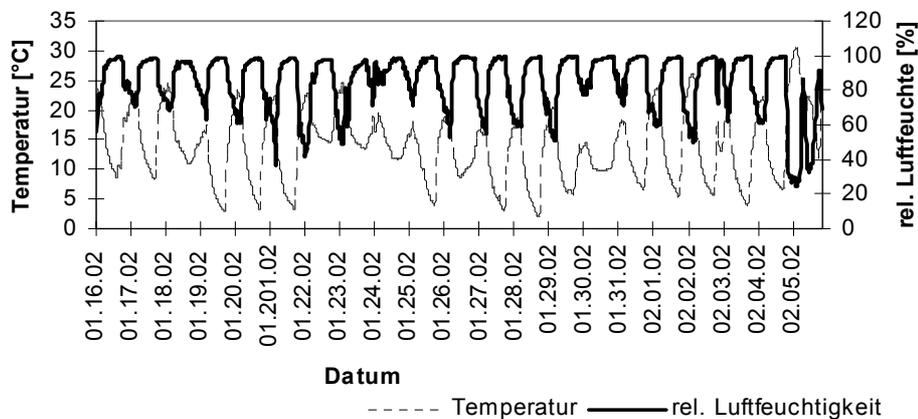


Abb. 30: Verlauf von Temperatur und relativer Luftfeuchte bei Aguas Calientes (16.1. - 6.2.2003).

Limitierender Faktor der Evapotranspiration ist das Wasserangebot. Deshalb wird zwischen potentieller und tatsächlicher bzw. realer Evapotranspiration unterschieden. Bei der potentiellen Evapotranspiration wird der Wasserdampf unter den vorliegenden meteorologischen Randbedingungen vom bewachsenen Boden bei einem unbegrenzten Wassernachschub transferiert (KLEINSCHROTH 2000). Dieser Zustand liegt vor allem im Bereich der Regenwälder vor. Dagegen betrachtet die tatsächliche Evapotranspiration die reale Verdunstung. Vor allem in den höhergelegenen Bereichen des Arbeitsgebietes ist dieser Wert von Interesse, da das durch den hohen Niederschlag potentiell vorhandene große Wasserangebot aufgrund der raschen und fast vollständigen Infiltration in den gut durchlässigen Boden der Verdunstung nicht mehr zur Verfügung steht. Dort führen auch die niedrigen Temperaturen zu niedrigeren Werten als in den tiefer gelegenen Regenwaldbereichen. Da keine direkten Messungen der Evaporations- und Transpirationsraten durch Evaporimeter oder Lysimeter vorliegen, muss auf empirische und halbempirische Berechnungen zurückgegriffen werden. Aufgrund der eingeschränkten Datenlage werden die einfachen Berechnungsformeln nach THORNTHWAITE (1948), SCHENDEL (1968) und TURC (1954) angewendet. Die somit errechneten Werte sind im Vergleich zur realen Evapotranspiration sicherlich zu hoch, wegen des extremen Unterschieds im Verhältnis zum Niederschlag fallen diese Unterschiede jedoch kaum ins Gewicht.

In einer geographischen Klimaklassifikation zählt das Arbeitsgebiet mit einem Quotienten $N/ET_{pot} \sim 8$ zum Bereich der vollhumiden Zonen, die laut Definition bei einem Quotienten $N/ET_{pot} > 2,5$ herrschen.

5.3.1 ET_{pot} nach THORNTHWAITE

THORNTHWAITE (1948) entwickelte zur Ermittlung der monatlichen potentiellen Evapotranspiration für den Küstenstreifen New Jerseys eine empirische Formel (Gl. 23), die sich auf mittlere monatliche Temperaturdaten (Tab. 11) sowie einen Korrekturfaktor entsprechend des geographischen Breitengrades stützt. Ein wesentlicher Vorteil dieser Methode liegt darin, dass zur Berechnung lediglich Temperaturdaten sowie die in dem Korrekturfaktor enthaltenen maximalen Sonnenscheindauer des geographischen Breitengrades benötigt werden. Nachteilig wirkt sich aus, dass die Luftfeuchtigkeit sowie negative Temperaturen nicht berücksichtigt werden und somit für die topographisch höher gelegenen Gebiete die potentielle Evapotranspiration in den Wintermonaten auf Null zurückgeht.

$$\text{Gl. 23} \quad ET_{pot} = 16,0 \cdot \left(10 * \frac{T_m}{I} \right)^a \cdot \vartheta$$

ET_{pot} = monatliche potentielle Evapotranspiration [mm/mon]

T_m = mittlere Monatstemperatur [°C]

I = Wärmeindex für die 12 Monate des Jahres

a = empirischer Faktor der THORNTHWAITE-Gleichung

ϑ = monatlicher Korrekturfaktor entsprechend des Breitengrades

Der Wärmeindex I berechnet sich aus:

$$\text{Gl. 24} \quad I = \sum_I^{12} \left(\frac{T_m}{5} \right)^{1,514}$$

Tab. 11: Mittlere Monatstemperaturen (°C) der drei Klimastationen.

Klimastation	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Antillanca (1997-2001)	7,9	9,9	6,4	4,7	3,7	0,4	-0,1	-0,1	1,1	4,1	5,1	6,8
Anticura (1981-2001)	14,1	13,9	12,7	10,2	8	5,9	5,4	6,3	7,6	9,3	11	13,1
Aguas Calientes (1980-2000)	13,4	12,1	9,4	9,2	6,8	4,3	3,8	6,0	6,2	10,3	11,6	12,4

Der zu ermittelnde a -Wert in Abhängigkeit von I lässt sich wie folgt berechnen:

$$\text{Gl. 25} \quad a = 6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1,792 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0,49239$$

oder kann einer Tabelle (BRETSCHNEIDER et al. 1993) entnommen werden. Dabei sind für

$I = 10$; $a = 0,664$ und für $I = 15$; $a = 0,753$.

Die Ergebnisse der monatlichen potentiellen Evapotranspiration werden entsprechend der Sonnenscheindauer des jeweiligen Monats und für die geographische Breite um den Faktor ϑ korrigiert (Tab. 12). Die Zahlen spiegeln dabei die mittlere mögliche Sonnenscheindauer ausgedrückt in Einheiten von 30 Tagen zu je 12 Std. wider.

Tab. 12: Monatlicher Korrekturfaktor ϑ ; maximal mögliche Sonnenscheindauer bei 40°S, ausgedrückt in Einheiten von 30 d zu je 12 h (BRETSCHNEIDER et al. 1993).

Monat	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
ϑ für 40°S	1,27	1,06	1,07	0,93	0,86	0,78	0,84	0,92	1,00	1,15	1,20	1,29

5.3.2 ET_{pot} nach SCHENDEL

Diese empirische Formel (Gl. 26) leitet sich aus der Formel von HAUDE (1955) ab, ist im Gegensatz zu dieser jedoch nur auf längere Zeiträume anwendbar. Dabei geht in die Betrachtung neben der mittleren monatlichen Lufttemperatur auch das Monatsmittel der relativen Luftfeuchte mit ein. Da von einigen CONAF-Stationen Aufzeichnungen über die monatlichen durchschnittlichen Luftfeuchtheitsdaten bestehen, nicht aber die zur Berechnung der HAUDE-Formel benötigten 14:00 Uhr Werte der relativen Luftfeuchtigkeit, kann lediglich die längerfristige Betrachtung der Methode nach SCHENDEL (1968) durchgeführt werden. Dabei gilt:

$$\text{Gl. 26} \quad ET_{pot} = \left(\frac{T_m}{F_m} \right) \cdot 480$$

ET_{pot} = monatliche potentielle Evapotranspiration [mm/mon]

T_m = mittlere Monatstemperatur [°C]

F_m = Monatsmittel der relativen Luftfeuchte [%]

480 = Proportionalitätsfaktor

Tab. 13: Monatsmittel der relativen Luftfeuchtigkeit (%) der drei Klimastationen.

Klimastation	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Antillanca (1997-2001)	79,2	77,1	82,3	90,6	85,6	86,7	88	88,3	83,1	79,6	83,3	81
Anticura (1981-1986)	81,1	83,1	88,2	88,5	92,3	91,5	89,6	88,5	85,5	85,1	82,8	79,8
Aguas Calientes (1980-2000)	78,0	83,2	88,0	90,2	92,0	94,0	92,1	89,3	89,0	84,2	82,2	79,4

ET_{reel} nach TURC:

Bei der Berechnung der reellen Evapotranspiration wird versucht der Abhängigkeit vom Wasserdargebot Rechnung zu tragen, um die tatsächliche Verdunstung innerhalb einer definierten Zeitspanne zu beschreiben. Im Winterhalbjahr liegen aufgrund der hohen Niederschlagsraten häufig wassergesättigte Verhältnisse in der Bodenzone vor und ET_{reel} entspricht häufig ET_{pot} . Im Sommerhalbjahr ist dagegen ET_{reel} häufig niedriger als ET_{pot} . Da im Arbeitsgebiet die Niederschlagsmengen die potentielle Evapotranspiration das gesamte Jahr bei weitem übertreffen, können aus klimatischer Sicht beide Größen gleich gesetzt werden. Dagegen ist die Feldkapazität der Deckschichten ein limitierender Faktor. In den Sanden, Kiesen und Schlacken der höheren Lagen sowohl im Antillanca Massiv, als auch in den Puyehue-Cordón Caulle Hochlagen kann das Wasser kaum oberflächennah gehalten werden. Durch das rasche Versickern steht es der Verdunstung wenn überhaupt, dann nur noch über kapillaren Aufstieg zur Verfügung. Die reelle Evapotranspiration dürfte vor allem in den Hochlagen wesentlich niedriger als die potentielle Evapotranspiration sein. In den tieferen Lagen des Regenwaldes entspricht dagegen ET_{reel} weitestgehend ET_{pot} . In der einfachen, für Frankreich und Nordafrika entwickelten, Formel von TURC (1954) geht neben der Jahresmitteltemperatur die Jahresniederschlagssumme ein und es kann überschlagsmäßig ET_{reel} eines gesamten Jahres bestimmt werden (Gl. 27). Verschiedene Autoren weisen darauf hin, dass die berechneten Werte zu niedrig sind und korrigieren diese um den Faktor 1,1 (BENDER 2000).

$$\text{Gl. 27} \quad ET_{reel} = \frac{N}{\left[0,90 + \left(\frac{N}{I_t} \right)^2 \right]^{1/2}}$$

ET_{reel} = reelle Evapotranspirationshöhe, Jahressumme [mm/a]

N = Jahresniederschlagssumme [mm]

$I_t = 300 + 25t + 0,05t^3$

t = Jahresmitteltemperatur der Luft [°C]

Betrachtet man die Jahressummen der verschiedenen Verfahren, so lässt sich feststellen, dass die Werte der Stationen Anticura sowie Aguas Calientes recht nahe beieinander liegen. Erhebliche Unterschiede ergeben sich jedoch bei der Klimastation Antillanca. Vor allem der nach SCHENDEL ermittelte Wert liegt mit 300 mm/a deutlich unter den anderen Werten. Die entsprechenden Jahresreihen der Evapotranspiration sind in Anhang 12 aufgeführt.

Tab. 14: Mittlere jährliche Verdunstung der drei Klimastationen nach THORNTHWAITE, SCHENDEL und TURC.

Methoden	Anticura	Aguas Calientes	Antillanca
$ET_{\text{pot THORNTHWAITE}}$ [mm/a]	616	597	472
$ET_{\text{pot SCHENDEL}}$ [mm/a]	663	599	300
$ET_{\text{reel TURC}}$ [mm/a]	639	607	449

Ebenso wie die durchschnittlichen Gebietsniederschläge werden auch die durchschnittlichen Evapotranspirationshöhen flächenhaft mit Hilfe eines Geographischen Informations Systems (GIS) berechnet. Dabei wird auf die Verfahren von THORNTHWAITE und TURC zurückgegriffen. Jedoch sind die Werte im Hinblick auf die extrem hohen Niederschläge nur von untergeordneter Bedeutung. Die Karten (Anhang 8 und 9) zeigen die Verteilungen über das gesamte Arbeitsgebiet. Für einzelne Teilgebiete wurden im Hinblick auf die Wasserbilanzierung durchschnittliche potentielle Gebietsevapotranspirationswerte berechnet (Tab. 15).

Tab. 15: Durchschnittliche jährliche Gebietsevapotranspiration (nach THORNTHWAITE) für einige Teilbereiche.

Areal	durchschnittliche jährliche ET_{pot} (nach THORNTHWAITE 1948) [mm/a]
Gesamtes Untersuchungsgebiet	541
Cordón Caulle Plateau	353
Teileinzugsgebiet Río Nilahue	407
Einzugsgebiet Río Puleufú	480

5.4 Abfluss

Der Abfluss stellt das ausgleichende Glied der Wasserhaushaltsgleichung auf dem Festland dar und wird definiert als Wasservolumen, das pro Zeiteinheit einen definierten Querschnitt durchfließt. Im Arbeitsgebiet können aufgrund des ausgeprägten Reliefs in Verbindung mit dem heterogenen geologischen Aufbau der Vulkanmassive die oberirdischen von den unterirdischen Einzugsgebieten stark abweichen. Bei der Betrachtung des Abflussgeschehens muss dieser Sachverhalt jedoch aufgrund der geringen Datenbasis vernachlässigt werden. Der Abfluss unterteilt sich in Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss bzw. Interflow und unterirdischen Grundwasserabfluss. Die schematische Darstellung nach BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996 (Abb. 31) zeigt die einzelnen Abflusskomponenten und insbesondere die Abflussanteile, die in einem Vorfluter gemessen werden. Bei der Klassifizierung wird zwischen Herkunft und zeitlichem Eintreffen des Abflusses unterschieden. Der zeitliche Verlauf des Gesamtabflusses wird in Direkt- und Basisabfluss unterteilt. Nach DIN 4049-1 (1992) wird der Direktabfluss aus dem Oberflächen- und Zwischenabfluss gebildet. Der Basisabfluss ist der Teil des Abflusses, der nicht Direktabfluss ist. Zieht man zur Klassifikation die Herkunft heran, setzt sich der Gesamtabfluss aus oberirdischem Abfluss und unterirdischem Abfluss zusammen.

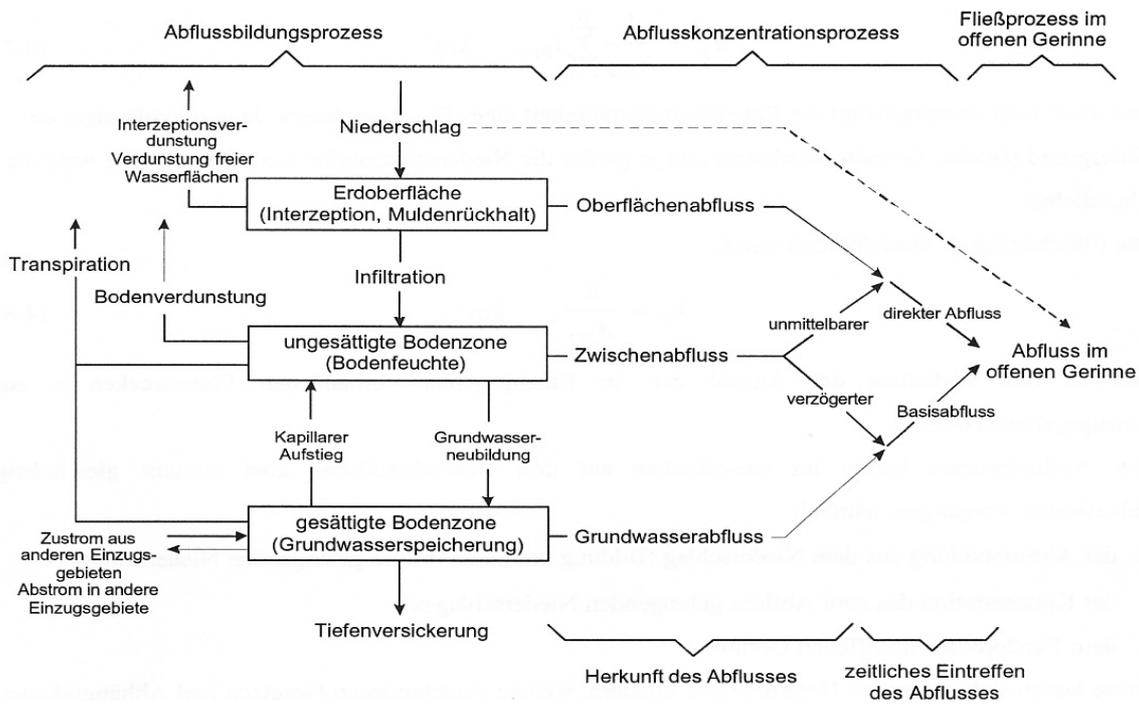


Abb. 31: Abflussprozesse (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996)

Da im Arbeitsgebiet kaum Daten über die einzelnen Abflusskomponenten vorliegen, wird auf die Auswertung von integrativen Abflussganglinien und speziell auf die Verwendung der Trockenwetterfalllinie zurückgegriffen. In Abb. 31 entspricht dies dem Parameter Abfluss im offenen Gerinne bzw. während der Trockenperioden dem des Basisabflusses. In Gebieten mit ausgeprägtem Relief können die Anteile der Abflussbereiche teilweise recht stark in ihrer Quantität variieren. Abb. 32 verdeutlicht die Abflussbildung an einem Hang und zeigt schematisch den Schwankungsbereich des Grundwasserspiegels in den einzelnen Hangbereichen.

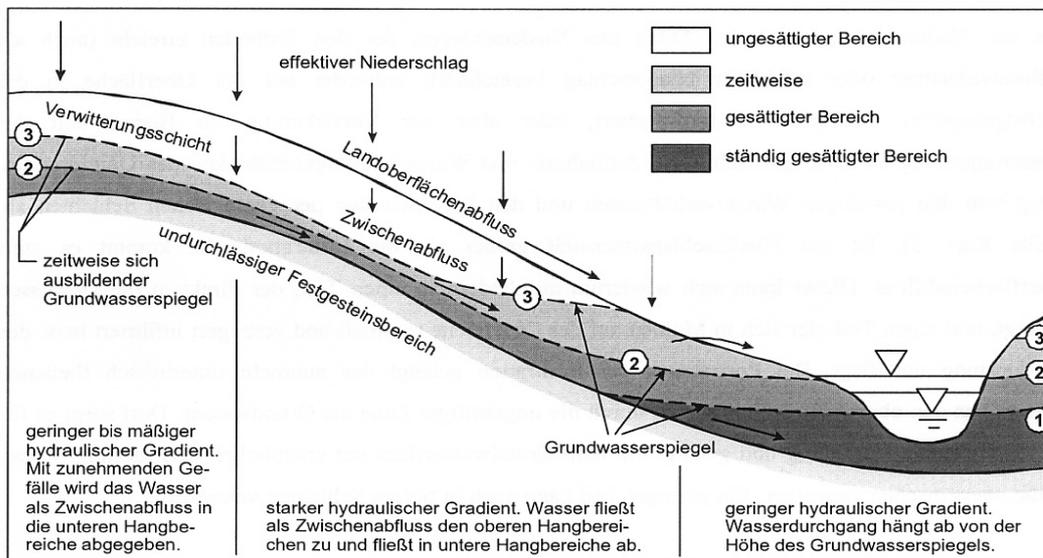


Abb. 32: Schema der Abflussbildung an einem Hang (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).

Die Maßeinheit des Abflusses ist m^3/s oder l/s . Wird der Abfluss auf eine zugehörige Einzugsgebietsfläche bezogen, so wird er als Abflussspende q (in $l/(s \cdot km^2)$) oder als Abflusshöhe (in mm pro Zeiteinheit) bezeichnet.

5.5 Einzugsgebiet Río Puleufú

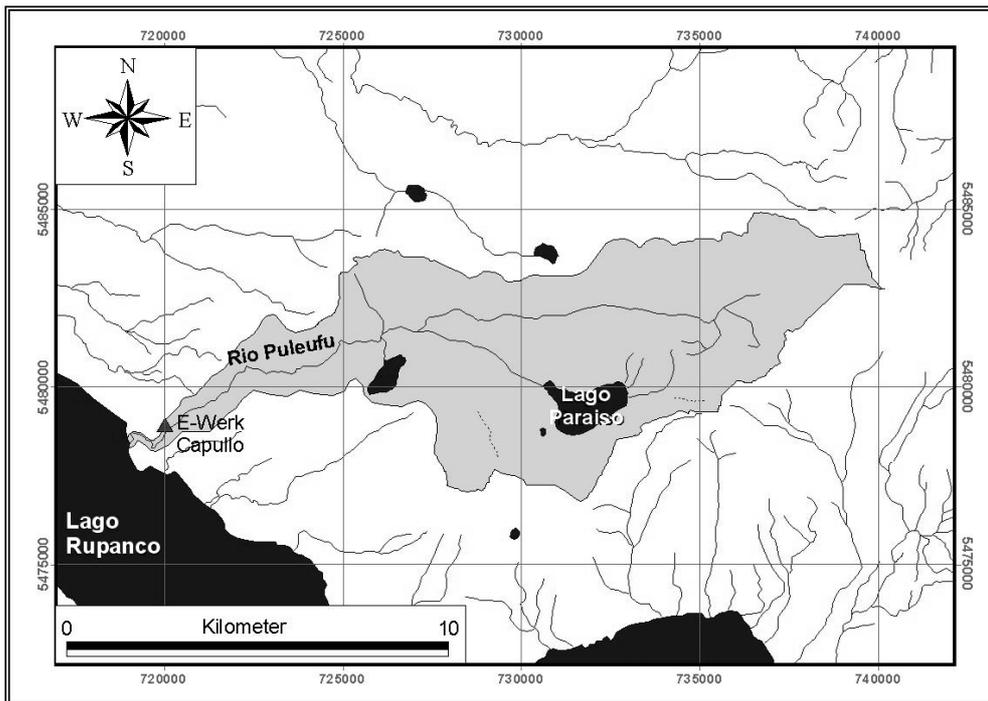


Abb. 33: Lage des oberirdischen Einzugsgebietes des Río Puleufú (BÖHM 2003).

Das oberirdische Einzugsgebiet des Río Puleufú (Abb. 33) am Südosthang des Antillanca-Massivs eignet sich zur genaueren Betrachtung und Abgrenzung der einzelnen Abflusskomponenten, da sich im Unterlauf des Flusses das hydroelektrische Kraftwerk „Capullo“ befindet, an dem die Durchflussmengen kontinuierlich gemessen werden. Lediglich die Abflussspitzen ($> 9\text{m}^3/\text{s}$) werden durch einen Überlauf gekappt.

5.5.1 Ermittlung der Abflusskomponenten des Río Puleufú

Zur Quantifizierung der einzelnen Abflusskomponenten gibt es verschiedene Auswerteverfahren, die häufig auf graphischen Lösungsansätzen beruhen:

Auswertung von MoMnQ nach WUNDT (1958):

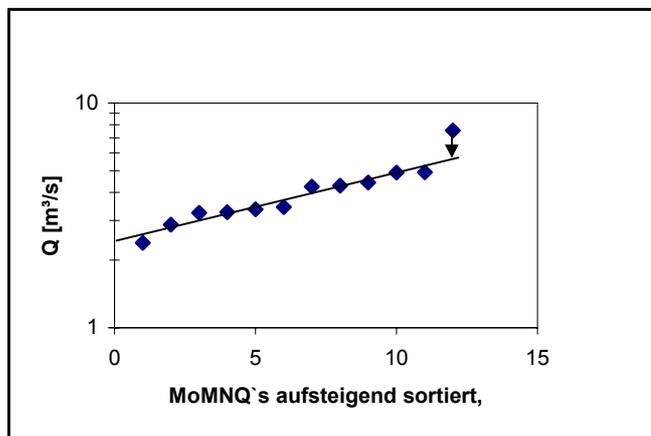
Beim Verfahren nach WUNDT (1958) wird eine Abschätzung des Grundwasserabflusses über die Niedrigwasserführung des Gewässers durchgeführt. Aus den monatlichen mittleren Kleinstabflüssen mehrerer Jahre (MoMnQ), lässt sich ein arithmetischer Mittelwert berechnen, der den mittleren Grundwasserabfluss darstellt. Der Mindestgrundwasserabfluss lässt sich aus den mittleren Niedrigabflüssen des Sommerhalbjahres berechnen, wenn das Regenmaximum im Winterhalbjahr liegt und die Niedrigwasserabflüsse ausschließlich von Grundwasser gespeist werden (RICHTER & LILICH 1975). Die Abschätzung des Grundwasserabflusses im Río Puleufú nach WUNDT beruht auf den mittleren minimalen Durchflusswerten des Kraftwerks „Capullo“ aus den Jahren 2000 und 2001 (Tab. 16). Da sich im Einzugsgebiet zwei kleinere Seen befinden, die den Abflussgang ein wenig dämpfen, sind die Niedrigwasserabflusswerte vermutlich als etwas zu hoch einzuschätzen.

Tab. 16: Mittlere monatliche Minimaldurchflüsse (MoMnQ) des Kraftwerks Capullo.

Monat	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
MoMnQ [m^3/s]	2,39	3,25	3,37	2,88	3,27	4,43	7,56	3,44	4,92	4,29	4,25	4,9

Das arithmetische Mittel der MoMnQ-Werte, und somit der mittlere Grundwasserabfluss, beträgt $4,08 \text{ m}^3/\text{s}$. Der mittlere Niedrigwasserabfluss im Sommerhalbjahr (SoMnQ) beträgt $3,34 \text{ m}^3/\text{s}$ (BÖHM 2003).

Korrektur von MoMnQ nach KILLE (1970):



In regenreichen Monaten enthält der Niedrigwasserabfluss noch Anteile aus Oberflächen- und Zwischenabfluss. Die nach WUNDT (1958) ermittelten MoMnQ-Werte können durch ein graphisches Verfahren von KILLE (1970) korrigiert werden (Abb. 34). Das Mittel der reduzierten monatlichen Kleinstabflüsse ergibt einen MoMnQ_r-Wert von $3,9 \text{ m}^3/\text{s}$. Dieser Wert kann nach KILLE (1970) als Grundwasserabfluss betrachtet werden.

Abb. 34: Graphisches Verfahren nach KILLE (1970) zur Korrektur der MoMnQ-Werte (BÖHM 2003).

A_uL – Verfahren nach NATERMANN (1951):

Das Verfahren von NATERMANN (1951) beruht auf der Abgrenzung einer Grundwasserabflussganglinie eines Jahres aus der Gesamtabflussganglinie. Bei der Konstruktion für den Río Puleufú wird aufgrund der schlechten Datenbasis ein einfaches graphisches Verfahren angewendet (Abb. 35).

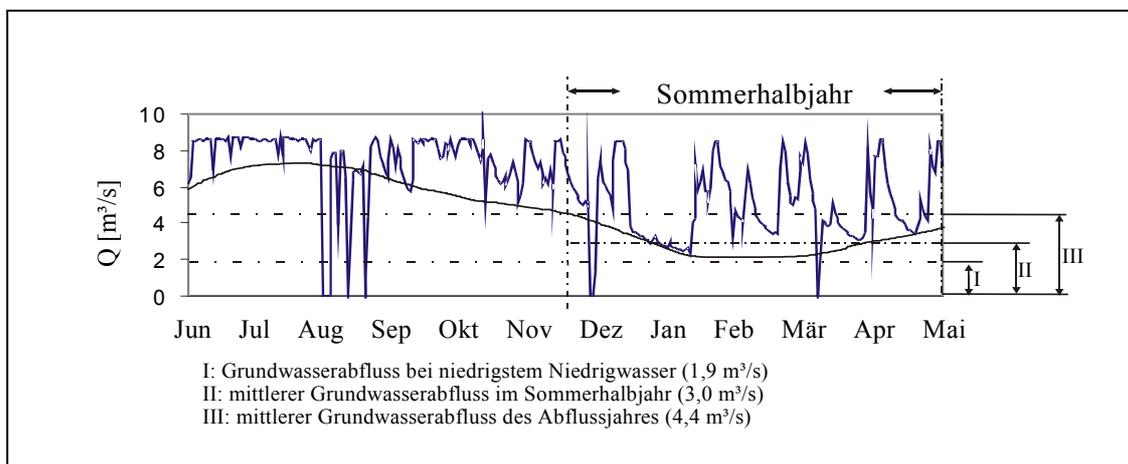


Abb. 35: Grundwasserabflussganglinie des Río Puleufú für das Jahr 2000 (BÖHM 2003).

Betrachtung einzelner Hochwasserwellen:

Die hydrologischen, morphologischen, geologischen und klimatischen Eigenschaften eines Einzugsgebietes spiegeln sich im Verlauf der Abflussganglinie einer Hochwasserwelle wider (MATTHESS & UBELL 1983). Bei der Auswertung einer Hochwasserwelle des Río Puleufú stehen lediglich die Turbinendurchflussdaten zur Verfügung und die Abflussspitzen sind auf Grund der beschränkten Durchflusskapazitäten gekappt. Die Auswertung dieses Verfahrens ist demnach für das Puleufú-Einzugsgebiet nur eingeschränkt möglich. Der Scheitelpunkt der Hochwasserwelle wurde von

Hand graphisch hinzugefügt (Abb. 36). Auch die Abgrenzung des Zwischenabflusses erfolgt rein spekulativ. Die Länge der Strecke E-C und damit das Ende des Direktabflusses wird mit Hilfe des folgenden empirischen Ansatzes (Gl. 28) bestimmt:

$$\text{Gl. 28} \quad \Delta t = \left(\frac{A_C}{2} \right)^{0,2}$$

Δt = Zeit zwischen Hochwasserscheitel und Ende des Direktabflusses [d]
 A_C = Fläche des Einzugsgebietes [km²]

Abb. 36 zeigt die schematische Aufgliederung des Gesamtabflusses einer Hochwasserwelle des Río Puleufú zwischen dem 7. und 10. Januar 2002.

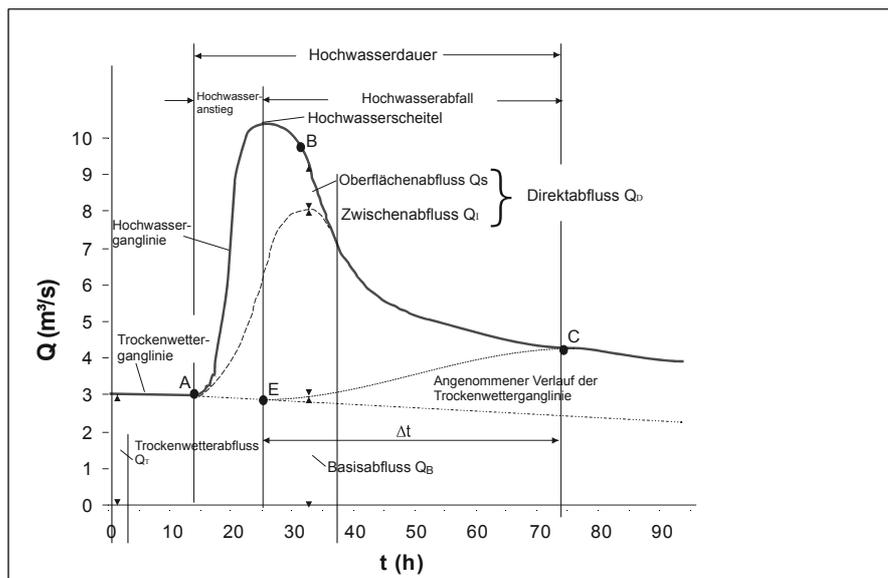


Abb. 36: Aufgliederung des Gesamtabflusses einer Hochwasserwelle des Río Puleufú (BÖHM 2003).

Trockenwetterfalllinie:

Nach Erreichen des höchsten Abflusswertes einer Ganglinie (Scheitelpunkt) erfolgt ein langsamer Rückgang der Abflussmenge, der bis zum nächsten Abfluss-relevanten Niederschlagsereignis anhält. Dieser Teil der Ganglinie wird als Trockenwetterauslauflinie oder Trockenwetterfalllinie bezeichnet. Der Rezessionsteil beschreibt nach MATTHESS & UBELL (1983) den Entleerungsvorgang von Wasserspeichern im Einzugsgebiet und kann häufig durch eine einfache Exponentialfunktion (Gl. 29) beschrieben werden.

$$\text{Gl. 29} \quad Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t}$$

Q_t = Gesamtabfluss zum Zeitpunkt t [m³/s]

α = Auslaufkoeffizient nach MAILLET (empirische Konstante)

t = Zeitintervall zwischen den Abflüssen Q_0 und Q_t [s]

Der Ausdruck $e^{-\alpha}$ wird auch als Rezessionskonstante K_r bezeichnet, die entsprechend des hydrologischen Speichers unterschiedliche Werte annimmt. Die Rezessionskonstante der Gesamtabflusskurve wird auch durch die relative Größe der einzelnen zum Rezessionsanteil beitragenden Abflusskomponenten beeinflusst. In Tab. 17 werden typische Rezessionskoeffizienten für hydrologische Speicher dargestellt.

Tab. 17: Rezessionskoeffizienten für hydrologische Speicher (DYCK 1980).

Speicher	K_r
Landoberflächenabfluss und Flussbettspeicher	0,05 – 0,30
oberer Bodenspeicher (unmittelbarer Zwischenabfluss)	0,50 – 0,80
unterer Bodenspeicher und Grundwasserabfluss (verzögerter Zwischenabfluss und Grundwasserabfluss)	0,85 – 0,97
Grundwasserspeicher (regionaler Grundwasserfluss)	0,97 – 0,99

Mit Hilfe des Programms CUTTOS 2.0 (NAVARRO 2002) kann die Gesamtrezessionskurve durch eine graphische Abtrennung der einzelnen Kurvenssegmente (cut=schneiden) in Kurven einzelner Wasserreservoirs getrennt werden. Im Fall des Río Puleufú entsprechen diese dem Oberflächenabfluss, dem Zwischenabfluss und dem Basisabfluss.

Abb. 37 zeigt die gemessene Rezessionskurve (gezackt), sowie die mit CUTTOS berechnete Rezessionskurve (glatt) für den Zeitraum vom 24. September bis 22. Oktober 2001.

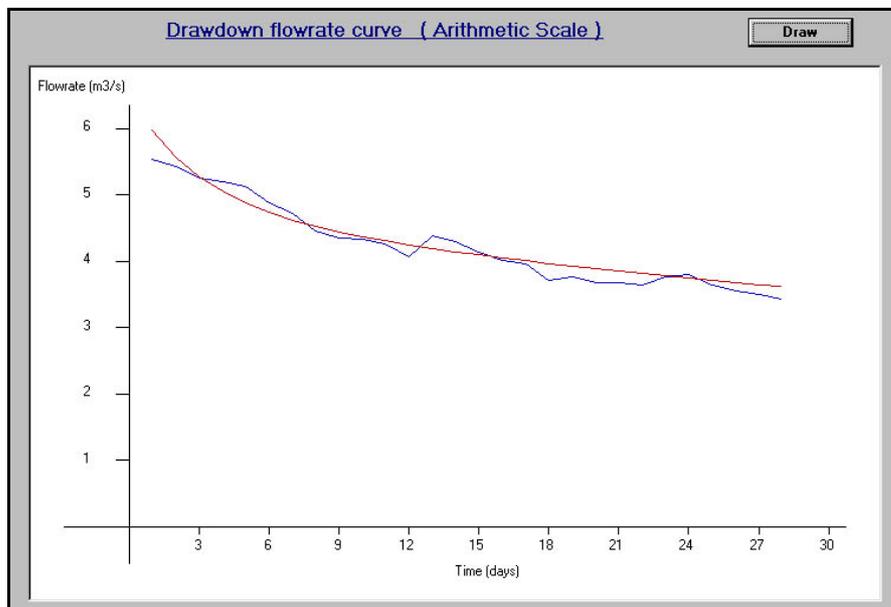


Abb. 37: Reelle und berechnete Rezessionskurven des Río Puleufú (24.9. - 22.10 2001).

Wird diese Kurve semilogarithmisch aufgetragen, so lassen sich drei Bereiche mit unterschiedlicher Steigung ausmachen. Die Gesamtrezessionskurve kann in drei Exponentialkurven aufgeteilt werden (Abb. 38). Die steilste und kürzeste Teilkurve bzw. -gerade entspricht dem Abflussverhalten der Komponente des direkten Oberflächenabflusses, die halbsteile Teilkurve dem Interflow oder Zwischenabfluss und die flache Teilkurve dem Basisabfluss des Grundwasserspeichers. Durch Überlagerung der drei unteren Teilgeraden erhält man die Gesamtregressionskurve.

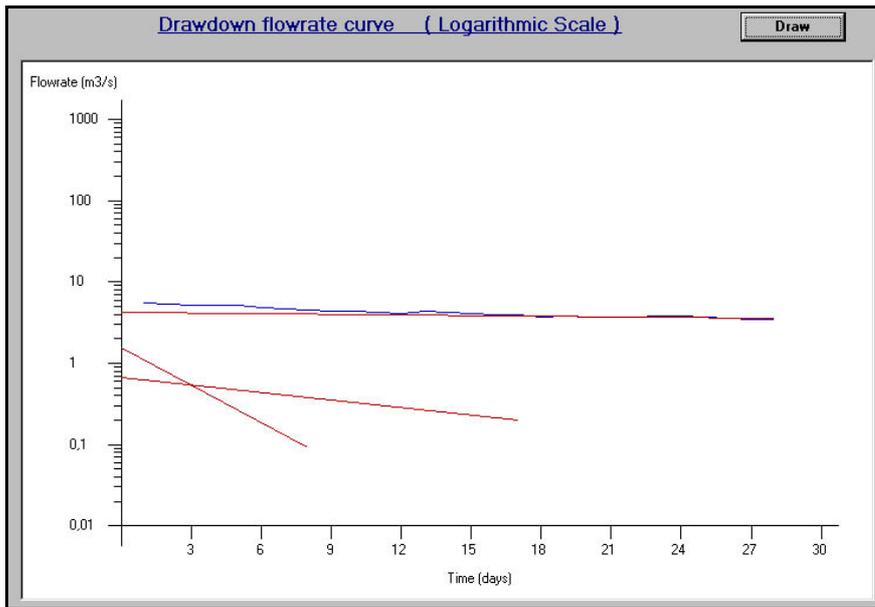


Abb. 38: Teilkurven der Rezessionskurve.

Die drei Teilkurven lassen sich durch folgende Exponentialgleichungen beschreiben

$$Q_t = 4,275 \cdot e^{-0,00692 \cdot t} \quad \text{für den Grundwasserabfluss (flache Kurve)}$$

$$Q_t = 0,674 \cdot e^{-0,071 \cdot t} \quad \text{für den Zwischenabfluss (mittelsteile Kurve),}$$

$$Q_t = 1,559 \cdot e^{-0,352 \cdot t} \quad \text{für den Oberflächenabfluss (steile Kurve).}$$

Für die K_r Werte ($K_r = e^{-\alpha}$) ergeben sich:

$$K_r \text{ Grundwasserspeicher: } 0,99$$

$$K_r \text{ Zwischenabfluss: } 0,93$$

$$K_r \text{ Oberflächenabfluss: } 0,70$$

Vergleicht man diese Werte mit den von DYCK (1980) gegebenen Rezessionskoeffizienten (Tab. 17), so wird deutlich, dass die abgetrennte Teilkurve des Oberflächenabflusses noch Anteile aus dem Zwischenabfluss beinhaltet. Daneben entspricht der Zwischenabfluss eher einem verzögerten Zwischenabfluss mit Anteilen des Grundwasserabflusses.

Anhand der Teilgleichungen lässt sich zu jeder einzelnen Abflusskomponente das entsprechende Abflussvolumen zum Zeitpunkt t berechnen. Mit fortlaufender Zeit werden die Anteile des Oberflächen- und Zwischenabflusses im Vergleich zum Grundwasserabfluss immer geringer (Abb. 39).

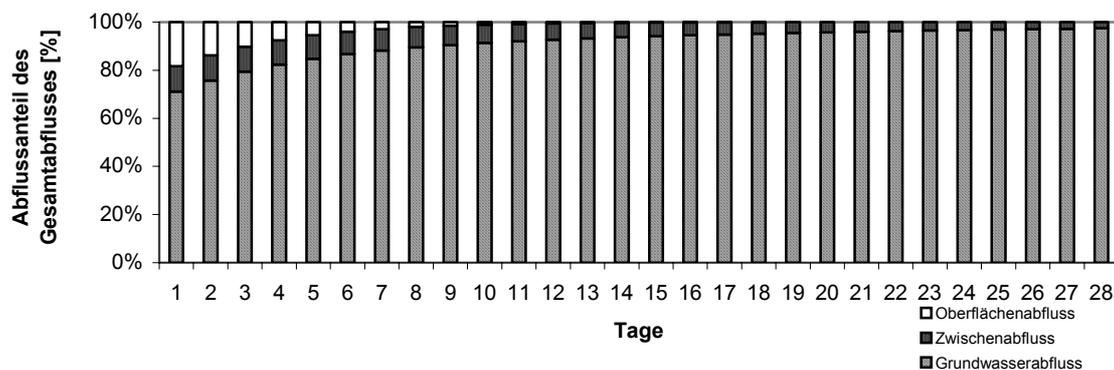


Abb. 39: Prozentualer Anteil der Abflusskomponenten am Gesamtabfluss.

Als dynamisches Volumen wird das Wasservolumen bezeichnet, das dem Abfluss insgesamt aus dem jeweiligen Reservoir zur Verfügung steht. Dieses gespeicherte Volumen lässt sich durch Integration der unter der Rezessionskurve liegenden Fläche in einem bestimmten Zeitabschnitt berechnen.

$$\text{Gl. 30} \quad V = \int_t^{\infty} q(t)dt = \frac{q_0 e^{-\alpha t}}{\alpha} = \frac{q(t)}{\alpha}$$

Das zu einem bestimmten Zeitpunkt zur Verfügung stehende Abflussvolumen kann somit durch die Formel berechnet werden.

$$\text{Gl. 31} \quad V_0 = \frac{Q_0}{\alpha}$$

Die Einheit des von CUTTOS berechneten dynamischen Volumens ist hm³. Bei seiner Betrachtung ist der Anteil von Oberflächen- und Zwischenabfluss sehr gering, da diese nicht oder nur sehr kurzzeitig zwischengespeichert werden (Abb. 40). Aus dem Diagramm geht deutlich das gedämpfte Leerlaufverhalten des Grundwasserspeichers hervor.

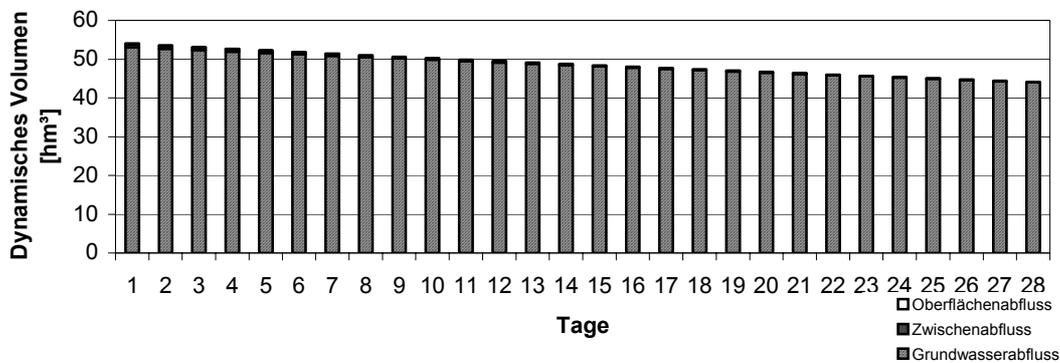


Abb. 40: Rückgang des dynamischen Volumens.

Die Gesamtvolumenanteile des aufgezeichneten Abflussgeschehens, der vom Vorfluter erfassten Anteile, sind in Abb. 41 dargestellt. Da jedoch lediglich eine Regressionskurve betrachtet wurde, kann dieses Verhältnis nur einen ersten Eindruck vermitteln. Vor allem nach extremen Niederschlagsereignissen mit hohen Abflussraten dürfte sich der Anteil am dynamischen Oberflächenabfluss entsprechend erhöhen.

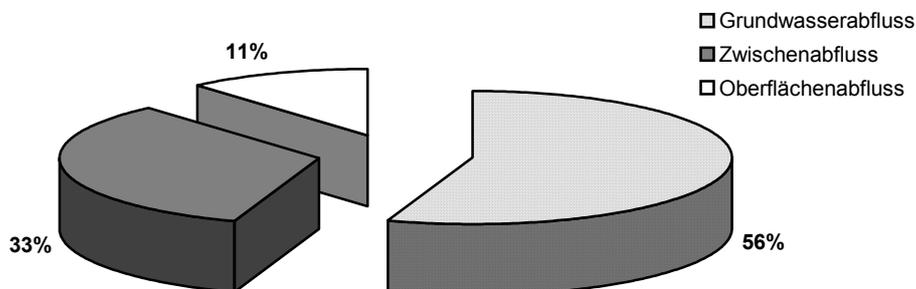


Abb. 41: Prozentuale Volumenanteile der Abflusskomponenten vom Gesamtvolumen des dynamischen Abflusses (BÖHM 2003).

Fazit

Nach Betrachtung aller Verfahren zur Abflussseparation zeigt sich, dass die relativ einfachen Verfahren, die langfristige Abflussverläufe und Niedrigwasserabflüsse betrachten, bessere Aussagen über den Anteil des Basisabflusses erlauben, als die Auswertung einzelner Hochwasserwellen oder Trockenwetterfalllinien. Zum einen stehen bei der vorliegenden Datenbasis nur wenige Trockenwetterfalllinien und nur unzureichend genau aufgelöste Hochwasserwellen der Auswertung zur Verfügung. Zum andern wird die Auswertung durch das häufige Auftreten von Niederschlägen stark eingeschränkt. Tab. 18 zeigt die Ergebnisse der verschiedenen Verfahren zur Ermittlung des mittleren jährlichen Grundwasserabflussanteils des im Río Puleufú gemessenen Abflusses.

Tab. 18: Ergebnisse der Bestimmung des Grundwasserabflusses im Vorfluter aus Abflussganglinien (BÖHM 2003).

Verfahren	Q_R [m ³ /s]
MoMnQ (WUNDT 1958)	4,1
MoMnQ _r (KILLE 1970)	3,9
A _u L (NATERMANN 1951)	4,4

5.5.2 Wasserbilanz Río Puleufú

Entsprechend der klimatischen Gebietswasserbilanz des Puleufú Einzugsgebietes ergeben sich entsprechend

$$\text{Gl. 32} \quad N - ET_{pot} - A_{Puleufú} = A_u$$

für den vom Vorfluter nicht erfassten Grundwasserabstrom inklusive Tiefenversickerung folgende Werte:

Tab. 19: Wasserhaushaltsgrößen des Einzugsgebietes Río Puleufú.

Wassermenge	Niederschlag	ET _{pot}	Abfluss im Vorfluter	Grundwasserabstrom & Tiefenversickerung
in m ³ /a auf die Fläche des Einzugsgebietes (76 km ²)	424.564.223	36.686.083	219.175.200	168.702.940
in mm/a	5556	480	2868	2208

Der zur Berechnung herangezogene mittlere jährliche Abfluss beträgt dabei 6,95 m³/s (unveröff. Daten Capullo-Kraftwerk).

In Abb. 42 sind die Wasserhaushaltskomponenten des Einzugsgebietes Río Puleufú prozentual zum Niederschlag in Form eines Tortendiagramms dargestellt.

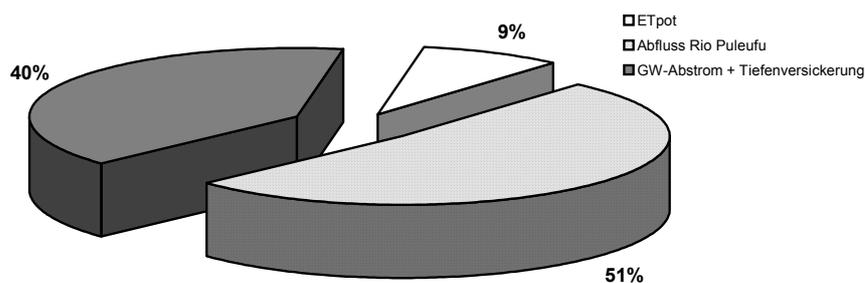


Abb. 42: Wasserhaushaltskomponenten prozentual zum Niederschlag.

Die hohen Werte decken sich mit den Beobachtungen einer raschen Infiltration des Niederschlagswassers. Dies ist vor allem in den Sand- und Aschelagen der vegetationslosen Bereichen der Höhenlagen (siehe Foto Anhang 11) sowie entlang von Basalttunneln und stark geklüftetem Festgestein der Fall.

5.6 Extrapolation auf das Arbeitsgebiet

Da lediglich vom Einzugsgebiet des Río Puleufú kontinuierliche Abflussmessungen vorliegen, wurden die ermittelten Abflusswerte des Río Puleufú von BÖHM (2003) auf das Antillanca Vulkanmassiv extrapoliert. Dabei wurde eine Beziehung des gemessenen Trockenwetterabflusses des Río Puleufú im Januar 2002 zu seinem mittleren Jahresabfluss hergestellt und auf die anderen Einzugsgebiete übertragen. Da von Mitte Januar bis Anfang Februar 2002 eine lange Trockenperiode herrschte (Abb. 43), konnten die gemessenen Abflüsse entsprechend LILLICH (1970) als Trockenwetterabflüsse gewertet werden (Anhang 16).

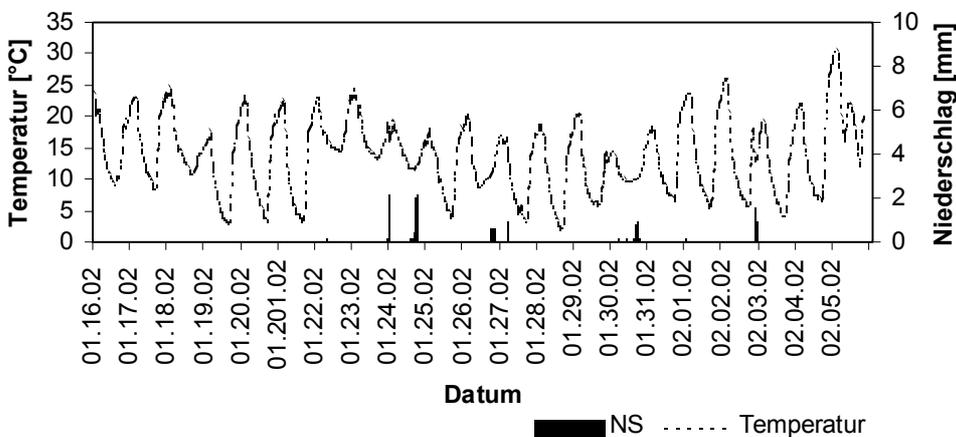


Abb. 43: Temperatur und Niederschlag bei Aguas Calientes (16.1. - 6.2.2002).

Die Ergebnisse der jeweiligen Einzugsgebiete wurden auf ihre Plausibilität geprüft (Schüttung im Vgl. zur Fläche des Einzugsgebietes, ähnliche Randbedingungen der Höhenstufe, Geologie, Niederschlag, Vegetation etc.). Bei einigen Einzugsgebieten wird durch diese Betrachtung deutlich, dass oberirdisches und unterirdisches Einzugsgebiet nicht übereinstimmen. Beispielsweise erfolgt in den Río Frio vermutlich der unterirdische Grundwasserzustrom aus den Schmelzwässern des für die Oberflächenentwässerung geschlossenen Gipfelkraters des Casablanca Vulkans. Für eine insgesamt 461,6 km² große Fläche verschiedener Einzugsgebiete des Antillanca Vulkanmassivs ergibt sich bei einem mittleren Jahresabfluss von 38,47 m³/s (=1,21·10⁹ m³ Jahresabflussvolumen) ein Gebietsabfluss von 2566 mm, was einer Abflussspende von 82 l/(s·km²) entspricht (BÖHM 2003). Im nördlichen Bereich Puyehue-Cordón Caulle konnten die Trockenwetterabflüsse des Río Nilahue nicht zur weiteren Interpretation der Wasserbilanz herangezogen werden, da große Mengen an Schmelzwasser den grundwasserbürtigen Basisabfluss zusätzlich speisen. Eine Extrapolation der Wasserbilanz bzw. die Bestimmung von Faktoren für die Umrechnung der Trockenwetterabflüsse auf die mittleren jährlichen Abflüsse eines Einzugsgebietes auf andere Einzugsgebiete ist somit nicht überall möglich. Für das 1510 km² große Einzugsgebiet des Abflusses des Lago Puyehue werden mittlere Abflussmengen von 120 m³/s beschrieben (CAMPOS et al. 1989). Dies entspricht einer Abflusshöhe von 2500 mm/a. Beachtet man dabei, dass das Einzugsgebiet auch Bereiche des zentralen Längstales mit beinhaltet, die wesentlich geringere Niederschlagsmengen aufweisen, so bewegen sich die erstellten Wasserbilanzen in der Hauptkordillere durchaus in einer realistischen Größenordnung. Die gemessenen Abflussdaten von CAMPOS et. al (1989) sind jedoch kritisch zu betrachten, da sie nur auf wenigen Messungen beruhen. Die Abflusswerte des Río Gol-Gol schwanken von 73 m³/s (März 1980)

bis 273 m³/s (August 1979) sowie der Zufluss des Río Chanleufú von 11 m³/s (Januar 1980) bis 50 m³/s (August 1979). Die minimalen Abflusswerte liegen dabei deutlich über denen vom Januar/Februar 2002 mit ca. 3 m³/s für den Río Chanleufú sowie ca. 26 m³/s für den Río Gol-Gol (Anhang 16). Dies unterstreicht die Annahme, dass die im Januar/Februar 2002 gemessenen Abflussdaten auf jeden Fall einem solchen Trockenwetterereignis zugeordnet werden können. Ein weiterer Hinweis auf Basisabflussbedingungen zeigt sich darin, dass zu diesem Zeitpunkt viele Bäche im Oberlauf trocken waren und einige höher gelegenen Quellen keine oder nur sehr geringe Schüttungen aufwiesen. Das Wasser der Bäche und Flüsse stammte also lediglich aus Grundwasserzustrom und dem Zustrom von verzögertem Zwischenabfluss. Ausnahmen bildeten einige größere Flüsse mit zusätzlich direktem Schmelzwasserabfluss.

5.7 Grundwasserneubildung

Als Grundwasserneubildung wird entsprechend DIN 4049-3 der Zugang von infiltriertem Wasser zum Grundwasser bezeichnet. Grundwasserneubildungsrate ist das Volumen an Wasser, das in einer bestimmten Zeit und auf einer definierten Fläche in das Grundwasser infiltriert. Die Einheit der Grundwasserneubildung wird wie die der Abflussspende mit l/(s·km²) angegeben. In Bilanzbetrachtungen wird die Grundwasserneubildung auch als Grundwasserneubildungshöhe in mm/a angegeben (RICHTER & LILICH, 1975).

Bei der Grundwasserneubildung herrschen im Arbeitsgebiet regional erhebliche Unterschiede. In den höheren Lagen ist aufgrund des gut durchlässigen Untergrunds der Anteil an Oberflächenabfluss vernachlässigbar. Er ist auf den Lapilli- und Bimssteinlagen nur während extrem starker Niederschlagsereignisse zu beobachten. Auch die potentiellen Evapotranspirationswerte betragen nur einen Bruchteil der Niederschlagsmengen. Somit steht in diesen Bereichen fast der gesamte Niederschlag der Grundwasserneubildung zur Verfügung. Für das Cordón Caulle Plateau bedeutet dies eine Grundwasserneubildungshöhe von 6833 mm/a bzw. eine Grundwasserneubildungsrate von 217 l/(s·km²). Ebenso wie die höher gelegenen Bereiche des Antillanca Massivs stellen sie die bedeutendsten Grundwasserneubildungsbereiche des Arbeitsgebietes dar. Für die anderen Bereiche ist eine Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate schwieriger.

Betrachtet man größere Einzugsgebiete, so erlaubt die zur Verfügung stehende Datenbasis lediglich eine indirekte, integrative Erfassung des Grundwasserabflusses. Nach HÖLTING (1997) stellt die Auswertung von Trockenwetterabflussmessungen aufgrund der integrativen Berücksichtigung aller möglichen Einflussgrößen die geeignetste Methode zur Beurteilung der Grundwasserneubildung dar. Dabei wird der Grundwasserabfluss mit der mittleren Grundwasserneubildung gleichgesetzt (MATTHESS & UBELL 1983). Im Einzugsgebiet des Río Puleufú muss zusätzlich der aus der Wasserbilanz ermittelte Grundwasserabstrom berücksichtigt werden, welcher vom Vorfluter nicht erfasst wird. Dieser wird zur Grundwasserneubildung hinzugezählt. Bei der Ermittlung der Grundwasserneubildung wird der nach KILLE (1970) berechnete Grundwasser(basis-)abfluss von 3,9 m³/s herangezogen (BÖHM 2003). Für den Río Puleufú bedeutet das einen Quotienten von mittlerem Gesamtabfluss (6,95 m³/s) zu mittlerem Grundwasser(basis-)abfluss (3,9 m³/s) von 0,56. Somit beträgt der Anteil des mittleren Grundwasserabflusses ca. 56 % am Gesamtabfluss, was einen mittleren bis leicht erhöhten Quotienten darstellt. Je mehr sich der Quotient 1 annähert, desto höher ist der Anteil, der zwischengespeichert wird. Für das Einzugsgebiet Puleufú erhält man einen jährlichen Anteil an Grundwasser(-basis)abfluss von 1032 mm/a. Zusammen mit dem nicht im Vorfluter gemessenen Grundwasserabstrom und der Tiefenversickerung von 2208 mm/a ergibt sich somit eine Grundwasserneubildungshöhe von 3240 mm/a, was einer Grundwasserneubildungsrate von 103 l/(s·km²) entspricht.

5.8 Grundwasserleiter

Die Grundwasserlandschaft des Arbeitsgebietes ist sehr heterogen. Porengrundwasserleiter und Kluftgrundwasserleiter stehen zum Teil eng in hydraulischem Kontakt miteinander. Abb. 44 gibt eine schematische Übersicht über den geologischen Aufbau verschiedener Grundwasserleiter in einem idealisierten Vulkan.

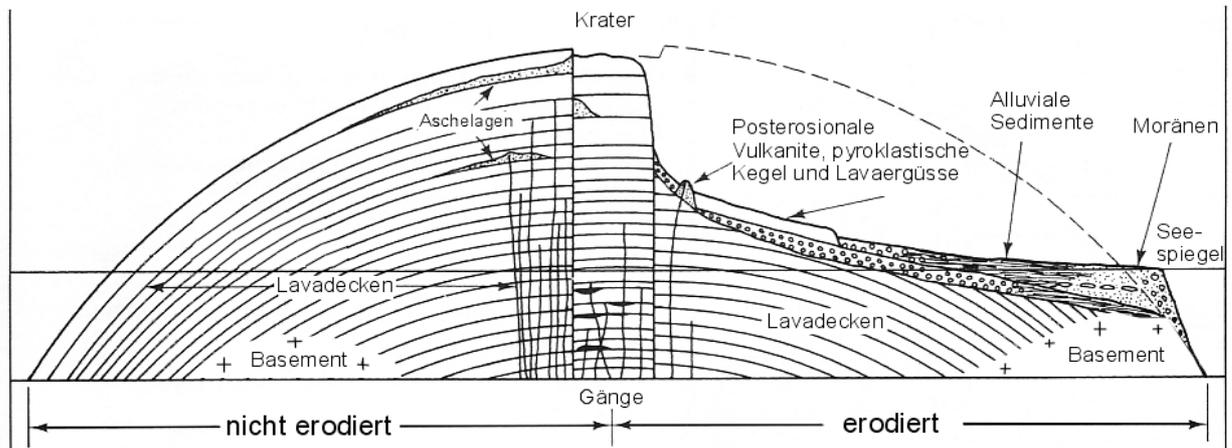


Abb. 44: Schematischer geologischer Aufbau eines Vulkans hinsichtlich seiner verschiedenen Grundwasserleiter (modifiziert nach COX 1954, PETERSON 1981).

Auch die von COX (1954) aufgestellte Dreigliederung in schwebendes Grundwasser, in Gängen aufgestautes Grundwasser und *basales*, „an der Basis vorkommendes“ Grundwasser, lässt sich auf das Arbeitsgebiet übertragen. Entsprechend des geologischen Aufbaus (Abb. 44) können in den Vulkanmassiven folgende Typen von Grundwasserleitern unterscheiden werden (Abb. 45):

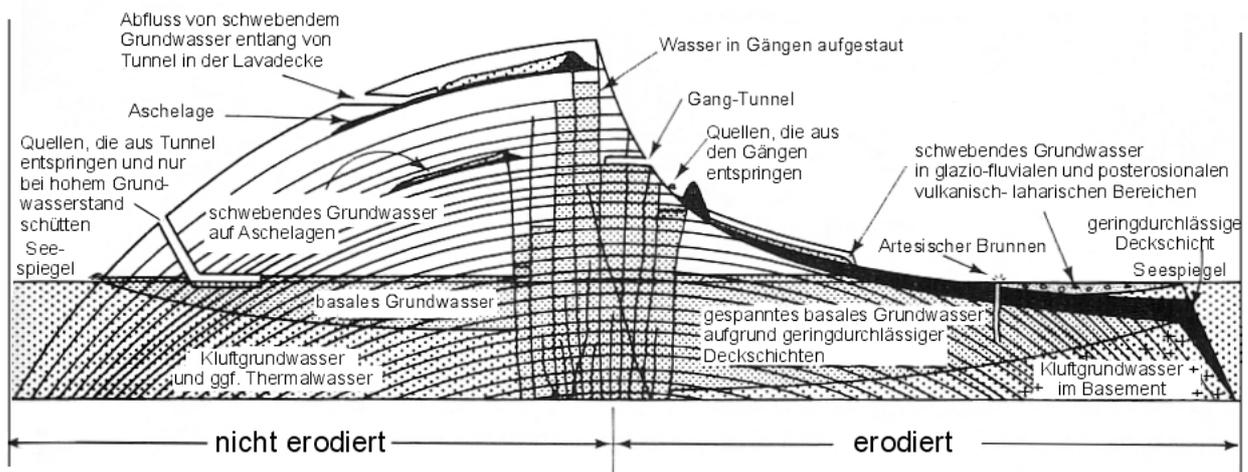


Abb. 45: Schematische Übersicht der Grundwasservorkommen in einem idealisierten Vulkan (modifiziert nach COX 1954, PETERSON 1981).

Oberflächennah bilden die unverfestigten Deckschichten Porengrundwasserleiter, deren hydraulische Durchlässigkeiten von der Korngrößenverteilung abhängig sind. Abgesehen von lokalen gering durchlässigen Moränen und fluvio-limnischen Tonen sind weite Bereiche gut bis sehr gut durchlässig. Die Talfüllungen mit Abfolgen aus fluviatilen Sanden und Kiesen bilden mächtige Grundwasserleiter, die teilweise von gering durchlässigen laharischen Ablagerungen in verschiedene Grundwasserstockwerke untergliedert werden. Die Deckschichten der Hang- und Hochlagen bestehen meist aus

pyroklastischem Material unterschiedlicher Korngröße. In ihnen finden sich zumeist kleinräumige, schwebende Grundwasserkörper wieder. In den Hochlagen führt eine intensive Winderosion zu einem Ausblasen der Feinkornanteile und somit zu einer höheren hydraulischen Durchlässigkeit, während in den tiefergelegenen Gebieten des Regenwaldes die intensive chemische Verwitterung und die Pedogenese meistens die hydraulischen Durchlässigkeiten verringern. Tab. 20 zeigt die hydraulischen Durchlässigkeiten für verschiedene wassergesättigte Deckschichtmaterialien, die mit dem Standrohrversuch nach DIN 18130 (1998) und durch Siebkurvenanalysen nach DIN 18123 (Anhang 18) ermittelt wurden. Die gemittelten Durchlässigkeitsbeiwerte der Deckschichten schwanken dabei von ca. $2 \cdot 10^{-3}$ - $7 \cdot 10^{-5}$ m/s. Bei einigen Proben betragen die Werte $> 10^{-2}$ m/s. Bei so hohen Durchlässigkeiten können die verwendeten Messmethoden (Standrohr, Siebung) jedoch nicht mehr zur genauen Bestimmung herangezogen werden.

Tab. 20: k_f -Werte ausgewählter Deckschichtproben.

Probenbezeichnung	$\bar{\phi} k_f$ – Wert (m/s)	Bodenbeschreibung
BP1	$3,08 \cdot 10^{-4}$	sandiger Schluff, hellbraun
BP2	$1,48 \cdot 10^{-5}$	schluffig-sandiger, ockerfarbener B-Horizont
BP3	$3,54 \cdot 10^{-5}$	sandiger schwach toniger Schluff, hoher organischer Anteil, dunkelbraun
BP5	$6,78 \cdot 10^{-4}$	Mutterboden, dunkelbraun
BP6	$2,81 \cdot 10^{-4}$	fluviale Wechsellagerung verschiedener Sandkorngrößen
BP7	$2,43 \cdot 10^{-4}$	Lapilli, angewittert und ausgeblasen
BP8	$4,86 \cdot 10^{-3}$	Bodenbildung über Lapilli
BP9	$2,86 \cdot 10^{-4}$	sandiger, stark humoser, schwach kiesiger Boden
BP10	$9,15 \cdot 10^{-4}$	feinsandiger Vernässungshorizont mit hohem Feinkornanteil
BP11	$1,30 \cdot 10^{-4}$	B-Horizont
BP12	$2,28 \cdot 10^{-4}$	mächtige Bodenbildung, hell u. dunkelbrauner B-Horizont, schluffig, sandig
BP13	$1,25 \cdot 10^{-4}$	Boden über Basaltsäulen
BP14	$1,78 \cdot 10^{-4}$	Bodenbildung, braun, schluffig, Trockenrisse
BP15	$7,17 \cdot 10^{-5}$	Feinsandlinse, feuchter Horizont in fluvialen Ablagerungsmilieu
BP18	$2,03 \cdot 10^{-4}$	schwarze Sande und Kiese, Kanten gerundet, gut sortiert, Kreuzschichtung
BP19	$3,05 \cdot 10^{-4}$	Bodenbildung, Paleoboden
BP20	$2,91 \cdot 10^{-3}$	Bimssteinlage
BP23	$2,45 \cdot 10^{-4}$	vulkanische Asche, dicht, schwarz, sandig-kiesig
BP24	$2,76 \cdot 10^{-3}$	dunkelgraue Vulkansande
BP25	$2,05 \cdot 10^{-3}$	rote Auswurfslacken, kiesig-sandig
BP26	$3,42 \cdot 10^{-4}$	oben: ausgeblasener Kies (Lapilli), unten: sandiger, schwach schluffiger Kies
BP33	$1,75 \cdot 10^{-4}$	Sande mit eingeschalteten Schlufflagen
BP34	$2,54 \cdot 10^{-3}$	ausgeblasene Steine mit sandigem Unterbau
BP35	$5,26 \cdot 10^{-4}$	Sand-Kies, dunkelgrau
BP36	-	schluffiger Sand, humos und stark durchwurzelt
BP37	-	sandig, schwach schluffig, schwach durchwurzelt, eingesch. Bimslage.



Abb. 46 verdeutlicht an einem Hanganschnitt an der W-Flanke des Casablanca Vulkans den lagigen Aufbau der pyroklastischen Ablagerungen. Das Sickerwasser bewegt sich im Bereich der geringer durchlässigen, dunklen Ascheschichten zunächst horizontal und bricht dann fingerartig vertikal in den besser durchlässigen, hellen Lapillibimsstein nach unten durch.

Abb. 46: Sickerwasserbewegung in einem Hanganschnitt an der W-Flanke des Casablanca Vulkans.

Generell haben Vulkanite hohe primäre Porositäten und hydraulische Durchlässigkeiten, was seine Ursachen in der starken Abkühlung und Entgasung an der Oberfläche, Brekzierungsprozessen an der Basis des Lavastroms sowie der Einschaltung und Überlagerung von klastischen Sedimenten hat. Typisch für mächtige Lava- und vulkanoklastische Sequenzen sind hohe hydraulische Anisotropien. Maximale Durchlässigkeiten bestehen häufig in Richtung des Lavastroms und auch in Richtung der Ausbildung von Abkühlungsklüften, die jedoch meist nur kleinräumig eine Vorzugsrichtung aufweisen. Die Öffnungsweiten der Abkühlungsklüfte variieren im Arbeitsgebiet zwischen 0,1 mm bis 3 cm. Typische Durchlässigkeitsbeiwerte betragen für dichten Basalt von 10^{-8} - 10^{-11} m/s bei Gesteinsporositäten von $n=0,1$ - 1% und für geklüfteten, brekziierten und verwitterten Basalt 10^{-5} - 10^{-9} m/s bei Porositäten von ca. $n=10\%$ (LÖW & BALDERER 2002). Allgemein sind junge Basalte besser durchlässig als alte. Im Gegensatz dazu weisen Aschelagen, Paläoböden und Intrusivgänge wesentlich niedrigere Durchlässigkeiten auf (FETTER 2001, INGEBRITSEN & SCHOLL 1993). Wird das infiltrierte Wasser nicht auf einer solchen gering durchlässigen Aschelage oder hinter einer unterirdischen Barriere wie beispielsweise einem vulkanischen Gang aufgestaut, so sickert es bis zum basalen bzw. regionalen Grundwasserkörper hinab (Abb. 45). Zudem können entlang von Lavatunneln große Mengen des Abflusses unterirdisch abgeleitet werden. In gut durchlässigen Basalten ist der Gradient des basalen Grundwasserspiegels sehr gering.

Unter den Vulkaniten folgen die Intrusivgesteine des Basements, die nur an sehr wenigen Stellen aufgeschlossen sind. Die primären Porositäten und Durchlässigkeiten von Intrusivgesteinen sind sehr gering (10^{-11} - 10^{-13} m/s) (LÖW & BALDERER 2002). Durch tektonische Beeinflussung steigt die Gebirgsdurchlässigkeit auf ein Vielfaches an. Aufgrund der aktiven andinen Orogenese und insbesondere durch den Verlauf des großräumigen Liquiñe-Ofqui-Störungssystems, ist mit einer intensiven Klüftung der Diorite im Untergrund zu rechnen. Zudem führen Be- und Entlastungsvorgänge durch das Vordringen und Schmelzen der Gletscher mit einhergehender Senkung und Hebung der glazial beeinflussten Gebiete zu einer zusätzlichen Erhöhung der Durchlässigkeit. Gebirgsdurchlässigkeiten von Intrusivgesteinen in den Alpen erreichen zum Vergleich in den oberen 200 - 400 m Werte von ca. 10^{-6} m/s (LÖW & BALDERER 2002). Hangparallel kommt es zudem zur Ausbildung von Hangentlastungsklüften, die ebenfalls zur Erhöhung der Durchlässigkeit beitragen. Bei der Beschreibung einer Anisotropie des Kluftgrundwasserleiters muss darauf geachtet werden, ob es sich bei den gemessenen Klüften um tektonische Klüfte handelt, die für einen größeren Bereich ausschlaggebend für die Anisotropierichtung sind, oder ob es sich um Entlastungsklüfte handelt, die sich meist nur lokal auf eine bevorzugte Fließrichtung auswirken. Entscheidend für den Grundwasserstrom ist neben der Kluftöffnungsweite vor allem die Vernetzung der Klüfte miteinander. Zudem strömt das Wasser meist nicht über die gesamte Kluftfläche, sondern entlang von Kanälen (sog. „Channeling“) innerhalb einer Kluft (LÖW & BALDERER 2002).

6 Hydrochemie

6.1 Niederschlag

Die Niederschläge des Arbeitsgebietes werden von industriellen Einträgen kaum signifikant beeinflusst. Lediglich ein leicht erhöhter Stickstoffeintrag (3,3 kg/(ha·a)) lässt sich aufgrund der landwirtschaftlichen Nutzung im zentralen Längstal durch die Windverfrachtung auch in den Niederschlägen der Andenkordillere beobachten (GODOY et al. 2001). Die während der Geländearbeit gesammelten Niederschlags- und Schmelzwasserproben weisen sehr niedrige κ -Werte auf (≤ 5 $\mu\text{S/cm}$). Die pH-Werte liegen im schwach sauren Bereich (5,7-6,6). Untersuchungen von GODOY et al. (1999, 2001) betrachten die Stoffbilanzen zweier kleiner Einzugsgebiete im Regenwald des Puyehue Nationalparks. Tab. 21 zeigt die durchschnittlichen Konzentrationen ausgesuchter Wasserinhaltsstoffe. Darin zeigt sich, dass der Ammonium-Eintrag vor allem in den Freilandniederschlägen leicht erhöht ist, im Vegetationsbereich aber rasch abnimmt. Gleichzeitig nimmt der Anteil an Nitrat vom Freilandniederschlag über den Kronendurchlass und den Stammabfluss sukzessive bis zum effektiven Niederschlag zu, was seine Ursachen in der Oxidation des Ammoniums zu Nitrat, der erhöhten Trockendeposition in der Vegetation sowie in der biogenen Stickstofffixierung im Kronen- und Stammbereich durch epiphytische Flechten seine Ursachen hat (GODOY et al. 2001). Im Bodenwasser und Oberflächenabfluss gehen die Stickstoffkonzentrationen aufgrund des Bedarfs durch die Vegetation entsprechend zurück. Auswaschungs- und Auslaugungsprozesse von Staubpartikeln auf den Pflanzen führen ebenso wie die Interzeption bzw. Evaporation zu einer Aufkonzentration, vor allem der Kationen im Kronendurchlass und Stammabfluss.

Tab. 21: Durchschnittskonzentrationen ausgewählter Wasserinhaltsstoffe eines kleinen Einzugsgebietes (*Nothofagus pumillo*-Wald; Juli 1997 bis Dez. 1998) (GODOY et al. 2001).

	pH	NO ₃ ⁻ -N [$\mu\text{g/L}$]	NH ₄ ⁺ -N [$\mu\text{g/L}$]	P _{tot} [$\mu\text{g/L}$]	K ⁺ [$\mu\text{g/L}$]	Na ⁺ [$\mu\text{g/L}$]	Ca ²⁺ [$\mu\text{g/L}$]	Mg ²⁺ [$\mu\text{g/L}$]
Freilandniederschlag	5,7	26,2	45,4	26,2	394	699	363	204
Kronendurchlass	5,7	43,5	13,6	58,8	650	793	506	300
Stammabfluss	5,7	86,9	11,5	65,7	971	1030	742	344
effektiver Niederschlag	5,9	126,9	7,8	109,7	661	844	1324	537
Bodenwasser	5,9	51,5	19,5	49,4	839	779	602	384
Oberflächenabfluss	7,0	6,5	6,3	67,3	829	1572	1455	642

Bei einer Schmelzwasseranalyse (4. Februar 2001) eines Schneefeldes auf dem Puyehue Vulkan konnten folgende Werte ermittelt werden: Na⁺: 0,49 mg/L; K⁺: 0,03 mg/L; Mg²⁺: 0,03 mg/L; Ca²⁺: 0,27 mg/L; Cl⁻: 0,78 mg/L; SO₄²⁻: 0,43 mg/L; NO₃⁻: <0,5 mg/L.

In Zeiten vulkanischer Aktivität können die Konzentrationen der Wasserinhaltsstoffe jedoch kurzzeitig stark zunehmen und der pH-Wert aufgrund der Einträge von Schwefel- und Salpetersäure entsprechend abnehmen. Durch den Niederschlag werden neben feinen Aschepartikeln auch Teile der freigesetzten Gase (CO₂, H₂O, SO₂, H₂S, CH₄, HCl, HF, COS, H₂, etc.) aus der Atmosphäre ausgewaschen. Die nasse Deposition der gelösten Inhaltsstoffe führt dann zu einem signifikanten Anstieg der Schwefel- und Halogen-Konzentrationen im Niederschlagswasser.

6.2 Hydrochemischer Gesamtüberblick der Grund- und Oberflächenwässer

Um einen ersten Gesamtüberblick über die hydrochemischen Eigenschaften der Wässer zu erhalten, wurden während der beiden Geländekampagnen im Januar-Februar 2001 und im Januar-Februar 2002 diese hinsichtlich ihrer physiko-chemischen Basisparameter untersucht. Dabei wurden die Wassertemperaturen und die spezifischen elektrischen Leitfähigkeiten (κ -Werte) bestimmt (Abb. 48). Anhand der gemessenen Werte (Anhang 6) lassen sich die Wässer in drei Gruppen klassifizieren:

Typ 1: gering mineralisierte Wässer mit κ -Werten $< 80 \mu\text{S/cm}$

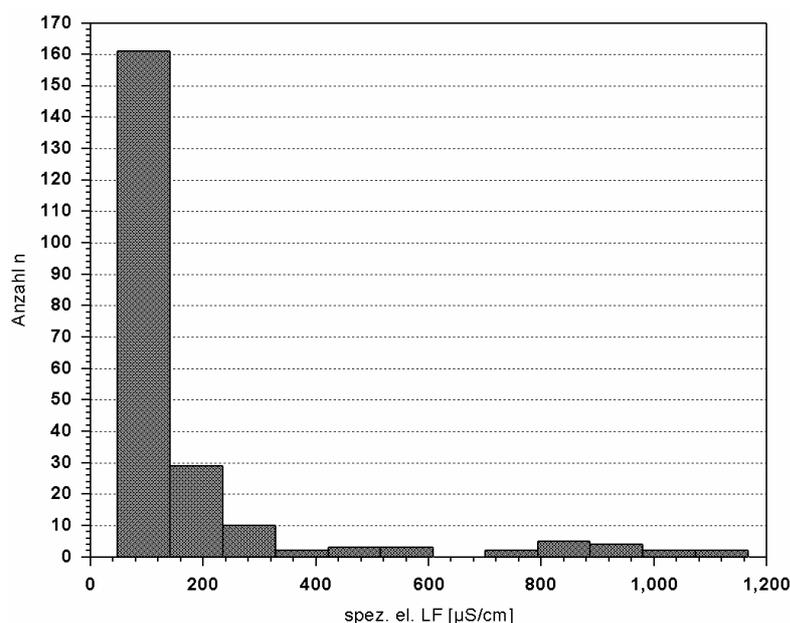
Typ 2: Wässer mit κ -Werten von 80 bis $300 \mu\text{S/cm}$

Typ 3: hoch mineralisierte (Thermal-) Wässer mit κ -Werten von 300 - $1100 \mu\text{S/cm}$

Typ 1 entspricht dabei im Wesentlichen den Niederschlagswässern, die, wenn überhaupt, nur sehr kurze Zeit im Untergrund verweilen und damit nur wenig gelöste Inhaltsstoffe aufweisen. Ein Großteil der Oberflächengewässer, der Sickerwässer und der kalten Grundwässer lassen sich dieser Gruppe zuordnen.

Typ 2 weist sich im Vergleich zu Typ 1 durch signifikant erhöhte κ -Werte aus. Die Ursache der erhöhten Mineralisierung ist bei den Oberflächengewässern der Einfluss durch hochmineralisierte Thermalwässer, wie beispielsweise beim Río Nilahue und beim Río Contrafuerte, und in einigen Quell- und Sickerwässern durch den erhöhten Stoffaustrag aus jungen vulkanischen Förderprodukten wie zum Beispiel im Bereich um den Mirador-Stratovulkan und dem Carrán-Maar zurückzuführen. Darüber hinaus führen bei langsam fließenden Oberflächengewässern mit geringen Abflussmengen Evaporationseffekte zu einer Erhöhung des Mineralisierungsgrades.

Typ 3 beinhaltet die Thermalwässer, die je nach Ursprung und Verdünnungsgrad mit kaltem, oberflächennahem Grundwasser, schwankende κ -Werte bis knapp über 1 mS/cm aufweisen. Aber selbst die Höchstwerte fallen im Vergleich zu anderen Thermalwässern, die häufig κ -Werte von mehreren Milli-Siemens pro Zentimeter haben, eher moderat aus. Das Histogramm der κ -Werte (Abb. 47) zeigt, dass der Großteil der 223 gemessenen Wässer nur eine geringe Mineralisierung aufweist. Lediglich ein paar Thermalwässer, die nur wenig durch oberflächennahes Grundwasser verdünnt werden, erreichen κ -Werte $> 700 \mu\text{S/cm}$.



Nach dieser Voruntersuchung wurden von ausgewählten Wässern Proben entnommen und einer detaillierten hydrochemischen Analyse unterzogen.

Abb. 47: Histogramm der κ -Werte der Wässer im Arbeitsgebiet.

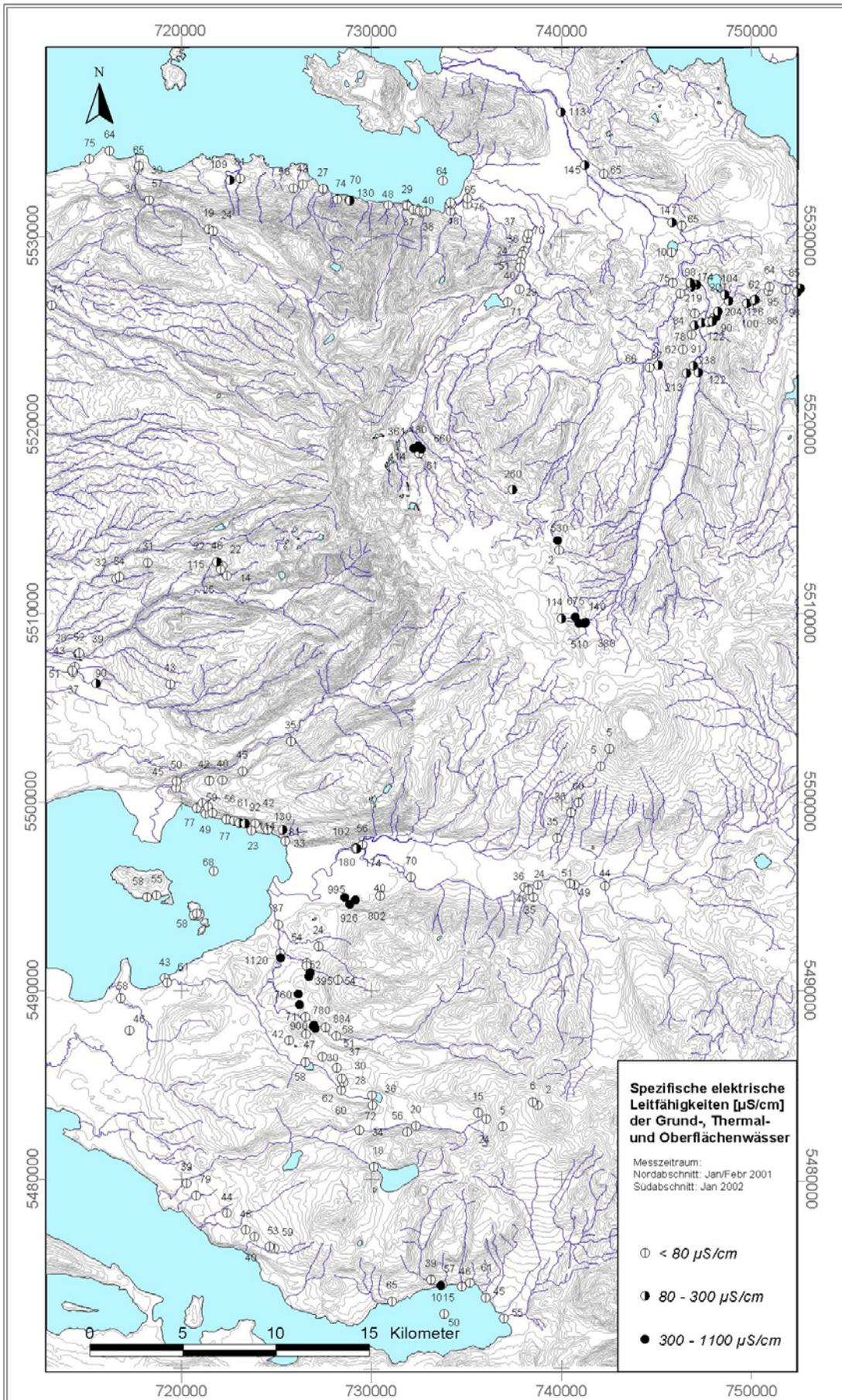


Abb. 48: Übersicht der gemessenen κ -Werte der Quellen und Oberflächengewässer.

6.3 Klassifizierung der Wässer

Die chemische Eigenschaft des (Grund-)Wassers wird im Wesentlichen durch den mineralogischen Aufbau der durchflossenen Matrix, den Partialdruck und die Zusammensetzung der Gasphase, den pH-Wert und das Redox-Potential der Lösung sowie deren initiale Beschaffenheit bestimmt. Darüber hinaus können biologische Vorgänge eine wichtige Rolle spielen. Mit Hilfe des PIPER-Diagramms (PIPER 1944) lassen sich Ionenverhältnisse verschiedener Wässer graphisch miteinander vergleichen. Dabei werden lediglich die Hauptionen (in Äquivalentprozent) eines natürlichen Wassers betrachtet. Mehr als 90% der gelösten Stoffe können den acht Ionen Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- und CO_3^{2-} zugeordnet werden (FETTER 2001). In der Raute des PIPER-Diagramms sind die Alkali-Ionen (Na^+ , K^+) und Erdalkali-Ionen (Ca^{2+} , Mg^{2+}) entlang der einen Rautenachsenrichtung antiparallel zueinander aufgetragen. Entlang der anderen Rautenachsenrichtung sind einerseits SO_4^{2-} - und Cl^- -, andererseits HCO_3^- - und CO_3^{2-} -Ionen antiparallel gegeneinander aufgetragen. Daneben sind unterhalb der Raute im linken Dreieck die Kationenverhältnisse und im rechten Dreieck die Anionenverhältnisse gesondert dargestellt und ermöglichen somit eine detailliertere Betrachtung möglicher Einflussfaktoren.

Das PIPER-Diagramm der Wasserproben vom Januar/Februar 2001 (Abb. 49) zeigt eine deutliche Differenzierung. Die Oberflächenwässer und kalten Grundwässer lassen sich eindeutig als Hydrogenkarbonat-Typ klassifizieren. Im Vergleich zu den Thermalwässern sind sie reicher an Erdalkalien. Die Thermalwässer unterscheiden sich entsprechend ihrer Herkunft vor allem im Hinblick auf ihre Anionenzusammensetzung. Die Wässer der Termas de Puyehue weisen im Vergleich zu denen von Cordon Caulle höhere Chloridanteile auf. Die Thermalwässer des Cordon Caulle Bereichs sind Hydrogenkarbonat-dominiert, weisen aber auch höhere Sulfatkonzentrationen auf. Die Probe, die fast ausschließlich Sulfat als Anion aufweist, stammt aus einem hydrothermal alterierten Bereich mit starker Sulfataren-Tätigkeit und stellt ein von der Gasphase erhitztes, saures Wasser dar, in dem sich zunächst H_2S gelöst hat und anschließend zu SO_4^{2-} oxidierte. Die Größe der Symbole innerhalb der Raute ist proportional zur Leitfähigkeit und somit zum Grad der Salinität der Wasserprobe.

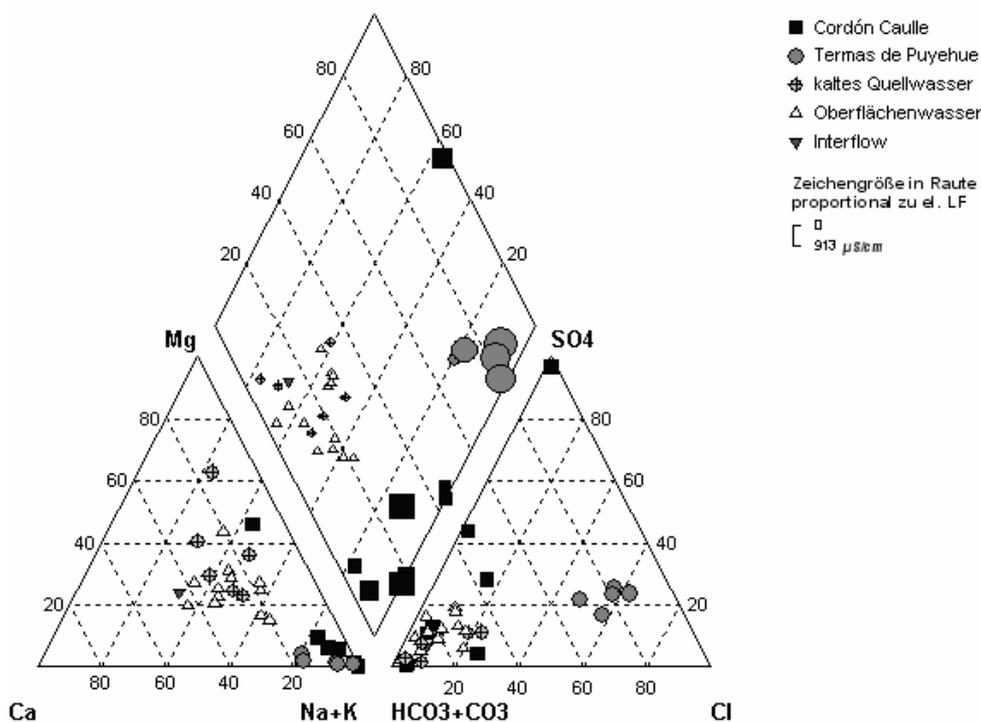


Abb. 49: PIPER-Diagramm der Wasserproben (Januar / Februar 2001) (in meq%).

Ein ähnliches Bild zeigen die Wasserproben vom Januar / Februar 2002 (Abb. 50). Aus dem Cordón Caulle Gebiet wurde lediglich eine Vergleichsprobe zu den Ergebnissen des Vorjahres bestimmt. Die Gruppierung und Differenzierung ist, sowohl hinsichtlich der Lösungsfrachten (im Diagramm als el. LF bezeichnet), als auch der hydrochemischen Klassifizierung gut sichtbar.

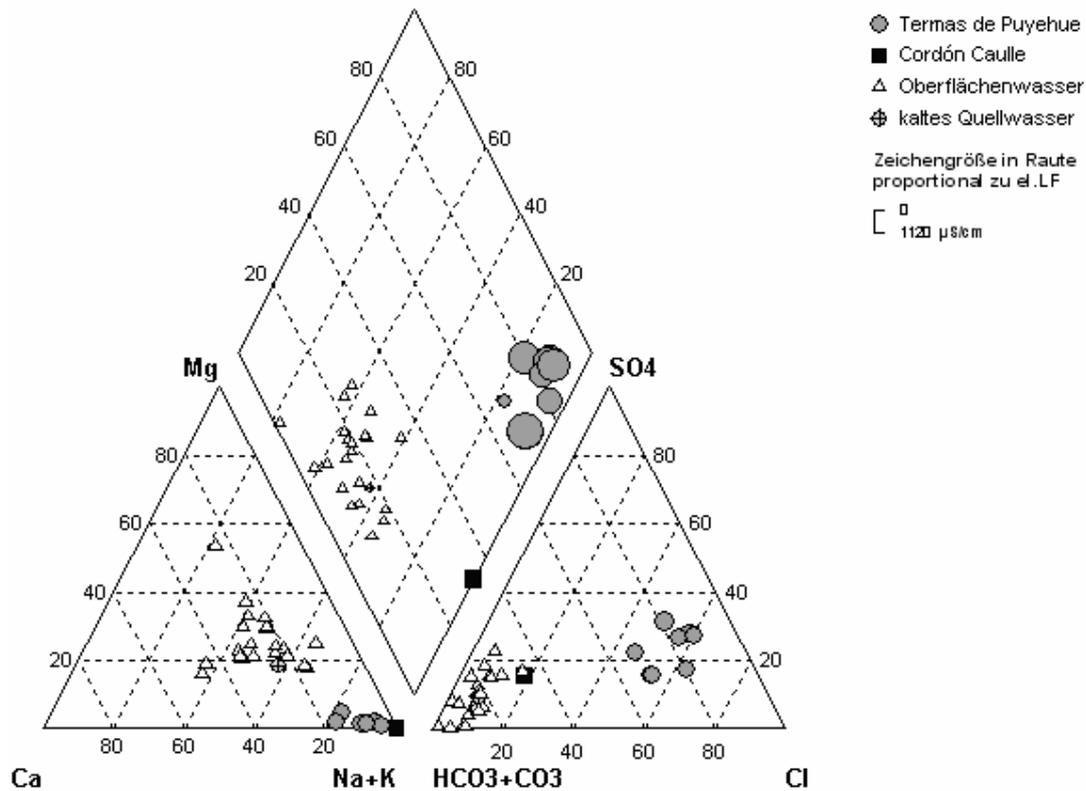


Abb. 50: PIPER-Diagramm der Wasserproben (Januar / Februar 2002) (in meq%).

Bei allen Wasserproben handelt es sich entsprechend der Klassifikation von DAVIS & DE WIEST (1967) um Süßwasser. Die einzelnen Proben lassen sich folgenden Typen zuordnen (Tab. 22 & Tab. 23). Der besseren Übersicht wegen wird auf die Ionenschreibweise verzichtet:

Tab. 22: Klassifizierung der Wasserproben (Januar / Februar 2001).

Typ	Wasserprobe
Na-Cl-HCO ₃ -SO ₄	Pue-03
Na-Cl-HCO ₃	Pue-04
Na-Cl-SO ₄	Pue-05 Pue-05b Pue-07
Ca-Na-Mg-HCO ₃	Pue-08 Pue-16
Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄	Pue-06
Na-Ca-Mg-HCO ₃ -Cl	Pue-13 Pue-17
Na-Ca-Mg-HCO ₃	Pue-01 Pue-02 Pue-12 Pue-14
Na-Ca-HCO ₃	Pue-18 Pue-22 Pue-24
Na-Mg-HCO ₃	Pue-09 Pue-10 Pue-11 Pue-19 Pue-23
Mg-Ca-Na-HCO ₃	Pue-20
Mg-Na-SO ₄	CC-08

Fortsetzung Tab. 22

Mg-HCO ₃	Pue-21
Na-HCO ₃ -SO ₄	CC-04
Na-CO ₃ -SO ₄	CC-07
Na-HCO ₃ -Cl	CC-03
Na-HCO ₃	CC-01 CC-02 CC-05
Na-CO ₃	CC-06

Tab. 23: Klassifizierung der Wasserproben (Januar / Februar 2002).

Typ	Wasserprobe
Na-Cl-HCO ₃ -SO ₄	Pue-03-02
Na-Cl	Pue-04-02
Na-Cl-SO ₄	Pue-35-02 Pue-05b-02 Pue-05-02* Pue-07-02 Pue-05-02
Ca-Na-HCO ₃	Pue-06-02 Pue-25-02
Na-Mg-Ca-HCO ₃	Pue-19-02 Pue-27-02 Pue-29-02 Pue-37-02
Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄	Pue-26-02
Na-Ca-Mg-HCO ₃	Pue-30-02 Pue-28-02
Na-Ca-HCO ₃	Pue-31-02 Pue-33-02
Na-Mg-HCO ₃	Pue-34-02
Na-HCO ₃	Pue-36-02

Pue-05-02 = Vergleichsprobe vom 6.2.2002*

Bei der Interpretation und Klassifikation der hydrochemischen Daten der Thermalwässer wird auf gesonderte Verfahren zurückgegriffen (siehe Kapitel 6.6).

Betrachtet man die statistische Verteilung der Ionenbilanzen (Abb. 51), so lässt sich zunächst ein Ausreißer eliminieren, der mit -32,6 % (Pue-34-02) diese Probe für weitere Betrachtungen unbrauchbar macht. Vermutlich liegt dies an einer fehlerhaften Bestimmung des m-Wertes im Gelände (Ablese- oder Übertragungsfehler).

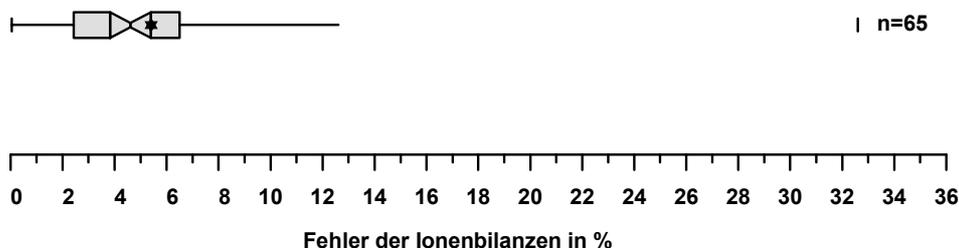


Abb. 51: Boxplotverteilung der Fehler in den Ionenbilanzen der Wasserproben.

Lässt man diesen Ausreißer außer Acht, so zeigt sich, dass die Größe des Fehlers in der Ionenbilanz für einen Großteil der Proben in dem Toleranzbereich von max. 5% liegt (Abb. 52). Gute Ionenbilanzen liefern vor allem die höhermineralisierten Thermalwässer. Dagegen machen sich bei

den gering mineralisierten Wässern beispielsweise analytische Ungenauigkeiten in der Ionenbilanz stärker bemerkbar. Die im Histogramm aufgeführten Fehler beruhen auf gemessenen Analysenwerten ohne Berücksichtigung des Vertrauensbereiches. Lediglich bei drei Proben mit Fehlern von $> 15\%$ muss ebenso wie beim Ausreißer von Pue-34-02 von Fehlern bei der Probennahme oder Analytik ausgegangen werden. Interessant ist zudem der hohe Ionenbilanzfehler des Río Contrafuerte, der trotz relativ hoher κ -Werte von $> 120 \mu\text{S}/\text{cm}$ in beiden Jahren ca. 16% ausmachte. Eventuell können im Wasser vorhandene geladene organische Komplexe oder andere, bei der Analytik nicht berücksichtigte Parameter dafür verantwortlich gemacht werden.

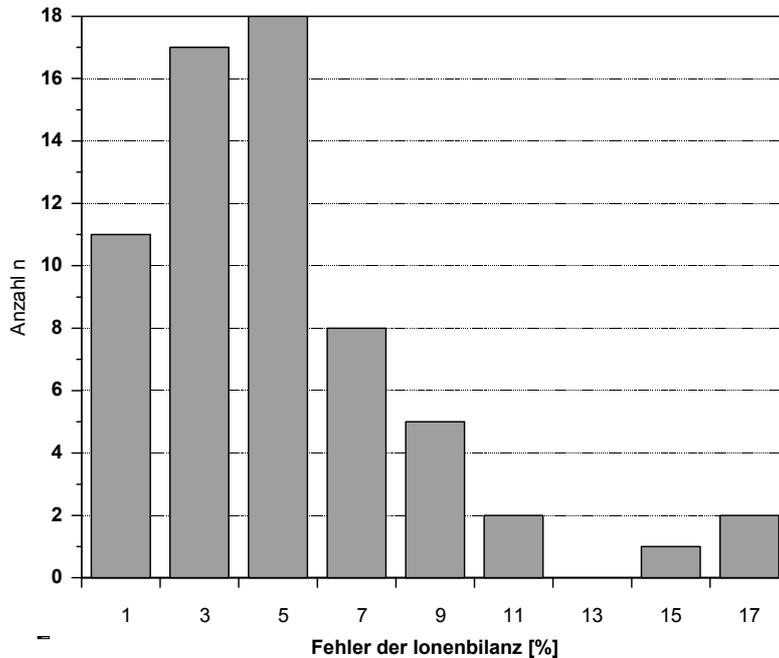


Abb. 52: Histogramm der Ionenbilanzen.

6.4 Kaltes Grund-, Sicker- und Oberflächenwasser

Die chemische Zusammensetzung der kalten Grund-, Sicker- und Oberflächenwässer wird vor allem durch die mineralogische Zusammensetzung der Bodenschichten und der oberflächennahen Lithologie bestimmt. Das Oberflächenwasser kann als eine Mischung aus wiederausgetretenem Grundwasser und unmittelbarem, oberirdischem Abfluss angesehen werden (MATTHESS 1994). Die Wässer werden im weiteren Text zusammenfassend als „kalte“ Wässer bezeichnet und weisen Temperaturen von $< 20^\circ\text{C}$ auf.

Die κ -Werte liegen zum Großteil zwischen $30\text{--}75 \mu\text{S}/\text{cm}$ (Abb. 53) und sind somit gering mineralisiert. Der Maximalwert stammt aus dem Río Nilahue, der einen großen Bereich des Cordón Cauile Plateaus entwässert.

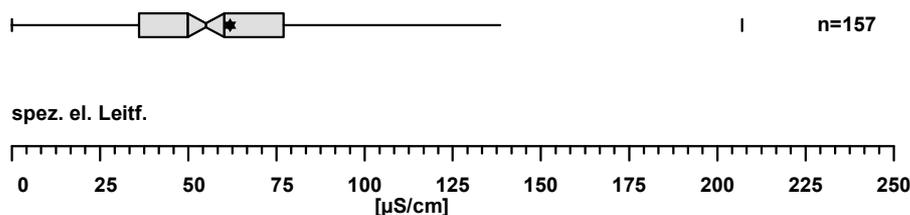


Abb. 53: Boxplotdarstellung der κ -Werte der kalten Wässer.

Die pH-Werte sind zum Großteil neutral bis schwach alkalisch (Abb. 54). Der Anstieg des pH-Werts im Vergleich zum leicht sauren Niederschlagswasser beruht auf den relativ hohen Gehalten an NaHCO_3 in den Sicker- und Grundwässern. Daneben führt der hohe CO_2 -Gehalt der Bodenluft zu einer erhöhten HCO_3^- -Konzentration im Sickerwasser, was den pH-Wert aufgrund der Protonenbindung ebenfalls in den basischen Bereich verschiebt (HÖLTING 1992).

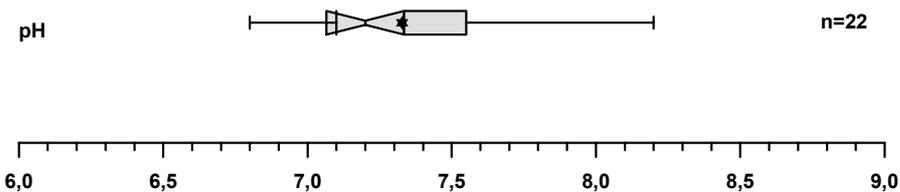


Abb. 54: Boxplotdarstellung der pH-Werte der kalten Wasserproben (Januar / Februar 2002).

Einen regionalen Überblick über die Lokationen der Wasserprobenentnahme sowie die Zusammensetzung der Hauptinhaltsstoffe geben die „Pie-Chart“- bzw. UDLUFT-Diagrammdarstellungen in Abb. 55 sowie in Abb. 56. Im äußeren Kreisring sind dabei die Hauptkationen und -anionen in deren äquivalentprozentualen Anteil aufgetragen. Die Größe des Kreisradius ist linear zum Lösungsinhalt bzw. in diesem Fall zum κ -Wert, was lediglich der ionisierten Lösungsfracht entspricht. Der Radius des Innenkreises ist proportional zum Anteil der gelösten Kieselsäure. In den gering mineralisierten Oberflächengewässern und kalten Grundwässern entspricht der halbe Radius des Gesamtkreises einer maximalen Kieselsäurekonzentration von 100 mg/L. Aus den Abbildungen wird deutlich, dass sich die Gesamtkonzentrationen in den Oberflächenwässern und kalten Grundwässern zum Teil erheblich voneinander unterscheiden. Gleichzeitig zeichnet sich eine Dominanz von Hydrogenkarbonat bei den Anionen ab. Bei den Kationen dagegen lässt sich keine dominierende Spezies ermitteln. Unterscheidet man diese Wässer nach Herkunft, so lassen sich dennoch erkennbare Unterschiede feststellen. Die Wässer, die einem Einzugsgebiet mit Thermalwassereintrag entstammen, weisen höhere Alkalianteile, vor allem an Na^+ , auf, wo hingegen die restlichen Wässer tendenziell höhere Erdalkali-Anteile besitzen. Auch die Kieselsäurekonzentrationen sind in diesem Fall zum Teil erhöht. Zu beachten ist, dass die Anteile auch aufgrund entsprechender Bodenbildungsprozesse bzw. frisch abgelagerter vulkanischen Depositionen variieren können.

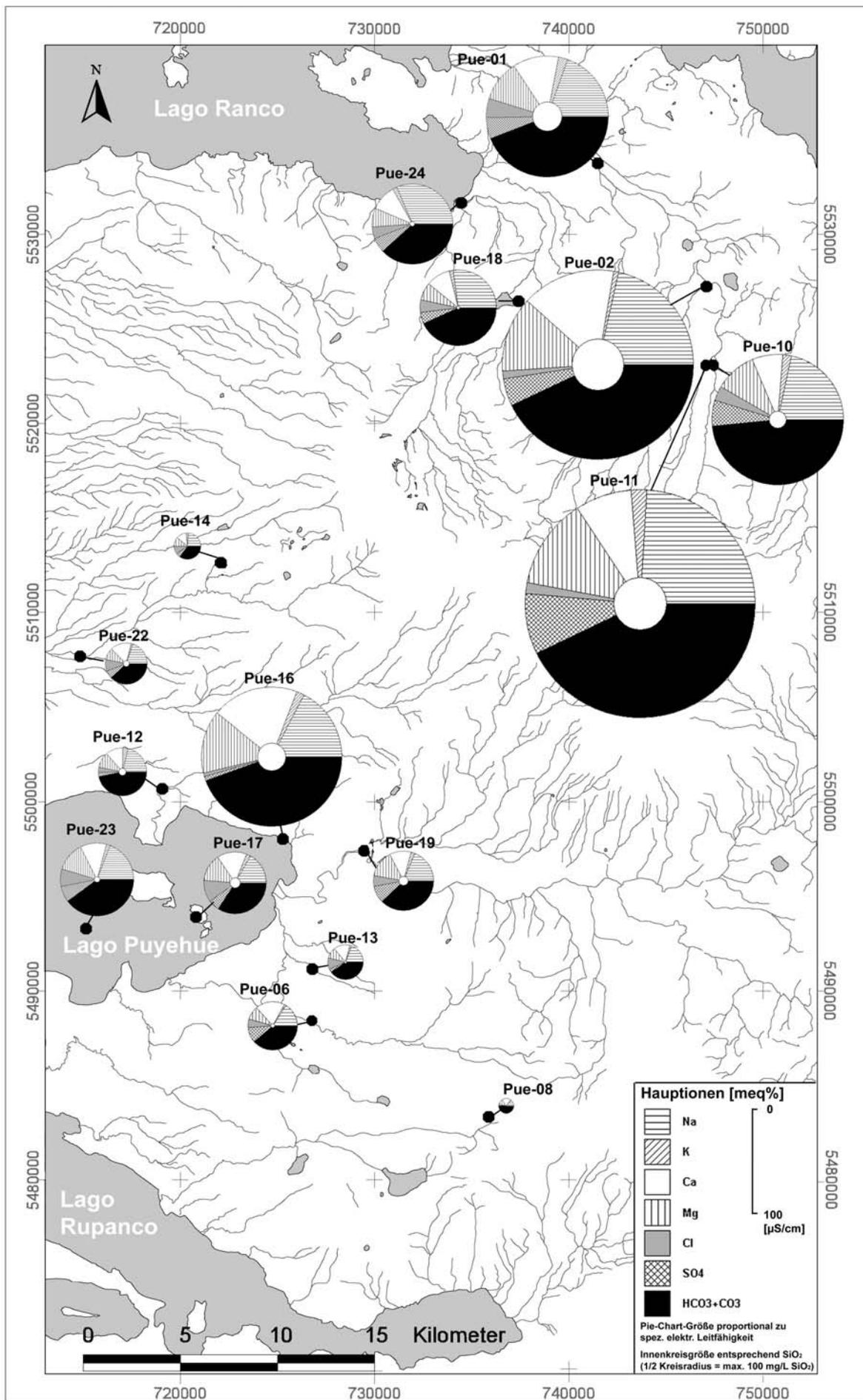


Abb. 55: Lokation und Beschaffenheit der kalten Wasserproben (Januar / Februar 2001).

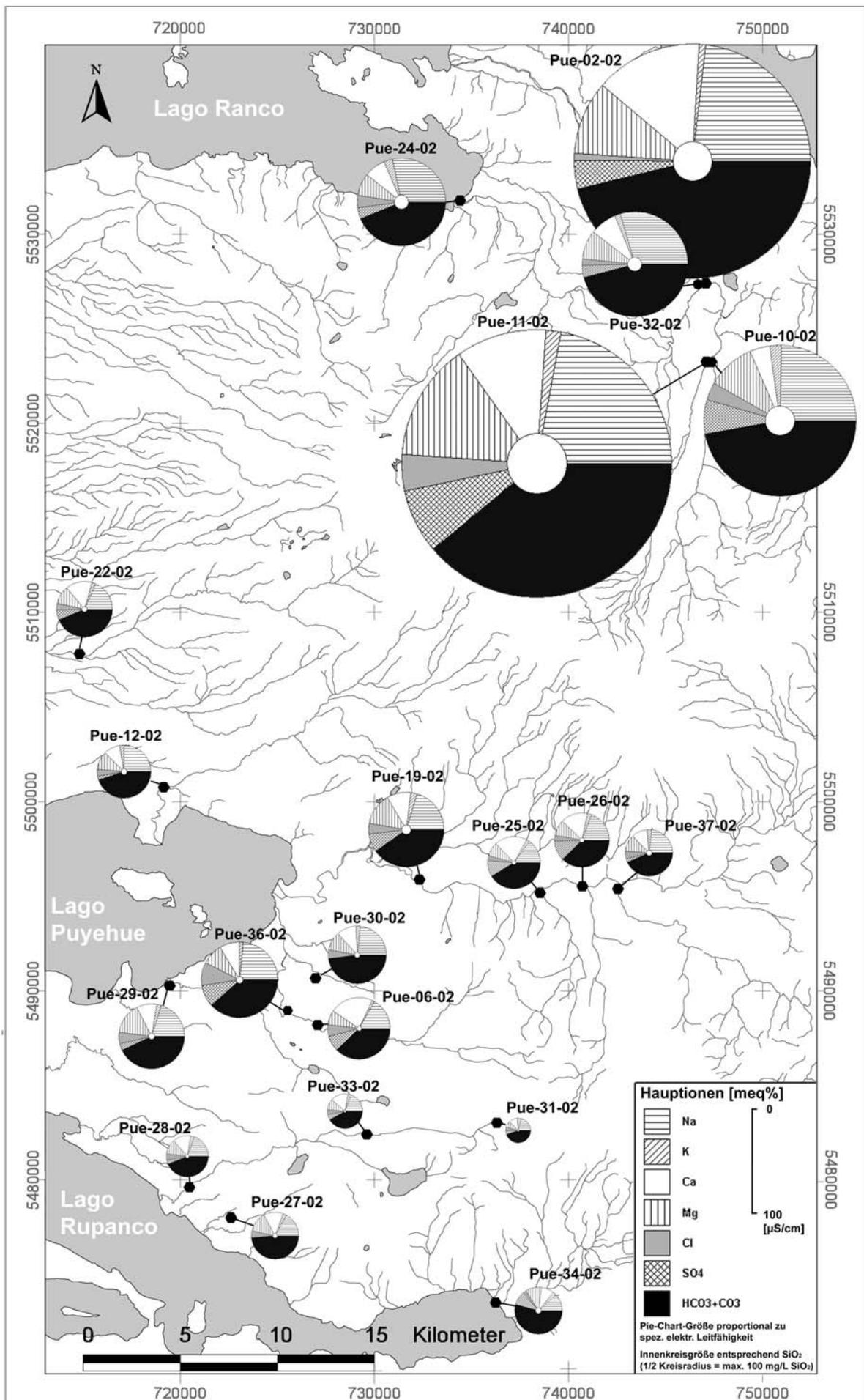


Abb. 56: Lokation und Beschaffenheit der kalten Wasserproben (Januar / Februar 2002).

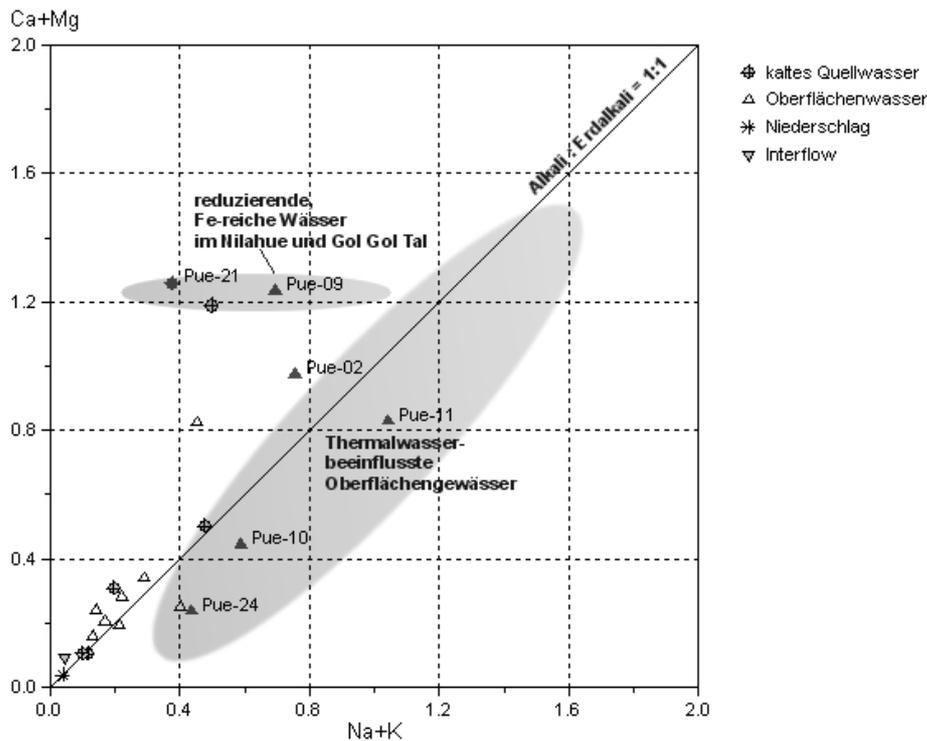


Abb. 58: Alkali- gegen Erdalkali-Ionen der kalten Wasserproben (Januar / Februar 2001) (in meq/L).

Die wenig beeinflussten kalten Grundwässer oder Oberflächenwässer liegen ausgehend vom Niederschlag entlang der Linie, die ein Alkali-Erdalkali-Verhältnis von 1:1 darstellt oder driften leicht in den Bereich höherer Erdalkalianteile. Bereits im Interflow lässt sich dieser Trend erkennen. Die Auslaugung von Ca^{2+} und Mg^{2+} aus dem Boden, also der erhöhte Basenaustrag, spiegelt sich im Chemismus dieser Wässer wider. Hohe Allophangehalte bei schwach saurem pH-Wert führen zu einer Erhöhung der Anionen- und einer Verminderung der Kationenaustauschkapazität. Die Proben Pue-21 und Pue-09 stammen aus Fe-reichen, reduzierenden Wässern aus dem Nilahue Tal. Die ebenfalls in diesem Bereich plottende Probe stammt von Quell- bzw. Sickerwässern an einem Uferstreifen des Río Gol Gol, wo ebenfalls Fe-Ausfällungen auftreten. Diese Wässer weisen in ihrer Charakteristik auf die Lösung junger Fe-reicher Ascheablagerungen und anschließender Ausfällung von Fe-Hydroxiden hin. Auch im Gebiet des Zusammenstroms des Río Contrafuerte und des Río Nilahue, wo rotbraune Fe-Hydroxide die gesamten Flussschotter überziehen, lassen sich erhöhte Erdalkali-Anteile im Wasser beobachten.

Ein ähnliches Bild zeigen die Wasserproben aus dem Januar 2002 (Abb. 59). Insgesamt weisen vor allem die Proben der Oberflächengewässer aufgrund einer Trockenwetterphase im Vergleich zum Vorjahr erhöhte Ionenkonzentrationen auf. Auch ein geringerer Eintrag von Schmelzwasser kann in der Probe Pue-11 deutlich beobachtet werden. Die Veränderung der Kationenverhältnisse der Oberflächengewässer durch den Hinzutritt von Thermalwasser kann gut an der Veränderung im Río Chanleufu betrachtet werden. Probe Pue-06-02 stammt aus dem Fluss oberstromig des Thermalwasserzutritts von Aguas Calientes. Entsprechend treten höhere Alkali-Anteile im Abstrom dieses Zutritts (Pue-36-02) in Erscheinung.

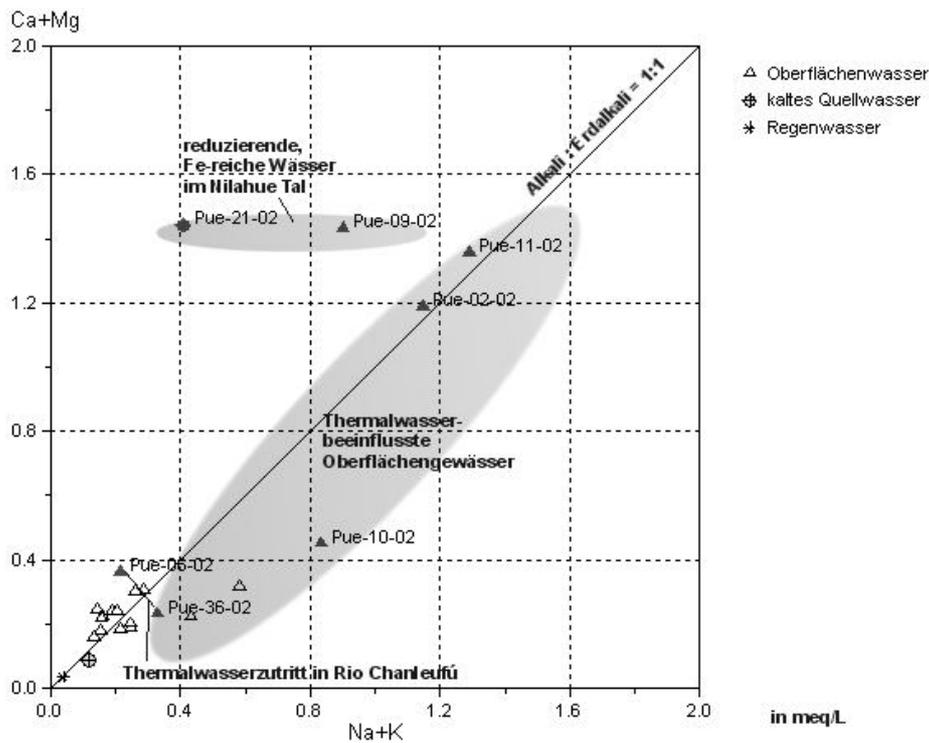


Abb. 59: Alkali- gegen Erdalkali-Ionen der kalten Wasserproben (Januar / Februar 2002) (in meq/L).

Die Cl⁻-Konzentrationen (Abb. 60) liegen bei einem Großteil der Proben zwischen 1 und 3 mg/L. Auch die Sulfatkonzentrationen streuen nur in einem sehr eng begrenzten Bereich (1-6 mg/L), jedoch machen sich Einträge von Thermalwasser bereits in dem etwas verlängerten Abschnitt zwischen 3. Quartile und Maximalwert bemerkbar (Abb. 60). Über einen sehr breiten Konzentrationsbereich sind dagegen die HCO₃⁻-Gehalte verteilt. Zum einen spiegelt dies die HCO₃⁻-Genese über den Eintrag von Boden-CO₂ wider. Zum andern treten an den Thermalquellen oft HCO₃⁻-reiche Wässer aus, was sich dann auch in den hohen HCO₃⁻-Gehalten der vom Thermalwasser beeinflussten Oberflächenwässer zeigt.

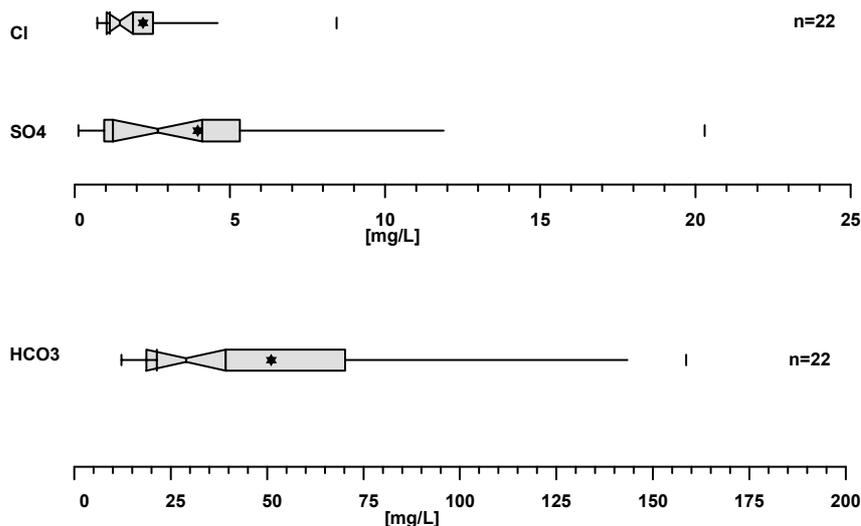


Abb. 60: Boxplotdarstellung der Anionenkonzentrationen der kalten Wasserproben (Januar / Februar 2002).

Bei den ungeladenen Inhaltsstoffen erreichen vor allem die Kieselsäurekonzentrationen Werte zwischen 12 - 45 mg/L (Abb. 61). Die Konzentrationen liegen im Schnitt etwas über dem von DAVIS (1964) angegebenen Medianwert für kalte Grundwässer von 17 mg/L. Da die pH-Werte neutral bis schwach alkalisch sind, liegt der Großteil des gelösten Siliziums als Monokieselsäure (H_4SiO_4) vor.

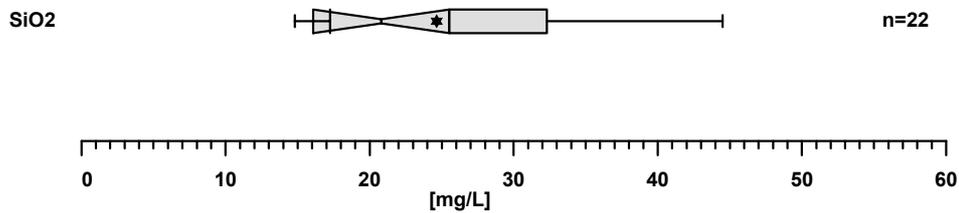


Abb. 61: Boxplotdarstellung der Kieselsäurekonzentrationen der kalten Wasserproben (Januar / Februar 2002).

Die höheren Werte sind auf die Bodenmatrix aus vulkanischem Material zurückzuführen. Vor allem Material, das reich an vulkanischem Glas ist oder wie Bimsstein eine große innere Oberfläche aufweist, besitzt ein hohes Potential, Kieselsäure freizusetzen. Von BÖHM (2003) durchgeführte Versuche zur Eluierbarkeit (Batch-Versuche) zeigen, dass hauptsächlich feinkörniges Probenmaterial (Feinasche, Bimsstein) sowie Material aus dem A_h- und B-Horizont erhöhte Mengen an Kieselsäure (max. 12 mg/L) freisetzen. Daneben spielt in einigen Fällen der Eintrag von Thermalwässern eine Rolle.

6.5 Beschreibung der Thermalquellen und Fumarolenfelder

Die geologische Übersichtskarte in Abb.15 zeigt das Auftreten der Thermalwässer innerhalb der jeweiligen vulkanischen Gruppen.

6.5.1 Antillanca-Casablanca Gruppe

Baños de Rupanco

Die Baños de Rupanco befinden sich am NE-Ufer des Lago Rupanco (E 733985, N 5473430, Höhe 120 m ü. NN) und wurden erstmals 1869 entdeckt (RISO 1924). Der Strandbereich ist am besten mit einem Boot vom See aus erreichbar. Die Quellen am Ufer treten diffus aus dem Sand hervor. Quartäre pyroklastische Ablagerungen sowie Moränen bedecken dort das miozäne Intrusivbasement, das am Nordufer des Lago Rupancos vereinzelt aufgeschlossen ist (siehe geol. Karte Anhang 20). Das austretende Thermalwasser mischt sich mit dem Seewasser. Je tiefer man im Sandstrand gräbt, desto heißer und höher mineralisiert sind die Thermalwässer. In der Literatur werden Wassertemperaturen von 55-88°C angegeben (PÉREZ 1997, 1999). Die Wässer sind somit dem hyperthermalen Temperaturbereich zuzuordnen. Bei einer Probenahme (Wasserprobe Pue 35-02) am 5. Februar 2002 konnte eine maximale Temperatur von 63,6°C gemessen werden. Die Verdünnung durch infiltrierendes Oberflächenwasser war zu diesem Zeitpunkt sehr gering, da Trockenwetterverhältnisse herrschten und der Seespiegel des Lago Rupanco sehr niedrig war. Aufgrund des flächenhaften Zutritts unmittelbar im Strandbereich lässt sich die gesamte Schüttung nur schwer abschätzen. Literaturwerte von < 1l/s (PÉREZ 1999) erscheinen jedoch angesichts der Tatsache, dass im gesamten Strandbereich Heißwasseraustritte zu verzeichnen sind, als zu gering, zumal mit einem Zutritt von Thermalwasser unterhalb des Seewasserspiegels gerechnet werden muss. Ein schwacher H₂S-Geruch konnte im Uferbereich wahrgenommen werden. Das Auftreten von CO₂-Gasbläschen konnte im Februar 2002 nicht beobachtet werden.

Baños Aguas Calientes

Die Thermalquellen von Aguas Calientes (E 727456, N 5487329, Höhe 475 m ü. NN) stellen die Hauptattraktion im Puyehue Nationalpark dar und werden dementsprechend stark von Touristen aufgesucht. Alle Quellen treten innerhalb der alluvialen Talfüllung hervor. Wobei das Wasser primär entlang von Störungen im Basement aufsteigt. 400 m flussabwärts von Aguas Calientes ist bei den *Salto de Chanleufú* dioritisches Basement aufgeschlossen, das im Talbereich bei Aguas Calientes die Basis unterhalb der fluviatilen Ablagerungen darstellt. Neben den gefassten Warmwasseraustritten (Wasserprobe Pue-05), die ein Hallenbad sowie ein Freibad direkt neben dem Fluss Chanleufú speisen, sind auch mehrere natürliche Warmwasseraustritte (Wasserprobe Pue-05b) im Kiesbett des Flusses zu beobachten.

Aus den kleinen Quelltopfen im Kiesbett steigen kleine Gasbläschen auf, die vermutlich aus der Entgasung des geothermalen Reservoirs entstammen. Trotz der starken Verdünnung und Abkühlung durch Mischung mit Fluss- bzw. oberflächennahem Grundwasser konnten am 6. Februar 2002 Maximaltemperaturen von 65°C gemessen werden. Die hyperthermalen Wässer unterliegen Temperaturschwankungen von 40 bis 75°C (PÉREZ 1999), wobei die hohen Temperaturen bis 75°C während der 80er Jahren gemessen wurden (mündl. Mitt. CONAF). Die Wässer des Hallenbads werden aus einem Quellschacht unmittelbar neben dem Río Chanleufú herausgepumpt. Während der Nacht wird die Pumpleistung verdoppelt, wodurch mehr kaltes Oberflächenwasser in den Quellbereich infiltriert. Im Quellschacht von Aguas Calientes wurde im Januar 2002 ein Datenlogger zur kontinuierlichen Messung der Temperatur- und des κ -Wertes installiert. Beim Tagesgang (Abb. 62) zeigt sich, dass die Temperatur des gepumpten Wassers um ca. 10°C abnimmt, da zusätzlich durch den Pumpvorgang ein signifikanter Anteil an Uferfiltrat des Río Chanleufú mit einer Wassertemperatur von ca. 12°C hinzutritt. Abb. 63 zeigt die Temperaturschwankungen während eines Zeitraums von ca. drei Wochen im Januar/Februar 2002. Die Maximalamplituden der Temperaturänderungen (Strichlinien) lassen sich auf die Zumischung von kaltem Wasser entsprechend der Pumprate zurückführen. Die durchgezogene Trendlinie zeigt eine durchschnittliche Wassertemperatur im Quellschacht von ca. 55°C. Die geringen Abnahmen lassen sich teilweise mit schwachen Niederschlagsereignissen sowie mit geringeren Tageshöchstlufttemperaturen korrelieren. Es sind

jedoch auch erhöhte Fördermengen für die Abnahme verantwortlich, wie sich mit Beginn des Ferienmonats Februar zeigt. Während der Wintermonate mit extrem hohen Niederschlägen sinkt die Temperatur der austretenden Wässer stark ab. Zeitweise wird der Quellschacht sogar vom Flusswasser überflutet (mündl. Mitt. CONAF).

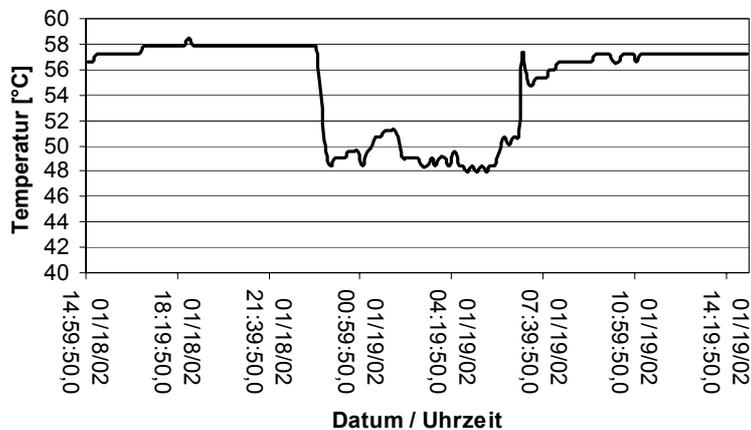


Abb. 62: Tagesverlauf der Wassertemperaturen im Quellschacht von Aguas Calientes (18.-19.01.2002).

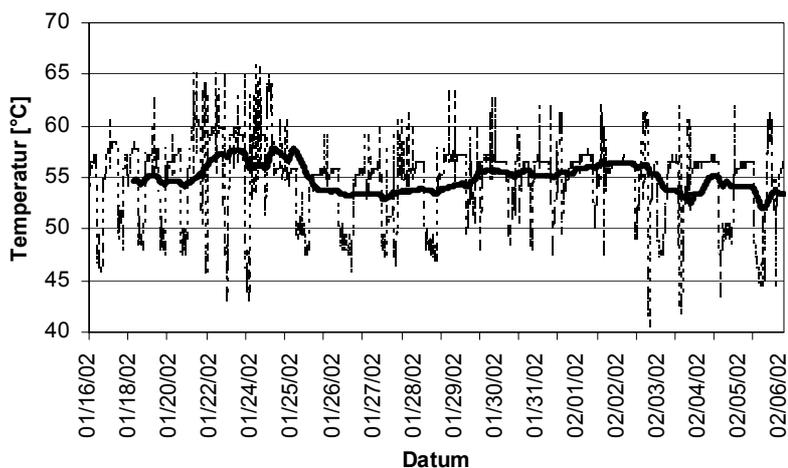


Abb. 63: Verlauf der Wassertemperaturen im Quellschacht Aguas Calientes (16.1.-6.2.2002).

Termas de Puyehue

Die Thermalquellen von Puyehue (E 726623, N 5488751, Höhe 275 m ü. NN) zählen zu den bekanntesten Bädern Chiles. Erste Berichte stammen bereits aus der Zeit der spanischen Eroberer. Die Thermalwässer wurden jedoch bereits von den Ureinwohnern dieser Region genutzt. Wiederentdeckt wurden sie 1851 von Hermenjildo Molina (RISO 1924). Die Termas de Puyehue bestehen aus einem Bäderbetrieb mit mehreren Warmwasserbecken, Saunen, Schlambäder sowie einem Luxushotelkomplex. Neben einigen Brunnen sind auch gefasste Quellbereiche vorhanden, aus denen die Wasserproben stammen. Der Bereich ist nicht frei zugänglich und wird von den Betreibern des Thermenkomplexes kontrolliert. Die Temperatur der insgesamt fünf Thermalquellen und -brunnen des Puyehuebades schwanken zwischen 53 und 61°C, sind also dem hyperthermalen Temperaturbereich zuzurechnen und erreichen laut Literaturangabe einen Maximalwert von 77°C (PÉREZ 1999). Während des Beobachtungszeitraums wurde an einer gefassten Quelle (Wasserprobe Pue-07) Maximaltemperaturen von 58°C gemessen. Die Gesamtschüttung der Quellen beträgt 1 bis 5 l/s (PÉREZ 1997, 1999). Neben zwei gefassten Brunnen entspringen zwei Quellen aus pleistozänen Tuffen

und eine weitere aus dem Übergangsbereich zwischen Bodenschicht und Moränenmaterial bzw. fluviatilen Ablagerungen. Die etwas weiter im Tal in Richtung Lago Puyehue liegende Abfüllstation der *Agua Mineral de Puyehue* (E 725605, N 5491135, Höhe 220 m ü. NN), welche im Jahr 2000 errichtet wurde und dem Thermenkomplex angegliedert ist, besitzt einen Brunnen mit einer Tiefe von 175 m und weist eine Wassertemperatur von 35°C auf (mündl. Mitt. Betriebsleitung Agua Mineral Puyehue). Weitere Informationen bezüglich des Brunnenausbaus und der Wasserinhaltsstoffe waren leider nicht erhältlich. Da eine Probenentnahme der Wässer direkt nach dem Brunnenausstritt nicht genehmigt wurde, erfolgte die Analytik dieses Wassers aus im Handel erworbenen Wasserflaschen. Das Wasser ist als CO₂-angereichertes oder als „stilles“ Wasser erhältlich. Über weitere Aufbereitungsprozesse waren leider keine Auskünfte zu erhalten, jedoch deuten hohe Arsenkonzentrationen (ca. 100 µg/L) darauf hin, dass das Wasser zumindest bezüglich dieses Parameters keine Aufbereitung erfährt.

Thermalquelle im Río Pichichanleufú

Im Río Pichichanleufú (E 727145, N 5490260, Höhe 330 m ü. NN) lassen sich in kleinen Quelltöpfen an einem seitlichen Prallhangbereich Warmwasserausstritte beobachten, die direkt unterhalb einer Geländekante aus verfestigten fluvio-glazialen Ablagerungen in das Flussbett exfiltrieren. Die gemessene Temperatur von 27-28°C ist aufgrund der starken Verdünnung mit Oberflächenwasser recht niedrig und stellt somit einen hypothermalen Quellbereich dar. Gasblasen konnten während der Probennahme (Wasserprobe Pue-03) im Quelltopf nicht beobachtet werden. Der Quellbereich ist stark von Pflanzen überwuchert. Durch den Zutritt von Thermalwasser verändert sich die chemische Beschaffenheit des Wassers des Río Pichichanleufú zwar nur gering, aber die Arsenfracht reicht aus, dass das Wasser nicht mehr für die ca. 700 m weiter stromabwärts liegende Aufzuchtstation für Junglachse verwendet werden kann. Der κ -Wert steigt von 54µS/cm vor dem Zutritt auf 79µS/cm nach dem Zutritt an. Aus diesem Grund wird für die Fischeaufzucht ein kleiner, vom Thermalwasser unbeeinflusster Nebenbach mit einem κ -Wert von 52 µS/cm herangezogen.

Vertientes y Poza de Pangal

Die Quellen und der Brunnen von Pangal (E 729290, N 5494120, Höhe 200 m ü. NN) befinden sich am Südeinde des Gol Gol Tales unmittelbar unterhalb einer großen Abbruchkante (Farellón), deren Gesteine aus pliozänen bis pleistozänen Ergussgesteinen bestehen. Die internationale Straßenverbindung nach Argentinien verläuft etwa 300 m südlich am Hang oberhalb dieser Thermalquellen. Die ehemalige Infrastruktur wurde durch das Erdbeben von 1960 komplett zerstört (PÉREZ 1999). Danach gerieten diese Quellen zunächst in Vergessenheit, bevor sie nun zu Badezwecken in zwei großen Holztrögen wieder genutzt werden. Neben zwei natürlichen Thermalwasserausstritten wurden im Jahre 1999 vom Club Andino de Osorno zwei Bohrungen abgeteuft, wobei eine dieser Bohrungen aufgrund zu geringer Ergiebigkeit aufgegeben und anschließend verfüllt wurde. Aus der zweiten Bohrung fließt aus einer Tiefe von 64 m bis zu 38°C warmes Wasser artesisch aus. Das Wasser (Wasserprobe Pue-04) befindet sich demnach im Übergangsbereich von hypothermalen zu mesothermalen Temperaturen. Die Schüttung beträgt 2 l/s und die maximale artesische Druckhöhe liegt bei 2,5 m über GOK. Die Bohrung durchteuft zunächst fluviatile Kiese, Sande und Tone, gefolgt von einer schwarzen, sandigen Ascheschicht und einer darunter liegenden Tonschicht, bevor sie an der Grenze zum Festgestein endet. Während des artesischen Ausflusses unterliegen sowohl die Temperatur als auch die κ -Werte starken Schwankungen, was an der unterschiedlichen Zumischung von kaltem, oberflächennahem Grundwasser liegt. Die natürlichen Quellaustritte befinden sich inmitten von morastigem Gelände, das von zahlreichen kleinen Wasserläufen durchzogen ist. Aufsteigende Gasblasen im Quellbereich sind auf den Zersetzungsorganischen Materials und nicht auf geothermale Entgasung zurückzuführen. Mit einer Temperatur von 26-28 °C sind diese Quellwässer beim Austritt an der Erdoberfläche zudem bereits stark abgekühlt. Im vorbeifließenden Bachwasser des Estero Pangal wurde am 21. Januar 2001 eine Temperatur von 12,7°C bei einem κ -Wert von 40µS/cm gemessen, während das artesisch geförderte Thermalwasser einen κ -Wert von rund 900µS/cm aufwies. Die Gesamtfläche, innerhalb derer die Thermalwässer an die Oberfläche gelangen, beträgt mindestens 1500 m² (MORENO 1988). Die Wässer

entspringen vermutlich aus Klüften im dioritischen Basement und steigen durch die darüberliegenden vulkanischen Aschen, fluviatilen Kiese, Sande und Tone zur Oberfläche auf. Innerhalb des oberflächennahen Grundwasserleiters erfahren die Wässer eine starke Verdünnung und Abkühlung.

6.5.2 Cordón Caulle

El Azufral

Die Fumarolen und Solfataren von El Azufral befinden sich unmittelbar im Bereich eines Kraters der Cordón Caulle Spalteneruption von 1960 (E 739800, H 5508200; Höhe 1500 m ü. NN) (Anhang 11). Um die Gasaustritte kommt es zur Ablagerung gelblicher Schwefeldepositionen. Die Fumarolen- und Solfatarentätigkeit ist einer direkten magmatischen Entgasung zuzurechnen. Die Austritte sind eher diffus und erstrecken sich über den gesamten Kraterbereich.

Los Baños (NW Vulkan Puyehue)

An insgesamt zwei Stellen ca. 7 km nordwestlich der Gipfelcaldera des Puyehue Vulkans treten die Thermalquellen von Los Baños an die Oberfläche. Ein Bereich (E 741677, N 5509223, Höhe 1430 m ü. NN) besteht aus einer Linie mehrerer Quelltöpfe, in die neben dem Thermalwasser auch Kaltwasserquellen aus den Bimsteinlagen hervortreten und in die Quelllinie hineinfließen. Die Temperatur dieses Mischwassers betrug am 8. Februar 2001 31°C (Wasserprobe CC-01). Etwa 30 m nördlich dieser Quellaustritte verläuft der Hauptbach, in dessen Bachbett und an dessen nördlichem Ufer sich weitere Heißwasseraustritte befinden (Anhang 11). Die Temperatur dieser Wässer (Wasserproben CC-02) erreicht mit max. 70°C den hyperthermalen Bereich. Gasblasen lassen sich auf dem gesamten Bachquerschnitt beobachten. Der zweite Bereich (E 741484, R 5509460, Höhe 1440 m ü. NN) liegt ca. 200 m stromaufwärts in einem ca. 40 m langen Zufluss. Im Hauptquelltopf wurde eine maximale Temperatur von 47°C ermittelt (Wasserproben CC-03). Die Verdünnung mit kaltem Oberflächenwasser ist in diesem Quelltopf jedoch bereits beträchtlich. Sowohl im Quelltopf als auch im ganzen Seitenarm lassen sich aufsteigende Gasblasen beobachten. Alle Bäche dieses Bereichs entwässern in den Río Nilahue, dessen Chemismus stark von den Thermalwässern geprägt wird.

Las Sopas

Starke Alteration bestimmt das Erscheinungsbild des Bereichs von Las Sopas (E 7408046, N 5513741, Höhe 1530 m ü. NN). Das Fumarolen- und Solfatarenfeld liegt auf dem Hochplateau des Cordón Caulle Rückens und weist in den drei NNE-SSW parallel verlaufenden ca. 30 m tief eingeschnittenen Talbereichen die größten Aktivitäten mit Temperaturen > 90°C auf. Einige Fumarolen sind überhitzt und haben Austrittstemperaturen von mehr als 100°C (Anhang 11). Neben zahlreichen Schlammpfuhlen, Fumarolen und Solfataren lassen sich auch einige kleine Quellaustritte und Quelltöpfe ausmachen. Der Gesamtabfluss betrug im Februar 2001 während einer Schönwetterperiode nur wenige Liter pro Sekunde. Durch den aggressiv sauren Chemismus der Fluide, insbesondere durch die H₂S-Exhalationen, ist das Ausgangsgestein aus vulkanischen Tuffen, Bimssteinen und basaltischen Laven, die aus den Eruptionen von Cordón Caulle entstammen, stark zersetzt und zu sekundären Tonmineralen wie Kaolinit und Smectiten sowie auch zu Alaun alteriert. Das ursprüngliche Gefüge des Gesteins lässt sich häufig noch ausmachen, obwohl der Mineralbestand vollständig zu Fe-Oxiden bzw. -hydroxiden, Sulfiden und den bereits erwähnten Tonmineralen umgewandelt wurde. Der Untergrund ist äußerst instabil und in der unmittelbaren Umgebung der Solfataren lagern sich weißlich-gelbe Depositionen elementaren Schwefels ab. Aufgrund der hohen Niederschläge erreichen diese jedoch keine großen Mächtigkeiten. Die Wässer haben, ebenso wie der Schlamm, sehr niedrige pH-Werte (z.B. Wasserprobe CC-08: pH < 3,5) und hohe Sulfat-konzentrationen (> 300 mg/L). Zudem weisen die kochenden Schlammpfuhle eine intensiv graue Färbung auf. In den Kondensaten der Fumarolen sind die Chloridkonzentrationen sehr niedrig (Kondensatprobe KCC-08: <0,5 mg/L). Die Fluidzusammensetzung deutete im Februar 2001 also nicht auf einen unmittelbar aktiven Vulkanismus hin.

Los Venados

Ebenso wie in Las Sopas ist auch in Los Venados (E 738051, N 5516387, Höhe 1515 m ü. NN) eine starke Fumarolen- und Sulfatarentätigkeit zu beobachten. Im Gegensatz zu Las Sopas zieht hier der aktive und stark alterierte Bereich in nordwestlicher Richtung über eine Hügelkuppe hinweg (Anhang 11). Der geologische Untergrund gleicht im Wesentlichen dem von Las Sopas. Der Gesamtabfluss ist gering (im Februar 2001 ca. 0,1 l/s). Die Maximaltemperatur der Fumarolen betrug 96°C (am Austritt gemessen). Das Wasser einer kleinen Thermalquelle (Probe CC-07) am Außenrand des Alterationsbereichs wies am 11. Februar 2001 eine Temperatur von 30°C und einen pH-Wert von 8,8 auf. Es handelt sich dabei um einen Natrium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Typ mit sehr hohen Kieselsäuregehalten (>350 mg/L). Dieses Wasser entstammt aus oberflächennahem Sickerwasser, welches kurz vor dem Alterationsbereich austritt und durch die aufsteigenden heißen CO₂- und H₂S-Gase bereits erwärmt wurde.

Trahuilco

Das „Geysirfeld“ von Trahuilco ist wohl die eindrucksvollste geothermale Erscheinung dieser Region. Es ist zu Fuß sehr schlecht zugänglich und befindet sich im Zentrum der Cordillera Nevada Caldera (E 732998, N 5518855, Höhe 1010 m ü. NN) unterhalb steil abfallender Basaltwände mitten im dichten Bergwald (Anhang 11). Das Thermalgebiet wird von Quellflüssen des Río Riñinahue durchquert. Während einer Helikopterbeprobungskampagne wurden am 10. Februar 2001 drei Thermalwasser-austritte beprobt. Eine Vergleichsmessung wurde im Januar 2002 entnommen. Geysire, tiefe, intensiv dunkelblaue Quelltopfhöhlen mit Wassertemperaturen nahe dem Siedepunkt und aufsteigenden Gasblasen sowie zahlreiche kleinere Heißwasseraustritte sind auf einigen 100 m² Fläche zu beobachten. Der gesamte Bereich scheint durch hydrothermale Eruptionen geformt zu sein. Die Ausbruchperiodizität des größten Geysirs beträgt ca. 30 sec. bei Ausbruchshöhen von 5-10 m. Das Geysirbecken hat einen Durchmesser von 10 m. Rund um den Geysir sind mächtige Lagen aus Kieselsinter abgeschieden (Anhang 11). Das Wasser vom Natrium-Hydrogencarbonat-Typ des Geysirs (Probe CC-06) weist einen pH-Wert von ca. 9 auf und ist reich an Kieselsäure (>300 mg/L). Die Schüttung beträgt über 30 l/s. Das Wasser einer großen Quelltopfhöhle ca. 200 m nordwestlich des Geysirs (>10 Tiefe, Durchmesser 5 m) mit einer Wassertemperatur von 92°C und einer Quellschüttung von ca. 10 l/s weist ebenfalls einen Natrium-Hydrogencarbonat-Typ Charakter auf (Probe CC-05). Die intensiv blaue Farbe ist auf die Lichtbrechung durch kolloidale Kieselsäure zurückzuführen. Ein starker H₂S-Geruch ist im gesamten Bereich vorhanden. Direkt aus den sandigen Ablagerungen des ca. 50 m nördlich gelegenen Bachbetts entspringen zahlreiche weitere heiße Quellen mit Temperaturen knapp unter 90°C und mit Schüttungen von wenigen Litern pro Sekunde (Probe CC-04). Die geringere Temperatur und die niedrigere Mineralisierung dieser Quellwässer deuten bereits auf eine Vermischung mit kaltem Oberflächenwasser hin. Die chemische Zusammensetzung entspricht, abgesehen von einem in der Relation leicht erhöhten Sulfat- und Magnesiumanteil, im Wesentlichen derjenigen der großen Quellen. Die Lithologie des umgebenden Gesteins besteht vorwiegend aus basaltischen Laven.

6.5.3 Carrán - Los Venados Gruppe

Innerhalb der Carrán - Los Venados Gruppe konnten trotz starker „rezenter“ vulkanischer Aktivität keine Austritte von Thermalwässern beobachtet werden. Auch die Fumarolen, die nach dem Ausbruch des Stratovulkans Mirador im Jahr 1979 an dessen Kraterrand auftraten (mündl. Mitt. LAHSEN), waren in den Jahren 2001 und 2002 nicht mehr aktiv.

6.5.4 Chemische Zusammensetzung der Thermalwässer

Hauptwasserinhaltsstoffe

Die *Pie-Chart* Darstellungen (Abb. 64 & Abb. 65) zeigen die chemische Charakteristik sowie geographische Lokation der untersuchten Thermalwässer zwischen Lago Ranco im Norden und Lago Rupanco im Süden in den Jahren 2001 und 2002. Bei der Betrachtung der Salinität ist auf den veränderten Maßstab im Vergleich zur Darstellung der kalten Wässer (z.B. Abb. 56) zu achten. Zudem entspricht bei der Darstellung der Kieselsäurekonzentrationen im Innenkreis der halbe Radius einer Maximalkonzentration von 500 mg/L SiO₂. Auffallend sind höhere Cl⁻-Gehalte bei den Wässern im Südteil (Antillanca-Casablanca Gruppe) im Vergleich zu den Thermalwässern im Nordabschnitt (Cordón Caulle Gruppe). Die Kationen werden bei fast allen Wässern deutlich von Na⁺ dominiert. Eine Ausnahme bildet die Probe CC-08, die ein saures, SO₄²⁻-dominiertes Wasser darstellt und sich auch durch den hohen Mg²⁺-Anteil deutlich von den übrigen Thermalwässern unterscheidet.

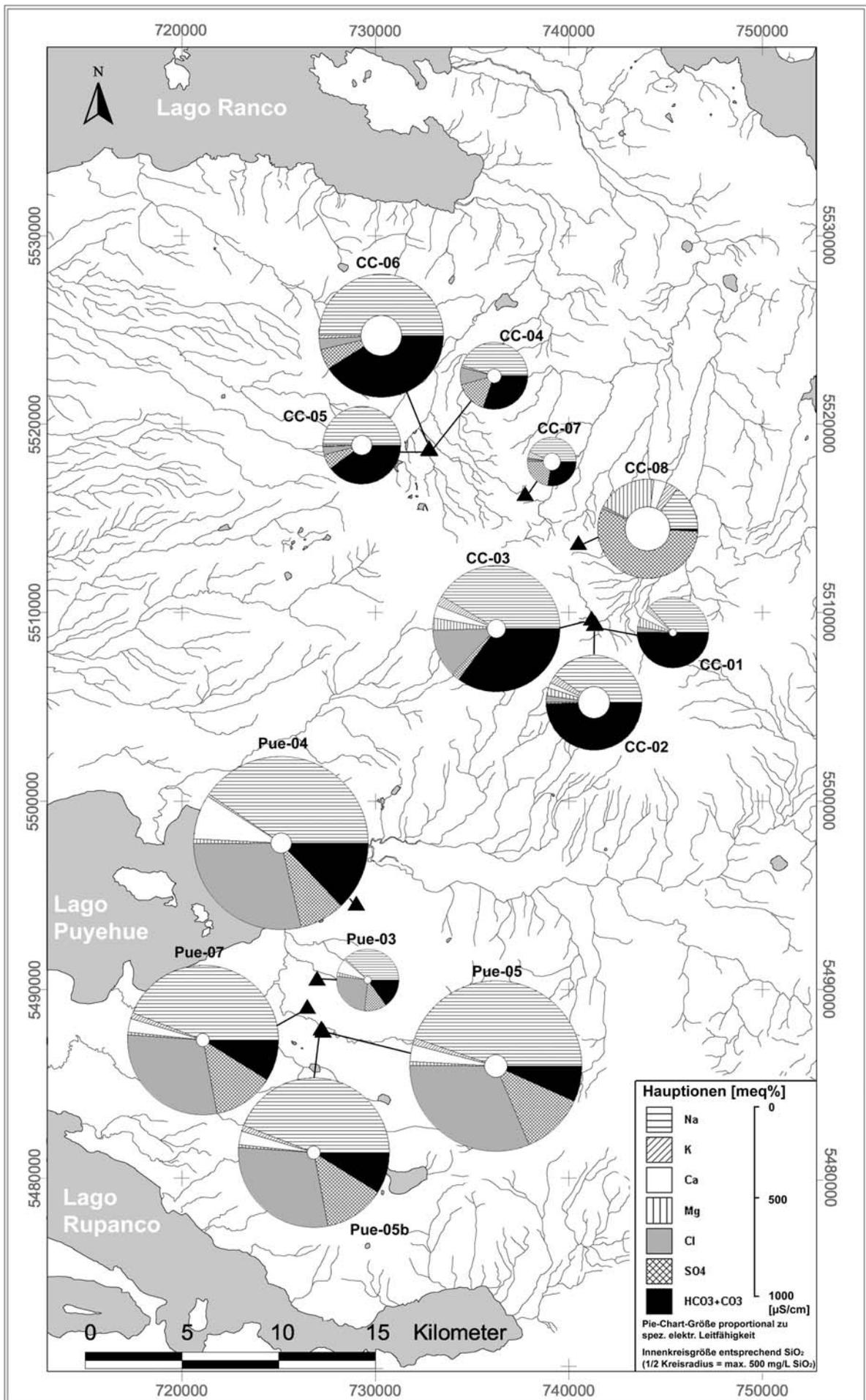


Abb. 64: Lokation und Beschaffenheit der Thermalwasserproben (Januar / Februar 2001).

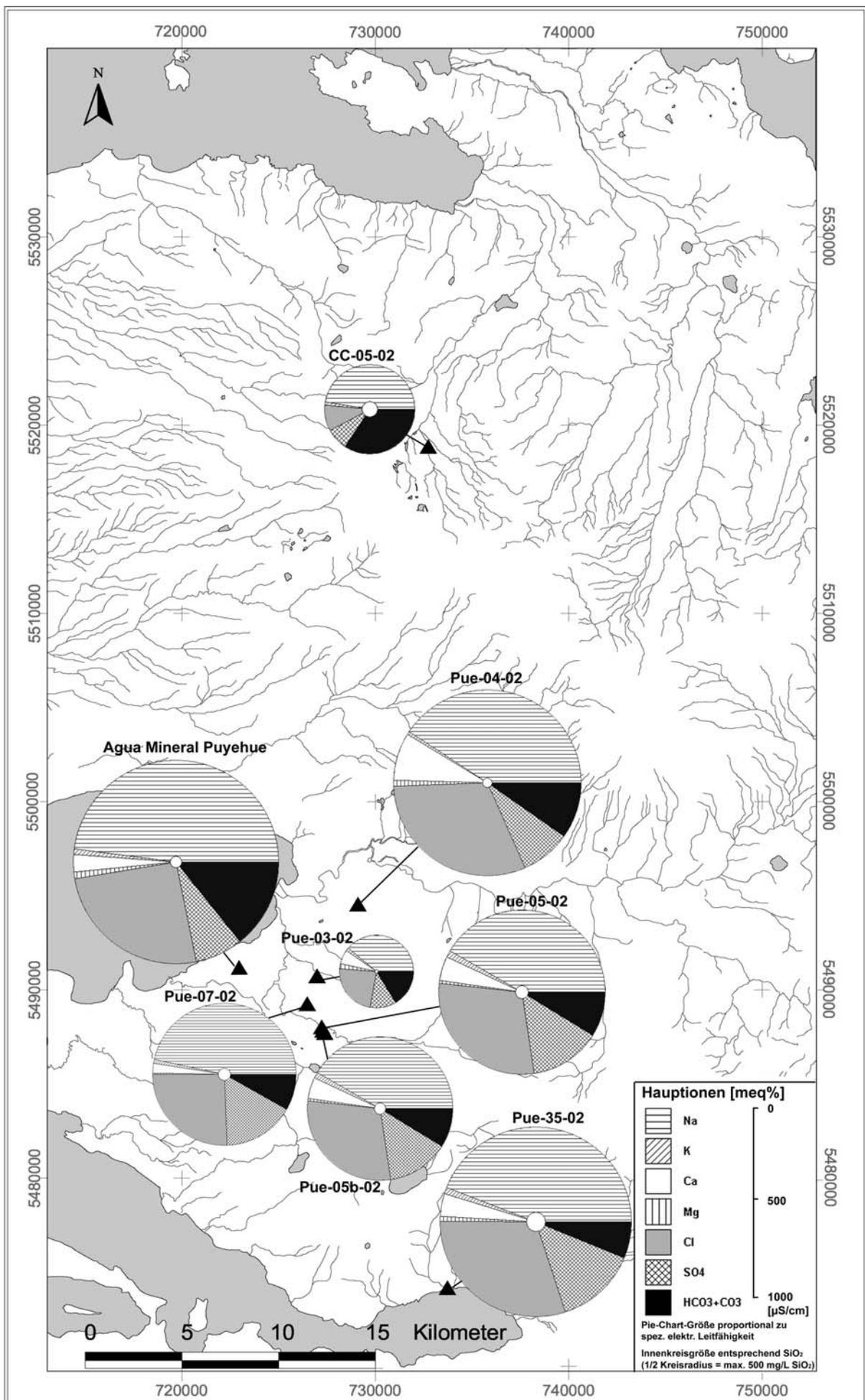


Abb. 65: Lokation und Beschaffenheit der Thermalwasserproben (Januar / Februar 2002).

Schwermetalle und Arsen

Bei den Nebenbestandteilen sind die Konzentrationen der Schwermetalle Kupfer, Kobalt, Nickel, Blei, Cadmium und Chrom meist unterhalb oder knapp oberhalb der Nachweisgrenzen der AAS (siehe Kapitel 3). Dies gilt auch für die Aluminiumkonzentrationen. Lediglich eine im Handel erworbene Mineralwasserprobe des Brunnens bei Puyehue (Probe Agua Mineral 2) in einer Kunststoffflasche wies mit Konzentrationen von 119 µg/L Kupfer, 19,5 µg/L Nickel und 7 µg/L Kobalt erhöhte Werte auf. Diese sind aller Wahrscheinlichkeit nach auf produktionstechnische Ursachen zurückzuführen, da eine Vergleichsprobe in einer Glasflasche keine erhöhten Werte aufwies.

Die Arsenkonzentrationen vor allem der Thermal- und Mineralwässer des Puyehue Gebietes sind dagegen durch recht hohe Werte gekennzeichnet (Abb. 66). Die höchsten Konzentrationen an As_{ges} über 500 µg/L wurden in der Probe Pue-07 der Termas de Puyehue gemessen. Auch die Thermalwässer von Aguas Calientes, Baños de Rupanco und Pangal besitzen mehrere hundert Mikrogramm pro Liter As_{ges} . Anzumerken ist, dass selbst in den im Handel erworbenen Mineralwässern „*Agua Mineral Puyehue*“ noch ca. 100 µg/L As_{ges} nachgewiesen werden konnten und somit den Grenzwert für Trinkwasser um das 10-fache überschreiten. As(III) ließ sich mit Maximalkonzentrationen von 16 µg/L im Mineralwasser nachweisen. Da im Probengefäß sowohl Oxidations- als auch Reduktionsvorgänge während der Probelagerung auftreten können, dürfen die analysierten As(III) Konzentrationen nicht als Minimalkonzentrationen der natürlichen Konzentrationen angesehen werden (RÜDE 1996). Die As(V) Spezies der Arsensäure liegen entsprechend des Milieus in der ersten ($H_2AsO_4^-$) bzw. zweiten Dissoziationsstufe ($HAsO_4^{2-}$) vor. As(III) liegt im Wesentlichen als vollständig protonierte, ungeladene und daher sehr mobile arsenige Säure (H_3AsO_3) oder untergeordnet auch als $H_2AsO_3^-$ vor. Die arsenige Säure ist zugleich stärker toxisch wirksam als die Arsensäure. Generell sind anorganische As-Spezies deutlich giftiger, als organische (RÜDE 1996).

Im Gegensatz zu den Thermalwässern des Antillanca-Puyehue Gebietes sind die Wässer des Cordón Cauile Rückens durch niedrigere Arsenkonzentrationen gekennzeichnet. Die Thermalwässer von Los Baños und in den Fumarolenfeldern auftretende Wässer haben lediglich Konzentrationen von wenigen Mikrogramm pro Liter. Im Trahuilco Geysirfeld erreichen die Konzentrationen trotz wesentlich höherer Quellschüttungstemperaturen als die der Puyehue Quellen Werte von ca. 80-200 µg/L.

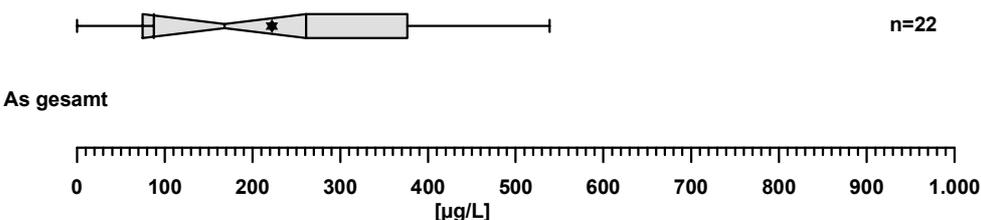


Abb. 66: Boxplotdarstellung der Arsenkonzentrationen der Thermalwässer.

Eine ausgeprägte Arsenkontamination der Oberflächengewässer durch die Thermalquellen ist nicht zu beobachten (Abb. 67). Die As_{ges} -Konzentration im Río Chanleufu steigt beispielsweise von 2,8 µg/L oberhalb des Thermalwasserzutritts von Aguas Calientes auf 4,8 µg/L unterstromig an. Obwohl der Anstieg in den Oberflächengewässern nur gering ist, reichen bereits wenige Mikrogramm pro Liter im Río Pichichanleufú unterhalb des Thermalwasserzutritts dazu aus, dass das Flusswasser nicht mehr zur Aufzucht der Lachsbrut einer Fischfarm herangezogen werden kann. Auch die Arsenkonzentrationen der Flüsse Río Los Venados, Río Contafuerte und Río Nilahue weisen um einige Mikrogramm pro Liter erhöhte Werte im Vergleich zu den unbeeinflussten Oberflächengewässern auf.

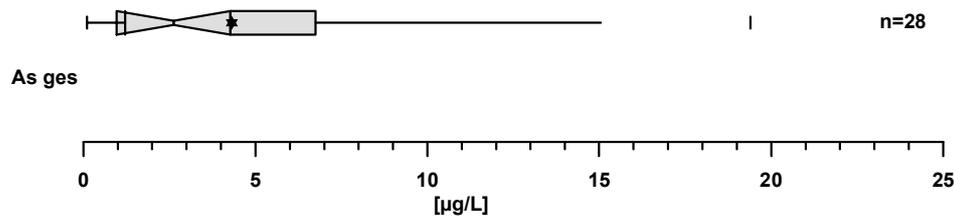


Abb. 67: Boxplotdarstellung der Arsenkonzentrationen der kalten Wässer.

6.6 Geothermetrie

6.6.1 Einführung Geothermometer

Die Temperatur von Thermalquellen und Wasser aus flachen Brunnen ist generell niedriger als im tiefen geothermalen Reservoir. Die Gründe für den Temperaturverlust in Zonen aufsteigenden Thermalwassers sind konduktive Abkühlung mit dem kälteren Umgebungsgestein entlang der Aufstiegsfade, der Siedeprozess des Wassers durch Abnahme des hydrostatischen Druckes und die Vermischung mit kaltem Wasser. Der Anteil von konduktivem Wärmeverlust aufsteigenden Thermalwassers ist proportional zur zurückgelegten Fließstrecke und invers proportional zur Schüttung (D'AMORE & ARNÓRSSON 2000). Mittels Geothermometer-Methoden wird nun versucht die Wassercharakteristik v. a. im Hinblick auf die Fluidtemperatur unterhalb der Abkühlungszone zu erhalten. Die Ermittlung von Reservoirtemperaturen ist eine der wichtigsten Aufgabe geothermischer Untersuchungen. Daher wurden verschiedenste Ansätze zur Interpretation geochemischer Daten hinsichtlich der Genesetemperatur geothermischer Fluide gemacht, wie beispielsweise anhand von gelöster und gasförmiger Fluidspezies, der Isotopenzusammensetzung sowie auch durch diverse Mischungsmodelle. Quantitative Geothermometer nutzen die chemische und isotopische Zusammensetzung geothermaler Oberflächenerscheinungen. Qualitative Geothermometer basieren dagegen auf der Verteilung und relativen Konzentrationen von volatilen Elementen in Wasser, Böden und in Variationen in der Boden-Gas-Zusammensetzung (WHITE 1970). So können beispielsweise anhand von Hg- oder CO₂-Konzentrationen in der Gasphase von Bodenluft und der Erstellung von iso-Quecksilber bzw. iso-Kohlendioxid Karten geothermische Anomalien lokalisiert werden. Auch Hg-Messungen von Bohrkernen oberflächennaher Bohrungen können hilfreiche Hinweise auf die Reservoirtemperatur liefern. Ebenso kann die Anreicherung von H₂S, Hg, HCO₃⁻, B und NH₄⁺ im oberflächennahen Wasser auf hohe Fluidtemperaturen im tieferen Untergrund hindeuten (TONANI 1970). Volatile Fluidbestandteile lagern sich häufig oberhalb oder um eine nicht zu tief gelegene Hitzequelle ab. Auch hohe Konzentrationen an Na⁺, K⁺, Li⁺, Cl⁻, Cs⁺, Rb⁺, As_{tot} sowie hohe Cl⁻/SO₄²⁻-, Cl⁻/F⁻- und Cl⁻/(CO₃²⁻+HCO₃⁻)-Verhältnisse und niedrige Mg²⁺-Konzentrationen und Ca²⁺/Mg²⁺-Verhältnisse weisen im Allgemeinen auf hohe Reservoirtemperaturen hin (MAHON 1970). Da Magnesium bei hohen Temperaturen bei der Gesteinsalteration für die Bildung von sekundären Tonmineralen, wie beispielsweise Montmorillonit und Chlorit, benötigt wird, sind die Konzentrationen in der wässrigen Phase der Thermalwässer sehr niedrig. Ein qualitativer Hinweis auf niedrig temperierte Thermalwässer mit Temperaturen < 100°C sind Travertinbildungen im Umfeld warmer Quellen.

Die quantitativen Geothermometer können in eine isotopische und eine chemische Methodik unterteilt werden. D'AMORE & ARNÓRSSON (2000) unterscheiden grundsätzlich drei Gruppen:

1. Wasser- oder Lösungs-Geothermometer
2. Dampf- oder Gas-Geothermometer
3. Isotopen-Geothermometer

Isotopengeothermometer sind generell für hochtemperierte Wässer geeignet. Die chemischen Geothermometer basieren auf der Temperaturabhängigkeit der Löslichkeit einzelner Minerale und Austauschreaktionen mit festen Verhältnissen bestimmter gelöster Komponenten. Der konduktive Wärmeverlust beeinflusst als solcher nicht direkt die Zusammensetzung des Wassers, jedoch verändert sich durch eine Temperaturabnahme der Sättigungsindex hinsichtlich der Löslichkeit von primär und sekundär gebildeten Mineralien. Durch Mineralausfällung bzw. -lösung wird somit auch der Lösungsinhalt des Wassers verändert. Beim Absinken des hydrostatischen Drucks und beginnendem Sieden des Wassers findet ebenfalls eine Veränderung der Wasserzusammensetzung statt. Zum einen werden dem Wasser durch den Entgasungsvorgang Teile der Gasphase sowie Energie entzogen, zum anderen reichern sich andere Inhaltsstoffe relativ gesehen an. Die Anwendung von Geothermometern geht jedoch davon aus, dass sich keine Veränderung in der Fluidzusammensetzung durch konduktiven Wärmeverlust während des Aufstiegs vom Reservoir an die Oberfläche einstellt. Auch der Siedevorgang wird als adiabatischer Vorgang betrachtet (D'AMORE & ARNÓRSSON 2000). Es wird beim Einsatz dieser Methoden also vereinfachend postuliert, dass die Fluide im Reservoir im chemischen und isotopischen Gleichgewicht (Equilibrium) mit der Mineralphase des Umgebungsgesteins stehen und dass sich beim Aufstieg der Fluide keine wesentlichen chemischen Reaktionen oder isotopischen Fraktionierungsvorgänge abspielen, welche diesen Gleichgewichtszustand stark verändern würden. Das an der Oberfläche austretende Wasser hat so gesehen den Fluidzustand im tiefen Untergrund konserviert. Die Geothermometer wurden aus Messdaten verschiedener Geothermalfelder entwickelt. Bei der Übertragung der Anwendung auf andere Gebiete müssen jedoch zum Teil Einschränkungen gemacht oder die Methoden weiter spezifiziert werden. Durch den weltweit anwachsenden Datenpool erfahren die Geothermometermethoden eine stetige Weiterentwicklung. Beachtet man die oben erwähnten Voraussetzungen, wird klar, dass in manchen Fällen eine Anwendung der Geothermometrie nicht möglich ist. Beispielsweise wird bei isoliert vorkommenden Thermalquellen mit Schüttungen $< 1 \text{ l/s}$ (D'AMORE & ARNÓRSSON 2000) der Effekt der konduktiven Abkühlung möglicherweise so groß, dass aufgrund der langen Aufstiegszeit die Reaktionskinetik stärker ins Gewicht fällt. Die Wassercharakteristik wird eventuell so stark verändert, dass Interpretationen im Hinblick auf Equilibriumsbedingungen nur sehr eingeschränkt möglich sind. Auch der geologische Rahmen ist für die Anwendungen von Geothermometern von entscheidender Bedeutung. Die Unterscheidung zwischen kurzzeitig vorhandenen Fluiden aus vulkanischen Exhalationen und Fluiden aus bereits entwickelten, über einen längeren Zeitraum konsistenten geothermalen Reservoiren, sei in diesem Zusammenhang erwähnt. Trotz aller Einschränkungen ergibt sich durch die Anwendung von Geothermometern die Möglichkeit, tendenzielle und teilweise auch recht genaue Angaben über die zu erwartenden Reservoirtemperaturen zu tätigen.

Zwei Methodentypen können unterschieden werden:

- 1) Geothermometer, die auf relative Konzentrationsverteilung von zwei oder mehreren Komponenten basieren und durch Austauschreaktionen kontrolliert werden (z.B. Na/K-Geothermometer)
- 2) Geothermometer, die auf Gesamtkonzentrationen von Einzelkomponenten basieren und durch Gleichgewichtsreaktionen mit der Mineralphase kontrolliert werden (z.B. Quarz-Geothermometer)

Idealerweise sollten bei ihrer Anwendung folgende Bedingungen erfüllt sein:

- Das Fluid befindet sich im chemischen Gleichgewicht mit der Mineralphase des Reservoirgesteins.
- Das Thermalwasser erfährt beim Aufstieg keine Mischung mit (kaltem) Oberflächenwasser oder oberflächennahem Grundwasser.
- Der Poren-Fluid-Druck im Reservoir wird bestimmt durch die Koexistenz von Flüssigkeit und Dampf.
- Das Thermalwasser kühlt entweder durch konduktiven Wärmeverlust oder adiabatisch mit Dampfbildung bei 100°C ab.
- Aus dem Thermalwasser fallen keine Festphasen aus.

Es muss darauf hingewiesen werden, dass die unterschiedlichen Geothermometer für unterschiedliche Temperaturbereiche entwickelt wurden. Bei der Interpretation geochemischer Grunddaten ist es daher wichtig, die chemischen Reaktionsbedingungen und -prozesse im Gesamtkontext zu sehen und auch

die gemachten Annahmen und Vereinfachungen zu berücksichtigen, um die jeweils geeignete Methode auswählen zu können.

Theoretisch können jegliche Kationen-Verhältnisse sowie Konzentrationen ungeladener gelöster Komponenten als Geothermometer verwendet werden, deren Wasser-Gesteins-Lösungsgleichgewicht der Thermalwassergenerese lange und auch im kühleren Wasser erhalten bleiben (ARNORSSÓN & SVAVARSSON 1985). Die am häufigsten angewandten Wasser-Geothermometer basieren auf Silizium (Chalcedon und Quarz), Na^+/K^+ - sowie $\text{Na}^+/\text{K}^+/\text{Ca}^{2+}$ -Beziehungen. Des Weiteren wurden Na^+/Li^+ , $\text{Li}^+/\text{Mg}^{2+}$, $\text{K}^+/\text{Mg}^{2+}$ -Verhältnisse und $\text{Na}^+/\text{K}^+/\text{Mg}^{2+}$ -Beziehungen als Geothermometer entwickelt. Die Verifizierung der Geothermometeranwendung erfolgt aufgrund theoretischer oder empirischer Kalibrierung. Bei $\text{Li}^+/\text{Mg}^{2+}$ - und $\text{K}^+/\text{Mg}^{2+}$ -Geothermometern unterliegen die Fluide beim Aufsteigen und Abkühlen einer rascheren Wiedereinstellung des Gleichgewichts, als es bei den Si- und Na^+/K^+ -Geothermometern der Fall ist. Auch die Erhöhung des Lösungsinhalts beeinflusst die Re-Equilibrationsrate. Bei erhöhter Salinität steigt sie bei den Si-Mineralen an, sinkt jedoch bei den Mineralphasen der Kationengeothermometeranwendungen (D'AMORE & ARNÓRSSON 2000).

Im Folgenden soll auf die gängigsten Wasser-Geothermometer eingegangen werden:

6.6.2 Si-Geothermometer

Entwickelt und verfeinert wurden die auf den gelösten Silizium-Speziationen basierenden Si-Geothermometer im Wesentlichen durch FOURNIER & ROWE (1966), FOURNIER (1973,1977), ARNÓRSSON (1975), FOURNIER & POTTER (1982), ARNÓRSSON et al. (1983) sowie ARNÓRSSON (1985, 2000).

Generell nimmt die Löslichkeit aller Silikate bei Temperaturen unterhalb von 340°C drastisch ab. Die Basisreaktion der Silikatlösung lautet:



Bei hohen Temperaturen können Si-Geothermometer angewendet werden, wenn davon auszugehen ist, dass die Thermalfluide im Lösungsgleichgewicht mit dem Quarz im Reservoir stehen. Die Löslichkeit von Quarz scheint die gelöste Siliziumspezies in geothermalen Reservoiren mit Temperaturen von mehr als 180°C zu kontrollieren. Bei Anwendung von Si-Geothermometern bei Temperaturen unter 180°C muss jedoch zusätzlich die Löslichkeit polymorpher und amorpher Silikate mit geringerer interner Kristallstruktur, wie beispielsweise der polymorphen Chalcedonphase, Opal oder Cristobalit berücksichtigt werden, da diese in diesem Temperaturbereich für Lösungs- und Fällungsreaktionen bestimmend wirken. Chalcedon besteht aus sehr feinen Quarz- und Moganitkristallen (GÍSLASON et al. 1997). Unter 100°C sind die amorphen Silikate die Hauptphasen, welche die Löslichkeit der Silikate bestimmen, so das deren Auftreten innerhalb von hochtemperierten Thermalfeldern in den Rand- und Aufstiegszonen bedeutend ist. Der Grad der Löslichkeit von Quarz und amorphen Silikatphasen stellt eine logarithmische Funktion hinsichtlich des Temperaturverlaufs dar. Moderat schnelle Löslichkeiten treten bei hohen Temperaturen auf (RIMSTIDT & BARNES 1980). Da amorphe Kieselsäure leicht ausfällt, sind die Wässer von Thermalquellen selten an amorpher Kieselsäure übersättigt (D'AMORE & ARNÓRSSON 2000). Die Ionenstärke beeinflusst die Löslichkeit der Silikatminerale kaum, da Gleichgewichtseinstellung der Minerale im Wesentlichen über die ungeladene Si-Spezies H_4SiO_4 erfolgt. Die Geschwindigkeit, mit der sich ein chemisches Gleichgewicht einstellt, hängt also entscheidend von der Temperatur ab.

H_4SiO_4^0 ist aber nicht die alleinige im Wasser gelöste Si-Spezies. Bei hohem pH-Wert wird eine nicht unerhebliche Menge (>10% ab pH 9) an gelöstem H_4SiO_4^0 ionisiert. Die Kieselsäure ist eine schwache Säure, die bei entsprechendem pH-Wert zugunsten von H_3SiO_4^- dissoziiert:



Der Anteil an $H_3SiO_4^-$ geht der $H_4SiO_4^0$ -Aktivität verloren. Bei der Analytik in wässriger Lösungen wird im Allgemeinen sowohl die neutrale ($H_4SiO_4^0$) als auch die ionisierte Spezies ($H_3SiO_4^-$) der Kieselsäure summarisch bestimmt und als totale Konzentration SiO_2 aufgeführt. Die Dissoziationskonstante von Kieselsäure beträgt bei Standardbedingungen (25°C, 1 atm Druck) ca. 10^{-10} (siehe Abb. 68). Daraus folgt, dass bei einem pH-Wert von 10 die Konzentrationen an neutraler und ionisierter Spezies beinahe gleich sind:

$$\text{Gl. 35} \quad K_{H_4SiO_4^0} = \frac{[H^+][H_3SiO_4^-]}{[H_4SiO_4^0]}$$

$$\text{also bei pH} = 10 \quad ([H^+] = 10^{-10}) \quad \frac{K_{H_4SiO_4^0}}{[H^+]} = \frac{10^{-10}}{10^{-10}} = \frac{[H_3SiO_4^-]}{[H_4SiO_4^0]} = 1$$

Bei der Berechnung von Gleichgewichtstemperaturen von Quarz oder Chalcedon müssen bei Wässern mit hohem pH-Wert die analysierten Kieselsäurekonzentrationen auf den wahren Gehalt an $H_4SiO_4^0$ korrigiert werden (D'AMORE & ARNÓRSSON 2000). Dies kann mittels Massenbilanzierung anhand folgender mathematischer Gleichungen erfolgen:

$$\text{Gl. 36} \quad [H_4SiO_4^0] + [H_3SiO_4^-] \leftrightarrow SiO_{2,anal}$$

nach Einsetzen in Gl. 35:

$$\text{Gl. 37} \quad [H_4SiO_4^0] = SiO_{2,anal} \cdot \left(\frac{K_{H_4SiO_4^0}}{[H^+] + 1} \right)$$

Die Temperaturabhängigkeit der Dissoziationskonstante für Kieselsäure wird beschrieben durch die empirisch ermittelte Funktion:

$$\text{Gl. 38} \quad \log K_{H_4SiO_4^0} = \frac{-2549}{T} - 15,36 \cdot 10^{-6} T^2 \quad (T \text{ in K})$$

Abb. 68 zeigt den Verlauf der Dissoziationskonstanten entsprechend Gl. 38 für den Temperaturbereich von 0 - 300°C.

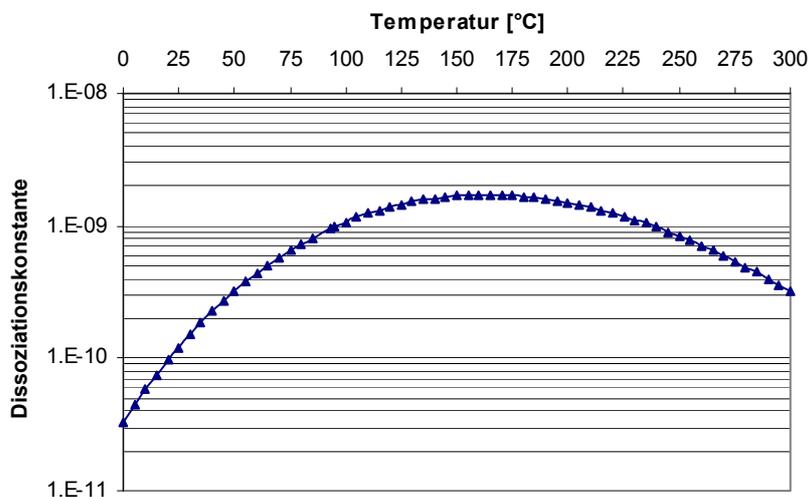


Abb. 68: Temperaturverlauf der Kieselsäuredissoziationskonstanten der ersten Dissoziationsstufe.

Die Konzentration an H_4SiO_4^0 kann somit nach Einsetzen der bei der Temperatur T ermittelten Dissoziationskonstanten und der entsprechenden Protonenkonzentration in Gl. 37 aus den analysierten SiO_2 -Konzentrationen bestimmt werden. Dieser korrigierte Wert für H_4SiO_4^0 kann dann (in ppm SiO_2) in die verschiedenen Si-Geothermometergleichungen (Tab. 24) eingesetzt werden.

Bei über 100°C heißen Thermalwässern kommt es beim Aufstieg zum Sieden des Wassers. Dabei reichern sich einige Bestandteile in der wässrigen Phase in Relation zur Gasphase an. Auch der pH-Wert steigt an, da die schwachen im Wasser gelösten Säurebildner CO_2 und H_2S in die Dampfphase übertreten. Zwar haben kochende Thermalquellen oftmals einen so hohen pH-Wert, dass ein nicht unerheblicher Anteil der gelösten Kieselsäure ionisiert vorliegt, es sind jedoch die im Reservoir auftretenden pH-Werte so niedrig, dass dort alle Kieselsäure in der unionisierten Form (H_4SiO_4^0) in Erscheinung tritt, zumindest wenn die Reservoirtemperatur 180°C überschreitet (D'AMORE & ARNÓRSSON 2000). In diesem Fall kann auf den Abzug der ionisierten Kieselsäurespezies von der Gesamtkonzentration verzichtet werden. Bei kochenden Thermalquellen müssen bei der Anwendung von Si-Geothermometer die Gleichgewichtsgleichungen betrachtet werden, die das maximale Entweichen der Dampfphase bei 100°C berücksichtigen und von einem adiabatischen Abkühlungsprozess ausgehen. Bei den nicht kochenden Thermalwässern erfolgt die Abkühlung konduktiv, sodass bei Thermalquellen mit Quellaustrittstemperaturen unterhalb des Siedepunktes die Gleichungen der für diesen Fall experimentell ermittelten Gleichgewichtsbedingungen angewendet werden können.

Tab. 24: Übersicht Si-Geothermometer.

Geothermometer	Temperaturberechnung (t in °C) [SiO ₂] = Konzentration von Si als SiO ₂ in mg/kg	Temp.-bereich (°C)	Autor
Quarz (kein Entweichen der Dampfphase)	$t = \frac{1309}{5,19 - \log[\text{SiO}_2]} - 273,15$	25-250	FOURNIER (1977)
Quarz (Max. Entweichen der Dampfphase bei 100°C)	$t = \frac{1522}{5,75 - \log[\text{SiO}_2]} - 273,15$	25-250	FOURNIER (1977)
Quarz (kein Entweichen der Dampfphase)	$t = -42,2 + (0,28831 \times [\text{SiO}_2]) - (3,6686 \times 10^{-4} [\text{SiO}_2]^2) + (3,1665 \times 10^{-7} [\text{SiO}_2]^3) + 77,034 \log[\text{SiO}_2]$	25-300	FOURNIER & POTTER (1982)
Quarz (Max. Entweichen der Dampfphase bei 100°C)	$t = -53,5 + (0,11236 \times [\text{SiO}_2]) - (0,5559 \times 10^{-4} [\text{SiO}_2]^2) + (0,1772 \times 10^{-7} [\text{SiO}_2]^3) + 88,390 \log[\text{SiO}_2]$		FOURNIER & POTTER (1982)
Quarz (kein Entweichen der Dampfphase)	$t = \frac{1164}{4,90 - \log[\text{SiO}_2]} - 273,15$		ARNÓRSSON et al. (1983)
Quarz (Max. Entweichen der Dampfphase bei 100°C)	$t = \frac{1498}{5,70 - \log[\text{SiO}_2]} - 273,15$		ARNÓRSSON et al. (1983)
Quarz (kein Entweichen der Dampfphase)	$t = -53,3 + (0,3659 \times [\text{SiO}_2]) - (5,3954 \times 10^{-4} [\text{SiO}_2]^2) + (5,5132 \times 10^{-7} [\text{SiO}_2]^3) + 74,360 \log[\text{SiO}_2]$	0-350	ARNÓRSSON et al. (1988)

Fortsetzung Tab. 24

Quarz (Max. Entweichen der Dampfphase bei 100°C)	$t = -66,9 + (0,1378 \times [\text{SiO}_2]) - (4,9727 \times 10^{-5} [\text{SiO}_2]^2) + (1,0468 \times 10^{-8} [\text{SiO}_2]^3) + 87,841 \log[\text{SiO}_2]$	0-350	ARNÓRSSON et al. (1988)
Chalcedon (kein Entweichen der Dampfphase)	$t = \frac{1032}{4,69 - \log[\text{SiO}_2]} - 273,15$	0-250	FOURNIER (1973)
Chalcedon (Max. Entweichen der Dampfphase bei 100°C)	$t = \frac{1182}{5,09 - \log[\text{SiO}_2]} - 273,15$		FOURNIER (1973)
Chalcedon (kein Entweichen der Dampfphase)	$t = \frac{1112}{4,91 - \log[\text{SiO}_2]} - 273,15$		ARNÓRSSON et al. (1983)
Chalcedon (Max. Entweichen der Dampfphase bei 100°C)	$t = \frac{1264}{5,31 - \log[\text{SiO}_2]} - 273,15$		ARNÓRSSON et al. (1983)
α -Cristobalit	$t = \frac{1000}{4,78 - \log[\text{SiO}_2]} - 273,15$		FOURNIER (1977)
Opal	$t = \frac{781}{4,51 - \log[\text{SiO}_2]} - 273,15$	25-250	FOURNIER (1991)
Amorphe Kieselsäure	$t = \frac{731}{4,52 - \log[\text{SiO}_2]} - 273,15$	25-250	FOURNIER (1977)
Amorphe Kieselsäure	$t = -121,6 + (0,2694 \times [\text{SiO}_2]) - (1,8101 \times 10^{-4} [\text{SiO}_2]^2) + (7,5221 \times 10^{-8} [\text{SiO}_2]^3) + 55,114 \log[\text{SiO}_2]$	0-350	D'AMORE & ARNÓRSSON (2000)

6.6.3 Kationengeothermometer**Na⁺/K⁺-Geothermometer**

Das Na⁺/K⁺-Verhältnis in Thermalwässern nimmt mit zunehmender Fluidtemperatur ab. Grundlage dafür bildet die temperaturabhängige Kationenaustauschreaktion zwischen Natrium- und Kaliumhaltigem Feldspat:

Gl. 39



Der Vorteil liegt vor allem darin, dass das Na⁺/K⁺-Verhältnis weniger stark vom Verlust der Dampfphase oder von Verdünnungseffekten beeinflusst wird, solange die Wässer, die das Thermalwasser verdünnen, niedrige Na⁺-, K⁺- und Ca²⁺-Konzentrationen aufweisen. Da die Re-Equilibration langsamer vonstatten geht, als bei den Si-Geothermometern, ist die Methode bis zu Reservoirtemperaturen von 350 °C anwendbar. Aus diesem Grund kann das Na⁺/K⁺-Geothermometer Hinweise auf den tieferen Teil eines Reservoirs geben, als es beispielsweise mit dem Si-Quarz-Geothermometer möglich wäre.

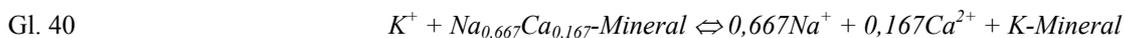
Für Reservoirtemperaturen $< 100^{\circ}\text{C}$ liefert das Na^+/K^+ -Geothermometer jedoch sehr schlechte Ergebnisse ebenso bei stark Ca^{2+} -haltigen Wässern. In der Praxis hat sich gezeigt, dass am ehesten Cl^- -reiche Thermalwässer aus Reservoiren mit Temperaturen $> 180^{\circ}\text{C}$ zur Anwendung dieser Geothermometer geeignet sind, da bei diesen Wässern von einem Lösungsgleichgewicht im Reservoir ausgegangen werden kann. Während der letzten Jahre wurden etliche Na^+/K^+ -Geothermometer-Gleichungen entwickelt. Zwei davon sollen in Tab. 25 vorgestellt werden:

Tab. 25: Na^+/K^+ -Geothermometer.

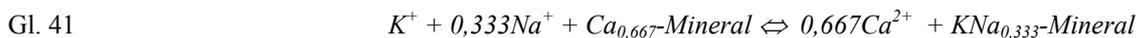
Geothermometer	Temperaturberechnung (t in $^{\circ}\text{C}$) [Na^+/K^+] Konzentrationen von Na^+ und K^+ in mg/kg	Temp.-bereich ($^{\circ}\text{C}$)	Autor
Na^+/K^+	$t = \frac{1217}{1,438 + \log[\text{Na}^+ / \text{K}^+]} - 273,15$	>180	FOURNIER (1979)
Na^+/K^+	$t = \frac{1390}{1,750 + \log[\text{Na}^+ / \text{K}^+]} - 273,15$	>180	GIGGENBACH (1988)

$\text{Na}^+/\text{K}^+/\text{Ca}^{2+}$ -Geothermometer

Dieses Geothermometer wurde zur Anwendung bei Thermalwässern mit hohen Ca^{2+} -Konzentrationen von FOURNIER & TRUESDELL (1973) entwickelt. Die thermodynamischen Reaktionsabläufe dieses empirisch ermittelten Geothermometers sind noch nicht bis ins Detail bekannt, jedoch dürften neben dem Equilibrium der Natrium- und Kalium-Feldspäte die Umwandlung von Calcium-haltigen Alumosilikanten wie Plagioklas zu Calcit eine Rolle spielen. Die möglichen Reaktionsabläufe werden von D'AMORE & ARNÓRSSON (2000) wie folgt zusammengefasst:



sowie:



die Gleichgewichtskonstante ($\log K$) dieser Reaktionen hat die allgemeine Form:

$$\text{Gl. 42} \quad \log K = \log(\text{Na}^+/\text{K}^+) + \beta \log(\sqrt{\text{Ca}^{2+}}/\text{Na}^+)$$

Hierbei ist der Faktor $\beta=1/3$ für die Reaktion der Gl. 40 und $\beta=4/3$ für Reaktion der Gl. 41. FOURNIER & TRUESDELL (1973) schlagen dabei den Wert $\beta=4/3$ für berechnete $\text{Na}^+/\text{K}^+/\text{Ca}^{2+}$ -Temperaturen $< 100^{\circ}\text{C}$ sowie $\beta=1/3$ für Temperaturen $> 100^{\circ}\text{C}$ bzw. negativen $\log(\sqrt{\text{Ca}^{2+}}/\text{Na}^+)$ vor (siehe Gl. 43).

Der große Vorteil des $\text{Na}^+/\text{K}^+/\text{Ca}^{2+}$ -Geothermometers gegenüber den Quarz- und Na^+/K^+ -Geothermometern besteht darin, dass es für an der Oberfläche kalt austretende oder nur schwach erhitzte Thermalwässer, die nicht im Equilibrium stehen, nicht zu hohe Temperaturwerte liefert. Die Gleichung für das $\text{Na}^+/\text{K}^+/\text{Ca}^{2+}$ -Geothermometer lautet:

$$\text{Gl. 43} \quad t = \frac{1647}{\log(\text{Na}^+ / \text{K}^+) + \beta \log(\sqrt{\text{Ca}^{2+}} / \text{Na}^+) + 2,24} - 273,15$$

$$\beta = 4/3 \text{ für } t < 100^{\circ}\text{C}$$

$$1/3 \text{ für } t > 100^{\circ}\text{C} \text{ oder falls } \log(\sqrt{\text{Ca}^{2+}}/\text{Na}^+) < 0$$

Das $\text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ -Geothermometer lässt sich für denselben Bereich wie das Na^+/K^+ -Geothermometer einsetzen, erweitert jedoch den Temperaturbereich auf bis zu 120°C Reservoirtemperatur. Konzentrationsänderungen im Fluid, beispielsweise durch Verdünnung oder durch Siedeprozesse haben Einfluss auf die errechneten $\text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ -Temperaturen. Der Übertritt von CO_2 in die Gasphase beim Siedeprozess führt beispielsweise zur Calcitausfällung. Der Verlust an gelöstem Ca^{2+} bringt somit höhere $\text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ -Temperaturen mit sich. Der dadurch resultierende Fehler ist proportional zum CO_2 -Partialdruck im Fluid.

Ein weiterer Korrekturfaktor muss bei Wässern mit niedriger Temperatur ($< 100^\circ\text{C}$) oder hohen Mg^{2+} -Konzentrationen beachtet werden (FOURNIER & POTTER 1979). Ohne Korrektur würden unter diesen Bedingungen zu hohe $\text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ -Temperaturen ermittelt werden. Die meisten Thermalfluide ($> 180^\circ\text{C}$) weisen gewöhnlich Mg^{2+} -Konzentrationen $< 0,2 \text{ mg/kg}$ auf und selbst bei stark salinaren Fluiden ist der Magnesiumanteil in Relation zu den anderen Kationen meist sehr niedrig (SIMMONS 1999). Die Ursache der starken Temperaturabhängigkeit der Mg^{2+} -Gehalte im Thermalfluid liegt hauptsächlich in der Bildung von sekundären Chloritmineralen sowie bei sehr heißen Temperaturen, in der Mg^{2+} -Einbindung in Biotit und Aktinolith. Bei niedrigeren Temperaturen wird Mg^{2+} zudem teilweise in Karbonate und Tonminerale eingebaut. Die Mg^{2+} -Korrektur muss also für jene Thermalwässer durchgeführt werden, die bei hohen Salinitäten oder Temperaturen von $< 180^\circ\text{C}$ hohe Konzentrationen an gelöstem Mg^{2+} aufweisen. Dabei muss die Verdünnung mit oberflächennahem, Mg^{2+} -reicherem Wasser ausgeschlossen werden können. Für die empirisch ermittelte Korrektur müssen folgende Punkte beachtet werden:

- Wenn die errechnete $\text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ -Temperatur (Gl. 43) $< 70^\circ\text{C}$, soll die Korrektur nicht angewendet werden, da sich das Fluid bei diesen niedrigen Temperaturen vermutlich nicht im Lösungsgleichgewicht befindet.
- Wenn $R > 50$ kann davon ausgegangen werden, dass das Wasser aus einem relativ kühlen Reservoirs stammt, dessen Temperatur in etwa der gemessenen Wassertemperatur entspricht, auch wenn die errechneten $\text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ -Temperaturen wesentlich höher sind.
- Wenn die errechnete $\text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ -Temperatur (Gl. 43) $> 70^\circ\text{C}$ beträgt und $R < 50$, gilt:

$$\text{Gl. 44} \quad t_{\text{Na-K-Ca, Mg korrigiert}} = t_{\text{Na-K-Ca}} - \Delta t_{\text{Mg}}$$

(t in °C)

- Wenn die errechnete $\text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ -Temperatur (Gl. 43) $> 70^\circ\text{C}$ beträgt und $R < 50$, gilt:

$$\text{Gl. 45} \quad t_{\text{Na-K-Ca, Mg korrigiert}} = t_{\text{Na-K-Ca}} - \Delta t_{\text{Mg}}$$

(t in °C)

wobei für $1,5 < R < 5$ gilt:

$$\text{Gl. 46} \quad \Delta t_{\text{Mg}} = -1,03 + 59,971 \cdot \log R + 145,05 \cdot (\log R)^2 - 36711 \cdot (\log R)^2/T - 1,67 \cdot 10^7 \cdot \log R/T^2$$

und für $5 < R < 50$ gilt:

$$\text{Gl. 47} \quad \Delta t_{\text{Mg}} = 10,66 - 4,7472 \cdot \log R + 325,87 \cdot (\log R)^2 - 1,032 \cdot (\log R)^2/T - 1,968 \cdot 10^7 \cdot \log R/T^2 + 1,605 \cdot 10^7 \cdot (\log R)^3/T^2$$

(T = $t_{\text{Na-K-Ca}}$ in K)

Sollte Δt_{Mg} negative Werte annehmen oder $R < 1,5$ sein, dann wird auf die Magnesium-Korrektur verzichtet.

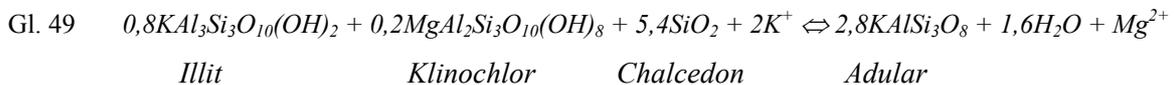
- Die Berechnung des Korrekturfaktors R ergibt sich aus:

$$\text{Gl. 48} \quad R = (C_{\text{Mg}} / (C_{\text{Mg}} + C_{\text{Ca}} + C_{\text{K}})) \cdot 100$$

(C: Konzentration in Moläquivalenten)

K⁺-Mg²⁺-Geothermometer

Das K⁺-Mg²⁺-Geothermometer wurde von GIGGENBACH (1988) entwickelt und von FOURNIER (1991) verfeinert. Die Annahme, die diesem Geothermometers zugrunde liegt, besteht darin, dass sich die Fluide des Reservoirs im Lösungsgleichgewicht mit K-Feldspat (Adular), K-Glimmer (Muskovit, Illit), Mg-Chlorit (Klinochlor) und Chalcedon befinden:



Im Vergleich zum Na⁺-K⁺-Geothermometer stellt sich das Gleichgewicht dieser Reaktion recht rasch über einen Temperaturbereich von ca. 100°C bis 300°C ein. Jedoch sollte es nach SIMMONS (1999) nur bei Cl⁻-Reservoirwässern Verwendung finden. Anhand der errechneten Gleichgewichtskonstante für Gl. 49 konnte GIGGENBACH (1988) folgende Geothermometergleichung aufstellen:

$$\text{Gl. 50} \quad t = \frac{4410}{14,0 - \log((K^+)^2 / Mg^{2+})} - 273,15$$

Aus dem (K⁺)²/Mg²⁺ Verhältnis in Gl. 50 wird sichtbar, dass bereits ein leichter Anstieg der Mg²⁺-Gehalte, beispielsweise durch hinzutretendes oberflächennahes Wasser, zu einer signifikanten Abnahme der errechneten Fluid-Reservoirtemperatur führt.

6.6.4 Klassifizierung der Thermalwässer

Um einen Überblick über die Genese und Aussagequalität von Thermalwässern zu erhalten, lassen sich verschiedene Klassifizierungen durchführen. GIGGENBACH (1991) unterscheidet grundsätzlich zwischen:

1. Tracern: Lösungsinhalte, die gegenüber chemischen Reaktionen träge erscheinen wie beispielsweise Bor und Chlorid. Sind diese dem Fluid erst einmal hinzugefügt, bleiben sie nahezu unverändert in der Lösung und lassen sich zu ihrem Ursprung zurückverfolgen.
2. Geoindikatoren: Lösungsinhalte, die chemischen Reaktionen unterliegen und ein bestimmtes Milieu der Gleichgewichtseinstellung zwischen Fluid und Festphase widerspiegeln. Darunter fällt beispielsweise auch die Anwendung der Kationengeothermometer.

Cl⁻-SO₄²⁻-HCO₃⁻-Dreiecksdiagramm

Eine weit verbreitete Methode der Klassifizierung bietet das Auftragen der Cl⁻, SO₄²⁻- und HCO₃⁻-Konzentrationen einer Wasserprobe im Dreiecksdiagramm (Abb. 69). Im Gegensatz zum Anionendreieck des PIPER-Diagramms werden hierbei nicht die Moläquivalentprozente, sondern prozentuale Konzentrationsanteile verwendet. Anschließend lassen sich durch optische Betrachtung die verschiedenen Typen von Thermalwässern, voneinander abgrenzen (Abb. 69). Auch Verdünnungstrends oder geographische Gruppierungen sind dadurch möglich. So befinden sich Cl⁻-dominierte Wässer häufig im Zentrum geothermal aktiver Zonen während in den Randzonen die Wässer mehr von HCO₃⁻-Anteilen geprägt sind. Die Abgrenzung stark Cl⁻-dominierter Wässer von HCO₃⁻-Wässern zeigt zugleich den Grad der Interaktionen zwischen Gas- und Flüssigphase eines CO₂-haltigen Fluids. Bei abnehmenden Temperaturen nimmt der HCO₃⁻-Anteil in der Flüssigphase mit zunehmender Zeit und entsprechend der zurückgelegten Fließstrecke zu. Dennoch sollte beachtet werden, dass die Interpretation von drei Parametern nur einen ersten Anhaltspunkt liefern kann.

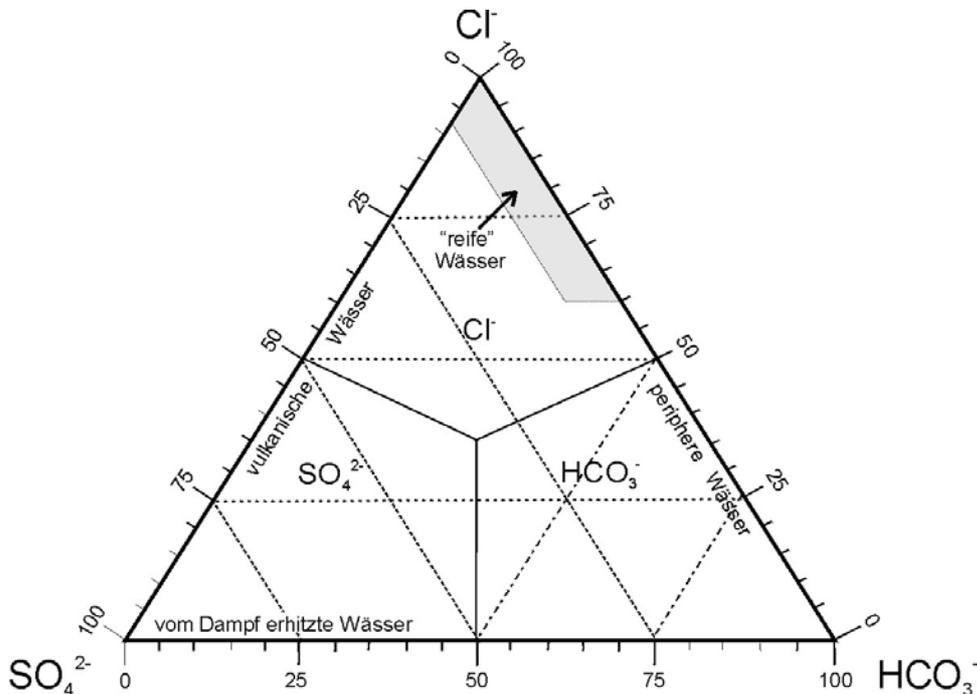


Abb. 69: Cl^- - SO_4^{2-} - HCO_3^- -Dreiecksdiagramm zur Klassifizierung der Thermalwässer.

Das Cl^- - SO_4^{2-} - HCO_3^- -Dreiecksdiagramm kann auch zum Ausschluss von Wässern herangezogen werden, die für eine geochemische Interpretation bezüglich Geothermometeranwendungen ungeeignet erscheinen, wie es beispielsweise bei sauren Sulfatwässern der Fall ist. Neutrale Wässer mit hohem Cl^- - und niedrigen SO_4^{2-} -Konzentrationen sind für die Geothermometer-Anwendung am besten geeignet. Periphere Wässer befinden sich entlang der Cl^- - HCO_3^- -Achse eher in der HCO_3^- -Ecke. Das Cl^- stammt dabei aus Gesteinslösungsvorgängen, aufbrechenden Fluid-Inclusions, magmatischen Fluiden oder ggf. aus ehemaligen Formations- bzw. Meerwässern. Der Hauptanteil an SO_4^{2-} stammt aus der Oxidation von vulkanischen Sulfiden der Gasphase, da die Lösung von Evaporiten (Gips etc.) weitestgehend ausgeschlossen werden kann. HCO_3^- tritt häufig in Quellwässern der Randbereiche eines hochenergetischen Thermalfeldes in Erscheinung. Das zugrundeliegende CO_2 stammt aus den magmatischen Fluiden. In kalten Wässern sind hohe HCO_3^- -Gehalte meist auf biogene (aus Pflanzen- und Tieratmung stammendes CO_2 der Bodenzone) oder lithologische Ursachen zurückzuführen (karbonathaltige Gesteinsformationen).

Relative Cl^- - Li^+ -B-Gehalte

Das Cl^- - Li^+ -B-Dreiecksdiagramm (Abb. 70) wird verwendet, um die Herkunft eines geothermalen Fluids zu bestimmen. Da Li^+ in der Regel am wenigsten von sekundären Prozessen beeinflusst wird, kann es als „Tracer“ der im tiefen Untergrund stattfindenden Gesteinslösungsprozesse herangezogen werden (GIGGENBACH 1991). Daneben kann durch den Li^+ -Gehalt der Ursprung der „konservativen“ Inhaltsstoffe Chlorid und Bor abgeschätzt werden. In einem geothermalen System sind die relativen Proportionen an Chlorid und Bor in der Regel konstant, wenn sie im selben Bereich des Thermalsystems freigesetzt wurden. Auch in diesem Fall werden bei der Betrachtung die Gewichtskonzentrationen und nicht die Molkonzentrationen herangezogen. Durch das Auftragen von Bor gegen Chlorid kann man Aussagen über Siede- und Verdünnungseffekte innerhalb des Reservoirs treffen. Durch die Hinzunahme von Li^+ können folgende Charakteristika beschrieben werden (SIMMONS 1999):

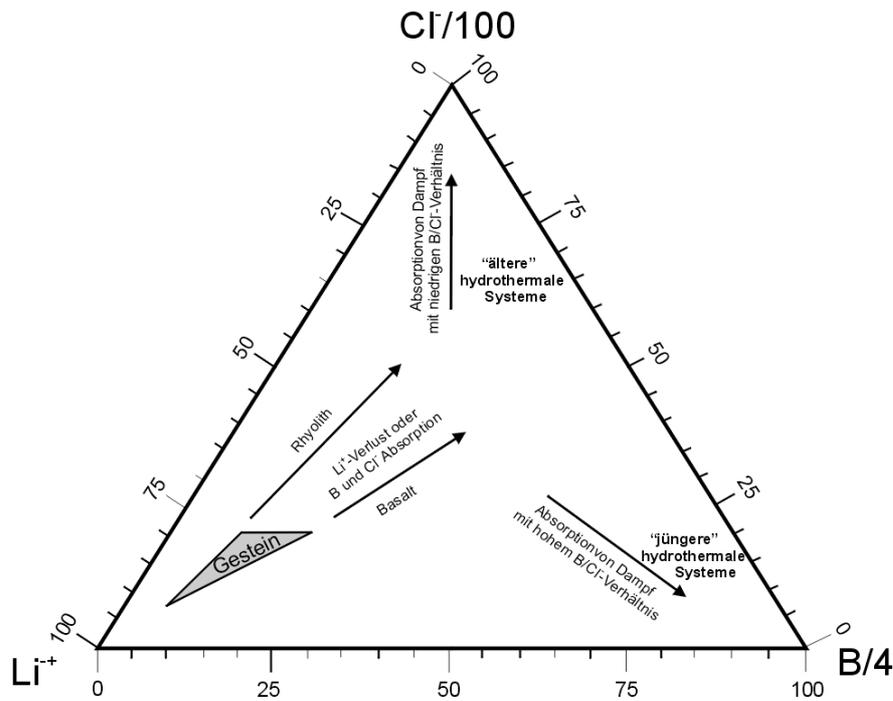


Abb. 70: Cl⁻-Li⁺-B Dreiecksdiagramm zur Klassifizierung der Thermalwässer.

Bei hohen Temperaturen (> 400°C) tritt Chlor als HCl und Bor als H₃BO₄ in Erscheinung. Beide Verbindungen sind in diesem Temperaturbereich volatil und werden durch die Dampfphase leicht mobilisiert. Sie entstammen also aller Wahrscheinlichkeit nach aus magmatischen Fluiden. Beim Abkühlen dieser Fluide geht die Cl-Verbindung von HCl in NaCl über. Dieser Prozess wird hauptsächlich durch Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen gesteuert. Bor bleibt dagegen noch teilweise volatil in der Dampfphase zurück (SIMMONS 1999). In wässriger Lösung liegt Bor bei pH-Werten < 9,24 im Wesentlichen undissoziiert als Orthoborsäure (H₃BO₃) vor (MATTHESS 1994). Hohe Bor-Konzentrationen sind typisch für vulkanogene Thermalwässer. Li⁺ wird dem Fluid durch in großen Tiefen stattfindender Gesteinslösung hinzugefügt. Saure Thermalsolen dürften bei diesem Prozess eine wichtige Rolle spielen. Ist Li⁺ erst einmal in Lösung, wird es fast vollständig in gelöster Form bleiben. Aufgrund der großen Konzentrationsunterschiede zwischen den drei Parametern sind unterschiedliche Skalierungsfaktoren notwendig. Eine Ausnahme bilden lediglich sehr gering mineralisierte Wässer mit niedrigen Cl⁻-Konzentrationen, deren Lösungsfracht aus Gesteinslösungsreaktionen herrühren und bei denen die Relationen der Komponenten zueinander im Wesentlichen den Elementrelationen des Ausgangsgesteins entsprechen.

Na⁺-K⁺-Mg²⁺-Dreiecksdiagramm

Das von GIGGENBACH (1988) entwickelte Na⁺-K⁺-Mg²⁺-Dreiecksdiagramm (Abb. 71) basiert auf Temperaturen der zwei Sub-Systeme, K⁺-Na⁺ und K⁺-Mg²⁺ und ermöglicht eine gute Abschätzung der Charakteristika im tieferen Teil eines geothermalen Systems. Grundlage bilden die beiden Reaktionen von Gl. 39 und Gl. 49. Die Anzahl an bei den Reaktionen beteiligten Minerale führt somit bei einem durchschnittlichen kristallinen Gestein unter geothermalen Bedingungen zu einer ganzen Ansammlung an chemischen Lösungsgleichgewichten. Die K⁺-, Na⁺- und Mg²⁺-Konzentrationen von Thermalwässern im Equilibrium werden in diesem Fall anhand thermodynamischer Gleichgewichtsreaktionen beschrieben, da die so ermittelten Werte eine bessere Aussagequalität als empirisch abgeleitete Formeln aufweisen. Durch Einbeziehung der K⁺-Mg²⁺- und Na⁺/K⁺-Geothermometer-Gleichungen (GIGGENBACH 1988) lassen sich folgende Beziehungen der Equilibriumstemperaturen zueinander herstellen:

$$\text{Gl. 51} \quad L_{kn} = \log (K^+/Na^+) = 1,75 - \frac{1390}{t + 273,15}$$

$$\text{Gl. 52} \quad L_{km} = \log ((K^+)^2/Mg^{2+}) = 14,0 - \frac{4410}{t + 273,15}$$

Ionenkonzentrationen [mg/kg]

L_{kn} = Logarithmischer Quotient zwischen Kalium und Natrium

L_{km} = Logarithmischer Quotient zwischen Kalium und Magnesium

t = Temperatur [°C]

Eine zusammenhängende Temperaturabhängigkeit des $(K^+)^2/Mg^{2+}$ -Quotienten ergibt sich durch:

$$\text{Gl. 53} \quad L_{nm} = L_{km} - 2 L_{kn} = \log ((K^+)^2/Mg^{2+}) = 10,5 - \frac{1630}{t + 273,15}$$

In einem vollständig equilibrierten System weisen alle der drei oben beschriebenen Verhältnisse (Gl. 51 bis Gl. 53) denselben Wert auf. Das so beschriebene Verhältnis ermöglicht die Betrachtung eines Gesamtsystems. Zwei Scharen von Isothermen lassen sich im Na^+ - K^+ - Mg^{2+} -Dreieck darstellen, entlang deren Schnittpunkte die Kurve vollständigen Lösungsgleichgewichts des Thermalwassers mit den beiden Mineralsystemen von Gl. 39 und Gl. 49 verläuft.

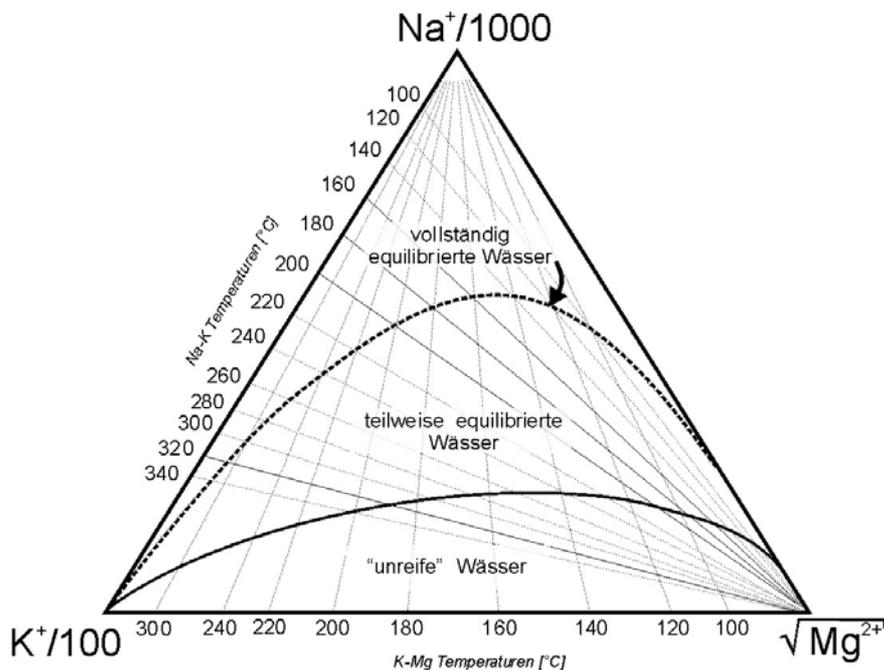


Abb. 71: Na^+ - K^+ - Mg^{2+} -Dreiecksdiagramm nach GIGGENBACH zur Klassifizierung der Thermalwässer.

Häufig lässt sich beobachten, dass die Na^+/K^+ - und K^+ - Mg^{2+} -Geothermometer unterschiedliche Temperaturwerte liefern (D'AMORE & ARNÓRSSON 2000). GIGGENBACH (1988) führt dies auf einen unterschiedlichen Verlauf der beiden Reaktionen ausgehend von deren Equilibrium zurück. Beim K^+ - Mg^{2+} -Geothermometer kommt es während des Temperaturrückgangs beim Fluidaufstieg rascher zu einer Neueinstellung eines Lösungsgleichgewichts, als es beim Na^+ - K^+ -Geothermometer der Fall ist. Dementsprechend tendiert das K^+ - Mg^{2+} -Geothermometer dazu, niedrigere Temperaturen anzuzeigen, als die mittels Na^+ - K^+ -Geothermometer berechneten. Die L_{km} -Werte reagieren zudem sehr sensibel auf eine Hinzumischung von nicht mit dem Reservoirgestein im Equilibrium stehenden sauren Wässern,

wohingegen die L_{km} -Werte nur sehr schwach von oberflächennahen Prozessen einschließlich Verdünnungseffekten beeinflusst werden (SIMMONS 1999). Die Betrachtung der analysierten Na^+ -, K^+ -, und Mg^{2+} -Konzentrationen im $\text{Na}^+\text{-K}^+\text{-Mg}^{2+}$ -Dreiecksdiagramm ermöglicht eine klare Abgrenzung von Wässern, die für die Anwendung von Kationengeothermometern geeignet erscheinen. Im Gegensatz dazu stehen Wässer, die durch hohe Mg^{2+} - und niedrige Na^+ -Konzentrationen gekennzeichnet sind und als „unreife“ Wasser hinsichtlich eines geothermisch geprägten Wasser-Gesteins-Lösungsgleichgewichts bezeichnet werden. Aufgrund der nicht linearen Beziehung bezüglich der quadratischen Kaliumkonzentration des L_{km} -Terms wird bei der Darstellung im Dreieck zur Wiederherstellung einer linearen Beziehung die quadratische Wurzel der Magnesiumkonzentration verwendet. Um die Position der Punkte innerhalb des Dreiecks entsprechend der Konzentrationsunterschiede der einzelnen Parameter optisch zu entzerren, werden die Natriumkonzentrationen durch den Faktor 1000 und die Kaliumkonzentrationen durch den Faktor 100 geteilt. Bei kühleren Wässern können dementsprechend auch niedrigere Faktoren von 400 für Natrium und 10 für Kalium verwendet werden.

6.7 Hydrochemische Charakterisierung der Thermalwasserproben

Bei der Betrachtung der hydrochemischen Eigenschaften wird zunächst eine Klassifizierung durchgeführt. Im Anionendreieck der Hauptparameter Cl^- , SO_4^{2-} und HCO_3^- zeigt sich deutlich eine Differenzierung entsprechend der Herkunft der Wässer (Abb. 72 & Abb. 73).

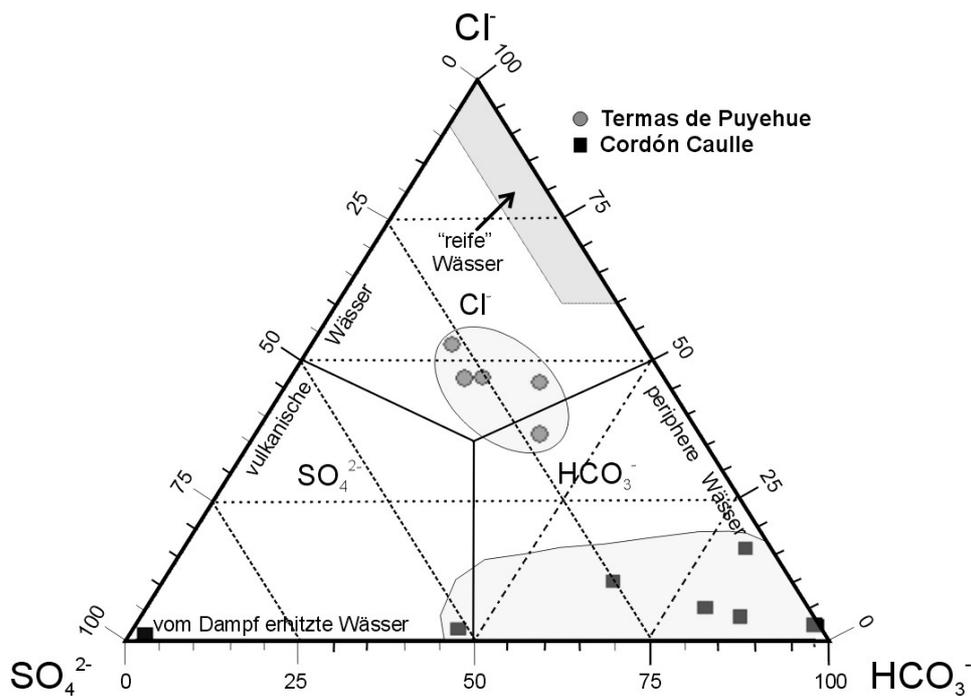


Abb. 72: Cl^- , SO_4^{2-} - und HCO_3^- -Dreiecksdiagramm (in konz.-%) (Januar/Februar 2001).

Die thermalen Quellwässer der Cordón Caulle Gruppe sind Hydrogencarbonat-dominierte Wässer mit zum Teil erhöhten Sulfat-Konzentrationen, wohingegen die Thermalwässer des Gebietes rund um die Termas de Puyehue einem intermediaten Typ mit einer Tendenz zu erhöhten Chlorid-Gehalten entspricht (Abb. 72). Keines der austretenden Wässer korrespondiert in der Anionenzusammensetzung mit „reifen“, stark Chlorid-dominierten Wässern, wie sie für eine Mehrzahl von Thermalwässern in hydrothermalen Systemen typisch ist. Eine Probe aus dem Cordón Caulle Gebiet ist ein saurer Sulfat-Wassertyp, der in unmittelbarer Umgebung des Fumarolenfeldes Las Sopas in Erscheinung tritt. Das Wasser wird stark von gelöstem H_2S , das anschließend zu Sulfat oxidiert wird, beeinflusst. Die Dissoziation der Schwefelsäure (H_2SO_4) führt zu niedrigen pH-Werten der Wässer und zu einer intensiven Gesteinsalteration. Das Wasser stammt aus einem lokal begrenzten, schwebenden Grundwasserleiter, der von den im Fumarolen-Solfatarenfeld austretenden Gasen

durchströmt und erhitzt wird. Für eine weitere geothermometrische Betrachtung ist dieser Typ von Thermalwasser unbrauchbar. Aber auch die übrigen Wässer sind hinsichtlich einer Geothermometer-Anwendung nicht als ideal einzustufen, da sie nicht im Feld der „reifen“ Wässer liegen und auch keine Tendenz hinsichtlich einer peripheren Entwicklung zeigen. Vielmehr deuten sie auf Wässer hin, die von der Dampfphase erhitzt wurden. Die niedrigen Cl^- -Konzentrationen sind ein deutliches Zeichen für die Existenz eines von der Dampfphase dominierten Systems, in welchem die austretenden Wässer in der Anionenzusammensetzung von Sulfat und Hydrogencarbonat dominiert werden. Sie entstammen einem „oberflächennahen“ Bereich und repräsentieren somit nicht die Fluidzusammensetzung des tiefen Reservoirs.

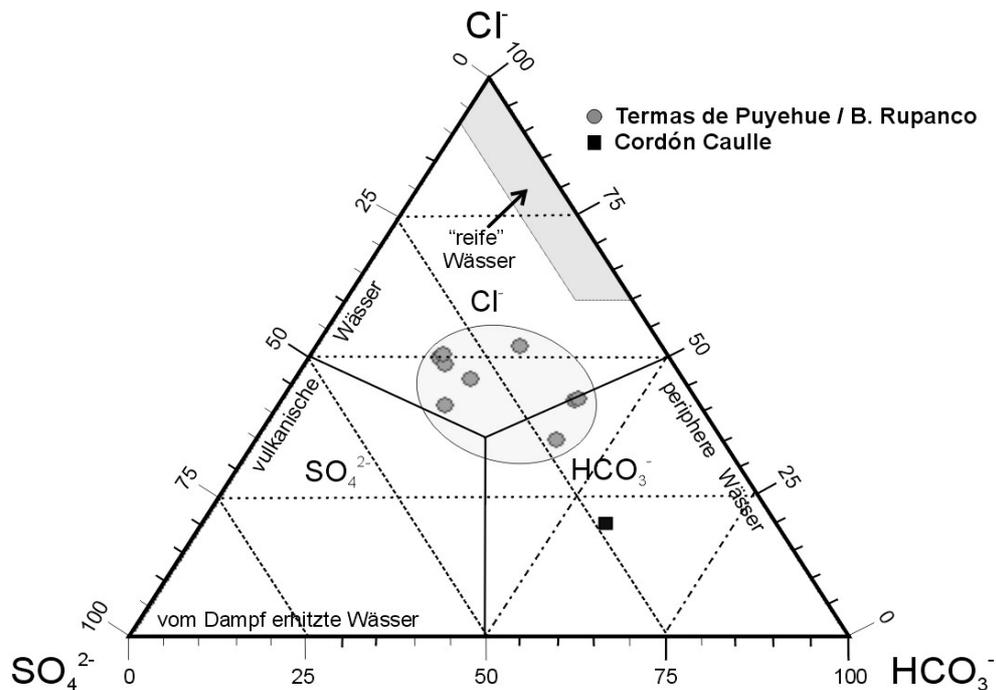


Abb. 73: Cl^- , SO_4^{2-} - und HCO_3^- -Dreiecksdiagramm (in konz.-%) (Januar /Februar 2002).

Die Wasserproben der Jahre 2001 und 2002 (Abb. 72 & Abb. 73) sind einander recht ähnlich. Die Wässer der Termas de Puyehue und der Baños Rupanco im Umfeld des Antillanca-Casablanca Vulkanmassivs plotten im Zentrum des Anionendreiecks und stellen einen intermediären Wassertyp dar. Die Wasserprobe aus dem Cordón Caulle Gebiet (CC-05-02) enthält im Vergleich zum Vorjahr weniger Hydrogencarbonat, was seine Ursache jedoch nicht in einem unterschiedlichen Wasserchemismus, sondern vermutlich in der Bestimmung der Hydrogencarbonat-Konzentration hat, die erst ca. vier Stunden nach der Probennahme erfolgte. Durch die Entgasung von CO_2 ist auch der Hydrogencarbonatanteil entsprechend des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts leicht gesunken.

Die relativen Gehalte an Cl^- , Li^+ und B zeigen ebenfalls eine deutliche Gruppierung der beiden Gebiete. Hohe B/Cl^- -Verhältnisse bei den Thermalwässern von Cordón Caulle deuten ebenfalls auf einen von der Dampfphase geprägten Ursprung der Wässer hin. Die B/Cl^- -Verhältnisse repräsentieren in gewisser Weise die Verhältnisse des tieferen geothermalen Reservoirs, auch wenn sekundäre Prozesse diese beeinflussen können. Dementsprechend lassen sich diese Wässer einem jüngeren geothermalen System zuordnen, das einer gewissen Beeinflussung durch vulkanisch-magmatische Fluide unterliegt. Die Thermalwässer der Termas de Puyehue haben dagegen ein deutlich niedrigeres B/Cl^- -Verhältnis. Sollten diese und die Cordón Caulle Wässer demselben Reservoir entspringen, so würde eine an Bor verarmte Residuallösung im südlichen Abschnitt rund um das Antillanca-Casablanca Vulkanmassiv an der Oberfläche austreten. Jedoch scheinen zwei getrennte Systeme als wahrscheinlicher, in denen die Puyehue Wässer einem älteren System und die Cordón Caulle Wässer einem jüngeren System entstammen. Die Proben vom Januar/Februar 2002 (Abb. 75) zeigen eine analoge Zusammensetzung zu denen des Vorjahres auf. Aufgrund der generell niedrigen Gesamtkonzentrationen von Cl^- , Li^+ und B in den thermalen Quellwässern führt bereits eine geringe

Konzentrationsänderung, verursacht beispielsweise durch eine hohe Varianzbreite der Analysewerte, zu einer Verschiebung eines Punktes innerhalb des Dreieckdiagramms. Der Ausreißer einer Probe (CC-02) in Abb. 74 kann vermutlich dahingehend interpretiert werden. Die langgestreckte Verteilung der Puyehue Wässer deutet dagegen eher auf eine Beeinflussung der Thermalwässer durch kalte, oberflächennahe Grundwässer hin. Die in den nicht durch Thermalwässer beeinflussten Oberflächengewässern gemessenen B-Konzentrationen erreichen Werte von unter 1 mg/L, wohingegen v. a. die der Cordón Caulle Thermalwässer auf Werte von über 10 mg/L ansteigen können.

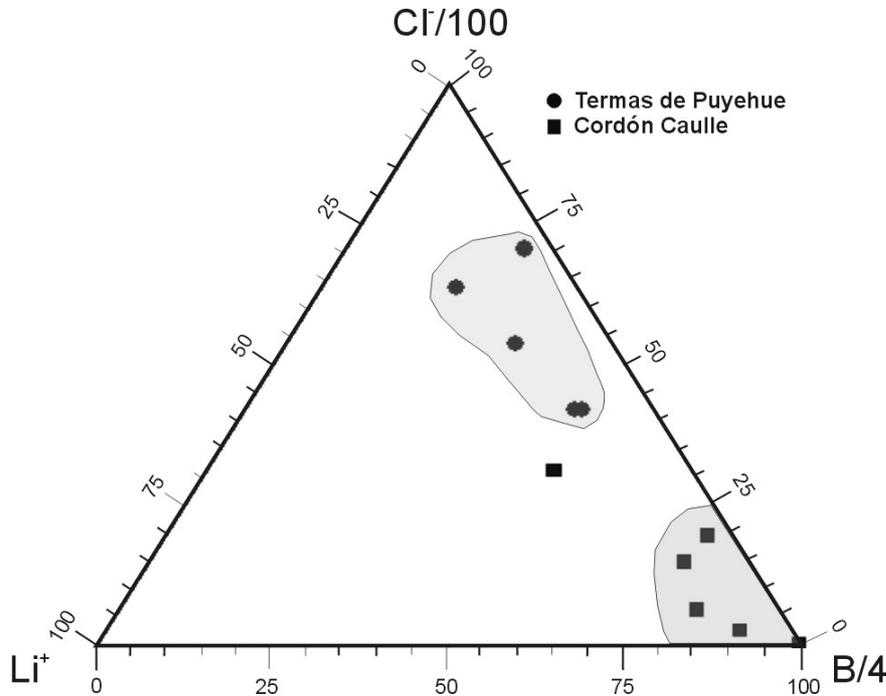


Abb. 74: Cl⁻, Li⁺ und B Dreiecksdiagramm (in konz-%) (Januar/Februar 2001).

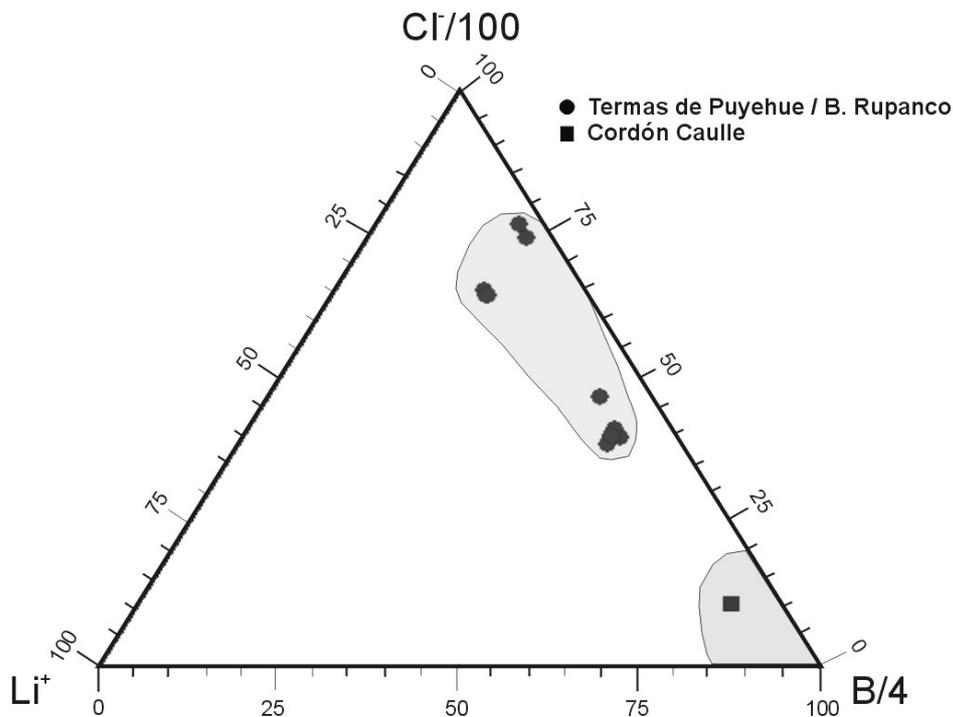


Abb. 75: Cl⁻, Li⁺ und B Dreiecksdiagramm (in konz %) (Januar/Februar 2002).

Trägt man die Na⁺-K⁺-Mg²⁺-Konzentrationen im Dreiecksdiagramm nach GIGGENBACH (1988) auf, so lassen sich deutlich Wässer mit hohen Mg²⁺-Konzentrationen vom Rest abgrenzen (Abb. 76 & Abb. 77). Die Thermalwässer der Lokation Trahuilco mit hohen Schüttungsmengen und den höchsten

Quelltemperaturen ($> 90^{\circ}\text{C}$) zeichnen sich durch niedrige Mg^{2+} -Konzentrationen aus. Dies deutet darauf hin, dass diese Wässer kaum durch oberflächennahes Grundwasser beeinflusst werden (Abb. 77). Der Messwert mit den im Verhältnis niedrigsten Mg^{2+} -Konzentrationen entspricht dabei der Probe CC-06, die aus dem Quellbereich des Geysirs stammt und die höchste Temperatur sowie die höchste Quellschüttung aufweist. Dieses Wasser steht beinahe im Lösungsgleichgewicht mit den Mineralphasen Albit und Adular einerseits (Gl. 39), sowie mit den Mineralen Adular, Illit, Klinochlor (Mg-Chlorit) und Chaledon andererseits (Gl. 49). Auch Probe CC-05, die einem tiefen, dunkelblau gefärbten Quelltopf entspringt, stellt eine von kaltem Wasser nur wenig beeinflusste Probe dar. Dagegen machen sich bei der dritten Trahuilco Probe (CC-04) bereits Verdünnungseffekte mit kaltem Wasser bemerkbar. Dennoch stellt auch diese Probe hinsichtlich der Kationenzusammensetzung ein sich im Teil-Equilibrium befindliches Wasser dar. Die übrigen Proben, sowohl die von Los Baños aus dem Cordón Caulle Gebiet, als auch die Thermalquellen des Gebietes rund um die Termas de Puyehue, sind deutlich durch oberflächennahes, Mg^{2+} -haltiges Grundwasser beeinflusst. Ein ähnliches Bild zeigen die Proben des Jahres 2002 (Abb. 77). Lediglich die Mg^{2+} -Konzentrationen weisen minimal geringere Werte auf, was darauf hindeutet, dass aufgrund der Trockenwetterperioden der Einfluss der Thermalwasserkomponente im Verhältnis zur Komponente des kalten Wassers etwas an Bedeutung gewinnt. Da keine Cl^{-} -Wässer in Erscheinung treten, sind die Aussagen der beiden Kationendreiecksdiagramme weniger hinsichtlich potentieller Reservoirtemperaturen zu interpretieren, sondern verdeutlichen vielmehr den Grad der Verdünnung der Thermalwässer mit kaltem Grundwasser.

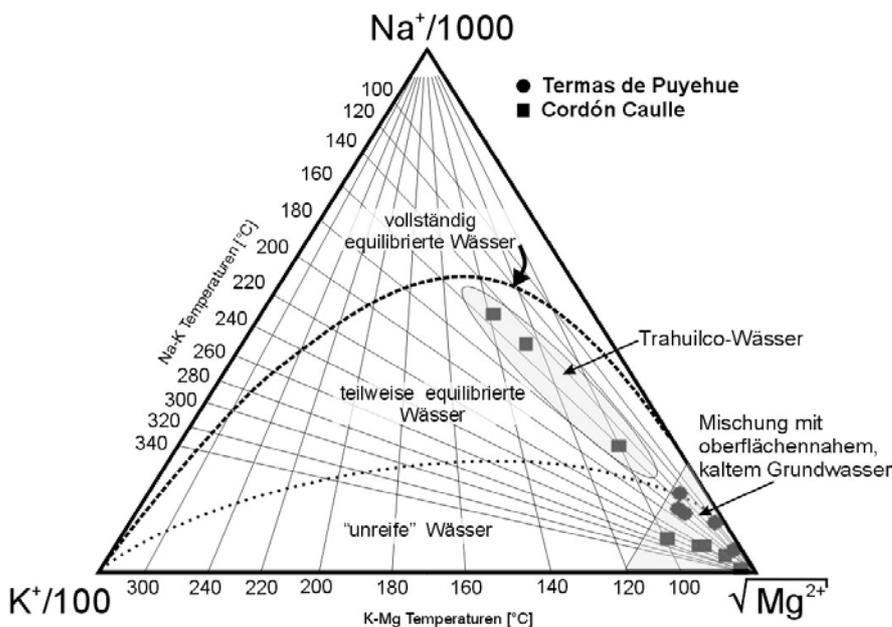


Abb. 76: Na^+ - K^+ - Mg^{2+} -Dreiecksdiagramm (in konz.-%) (Januar/Februar 2001).

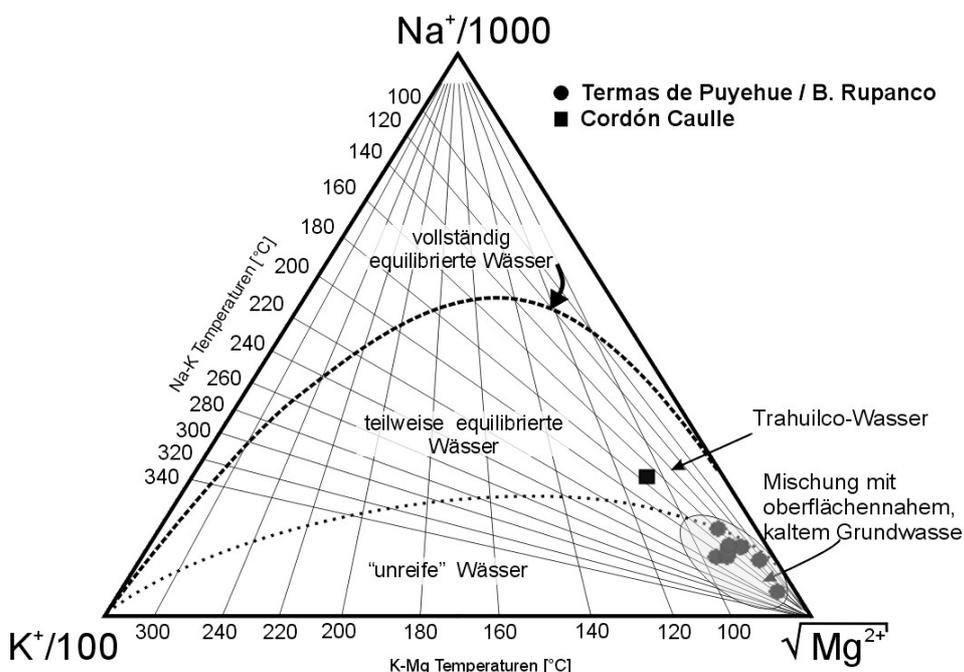


Abb. 77: Na⁺-K⁺-Mg²⁺ Dreiecksdiagramm (in konz. %) (Januar/Februar 2002).

6.8 Anwendung von Geothermometern

6.8.1 Si-Spezies und Si-Geothermometer

Mit Hilfe des Programmcodes PHREEQC (PARKHURST 1995, PARKHURST & APELLO 1999) lassen sich die Anteile der verschiedenen gelösten Spezies der Thermalwässer berechnen.

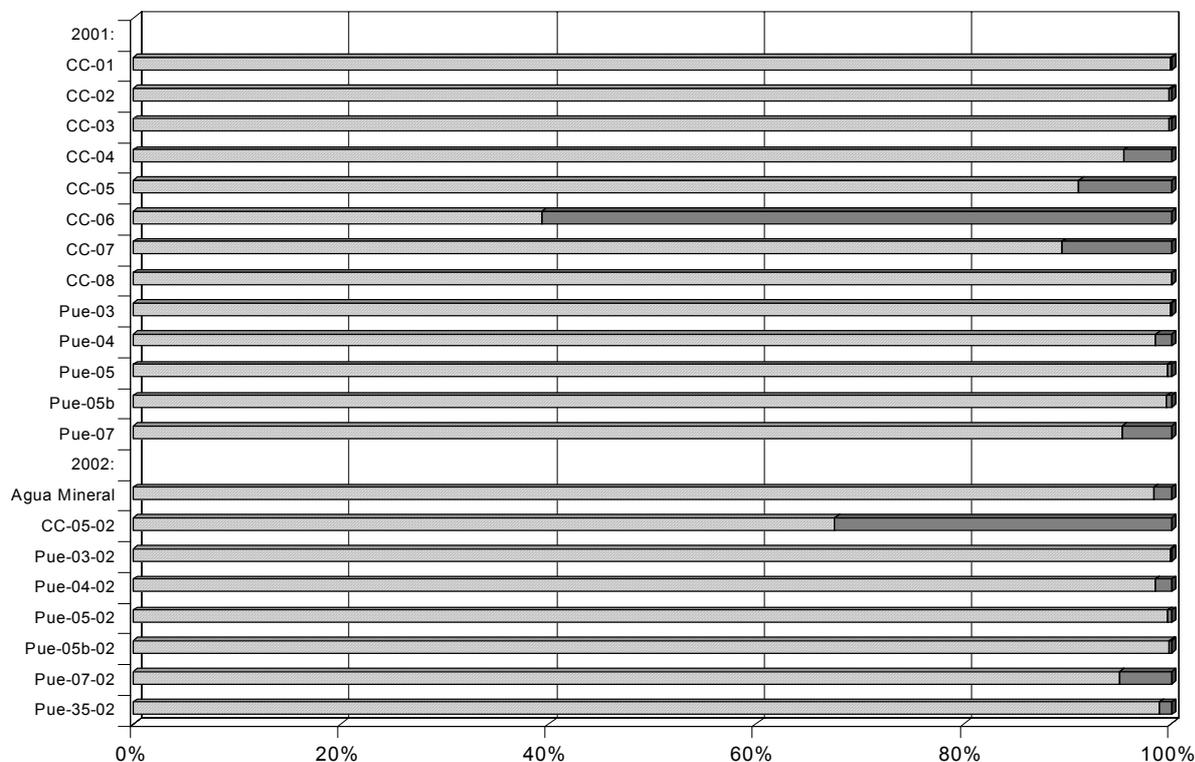


Abb. 78: Prozentuale Si-Speziesverteilung der Thermalwasserproben (gestreift: H₄SiO₄⁰; dunkel: H₃SiO₄⁻).

Betrachtet man die Speziesverteilung der gelösten Kieselsäure (Abb. 78), so liegt der Hauptteil als H_4SiO_4 vor. Bei den Wässern mit hohem pH nimmt der ionisierte Anteil der Kieselsäure zu. Dabei tritt vor allem $H_3SiO_4^-$ in Erscheinung. Die zweite Dissoziationsstufe $H_2SiO_4^{2-}$ spielt mengenmäßig keine Rolle. Hauptsächlich die Wässer von Trahuilco weisen aufgrund der alkalischen pH-Werte erhöhte Anteile an $H_3SiO_4^-$ auf. Da sich im Temperaturbereich zwischen 0 und 150°C der Wert Dissoziationskonstante um beinahe zwei Zehnerpotenzen vergrößert (Abb. 68), liegt bei Probe CC-06 mit einer Temperatur von 92°C und einem pH-Wert von 9,3 über 60% der Kieselsäure dissoziiert als $H_3SiO_4^-$ -Spezies vor.

Bei der Bestimmung der Alkalität mittels Titration (m-Wert) fließen die dissoziierten Anteile der Kieselsäure mit ein. Die Alkalität muss entsprechend Gl. 54 bei der Ermittlung der Hydrogenkarbonatkonzentrationen zumindest bei den Thermalwässern mit $pH > 9$ um die entsprechend dissoziierte Protonenmolarität nach unten korrigiert werden, da man ansonsten zu hohe Karbonat- bzw. Hydrogenkarbonatwerte erhalten würde. Bei neutralen Wässern mit geringen Ionenkonzentrationen kann die Alkalität mit dem Hydrogenkarbonat-Anteil gleichgesetzt werden. Ansonsten gilt:

Gl. 54:
$$(Alkalität) = (HCO_3^-) + 2(CO_3^{2-}) + (OH^-) - (H^+)$$

 (..) = Molarität

Betrachtet man die mit PHREEQC errechneten Sättigungsindizes (SI) der SiO_2 -Mineralphasen Chalcidon, Quarz und $SiO_{2amorph}$, so sind alle Thermalwässer in Bezug auf Chalcidon und Quarz leicht übersättigt und in Bezug auf die amorphen SiO_2 -Verbindungen bereits leicht untersättigt, was darauf zurückzuführen ist, dass die amorphen Kieselsäurevarietäten leichter aus der Lösung ausfallen. Die um die Quellen recht häufig auftretenden Silikatsinter sind ein Hinweis auf eine bereits eintretende Re-Equilibration bezüglich dieser Phasen.

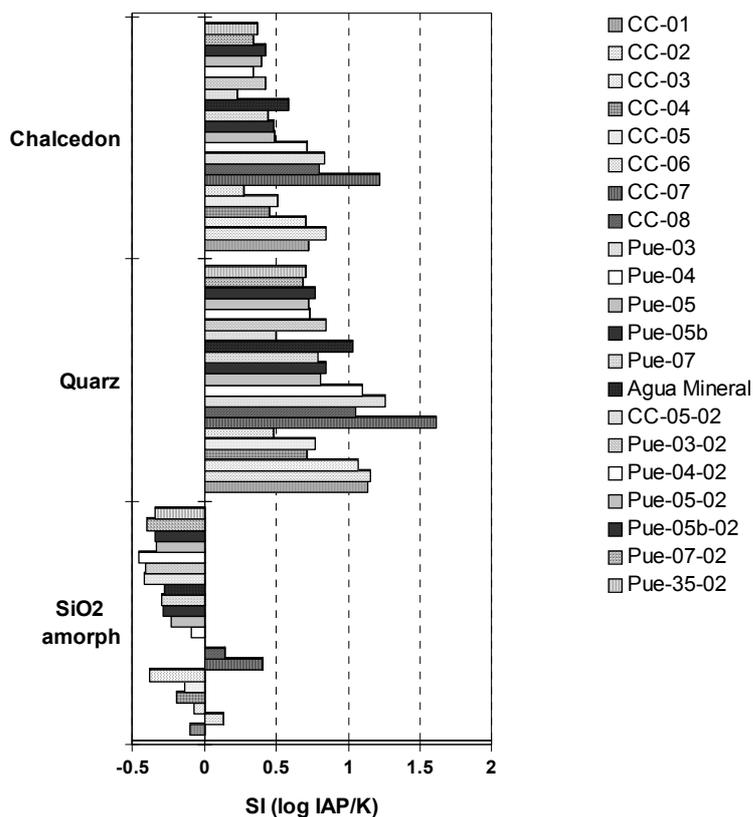


Abb. 79: Sättigungszustände der Thermalwasserproben bezüglich einiger SiO_2 -Festphasen.

Lediglich zwei Proben aus den Fumarolenfeldern von Los Venados (CC-07) und Las Sopas (CC-08) sind in Bezug auf amorphe Kieselsäure leicht übersättigt. Im Fall von CC-08 lässt sich dies auf das saure Alterationsmilieu zurückführen. Das Wasser der Probe CC-07 entstammt einem lokalen schwebenden Grundwasser, welches durch frische Bimssteinlagen fließt und dadurch viel SiO_2 lösen kann. Der für Thermalwasser relativ niedrige κ -Wert von 260 $\mu S/cm$ und die bereits im kalten Wasser vorhandenen, hohen Kieselsäurekonzentrationen bei einer Quellaustrittstemperatur von 30°C lassen darauf schließen, dass das Wasser lediglich kurz vor dem Austreten durch den Dampf und den warmen Untergrund im Umfeld des Fumarolenfeldes etwas erwärmt

wird. Um den Quellaustritt, der etwas ausserhalb des Fumarolenfeldes liegt, lassen sich Silikatausfällungen beobachten.

Durch die Betrachtung der Varietäten der SiO₂-Ausfällungen lassen sich Rückschlüsse auf den Entwicklungsstand bzw. Reifegrad der Ablagerungen ziehen. Der amorphe Opal A wird durch Alterung in höherkristallinen Opal CT überführt und kristallisiert anschließend zu Quarz. Die Silikatsinter rund um die Trahuilco Quellen (siehe Foto in Anhang 11) bestehen überwiegend aus Opal A, was auf „unreife“ Sinterablagerungen hindeutet (SEPÚLVEDA et al. 2003, 2004).

Vor allem die stark durch kaltes Grundwasser beeinflussten Wässer, sowie die Wässer aus den Fumarolenfeldern sind für die Auswertung von Geothermometern nicht geeignet. Im Folgenden werden lediglich die Proben von Trahuilco sowie die Proben von Termas de Puyehue bzw. Aguas Calientes betrachtet. Die Temperaturen werden anhand der Quarz-Geothermometer von FOURNIER (1977) sowie der Chalcedon-Geothermometer von FOURNIER (1977) und ARNÓRSSON et al. (1983) berechnet (Tab. 26).

Da das Wasser Der Probe CC-06 einen pH-Wert von 9,3 am Quellaustritt aufweist und somit ein Anteil von über 60% nicht als Monokieselsäure (H₄SiO₄⁰), sondern als H₃SiO₃⁻ vorliegt (Abb. 78), kann die für die Si-Geothermometeranwendung notwendige Ausgangskonzentration an H₄SiO₄⁰ entsprechend der Gl. 37 korrigiert werden. Es gilt dann:

für T = 365,15K (92°C) errechnet sich die Dissoziationskonstante:

$$\log K_{H_4SiO_4^0} = \frac{-2549}{T} - 15,36 \cdot 10^{-6} T^2 = -9,029$$

bei SiO_{2, anal} = 330 mg/L

$$\text{und pH} = 9,3 \rightarrow [H^+] = 10^{-9,3}: [H_4SiO_4^0] = SiO_{2,anal} \cdot \left(\frac{K_{H_4SiO_4^0}}{[H^+] + 1} \right) = 115 \text{ mg/L}$$

Somit ergeben sich für CC-06_{korrigiert} entsprechend niedrigere Temperaturen (s. Tab. 26).

Tab. 26: Berechnete Si-Temperaturen (in °C) einiger Thermalwasserproben.

Probe	Quarz (kein Entweichen der Dampfphase) (FOURNIER 1977) $t = \frac{1309}{5,19 - \log[SiO_2]} - 273,15$	Quarz (max. Entweichen der Dampfphase bei 100°C) (FOURNIER 1977) $t = \frac{1522}{5,75 - \log[SiO_2]} - 273,15$	Chalcedon (kein Entweichen der Dampfphase) (FOURNIER 1973) $t = \frac{1522}{5,75 - \log[SiO_2]} - 273,15$	Chalcedon (kein Entweichen der Dampfphase) (ARNÓRSSON et al. 1983) $t = \frac{1112}{4,91 - \log[SiO_2]} - 273,15$
CC-04	183	171	163	157
CC-05	198	183	180	172
CC-06	217	198	202	192
(CC-06 korrigiert)	(145)	(139)	(119)	(117)
Pue-05	153	146	128	125
Pue-05b	131	127	104	103
Pue-07	139	135	113	111
CC-05-02	172	162	150	145
Pue-05-02	137	132	110	109
Pue-05b-02	125	122	97	96
Pue-07-02	129	126	101	100
Pue-35-02	137	133	111	109

Da die berechneten Temperaturen der nicht korrigierten Probe CC-06 auf eine Reservoirtemperatur von $> 180^{\circ}\text{C}$ hindeuten, kann die Korrektur der Kieselsäurespezies vernachlässigt werden. Für die Geothermometer können die analysierten SiO_2 -Werte herangezogen werden, da die pH-Werte im Reservoir bei hohen Temperaturen meist niedrig sind und somit die unionisierte Spezies der Kieselsäure in den Vordergrund tritt (D'AMORE & ARNÓRSSON 2000). Unkorrigierte Quarz-Geothermometer ergeben für die Probe CC-06 des Trahuilco-Geysirfeldes somit Maximaltemperaturen von 217°C . Abb. 80 verdeutlicht, dass bereits bei einer hypothetischen Abnahme des pH-Werts von 9,3 auf 8 die Kieselsäurezusammensetzung fast ausschließlich von der Monokieselsäure dominiert wird. Zudem fällt entsprechend Abb. 68 die Dissoziationskonstante bei Temperaturzunahme über ca. 150°C wieder ab, sodass auch dies zu einer Erhöhung der H_4SiO_4^0 -Konzentrationen in einem heißen Reservoir führt.

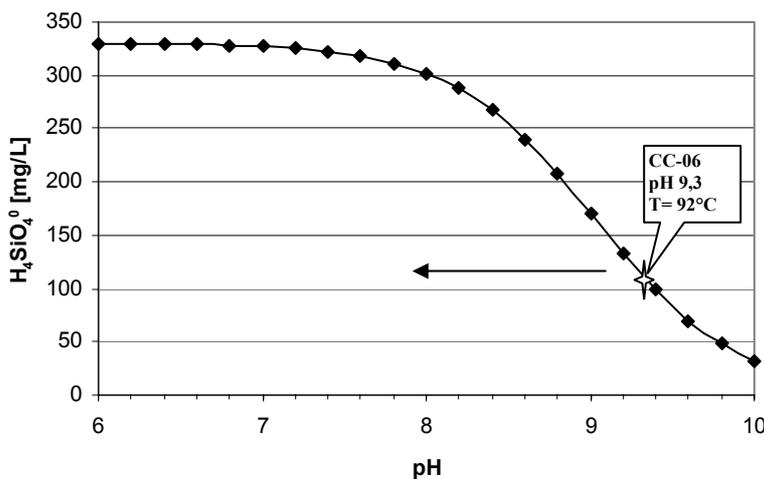


Abb. 80: H_4SiO_4^0 -Konzentration der Probe CC-06 bei einem Rückgang des pH-Werts im Reservoir.

6.8.2 Kationenverhältnisse und K^+ - Mg^{2+} , Na^+ / K^+ -Geothermometer

Erhöhte Mg^{2+} -Konzentrationen finden sich in den Thermalwässern von Puyehue, Baños Rupanco sowie im Großteil der Cordón Caulle Wässer. Sie sind somit bezüglich einer Anwendung von Kationengeothermometern unbrauchbar (Abb. 76 & Abb. 77). Lediglich die Trahuilco Wässer stellen eine Ausnahme dar und sind bezüglich dieser Eigenschaft mit „normalen“ Reservoirwässern vergleichbar. Trägt man im SCHÖLLER-Diagramm (Abb. 81) die Konzentrationen der Hauptinhaltsstoffe auf, so zeigen sich deutlich die gegensätzlichen Trends von Cl^- und Mg^{2+} bei Wässern des Termas de Puyehue Gebiets einerseits und den Wässern von Trahuilco andererseits. Die Mg^{2+} -reichen Wässer von Los Baños unterscheiden sich von denen des Puyehue Gebietes vor allem in den niedrigeren Cl^- - und SO_4^{2-} -Konzentrationen und von den Trahuilco Wässern neben den hohen Mg^{2+} -Konzentrationen durch niedrige SO_4^{2-} -Konzentrationen.

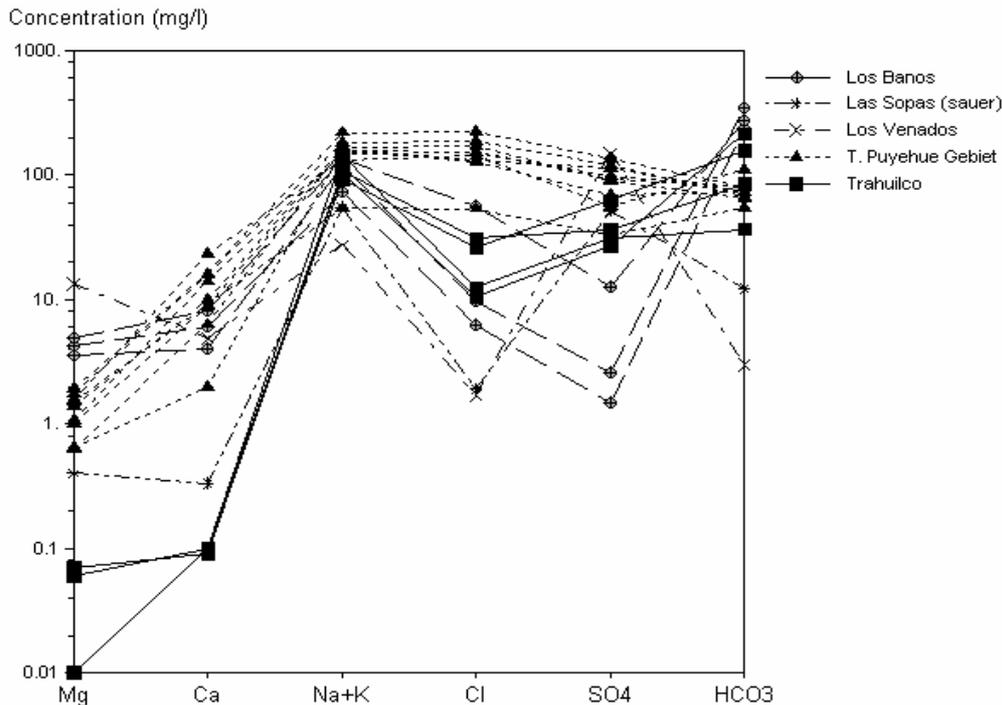


Abb. 81: SCHÖLLER-Diagramm der Thermalwässer.

Die niedrigen Mg^{2+} -Konzentrationen von Trahuilco deuten demnach auf eine gewisse Gleichgewichtseinstellung des Wassers mit K-Feldspat (Adular), K-Glimmer (Muskovit, Illit), Mg-Chlorit (Klinochlor) und Chalcedon hin (s. Gl. 49).

Tab. 27: Kationengeothermometer-Temperaturen der Trahuilco-Thermalwässer.

Probe	K-Mg-Temperatur [°C] (GIGGENBACH 1988)	Na-K-Temperatur [°C] (GIGGENBACH 1988)
CC-04	100	165
CC-05	127	153
CC-05-02	109	174
CC-06	138	154

Aufgrund der schnellen Re-Equilibration des K-Mg-Systems bei Temperaturänderungen können die Equilibriumstemperaturen des tiefen Reservoirs nicht ermittelt werden. Stattdessen repräsentieren die K-Mg-Temperaturen der Trahuilco Wässer von 100-140°C die Bedingungen während des Fluid-Aufstiegs bzw. nahe des Quellaustritts (Abb. 76, Tab. 27). Beim System Na-K des Fluids mit den Mineralphasen Albit und Adular stellt sich wesentlich langsamer ein neues Lösungsgleichgewicht ein, als beim K-Mg-System, welches eher ein Bild des Reservoirs vermittelt. Die berechneten Na-K-Temperaturen von ca. 153 - 174°C (Tab. 27) entsprechen so gesehen den Equilibriumstemperaturen des von der Dampfphase aufgeheizten Grundwassers. Im $Na^+K^+Mg^{2+}$ -Dreieck (Abb. 76) liegen die Trahuilco Wässer im Bereich der teilweise equilibrierten Wässer. Das bedeutet, dass die Fluide im Vergleich zu einem tiefen Reservoirbereich im dampfphasen-erhitzten Grundwasserleiter eine kürzere Aufenthalts- und Reaktionszeit haben und sich somit kein vollständiges Lösungsgleichgewicht einstellen kann. Diese Annahme gilt jedoch nur, wenn man Verdünnungseffekte mit kaltem, oberflächennahem Grundwasser weitestgehend ausschließen kann (siehe Probe CC-06, Geysir).

6.9 Isotopenhydrochemie

Die Anwendung der Isotopenhydrochemie geht davon aus, dass das Verhältnis bzw. die Konzentration natürlicher und anthropogener Umweltisotope dazu dienen kann, Aussagen über die Grundwasserneubildung, die genetische Unterscheidung von Grundwässern und die Abschätzung von Mischungsvorgängen treffen zu können (HÖLTING 1992).

6.9.1 Stabile Isotope Deuterium und Sauerstoff-18

Im Wasser treten verschiedene stabile Isotope auf. Bei Wasserstoff sind es ^1H und ^2H (Deuterium) und beim Sauerstoff ^{16}O , ^{17}O und ^{18}O , sodass insgesamt neun verschiedene Kombinationen dieser Isotope ein Wassermolekül aufbauen können. Infolge unterschiedlicher Isotopenmassen reicht das Molekulargewicht von H_2O von 18 bis 22 Mol. Im Wasser tritt als häufigste Verbindung $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ auf, das zugleich am leichtesten ist und den höchsten Dampfdruck besitzt. Den niedrigsten Dampfdruck und das schwerste Molekulargewicht hat die Verbindung $^2\text{H}_2^{18}\text{O}$, die zugleich nur in geringen Konzentrationen vorhanden ist (FETTER 2001). Beim Phasenübergang zwischen flüssiger und dampfförmiger Phase des Wassers kommt es zu einer Anreicherung der schweren Wassermoleküle in der Flüssigphase und zu einer Anreicherung der isotopisch leichteren Moleküle in der Dampfphase. Dies führt zu einer Isotopenfraktionierung der beiden Elemente H und O. Allgemein kann man sagen, dass das Ausmaß der Fraktionierung vor allem beim Kondensieren und Ausregnen aus der Dampfphase mit steigender Temperatur geringer wird und bei geringen Temperaturen stärker zum Tragen kommt. Aufgrund des großen Massenunterschieds zwischen ^1H und ^2H zeigt vor allem der Wasserstoff in der Natur eine ausgeprägte Isotopenfraktionierung (> 50%), aber auch bei den $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnissen lässt sich eine Variation von ca. 10% in natürlichen Systemen beobachten (FETTER 2001). Das Konzentrationsverhältnis der Isotope wird dabei nicht absolut, sondern im Verhältnis zu einem Standard betrachtet. Die mittels Massenspektrometer bestimmten Isotopenverhältnisse R (ratio) von $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ und $^2\text{H}/^1\text{H}$ einer Wasserprobe lassen sich mit dem Verhältnis zu einer standardisierten Ozeanwasserprobe vergleichen und als Deltawert in Promille angegeben (CRAIG 1961). Der bis 1976 verwendete „Standard Mean Ocean Water“ (SMOW) entspricht dabei im Wesentlichen dem heutzutage verwendeten Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW). Die Abweichung zum V-SMOW beträgt für $\delta^2\text{H}_{\text{SMOW}} = +0,2\text{‰}$ und $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +0,004 \text{‰}$. Die relative Fraktionierung kann ausgedrückt werden als:

$$\text{Gl. 55} \quad \delta = \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}} \cdot 1000 \text{ [‰]}$$

Für $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ gilt dementsprechend:

$$\text{Gl. 56} \quad \delta^{18}\text{O} = \left[\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{Probe}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \cdot 1000 \text{ [‰]}$$

$$\text{Gl. 57} \quad \delta^2\text{H} = \left[\frac{\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}} \right)_{\text{Probe}}}{\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}} \right)_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \cdot 1000 \text{ [‰]}$$

Wird $\delta^2\text{H}$ als Funktion von $\delta^{18}\text{O}$ aufgetragen, so ergibt sich für meteorische Wässer entsprechend der Fraktionierungsvorgänge eine lineare Beziehung:

$$\text{Gl. 58} \quad \delta^2\text{H} = a\delta^{18}\text{O} + b$$

Die Werte von a und b sind variabel. Je nach klimatologischen Bedingungen liegt der Steigungswert der Geraden a gewöhnlich um 8 und der Deuterium-Exzess b zwischen 5 und 10. Als „Global Meteoric Water Line“ (MWL) wird eine Gerade mit Steigung 8 und dem Exzess 10 beschrieben. Diese Linie zeigt den durchschnittlichen weltweiten Zusammenhang in der Isotopenzusammensetzung von Niederschlagswasser und Schnee in Abhängigkeit von deren geographischer Breite und somit der Kondensationstemperatur. Die niedrigen Breiten sind durch isotopisch „schwere“ Niederschläge und hohe Breiten durch „leichte“ Niederschläge gekennzeichnet. Insgesamt sind die Niederschläge isotopisch leichter als das Ozeanwasser, da durch die Verdunstung zunächst vor allem die isotopisch leichteren Wassermoleküle in die Dampf- und Gasphase übertreten. Nach der Kondensation des Wasserdampfs fällt dieses, im Durchschnitt isotopisch leichtere Wasser dann als Niederschlag. Daneben sind für die isotopische Zusammensetzung der Niederschlagswässer noch der Kontinentaleffekt (abnehmende δ -Werte von der Küste zum Landesinneren) und der Temperatureffekt mit den Unterteilungen in Höhen-Effekt (Temperaturabnahme mit der Höhe und somit niedrigere δ -Werte) und der jahreszeitlichen oder von Klimatepochen geprägten Temperaturschwankungen (Pleistozän-Holozän) entscheidend.

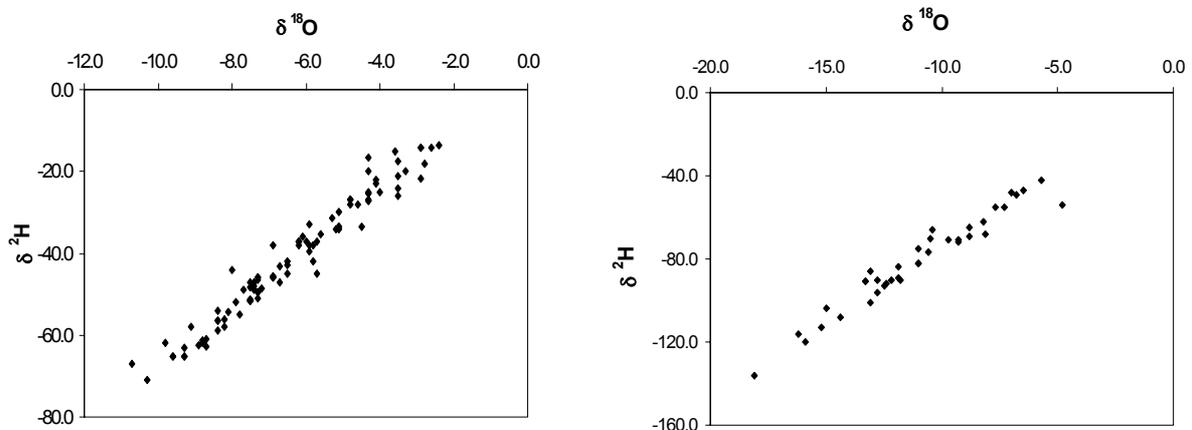


Abb. 82: $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Relation in den Niederschlägen von Puerto Montt (Chile) (linkes Diagramm) und Bariloche (Argentinien) (rechtes Diagramm) (Quelle: IAEA 2003)

Der Kontinentaleffekt, der auch als Mengeneffekt bezeichnet wird, zeigt sich sehr deutlich beim Vergleich der Station Puerto Montt, die an der Pazifikküste liegt ($41^\circ 47'\text{S}$; $72^\circ 93'\text{W}$) mit der Station Bariloche am E-Abfall der Anden ($41^\circ 15'\text{S}$; $71^\circ 33'\text{W}$) (Abb. 82). Puerto Montt weist isotopisch schwerere Niederschläge auf als Bariloche, das sich im Lee der Anden befindet und mehr vom kontinentalen Klima geprägt wird. Das Arbeitsgebiet liegt etwa 1° nördlich der Linie Puerto Montt - Bariloche und befindet sich in etwa in der Mitte der Distanz beider Städte. Dennoch dürfte die isotopische Zusammensetzung der Niederschlagswässer eher den schwereren von Puerto Montt entsprechen, da die Fraktionierungsvorgänge durch das Abregnen an der Westflanke der Anden erst von dort aus nach Osten hin verstärkt zum Tragen kommen. Darüber hinaus bewirken in hydrologischen Systemen verschiedene Prozesse eine Änderung der Konzentrationen an stabilen Isotopen ^2H und ^{18}O , ausgehend von ihrer ursprünglichen meteorologischen Zusammensetzung (Abb. 83). Fraktionierungen durch Evaporation von einer offenen Wasseroberfläche ergeben, ausgehend von der Niederschlagszusammensetzung eine flache Evaporationsgerade mit einer Steigung zwischen 1 und 5 für das verbleibende Wasser. Je weiter die Probe sich von der MWL entfernt, desto größer ist die Evaporation.

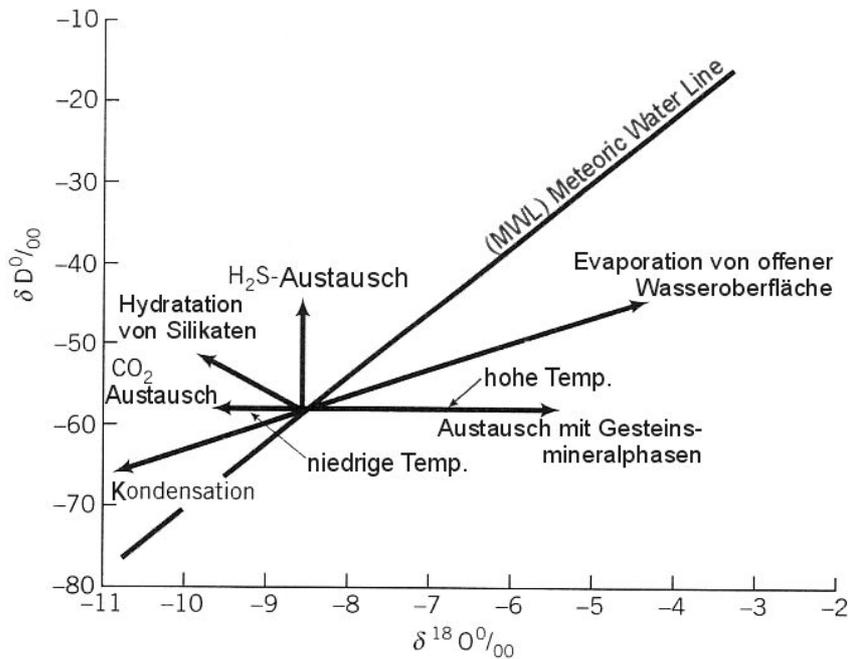


Abb. 83: Ursachen für ein Abweichen von der MWL in der isotopischen Zusammensetzung von Wässern (modifiziert aus DOMENICO & SCHWARTZ 1998).

Des Weiteren bewirken Isotopenaustauschvorgänge zwischen der Mineralphase und dem Grundwasser vor allem in geothermalen Systemen eine Veränderung in der Isotopenzusammensetzung. Bei hohen Temperaturen findet ein Austausch an Wasserstoff- und Sauerstoffatomen statt, bis sich schließlich ein chemisches Gleichgewicht zwischen Fluid und Festphase bezüglich der isotopischen Zusammensetzung eingestellt hat (DOMENICO & SCHWARTZ 1998). Ein Isotopenaustausch tritt für ^{18}O besonders beim Kontakt mit silikat- und karbonathaltigen Gesteinen ein, da diese im Allgemeinen einen weit höheren ^{18}O Gehalt aufweisen, als die Niederschlagswässer. Da diese Gesteine meist nur wenig Wasserstoff in den Mineralphasen enthalten, bleibt der ^2H -Gehalt praktisch unverändert (MOSER & RAUERT 1980). Häufig sind Thermalwässer also gegenüber ^2H durch einen erhöhten ^{18}O -Gehalt charakterisiert. Eine Erniedrigung des ^{18}O -Gehaltes deutet dagegen bei niedrig temperierten, kohlenstoffhaltigen Wässern auf einen Isotopenaustausch mit dem im Wasser vorhandenen CO_2 hin (MOSER & RAUERT 1980). Entsprechend führt ein Austausch mit H_2S zu einer Erhöhung der ^2H -Gehalte. Auch die Hydratation von Silikaten kann eine Änderung in der Isotopenzusammensetzung der Lösung bewirken. Dabei nehmen die ^{18}O -Gehalte ab und die ^2H -Gehalte leicht zu (CLARK & FRITZ 1997).

Die isotopische Zusammensetzung der Niederschläge von Puerto Montt (IAEA 2003) (Abb. 84) ergeben eine gemittelte lokale Meteoric Water Line (Strichlinie), die im Vergleich zur World Meteoric Water Line (MWL) kaum abweicht. Die Niederschläge sind insgesamt durch die Nähe zum Pazifik von einer schweren isotopischen Zusammensetzung geprägt. Zudem spiegelt die Verteilung der Niederschlagsproben entlang der MWL die jahreszeitliche Schwankung der Isotopenkonzentrationen wider. Die niedrigen δ -Werte bilden die Niederschläge der Wintermonate und die hohen stammen aus den Sommermonaten. Da das Arbeitsgebiet in topographisch höher gelegenen Bereichen liegt, sind aufgrund der niedrigeren Jahresmitteltemperaturen auch die Niederschlags- und Schmelzwässer von einer isotopisch leichteren Zusammensetzung geprägt, entsprechend den Winterniederschlägen von Puerto Montt. Die Wasserproben liegen mit Ausnahme von CC-08 alle unmittelbar auf oder neben der Niederschlagszusammensetzung. Probe CC-08 stammt aus einem kleinen Heißwasserpool im Fumarolenfeld Las Sopas. Die ausgeprägte Evaporation dieses Wassers über einer offenen Wasseroberfläche macht sich deutlich in der Verschiebung der ursprünglichen Zusammensetzung der Niederschläge auf dem Cordón Caulle Plateau (Schmelzwasserprobe) entlang der Evaporationsgeraden bemerkbar.

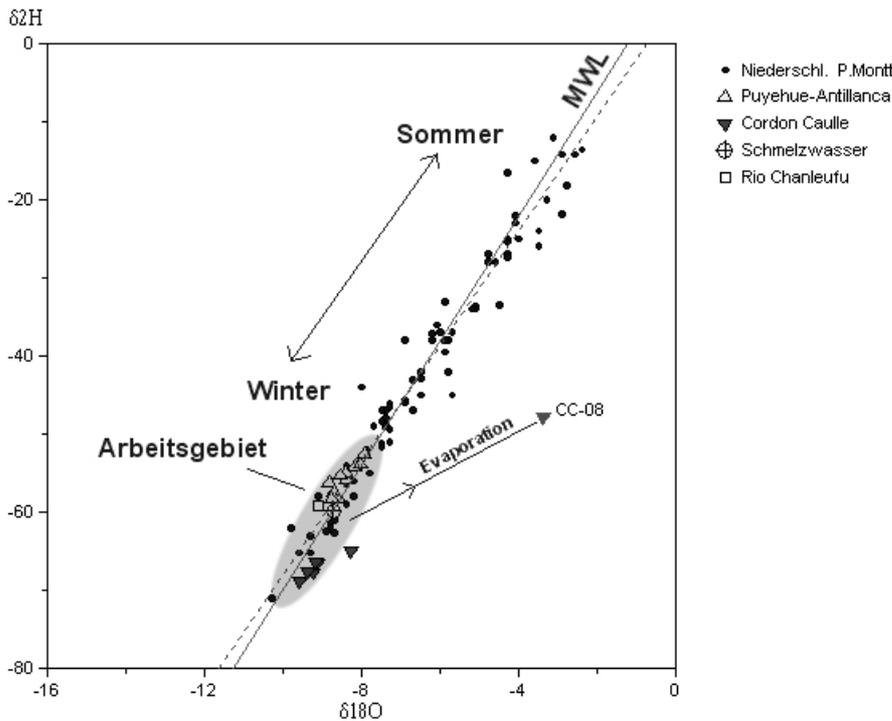
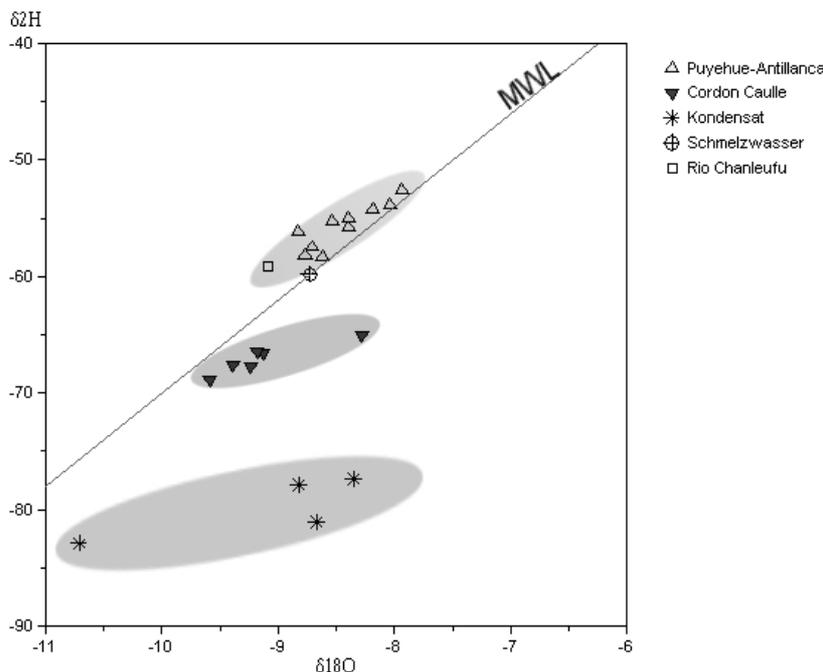


Abb. 84: $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Relation der Oberflächen-, Thermal- und Niederschlagswässer.

Abb. 85 zeigt die isotopische Zusammensetzung der Proben in einer höher aufgelösten Skalierung. Zusätzlich zu den Wasserproben werden auch die Kondensatproben der Fumarolenfelder Las Sopas und Los Venados dargestellt (SEPÚLVEDA et al. 2004). Die Isotopie der Wässer und Kondensatproben lässt sich entsprechend ihrer Herkunft in drei Gruppen unterteilen. Generell entsprechen die Thermalwässer in ihrer Isotopensignatur der des Niederschlagswassers. Darin zeigt sich eine starke Vermischung mit oberflächennahem, kaltem Grundwasser. Dennoch lassen sich leichte Tendenzen der ursprünglichen Thermalwasserisotopie des Reservoirs erkennen. Die Wässer von Antillanca und Puyehue weisen eine insgesamt etwas schwerere Isotopenzusammensetzung auf. Die schwache Linksdrift in Bezug zur MWL hat ihre Ursache in der Hydratation von Silikaten (s. Abb. 83). Das Flusswasser des Río Chanleufu hat sein Einzugsgebiet bis hinauf zum Gipfel des Casablanca Stratovulkans. Die insgesamt isotopisch leichtere Zusammensetzung reflektiert die integrativ höhere topographische Lage des Flusseinzugsgebietes im Vergleich zum Bildungsort der Thermalwässer. Auch der Einfluss von isotopisch leichterem Schmelzwasser kann dadurch zum Ausdruck kommen. Eine Beeinflussung durch Evaporation lässt sich bei diesen Wässern nicht feststellen. Die Schmelzwasserprobe vom Kraterrand des Puyehue Vulkans spiegelt die isotopisch leichtere Zusammensetzung der Niederschläge in topographisch höher gelegenen Gelände, gekoppelt mit den in den Winterniederschlägen geringeren Gehalten an ^2H und ^{18}O , wider.



Die Schmelzwasserprobe vom Kraterrand des Puyehue Vulkans spiegelt die isotopisch leichtere Zusammensetzung der Niederschläge in topographisch höher gelegenen Gelände, gekoppelt mit den in den Winterniederschlägen geringeren Gehalten an ^2H und ^{18}O , wider.

Abb. 85: $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Relation der Oberflächen-, Thermalwasser- und Kondensatproben.

Die isotopische Zusammensetzung der Cordón Caulle Wässer, insbesondere die des Trahuilco Geysirfeldes, lässt mehrere Interpretationsmöglichkeiten zu. Zum einen kann die überproportionale Zunahme an ^{18}O gegenüber ^2H auf verstärkte Evaporation der heißen Quellwässer in den Quelltöpfen hindeuten (Abb. 86). Das Wasser mit der höchsten Temperatur (CC-04) des Geysirs weist dabei die stärksten Evaporationsraten auf. In diesem Fall ist das Ausgangswasser isotopisch leichter und stammt somit aus einem höheren Einzugsgebiet, als die Schmelzwasserprobe bzw. spiegelt eine kältere Temperatur der durchschnittlichen Jahresniederschläge wider.

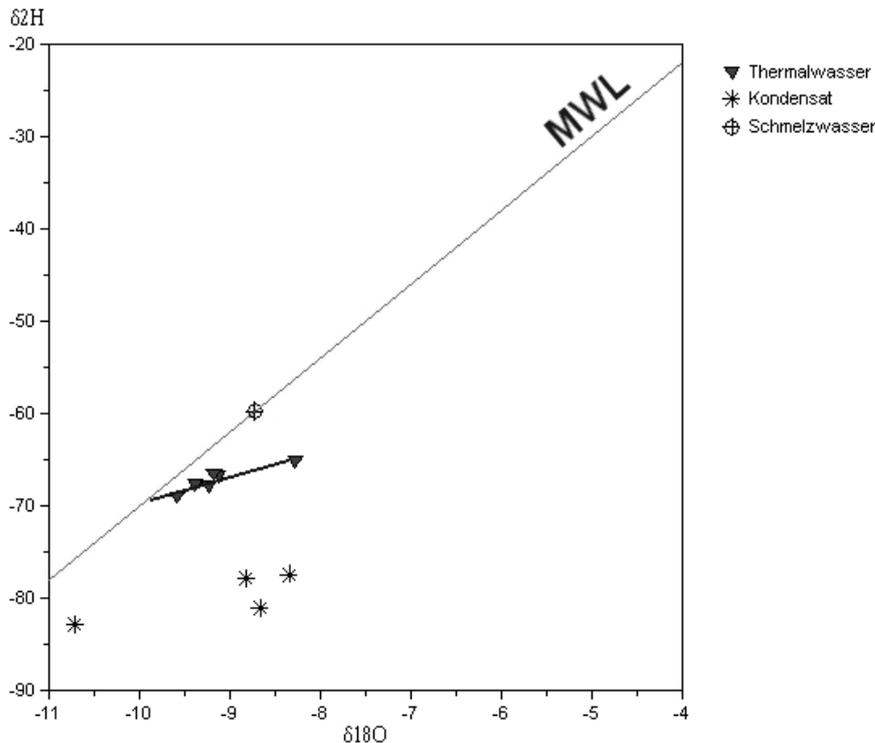


Abb. 86: Isotopische Fraktionierung der Cordón Caulle Thermalwässer aufgrund Evaporation am Quellaustritt.

Eine weitere mögliche Fraktionierungsursache stellen Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen bei hohen Temperaturen dar, die zu einer positiven Sauerstoff-Drift, also hin zu einem höheren Anteil an ^{18}O führen (Abb. 87). Die zu beobachtende Verschiebung ist bei den meisten Proben eher gering, was auf nur schwach ablaufende Wasser-Gesteins-Reaktionen hindeutet. Da zudem in diesem Fall beinahe alle Wässer unterschiedliche Ausgangszusammensetzungen aufweisen müssten, scheint dieser Prozess als alleinige Ursache für die isotopische Rechtsverschiebung von der MWL eher unwahrscheinlich. Zwar besteht zwischen Los Baños, Los Venados und Trahuilco ein topographischer Höhenunterschied, der eine Verschiebung entlang der MWL-Geraden der Ausgangswässer möglich erscheinen lässt, jedoch müssten dann zumindest die Wässer aus Trahuilco tendenziell auf einer Linie liegen, was diese jedoch nicht tun. Es ist allerdings denkbar, dass die einzelnen Trahuilco Quellen aus unterschiedlichen Gebieten gespeist werden, oder dass Evaporationsprozesse zusätzlich zu den möglichen Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen eine Verschiebung bewirken.

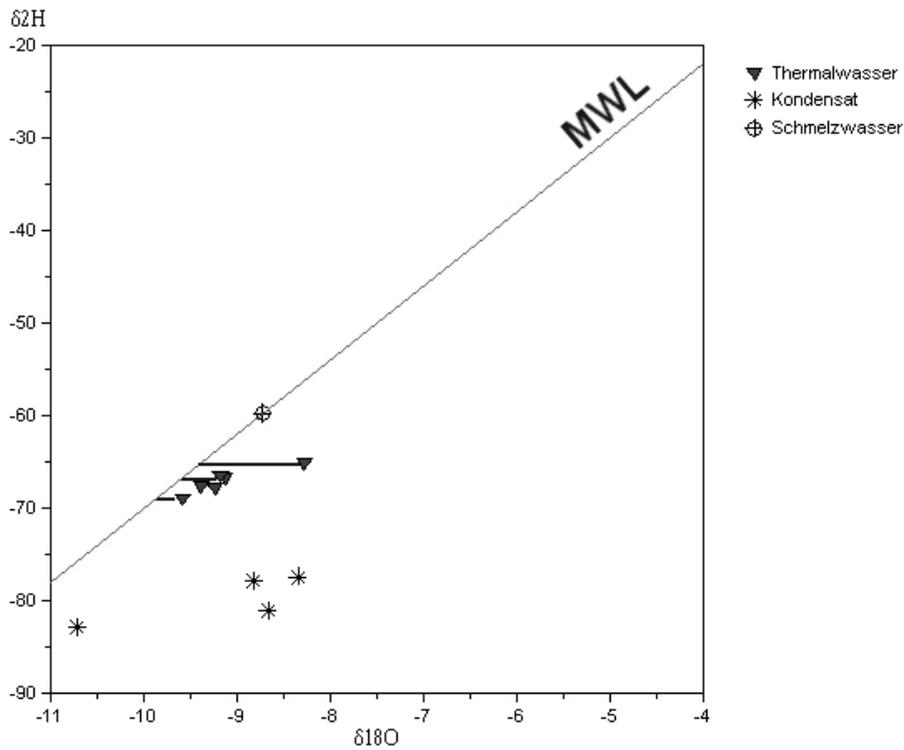


Abb. 87: Isotopische Fraktionierung (^{18}O -Drift) der Cordón Caulle Thermalwässer aufgrund von Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen bei hohen Temperaturen.

Darüber hinaus kann theoretisch die Mischung von Kondensat eines Dampfphasen-dominierten Systems mit dem meteorischen Wasser eines relativ oberflächennahen Grundwasserleiters zur beobachteten Isotopensignatur der Cordón Caulle Thermalwässer führen (Abb. 88).

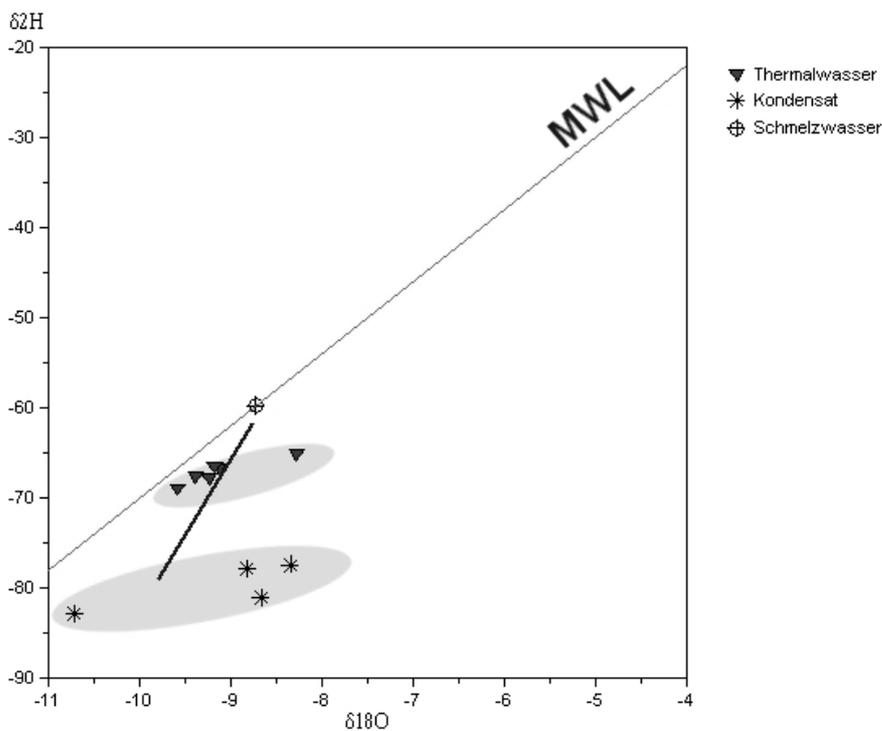


Abb. 88: Isotopische Fraktionierung der Cordón Caulle Thermalwässer aufgrund Mischung von oberflächennahem Grundwasser mit dem Kondensat eines Dampfphasen-dominierten Systems.

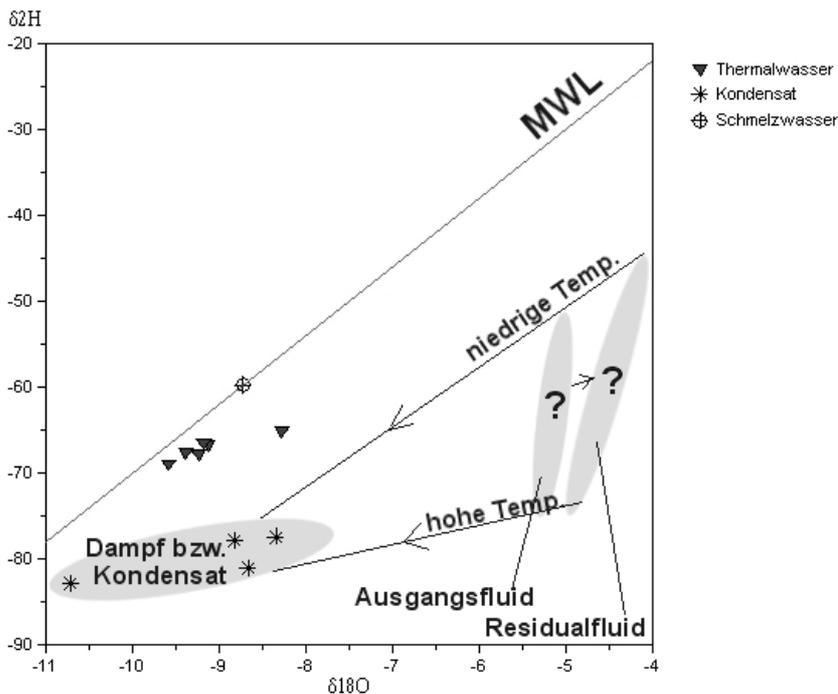


Abb. 89: Hypothetische Genese der Isotopensignatur der Fumarolenkondensate.

Vermutlich sind alle drei Prozesse, also die Oberflächenevaporation in den Quelltopfen, schwache Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen als auch die Mischung mit der Isotopensignatur der Kondensate für die Sauerstoff- und Wasserstoff- Isotopenverhältnisse der Cordón Caulle Wässer verantwortlich.

6.9.2 Tritium

Das radioaktive Wasserstoffisotop Tritium (^3H) mit einer Halbwertszeit von 12,34 Jahren entsteht auf natürlichem Wege in der höheren Atmosphäre aus der Einwirkung kosmischer Strahlung und der dadurch erzeugten Neutronen auf Stickstoffatome. Ein Großteil des Tritiums wird zu Wasser oxidiert und gelangt über die Niederschläge ins Grund- und Oberflächenwasser (MOSER & RAUERT 1980). Der natürliche Tritiumgehalt in Mitteleuropa beträgt 6 TU, neuere Untersuchungen gehen aufgrund der natürlich gebildeten Tritiummengen dagegen von 0,7 TU als natürliche Obergrenze aus (LÖW & BALDERER 2002). Per Definition entspricht 1 TU (Tritium Unit) einem ^3H -Atom in 10^{18} Atomen ^1H , was einer Aktivität von 0,119 Bq/kg bzw. 7,1 Tritiumzerfällen pro Minute in 1 Liter Wasser entspricht (MOSER & RAUERT 1980). Tritium zerfällt zu ^3He unter der Aussendung von β -Strahlung. Durch die oberirdischen Kernwaffentests, vor allem seit Beginn der Tests von Wasserstoffbomben, gelangten große Mengen an Tritium in die Stratosphäre und wurden anschließend in die untere Atmosphäre und somit auch in die Hydrosphäre überführt. Die Tritiumkonzentrationen im Niederschlagswasser stiegen von 1952 bis 1959 zunächst mäßig stark auf einige hundert TU in Mitteleuropa an, gingen in den Folgejahren zunächst leicht zurück und erreichten 1963 Maximalwerte, die tausendfach über den natürlichen Tritiumkonzentrationen lagen (MOSER & RAUERT 1980). Dieser 1963-Peak wurde in zahlreichen hydrologischen Studien als Markierungspeak herangezogen (CLARK & FRITZ 1997). Generell konnten aufgrund dieser Markierung Grundwässer in „ältere“ Tritium-freie Grundwässer und am hydrologischen Kreislauf unmittelbar beteiligte, jüngere Grundwässer (< 1952) unterschieden werden. Seit 1963 nehmen die Tritiumkonzentrationen im Niederschlagswasser aufgrund des Rückgangs und seit 1980 nicht mehr erfolgten oberirdischen Kernwaffentests kontinuierlich ab und auch der starke Gradient in der weltweiten Verteilung dieses Bombentritiums mit hohen Konzentrationen auf der Nordhalbkugel und geringeren auf der Südhalbkugel vermindert sich seither. Die Maximalkonzentrationen wurden auf der Südhalbkugel erst 1964 und 1965 registriert und waren um ein Vielfaches geringer im Vergleich zur Nordhemisphäre. Auf der Südhemisphäre sind deshalb darauf basierende hydrologische Anwendungen nur sehr eingeschränkt möglich (MOSER & RAUERT 1980). Die Tritiumkonzentrationen nehmen generell in Richtung hoher Breitengrade zu. Auch jahreszeitliche Schwankungen lassen sich beobachten. Vor allem im Frühjahr treten aufgrund einer Störung der Grenze zwischen Stratosphäre und Troposphäre durch eine Verlagerung des Jetstreams,

der dem Luftmassenausgleich dient, erhöhte Tritiumgehalte in die untere Atmosphäre über und bewirken so einen Frühjahrspeak. Dazu ergibt sich ein Kontinentaleffekt aufgrund des Tritiumaufstaus über kontinentaler Troposphäre mit im Gegensatz zum Deuterium zunehmenden Tritiumgehalten in Richtung Kontinent. Aufgrund der raschen Ausregnung von Tritium werden unterschiedliche Tritiumgehalte in der Troposphäre durch den horizontalen Luftmassenaustausch nur unzureichend ausgeglichen. Deshalb weisen die Tritiumgehalte im Niederschlagswasser von Regenereignis zu Regenereignis stark unterschiedliche Werte auf (HÖLTING 1992). Die Interpretation von Tritiumgehalten im Grundwasser ist mittlerweile sehr schwierig geworden. Zum einen hat die Tritiumkonzentration der rezenten Niederschläge soweit abgenommen, dass aufgrund des flachen Verlaufs der Inputfunktion eine genaue zeitliche Zuordnung nicht mehr möglich ist (LÖW & BALDERER 2002). Zum anderen führt die zweideutige Tritium-Inputkurve dazu, dass eine eindeutige Altersangabe für bestimmte Messwerte praktisch nicht mehr möglich ist. Hinzu kommen lokale Tritiumeinträge durch kerntechnische Anlagen.

Da in den vergangenen Jahrzehnten der erhöhte Bombentritiumgehalt in der Atmosphäre weitgehend durch die Ozeane verdünnt und gebunden wurde, nähern sich die rezenten Niederschlagstritiumkonzentrationen dem Bereich natürlicher Produktion. Quantitative Aussagen sowie Aussagen über die Verweildauer des Grundwassers im Untergrund sind von daher kaum noch möglich und man muss sich mit qualitativen Interpretationen der Tritiumgehalte im Grundwasser begnügen. Für die Mitte der Neunziger Jahre geben CLARK & FRITZ (1997) für küstennahe Gebiete folgende Anhaltswerte zur Beurteilung der Tritiumgehalte im Grundwasser (in TU):

< 0,8	Submodern, vor 1952 gebildet
0,8 – ca. 2	Mischung zwischen submoderner und rezenter gebildeter Grundwasserkomponente
2 – 8	Neuzeitlich gebildetes Grundwasser (< 5 bis 10 Jahre)
10 – 20	Residuales Bombentritium vorhanden
> 20	Beträchtliche Komponente an Grundwasser, das zwischen 1960-1970 gebildet wurde

Die Werte sind aufgrund des radioaktiven Zerfalls des Tritiums und weiterer Vermischung mittlerweile noch weiter gefallen. Zudem muss auf der Südhalbkugel generell von niedrigeren Tritiumausgangskonzentrationen durch die Eintäge der Kernwaffentests ausgegangen werden.

Die Tritiumgehalte einiger Wasserproben des Arbeitsgebietes vom Januar/Februar 2001 (Tab. 28) bewegen sich insgesamt auf einem sehr niedrigen Niveau.

Tab. 28: Tritiumgehalte einiger Wasserproben vom Januar / Februar 2001.

Probe	Pue-01	Pue-03	Pue-04	Pue-05	Pue-05b	Pue-07	Pue-21	R-Ant	CC-02	CC-03
TU	1,8 ±0,4	1,4 ±0,3	0,9 ±0,3	0,4 ±0,3	0,8 ±0,3	0,4 ±0,3	1,7 ±0,4	1,3 ±0,3	1,5 ±0,4	1,1 ±0,3

Die Probe einer kalten Quelle (Pue-01) sowie die Regenwasserprobe R-Ant wiesen Werte zwischen 1-2 TU auf. Auch wenn diese einzelnen Proben keinen repräsentativen Werte darstellen, so zeigen sie jedoch, dass die rezenten meteorischen Wässer und oberflächennahen Grundwässer einen sehr geringen Tritiumgehalt von wenigen TU aufweisen. Die Wässer von Los Baños (CC-02, CC-03) sowie vom Thermalwasserquellaustritt im Río Pichichanleufú (Pue-03) deuten auf eine ähnliche Zusammensetzung wie der rezente meteorische Input hin. Einen noch geringeren Tritiumgehalt weisen die Thermalwässer von Aguas Calientes (Pue-05) und Termas de Puyehue (Pue-07) auf. Vermutlich handelt es sich dabei um Thermalwasser, das vor 1952 infiltriert sein muss. Die meteorische Herkunft zeigt sich in den $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ -Verhältnissen entlang der MWL (Abb. 85). Der geringe Tritiumgehalt in den Wasserproben hat seine Ursachen aller Wahrscheinlichkeit nach in der Mischung von rezent gebildetem oberflächennahem Grundwasser mit diesem „Tritium-armen“ Thermalwasser. Probe Pue-05b, die aus einer Thermalquelle im Flussbett des Río Chanleufu bei Aguas Calientes entspringt, zeigt, unter Vorbehalt der Fehlertoleranzen, den Mischungseffekt mit einer Erhöhung der Tritiumkonzentration von 0,4 TU bei Pue-05 (schwach vermischt) auf 0,8 TU bei Pue-05b (stärker vermischt). Die Mischung bzw. Verdünnung mit oberflächennahem Grundwasser spiegelt sich auch in einer Temperaturabnahme sowie in einem Rückgang der Salinität wider.

7 Diskussion

7.1 Wasserbilanz

Die betrachteten Wasserbilanzen sind lediglich eine erste Abschätzung der hydrologischen Verhältnisse. Bei den Ausgangsgrößen spielen vor allem die Niederschlagsmengen der topographisch höher gelegenen Gebiete in Hinblick auf die Gesamtinterpretation der Wasserbilanz eine entscheidende Rolle. Die Daten der CONAF Klimastation Antillanca zeigen zwar, dass die Niederschlagswerte in den Regionen oberhalb 1000 m ü. NN um einiges über den abgeschätzten Literaturwerten (HUBER 1975) liegen, sie sind jedoch aufgrund einer nur wenige Jahre (1997-2001) umfassenden Aufzeichnungsdauer nur bedingt aussagekräftig. Zudem ist selbst dieser nur wenige Jahre umfassende Datensatz nicht in sich konsistent. Ein Teil der Messergebnisse wurde mit Niederschlagsammlern ermittelt, die drei mal täglich abgelesen und geleert werden, ein anderer Teil durch den Einsatz einer Regenwaage mit einem *Event*-Datenlogger. Auch ist die Messtellendichte mit insgesamt vier Niederschlagsstationen auf einer Fläche von 2700 km² zu gering, da Luv- und Leeeffekte, kleinräumige Klimaunterschiede in einzelnen Tälern bzw. bei entsprechenden Hangexpositionen, sowie die verstärkte Kondensation über schneebedeckten Flächen nicht berücksichtigt werden. Ein weiteres Manko stellen die teilweise recht unterschiedlichen Zeitintervalle der Niederschlagsaufzeichnungen dar, die zur Berechnung der mittleren jährlichen Niederschlagsmengen herangezogen wurden. Von den beiden Stationen Anticura und Aguas Calientes existieren Aufzeichnungen seit 1980, sodass Extremwerte, vor allem El Niño und La Niña Jahre, weitestgehend integrativ in die langjährigen Durchschnittswerte einfließen. Von den Stationen Lago Ranco und vor allem Antillanca liegen dagegen die Niederschlagswerte nur von einigen Jahren vor, sodass sich Extremwetter-situationen noch stärker in den mittleren jährlichen Niederschlagswerten wiederfinden. Bei der Wasserbilanzierung wurde dennoch auf die verschiedenen zur Verfügung stehenden Zeiträume der einzelnen Niederschlagsstationen zurückgegriffen. Die Abweichung vom langjährigen Mittel, die bei der Betrachtung kohärenter Zeiträume durch die Einschränkung der Messdauer auf wenige Jahre bei allen Stationen entstünde, würde schwerer ins Gewicht fallen, als die Betrachtung verschiedener Messzeiträume, wodurch dann zumindest bei einigen Stationen die extremen Jahreswerte gedämpft werden. Abgesehen davon stehen zeitgleiche Aufzeichnungen aller Stationen nicht zur Verfügung. Als weitere Vereinfachung werden bei der Wasserbilanzierung die Anteile an Nebelkondensation und Interzeption außer Acht gelassen, da sie bei den hohen Niederschlagsmengen keinen wesentlichen Beitrag zur Niederschlagskomponente liefern. Trotz aller getroffener Vereinfachungen und Unsicherheiten sind die betrachteten Größenordnungen der Niederschlagsmengen realistisch. Beispielsweise lässt sich zumindest für die Höhenlagen von 70 - 1000 m ü. NN das Ausmaß des Steigungsregeneffekts gut mit den Niederschlagswerten der Klimastationen korrelieren. Auch kann anhand langjähriger Abflussmessungen (1943-1970) am Auslauf des Lago Ranco (Pegel Río Bueno in Puerto Lapi, 72 m ü. NN) für ein Einzugsgebiet von 3297 km² eine Gesamtgebietsniederschlagshöhe von ca. 4200 mm/a ermittelt werden (mündl. Mitt. BURZ). Da dieses Einzugsgebiet sowohl die Tal- als auch die Hochlagen umfasst, kann von wesentlich höheren Niederschlagsmengen für die Gipfelregionen ausgegangen werden. Im Gegensatz dazu stehen die von CAMPOS et al. (1989) beschriebenen mittleren Abflussmengen von 120 m³/s des Lago Puyehue, was einer Abflusshöhe von 2500 mm/a bezogen auf das Einzugsgebiet entspricht. Diese Widersprüche machen deutlich, dass die Datenbasis auf jeden Fall um langjährige klimatische Aufzeichnungen mehrerer Stationen verteilt über das gesamte Arbeitsgebiet erweitert werden muss.

Auch beim Faktor Verdunstung müssen starke Vereinfachungen in Kauf genommen werden. Aufgrund einer unzureichenden Datenbasis können genauere, aber bezüglich der Eingangsparameter umfangreichere Berechnungsmethoden nicht angewendet werden. Selbst die Berechnung mittels HAUDE-Verfahren kommt aufgrund fehlender 14:00 Uhr Daten nicht zur Anwendung. Die berechneten und zur Wasserbilanzierung herangezogenen potentiellen Evapotranspirationshöhen sind in einigen Teilgebieten sicherlich im Vergleich zu den realen Werten als zu hoch einzuschätzen. In den Hochlagen ist zwar einerseits durch die hohen Niederschläge ein hohes potentielles Angebot an Wasser vorhanden, dieses infiltriert jedoch rasch in den tieferen Untergrund, sodass selbst durch kapillaren Aufstieg nur ein Bruchteil dieses Wasser der Evaporation tatsächlich zur Verfügung steht. Fehlende bzw. spärliche Vegetation vermindert zudem den Anteil der Transpiration am

Verdunstungsgeschehen. Positiv wirken sich auf die Evaporationshöhen dagegen die starke Windbewegung in den Hochlagen sowie in einigen Bereichen die schwarze Geländeoberfläche der Vulkanite und Aschen aus, die bei Sonneneinstrahlung zu einem entsprechend starken Anstieg der Luft- und Bodentemperatur führt. In den tiefer gelegenen Gebieten bewirken die gute Wasserzweischenspeicherung in der dichten Regenwaldvegetation sowie die hohen Transpirationsraten eine Zunahme der Verdunstungsraten. Dennoch spielen die Evapotranspirationshöhen von einigen hundert Millimeter pro Jahr nur eine untergeordnete Rolle in der Wasserbilanz verglichen mit den Niederschlagshöhen von einigen tausend Millimeter pro Jahr, sodass ein gewisser Grad an Unsicherheit und eine einfache Betrachtungsweise bei der Ermittlung der durchschnittlichen jährlichen Evapotranspirationshöhen akzeptiert werden kann.

Die Abflussmessungen stellen lediglich eine erste Basis für die Interpretation des Abflussgeschehens und somit auch der Grundwasserbewegung dar. Da von den meisten Flüssen und Bächen keine Abflusswerte vorlagen, war zunächst die Ermittlung der Größenordnung notwendig. Dabei zeigt sich, dass vor allem die Abflussdaten vom Januar/Februar 2002 sehr aussagekräftig sind, da diese Trockenwetterbedingungen und somit den Basisabfluss repräsentieren. Lediglich die zeitlich ausreichend aufgelösten Abflusswerte des Kraftwerkes Capullo ermöglichen eine detailliertere Auswertung von Abflussganglinien des Einzugsgebietes Puleufú. Aber auch diese Auswertungen sind durch verschiedene Faktoren in ihrer Aussagekraft begrenzt. Zum einen stellen die vorhandenen Werte Turbinendurchflusswerte dar, sodass der Anteil, der durch das Flussbett abgeleitet wird, in diesen Zahlen nicht berücksichtigt wird. In niederschlagsarmen Zeiten entspricht der Turbinendurchfluss weitgehend dem Gesamtabfluss, aber in regenreichen Perioden wird ein nicht unerheblicher Anteil am Kraftwerk vorbei geleitet und bei Hochwasser sind zudem die maximalen Turbinendurchflussraten durch ein Überlaufwehr auf 8 m³/s begrenzt. Zum anderen ist die Auflösung der Abflusswerte relativ gering, sodass nur begrenzt genaue Ganglinienverläufe und deren Interpretation bzw. Auswertung möglich sind.

Bei der Grundwasserbilanzierung erscheint der Anteil am Grundwasserabstrom und der Tiefenversickerung, also dem Teil, der vom Vorfluter (Puleufú) nicht erfasst wird, mit ca. 40% des Niederschlagswassers zunächst als recht hoch. Der geologische Aufbau scheint aber prinzipiell solch hohe „Tiefeninfiltration“ zu ermöglichen. Eine genaue Abflusseparation der vom Vorfluter nicht erfassten Anteile des Grundwassers lässt sich anhand der vorliegenden Daten nicht durchführen. Scheinbar nehmen die großen Seen in den glazial übertieften Tälern eine wichtige Vorflutfunktion für diese Wässer ein. Da das Niederschlagswasser in den vulkanischen Ablagerungen aus gut durchlässigen Sand- und Kieslagen rasch infiltrieren kann und zudem entlang von Basalthöhlen abgeleitet wird, ist damit zu rechnen, dass ein nicht unerheblicher Anteil dieses Wassers bis an die Basis der Vulkanite gelangt. Erst dort wird es durch die im ungeklüfteten Zustand gering durchlässigen Gesteine des intrusiven Basements aufgestaut und gelangt in den Talsohlen bzw. Seen an die Oberfläche. Ein Vergleich mit den hydrogeologischen Verhältnissen des Vulkans Kilauea auf Hawaii zeigt, dass das oberflächennahe Grundwasser dort ebenfalls rasch bis auf ein tiefes, statt dem Seespiegel mit dem Meeresspiegel korrespondierendes, „basales“ Niveau hinabsickert (PETERSON 1981). Generell deuten die ermittelten Daten darauf hin, dass die regionale Grundwasserneubildung, bei allen Unsicherheiten, sehr große Werte erreichen kann. Entsprechend stehen auch, bei ausreichend guten Gebirgsdurchlässigkeiten des Festgesteins, der Tiefenversickerung diese Wassermengen zur Verfügung. Mit einer lokal erhöhten Gebirgsdurchlässigkeit ist in den Festgesteinen des Arbeitsgebietes aufgrund der intensiven rezenten tektonischen Aktivität zu rechnen. Vor allem in Bereichen mit ausgeprägten und tief hinabreichenden Störungen und Lineamente dürfte dies der Fall sein, sodass ein Zustrom meteorischer Wässer zum Reservoir des Thermalfeldes im ausreichenden Maße gesichert erscheint.

7.2 Eigenschaften der Thermalfelder

GOFF & JANIK (2000) zeigen ein mögliches Grundmodell für Geothermalsysteme im Bereich eines potentiell aktiven Stratovulkans, das für viele Thermalgebiete in Chile als Grundlagenkonzept herangezogen werden kann (Abb. 90). Die ausgeprägte Topographie ist dabei für die Zonierung im Auftreten der entsprechenden Oberflächenmanifestationen sowie der Thermalwassercharakteristik entscheidend.

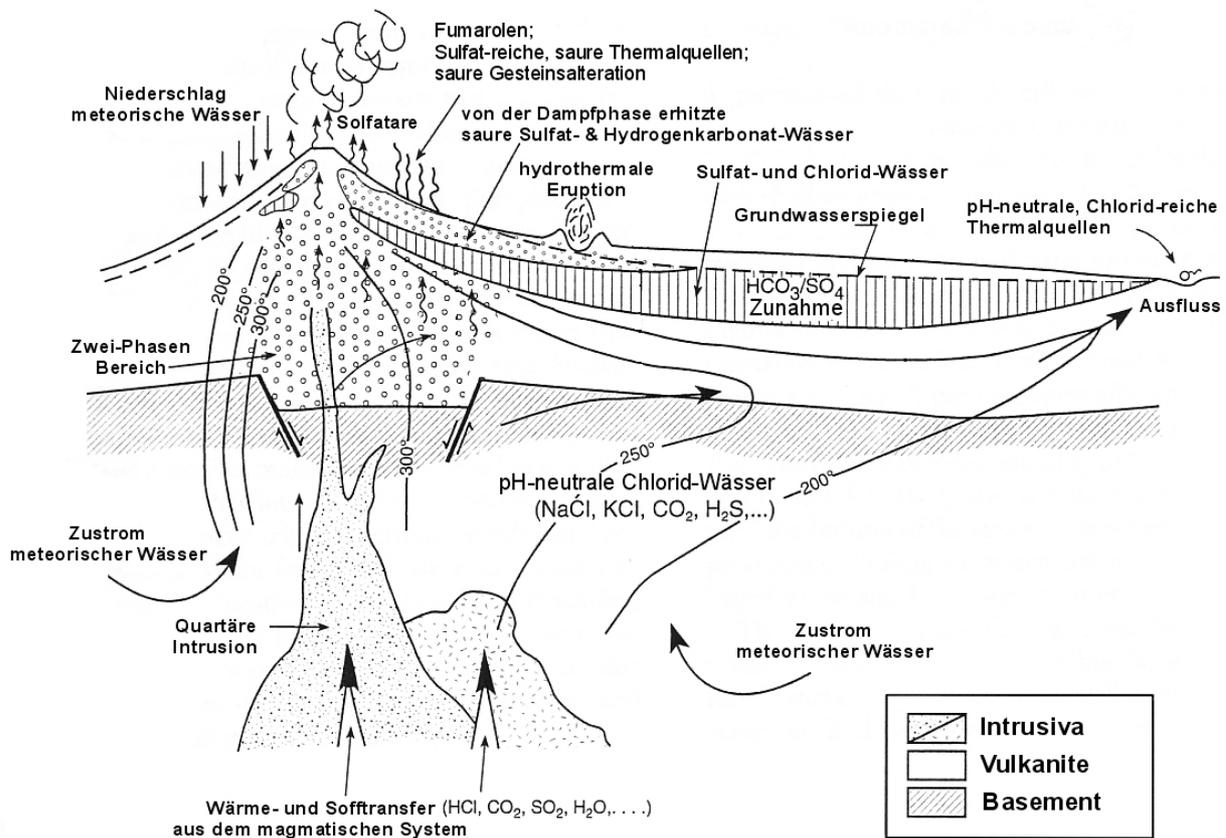


Abb. 90: Modell eines jungen „Igneous“-geothermalen Systems im Bereich eines andesitischen Stratovulkans (modifiziert nach GOFF & JANIK 2000).

In diesem Modell erreichen die andesitischen Intrusionen Temperaturen von 850 bis 1050°C. Der Begriff „Igneous“ (feurig, glühend, eruptiv) soll in diesem Zusammenhang auf die rezent vorhandene vulkanische Aktivität hindeuten. Tief infiltrierendes meteorisches Wasser wird vom Intrusivkörper aufgeheizt und reichert sich aufgrund Wasser-Gesteins-Wechselwirkung an Cl^- , F^- , Br^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , den Hauptkationen, Kieselsäure, Bor und einigen Metallen an, bis sich im Idealfall ein chemisches Gleichgewicht einstellt. Darüber hinaus werden volatile Komponenten des Magmas, wie H_2O , CO_2 , HCl , HF , Hg , As und Schwefelverbindungen (z.B. H_2S) vom Reservoirfluid sorbiert. Das Reservoirwasser nimmt einen pH-Wert-neutralen, Cl^- -dominierten Charakter an. Im Gestein des Reservoirs findet eine ausgeprägte Gesteinsalteration bzw. Mineralneubildung statt. Aufgrund seiner geringeren Dichte steigt das aufgeheizte Fluid über dem Zentrum der Hitzequelle auf. Häufig kommt es bei einem raschen Fluidaufstieg entlang von Klüften ab einem gewissen Niveau zum Siedeprozess, bei dem sich die Dampfphase aus nichtkondensierbaren Gasen sowie kondensierbaren Anteilen bildet und an der Oberfläche schließlich als Fumarolen austritt. Dort, wo dieser aufsteigende Dampf mit oberflächennahem Grundwasser oder frisch gefallenem Niederschlagswasser in Kontakt tritt, oxidiert der Schwefelwasserstoff zu Schwefelsäure und es bilden sich Areale mit sauer-alteriertem Gesteinszersatz, assoziiert mit dem Auftreten von sauren Sulfat-Thermalwässern. Mischen sich diese sauren Wässer mit den meist in tieferen Bereichen auftretenden Chlorid-Wässern, so bilden sich saure Sulfat-Chlorid-Mischwässer. Aufgrund der Topographie eines Stratovulkans und des hydraulischen Gradienten bewegen sich die Thermalwässer lateral vom Vulkanzentrum weg und treten häufig einige

Kilometer von der eigentlichen Wärmequelle bzw. dem Zentrum des geothermalen Reservoirs entfernt an der Oberfläche zu Tage. Das idealisierte Modell muss dabei häufig entsprechenden Strukturen angepasst werden. So werden in Caldera-Strukturen meteorische Wässer oft festgehalten und über lange Zeiträume durch die darunterliegende Magmakammer aufgeheizt.

Die bisher erfolgten hydrochemischen und geochemischen Untersuchungen deuten darauf hin, dass sich die Thermalwässer Südchiles, insbesondere die der Puyehue - Cordón Caulle Geothermalfelder, in ihren Eigenschaften zum Teil erheblich von denen Nordchiles unterscheiden. Ein erster wesentlicher Punkt ist das Fehlen von Cl-dominierten Wässern. Hohe Cl-Konzentrationen von einigen hundert bis tausend Milligramm pro Liter treten in zahlreichen hydrothermalen Systemen im Ausflussbereich der Reservoirwässer in Erscheinung (Abb. 90) und gelten als Voraussetzung für die Anwendung der meisten Geothermometer. Auch die insgesamt niedrigen Salinitäten der Thermalwässer mit κ -Werten $< 1000 \mu\text{S}/\text{cm}$ deuten darauf hin, dass diese Wässer im Reservoir keinen intensiven Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen unterliegen. Das Modell eines „Igneous“-geothermalen Systems kann also nicht unbedingt als Grundlage für das Arbeitsgebiet dienen. Vielmehr deutet der hydrogeochemische Charakter des Cordón Caulle Gebietes auf ein Dampfphasen-dominiertes System („Vapour-Dominated-System“) hin, bei dem ein oberflächennaher, regionaler Grundwasserleiter durch das in ihm kondensierende Gas erhitzt wird und seine Prägung hinsichtlich der hydrochemischen Eigenschaften erhält (DORSCH et. al. 2003, SEPÚLVEDA et al. 2004). Durch die Dampfphase erhitztes Grundwasser kann durch die Gaskondensation entsprechend eine hydrogenkarbonatische (aus CO_2 -Komponente), als auch eine saure, sulfatische Prägung (aus H_2S -Komponente) erhalten. Abb. 91 verdeutlicht den Unterschied zwischen einem Dampfphasen-dominierten Reservoir (V-D Reservoir; Vapour-Dominated) und einem Flüssigphasen-dominierten Reservoir (L-D Reservoir, Liquid-Dominated). Dabei wird in der englischsprachigen Literatur der Dampf im Untergrund als „Vapo(u)r“ und der an der Oberfläche austretende als „Steam“ bezeichnet.

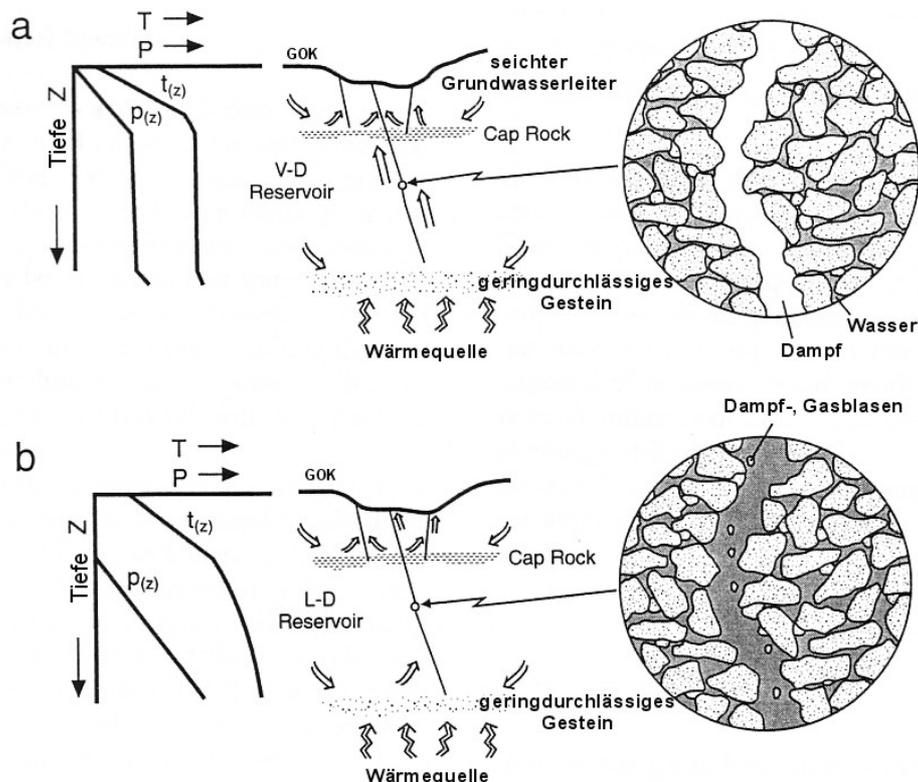


Abb. 91: Dampfphasen- (a) und Flüssigphasen- (b) dominierte Systeme im Vergleich (modifiziert nach RYBACH & MUFFLER 1981).

Im Fall des Dampfphasen-dominierten Systems (a) ist im Reservoir Dampf die dominierende Phase in den offenen durchgängigen Porenkanälen, während sich die Flüssigphase im intergranularen Matrixraum befindet. Das Reservoir wird überlagert von einer sehr geringdurchlässigen Abdeckung

(*Cap Rock*), die häufig aus sekundär gebildeten Tonmineralen besteht sowie von oberflächennahen Grundwasserleitern. Oberhalb des Dampfphasen-dominierten Bereichs steigen Druck und Temperatur des Fluids kontinuierlich an. Da Dampf im Vergleich zu flüssigem Wasser eine sehr geringe Dichte aufweist, steigt der Druck im Dampfphasen-dominierten Bereich dagegen kaum weiter an. Ebenso bleibt die Temperatur weitestgehend konstant, da diese in einem Wasser-Dampf Gemisch im Wesentlichen vom herrschenden Druck abhängt (RYBACH & MUFFLER 1981). Unterhalb dieser Dampfphasen-dominierten Zone sind die offenen Porenkanäle schließlich wieder mit Wasser gefüllt und somit nehmen Druck und Temperatur mit zunehmender Tiefe wieder zu.

Bei einem Heißwasser oder Flüssigphasen-dominierten System (b) sind dagegen alle offenen Porenkanäle mit Wasser gefüllt, auch wenn einige Gas- oder Dampfblasen vorhanden sein können. Der Druck steigt kontinuierlich mit zunehmender Tiefe an und die maximalen Wassertemperaturen sind vom Verlauf der Siedepunktkurve begrenzt. Das Fehlen von Chlorid-Wässern ist nach WHITE et al. (1971) ein deutlicher Hinweis auf ein von der Dampfphase dominiertes System. In einem solchem System kondensiert ein Großteil der relativ volatilen Dampfbestandteile wie CO₂, H₂S, NH₃, Bor und Hg im Bereich der Cap Rock Zone. Einige dieser Bestandteile lösen sich im Kondensat und ein Teil wandert aufwärts in das oberflächennahe Grundwasser. Deshalb sind Grundwässer über Dampfphasen-dominierten Systemen gewöhnlich reich an den volatilen Komponenten des geothermalen Fluids oder seiner Reaktionsprodukte und arm an nicht volatilen Komponenten wie Cl⁻, das in der Residual-Sole in der Tiefe verbleibt (RYBACH & MUFFLER 1981).

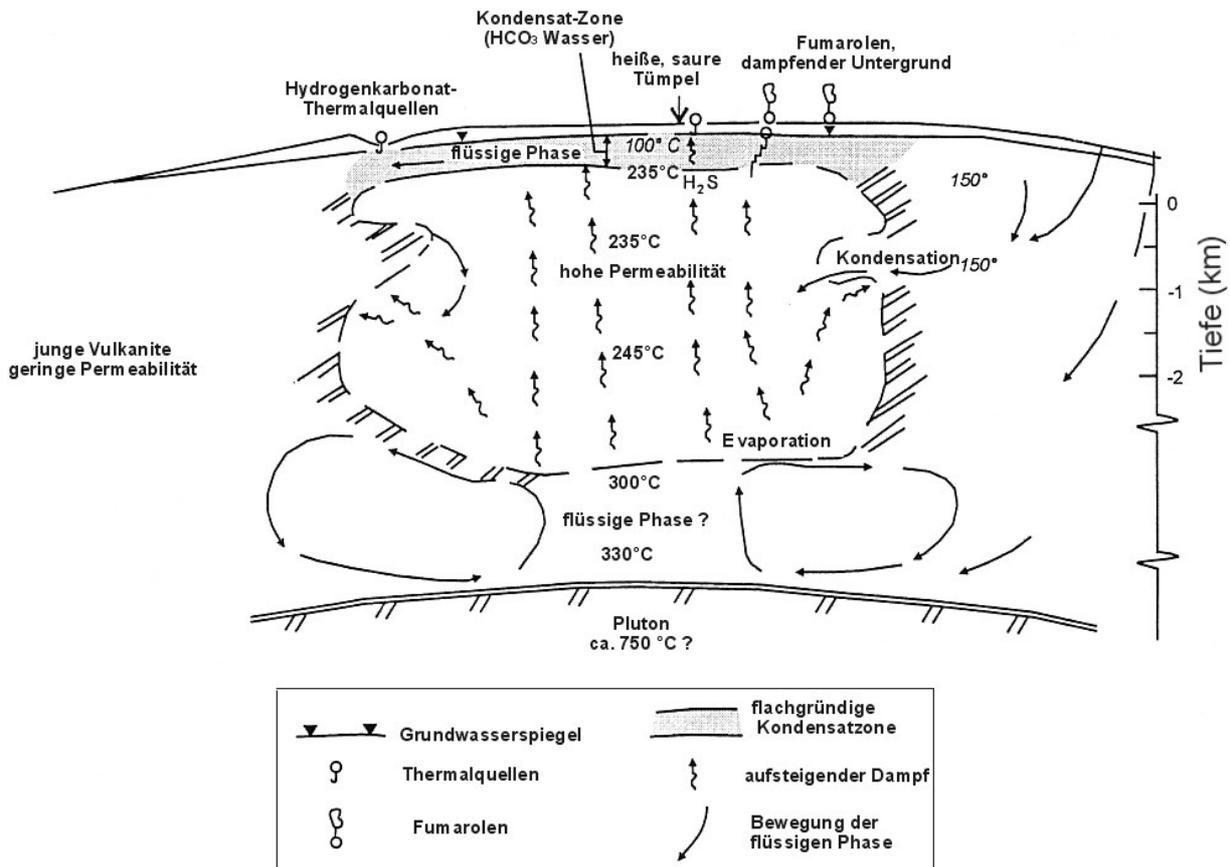


Abb. 92: Modell eines Dampfphasen-dominierten Systems unter einem ausgedehnten, topographisch erhöhten Vulkankomplex (modifiziert nach HOCHSTEIN & BROWNE 2000).

Im Modell eines Dampfphasen-dominierten Systems (Abb. 92) weist das Gestein, welches das Reservoir umgibt, eine sehr geringe Permeabilität auf, sodass keine wesentlichen lateralen Fluidverluste auftreten. In der Dampfphasen-Zone dagegen ist die Permeabilität relativ hoch. Das Reservoir wird von einem Kondensationsbereich überlagert. Das oberflächennahe Grundwasser reichert sich mit HCO₃⁻ bzw. untergeordnet auch SO₄²⁻ an und tritt häufig etliche Kilometer lateral vom Hitzezentrum entfernt an den niedriger gelegenen Vulkanflanken als Thermalquelle an der

Oberfläche aus. Charakteristisch ist das Fehlen von Cl⁻-dominiertem Wasser in diesen Ausfluss-Zonen. An der Oberfläche über dem Reservoir, meistens im Bereich von tektonischen Störungen, treten „steaming ground“ (dampfender Untergrund) und Fumarolen in Erscheinung. Die Kondensate der Fumarolen sind durch das Fehlen von Cl⁻ charakterisiert. Dagegen sind Fumarolen aus vulkanisch aktiven Exhalationen aufgrund magmatischer HCl-Entgasung häufig durch hohe Cl⁻-Konzentrationen im Kondensat gekennzeichnet. Intensive hydrothermale Alteration tritt über den Dampfphasen-dominierten Systemen ebenfalls häufig in Erscheinung, gilt jedoch nicht als alleiniger Beweis für ein solches System. In den alterierten Bereichen bilden sich vor allem Tonminerale der Kaolin-Gruppe. Daneben lassen sich Schwefel- und Sulfat-Verbindungen, wasserhaltige Eisenoxide, Hämatit sowie reliktsiche Si-Varietäten beobachten. Im Arbeitsgebiet waren vor allem die Tonminerale sowie gelblich-weiße Schwefelablagerungen in den Alterationsbereichen von Cordón Caulle präsent.

Aus den bisher gewonnenen Daten lässt sich sagen, dass die Thermalwässer des Cordón Caulle Gebietes und die des Termas de Puyehue-Antillanca Gebietes aus zwei unterschiedlichen Reservoiren stammen. Das schematische Modell in Abb. 93 geht für die beiden Gebiete von zwei separaten Wärmequellen in Form von Magmenkammern oder abkühlenden Intrusionen unter dem jeweiligen vulkanischen Zentrum aus. Auch wenn die zwei unterschiedlichen Wärmequellen nur hypothetisch sind, so lässt sich doch ziemlich sicher sagen, dass es sich zumindest um zwei separate Thermalwasseraufstiegszonen handelt. Zum einen sind B/Cl-Verhältnisse in den Thermalwässern von Cordón Caulle höher als die des Antillanca Massivs. Zum anderen liegen die beiden Gebiete geographisch bereits sehr weit voneinander entfernt und sind zudem durch das glazial geformte und übertiefte Gol Gol Tal topographisch voneinander getrennt. Bei einer Verbindung beider Systeme wären Thermalwasseraustritte zumindest an der S-Flanke des Puyehue Vulkans bzw. auf der N-Seite des Gol Gol Tales zu erwarten. Thermalquellen erscheinen jedoch nur an der S-Seite des Gol Gol Tales bzw. der N-Flanke des Antillanca Vulkanmassivs. Auch im Chemismus der Wässer des Hauptvorfluters Río Gol Gol deutet nichts auf einen Eintrag von Thermalwässern hin. Eine deutliche Beeinflussung zeigt dagegen der Río Nilahue im Norden des Puyehue Vulkans. Die Hauptentwässerung der thermisch aktiven Zonen des Cordón Caulle Plateaus in diese nördliche Richtung zeigt sich in der deutlich erhöhten Mineralisierung der Flusswässer von Río Nilahue und untergeordnet auch beim Río Contrafuerte. Bei einem am 21.1.2001 gemessenen Abfluss des Río Nilahue von 16,2 m³/s lässt sich bei einer Sulfatkonzentration von 16,5 mg/L ein Sulfataustrag von über 23 Tonnen pro Tag aus dem Gebiet berechnen. Auch wenn die Konzentration mit 16,5 mg/L gering erscheint, so ist sie im Vergleich zu den übrigen Oberflächengewässern, die ca. 1 bis 5 mg/L Sulfat aufweisen, bereits signifikant erhöht. Die Hydrogenkarbonat- sowie die Chloridkonzentrationen sind im Wasser des Río Nilahue um das 3 - 4fache gegenüber den Hintergrundwerten erhöht.

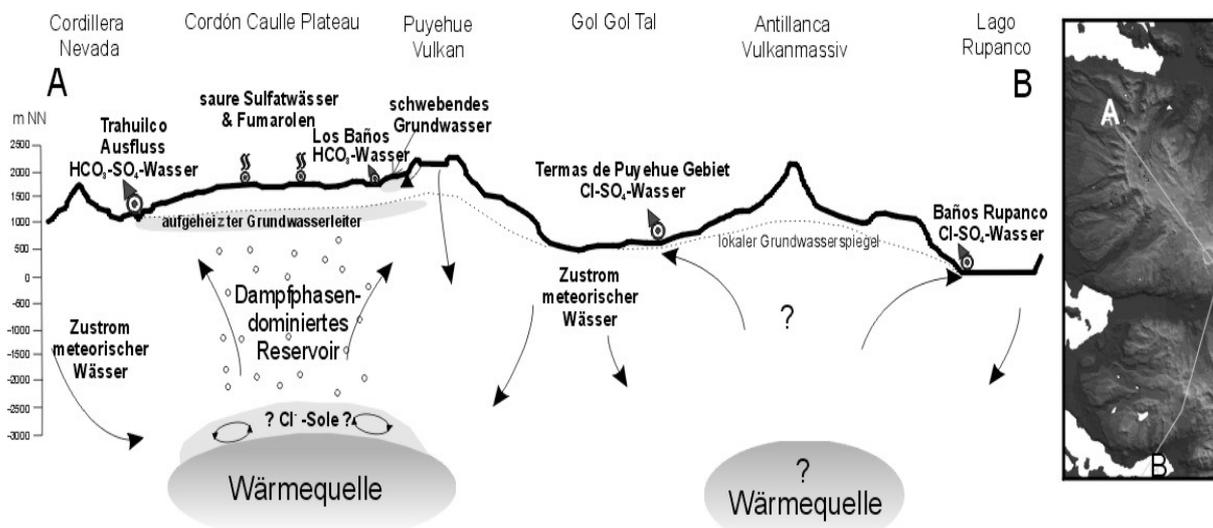


Abb. 93: Modell der geothermalen Systeme unter Cordón Caulle und dem Antillanca Vulkanmassiv.

Während im Cordón Caulle Gebiet von einem Dampfphasen-dominierten System ausgegangen werden kann, ist beim Puyehue System aufgrund der erhöhten Cl⁻-Konzentrationen auch eine stärkere Beteiligung flüssiger Phasen denkbar. Da diese Wässer jedoch keine deutlich ausgeprägte, positive ¹⁸O-Drift in der isotopischen Zusammensetzung aufweisen, unterlag zumindest das an der Oberfläche austretende Wasser, aufgrund der geringen Reaktionszeit nach dem Aufheizen durch die Gasphase und den bereits niedrigeren Reservoirtemperaturen in diesem Grundwasserleiter, keinen intensiven Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen. Zudem ist die Vermischung mit jungen, oberflächennahen Grundwasser sehr ausgeprägt, worauf u.a. die im Vergleich zu den Alkaliionen erhöhten Mg²⁺-Konzentrationen hindeuten. Die Anteile der volatilen Bestandteile Bor und Arsen sind in beiden Systemen relativ hoch, was als Hinweis auf ein unreifes System interpretiert werden kann. Dabei können die höchsten Bor-Konzentrationen im Cordón Caulle Gebiet gemessen werden, während Arsen vor allem in den Puyehue Thermalquellen Werte von mehreren hundert Milligramm pro Liter erreichen. Die Anwendung von Si- und Kationengeothermometern ist wie bereits erwähnt nur bedingt möglich und die für Cordón Caulle berechneten Quarz-Temperaturen sind vielmehr als Minimaltemperaturen eines nicht vollständig equilibrierten, durch die Dampfphase erhitzten Grundwasserleiters zu betrachten (DORSCH et al. 2003). Aus diesem Grund wurde auf die Anwendung von Gasgeothermometern zurückgegriffen. Die von SEPÚLVEDA et al. (2003) berechneten Temperaturen (H₂-Ar, CO₂-Ar, CH₄-CO₂, CO-CO₂) ergaben Maximaltemperaturen von über 250°C. N₂/Ar-Verhältnisse von 40 in den austretenden Fumarolengasen deuten auf eine „Kontamination“ des Fumarolendampfs durch atmosphärische Luft oder auf eine tief hinabreichende Konvektion von „Luft-gesättigten“ Wassers bzw. Fluids hin. Darüber hinaus beeinflusst das Eindringen junger, oxidierender, vulkanischer Fluide die geochemische Zusammensetzung der Thermalwässer und Fumarolengase.

Eine negative Gravitationsanomalie bestätigt die Annahme eines vulkanotektonischen Grabens im Bereich von Cordón Caulle, obwohl das Gebiet morphologisch erhöht ist. Betrachtet man eine hypothetische Ausdehnung des Reservoirs mit einer minimalen Mächtigkeit von einem Kilometer und einer randlichen Begrenzung durch die Grabenstörungen, so lässt sich ein elektrisches Energiepotential von 250 MWe für das Cordón Caulle Thermalfeld abschätzen (SEPÚLVEDA et al. 2003). Der Hauptausfluss des Cordón Caulle Feldes (Trahuilco) befindet sich innerhalb der Caldera Cordillera Nevada. Allein dieser natürliche Ausfluss von ca. 92°C heißem Wasser bei einer Schüttung von ca. 100 l/s ergibt für $\Delta T = 12^\circ\text{C}$ einen natürlichen Wärmeausstrag von 38 MWt thermischer Energie (SEPÚLVEDA et al. 2004). Die Fumarolenfelder erstrecken sich entlang des NE-Rands des Cordón Caulle Plateaus in einer Höhe von rund 1500 m ü. NN. Das Auftreten von Hydrogenkarbonat-dominierten-Thermalwasser bei Los Baños am SE-Rand des Plateaus in 1450 m Höhe deutet auf einen lokal vorhandenen, schwebenden Grundwasserleiter hin, dessen Wasser durch die Dampfkondensation aufgeheizt wird und durch den CO₂-Eintrag den entsprechenden Hydrogenkarbonat-Charakter erhält. Hohe Chlorid-Austräge lassen sich an der Oberfläche nicht beobachten. Die Chloridreichen Fluide bleiben demnach, falls sie überhaupt vorhanden sein sollten, in der Tiefe unterhalb der Dampfphasen-dominierten Zone als „immobile“ Sole zurück (Abb. 93).

Eisen-reiche Quellwässer (z.B. Pue-21) mit rotbraunen Fe-Prezipitaten, die im oberen Nilahue Tal bzw. im La Plaza Tal südlich des Stratovulkans Mirador austreten, können aufgrund isotonen-chemischer Untersuchungen als junge meteorische Interflow-Wässer identifiziert werden, die ihre Eisenfracht der Auslaugung junger, Eisen-reicher vulkanischer Aschen verdanken. Aufgrund der Lage innerhalb der Liquiñe-Ofqui-Störungzone war zunächst auch ein Austritt von Tiefenwasser als Möglichkeit in Betracht gezogen worden.

7.3 Vergleich zu anderen Thermalgebieten Chiles

Die Beprobung der Thermalwässer und Fumarolen des Geothermalfeldes von Nevados de Chillán ca. 500 km nördlich des Puyehue-Cordón Caulle Gebietes im Februar 2001 brachte ähnliche Ergebnisse. Die Fumarolen und sauren Sulfat-Wässer treten in der Nähe der Termas de Chillán in Erscheinung, während einige Kilometer weiter östlich innerhalb der Caldera *Aguas Calientes* pH-Wert neutrale Sulfat-Hydrogenkarbonat-Typ-Wässer mit einer hohen Schüttung von insgesamt mehreren hundert Litern pro Sekunde und einer Maximaltemperatur von 70°C austreten (Anhang 15). Dies entspricht einem natürlichem Wärmeaustrag von ca. 100 MWt thermischer Energie (SEPÚLVEDA et al. 2003).

Da große Sulfatkonzentrationen ansonsten vorwiegend bei der Oxidation von H₂S in der ungesättigten Zone oberflächennah in Erscheinung treten und somit das Oberflächen- bzw. Interflow-Wasser eine saure und Sulfat-reiche Prägung in Verbindung mit sehr geringen Ausflussraten erhält, muss für die Genese der enormen Mengen des pH-Wert neutralen, Sulfat-Hydrogenkarbonat-Wassertyps eine andere Entstehung in Betracht gezogen werden. Eventuell ist eine Mischung von Sulfat-reichem, kaltem Interflow-Wasser bzw. oberflächennahem Grundwasser mit heißem Hydrogenkarbonat-Typ-Wässern eine mögliche Erklärung. Die hohe Sulfatfracht entsteht, wenn Niederschlagswasser bei dem Durchsickern von schwefelreichen, vulkanischen Deckschichten entsprechend an Sulfat angereichert werden. Der Hydrogenkarbonat-Anteil stammt aus einem Dampfphasen-erhitzten Grundwasserleiter (SEPÚLVEDA et al. 2003). Der Bereich rund um die Termas de Chillán ist geprägt von saurer hydrothermaler Alteration sowie vom Auftreten einiger Fumarolen (siehe Fotodokumentation in Anhang 11), darunter auch überhitzte („*super-heated*“) mit Maximaltemperaturen von bis zu 125°C. Eine 297 m tiefe Bohrung des chilenischen Erdölunternehmens ENAP unweit dieser Fumarolenfelder zeigte die Präsenz eines oberflächennahen, von der Dampfphase erhitzten Grundwasserleiters im Untergrund an. Das Wasser entspricht in der Zusammensetzung einem Hydrogenkarbonat-Typ und erreicht eine Maximaltemperatur von beinahe 200°C (mündl. Mitt. ENAP). Aufgrund fehlender Chlorid-Typ-Wässer und einer sich nicht im chemischen Gleichgewicht befindlichen Gaszusammensetzung der Fumarolen konnten die Reservoirtemperaturen bisher nicht berechnet werden. Von einem hohen energetischen Potential kann jedoch ebenso wie im Cordón Caulle Gebiet ausgegangen werden.

Die Geothermalsysteme im Norden Chiles können als Hochenthalpie-Felder Flüssigphasen-dominiertes Fluidsysteme in einem topographisch steilem Gelände entsprechend Abb. 90 klassifiziert werden (GIGGENBACH 1978, 1988). Fumarolen und saure Sulfat-Wässer erscheinen in den höher gelegenen Bereichen, während in den niedrigeren Lagen Cl⁻-reiche Thermalquellen auftreten. Bohrungen in Puchuldiza und El Tatio zeigen das Vorhandensein von pH-Wert neutralen Chlorid-Wässern mit Temperaturen von bis zu 250°C (LAHSEN & TRUJILLO 1975, LAHSEN 1976). Extrem Chlorid-reiche Thermalwässer treten in Chile nach HAUSER (1997) vor allem zwischen 33° und 36°S mit Konzentrationen von bis zu 30.000 mg/L in Erscheinung, wie beispielsweise bei den Baños Campanario (36°S), den Termas San Pedro (35°S) und den Termas del Flaco (35°S). Jedoch muss bei der Genese dieser Wässer in Betracht gezogen werden, dass sich diese Thermalgebiete innerhalb jurassischer und kretazischer Gesteinsserien mit einem hohen Anteil an Evaporiten und Kalksteinen befinden, was sich entsprechend auf die Lösungsfrachten der Thermalwässer und deren chemischer Charakteristik auswirkt. Dass dort vor allem der lithologische Aufbau für die hohen Salinitäten verantwortlich ist und weniger die durch hohe Temperaturen bedingten, beschleunigten Wasser-Gesteins-Wechselwirkungen, belegen auch die niedrigen Kieselsäurekonzentrationen mit weniger als 100 mg/L gelöstem SiO₂. Die Thermalwasseraustritte dieser Zone sind vor allem mit dem *Pocuro* Störungssystem in Verbindung zu bringen. Südlich 36°S sind die vulkanisch und geothermal aktiven Bereiche mit vorwiegend hydrogenkarbonatischen und sulfatischen Wässern eng an den Verlauf der *Liquiñe-Ofqui* Störungszone geknüpft.

Die mit der Universidad de Chile durchgeführten Untersuchungen konnten dazu beitragen, die Genese und den geochemischen Charakter einiger Thermalfelder im Süden Chiles verständlicher zu machen. Obwohl dort ein großes geothermisches Potential vorhanden ist, beschränkten sich die teilweise recht detaillierten Untersuchungen inklusive konkreter Machbarkeitsstudien bisher vorwiegend auf Geothermalfelder im Norden des Landes.

8 Literaturverzeichnis

- AGUIRRE, L. & LEVI, B. (1964): Geología de la Cordillera de los Andes de las Provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue. - Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile. Boletín 17, 37 S.; Santiago.
- ALBU, M., BANKS, D. & NASHJ, H. (1997): Mineral and Thermal Groundwater Resources. - 447 S.; London (Chapman & Hall).
- ARNÓRSSON, S. (1975): Application of the silica geothermometer in low-temperature hydrothermal areas in Iceland. - American Journal of Science, 275: 763-783; New Heaven.
- ARNÓRSSON, S. & SVAVARSSON, H. (1985): Application of chemical geothermometry to geothermal exploration and development. - Geothermal Resources Council Transactions, 9: 293-298; Calif. (Davis).
- ARNÓRSSON, S., GUNNLAUGSSON, E. & SVAVARSSON, H. (1983): The chemistry of geothermal waters in Iceland III, Chemical geothermometry in geothermal investigations. - Geochimica et Cosmochimica Acta, 47: 567-577; Amsterdam (Elsevier).
- BAEZA, L & PICHOWIAK, S. (1988): Ancient crystalline basement provinces in the north Chilean Central Andes – Relicts of continental crust development since the mid Proterozoic. - In: BALBURG H., BREITKREUTZ C., GIESE P. [Hrsg.]: The Southern Central Andes. - Lecture Notes in Earth Sciences, 17: 3-24; Berlin (Springer).
- BALL, J.W., JENNE, E.A. & NORDSTROM, D.K. (1979): WATEQ2 – A computerized chemical model for trace and major element speciation and mineral equilibria of natural waters.– In: JENNE, E.A. [Hrsg.]: Chemical modeling in aqueous systems. Am. Chem. Soc. Symp. Series 93: 815-835; Washington.
- BANGS, N.L. & CANDE, S.C. (1997): Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin. - Tectonics, 16: 489-503; Washington (AGU).
- BAUMGARTNER, A. & LIEBSCHER, H.-J. (1996): Allgemeine Hydrologie – Quantitative Hydrologie. – Lehrbuch der Hydrologie, Bd. 1: 694 S., Berlin (Borntraeger).
- BECK, M. E. (1988): Analysis of Late Jurassic-Recent paleomagnetic data from active plate margins of Southamerica. - J. of South Amer. Earth Sci., 1,1: 39–52; Amsterdam (Elsevier).
- BENDER, S. (2000): Klassifikation und genetische Entwicklung der Grundwässer im Kristallin der Oberpfalz/Bayern. – Münchner Geologische Hefte-Reihe B: Angewandte Geologie, B10, XV+219 S.; München (LMU München, TU München).
- BENTLEY, M. (1997): Relative and radiocarbon chronology of two former glaciers in the Chilean Lake District. – Journal of Quaternary Science, 12: 25-33; Hoboken (Wiley).
- BENTLEY, M. (1996): The role of lakes in moraine formation, Chilean Lake District. – Earth surface processes and landforms, Vol. 21: 493-507; Hoboken (Wiley).
- BESOAIN, E.M. (1985): Mineralogía de los suelos volcánicos del centro – sur de Chile. – In: TOSSO, J. [Hrsg.]: Suelos Volcánicos de Chile. - Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Ministerio de Agricultura: 108-152; Santiago de Chile.
- BEVIS, M. & ISACKS, B.L. (1984): Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff zones. – Journal Geophysical Research, 89: 6153-6170; Washington (AGU).
- BIRKELE, P. (1998): Herkunft und Umweltauswirkungen der Thermalwässer von Los Azufres, Mexiko. – Technische Universität Bergakademie Freiberg, Wissenschaftliche Mitteilungen 6, 226 S.; Freiberg.
- BÖHM, F. (2003): Hydrogeologische Untersuchungen am Antillanca Vulkanmassiv (Südchile). – Ludwig-Maximilians-Universität München, unveröffentl. Diplomarbeit, 134 S.; München.

- BOWEN, R. (1989): Geothermal Resources. – 485 S.; London (Elsevier Applied Science).
- BRETSCHNEIDER, H., LECHER, K. & SCHMIDT, M. (1993): Taschenbuch der Wasserwirtschaft. - 1022 S.; Hamburg (Parey).
- BROWN, K.L. (1995): Environmental Aspects of Geothermal Development. – International Geothermal Association, World Geothermal Congress 1995, Pre-Congress Course, 145 S.; Pisa (CNR).
- BRÜHL, H. & SPIERLING, P. (1986): Ein statistischer Methodenvergleich von Abflussmessungen mit dem hydrometrischen Flügel in kleinen Wasserläufen. – Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 30-5/6: 143-146; Koblenz (DGM).
- CASERTANO, L. (1963): General characteristics of active Andean volcanoes and summary of their activities during recent centuries. - Bulletin of the Seismological Society of America 53: 1415-1433; Washington (AGU).
- CAMPOS, A., MORENO, H., MUÑOZ, J., ANTINAO, J., CLAYTON, J. & MARTÍN, M. (1998): Mapa geológico del área de Futrono (1:1.000.000). - Servicio Nacional de Geología y Minería; Santiago.
- CAMPOS, H., STEFFE, V., AGÜERO, G., PARRA, O. & ZÚÑIGA, L. (1989): Estudios limnológicos en el Lago Puyehue (Chile): morfometría, factores físicos y químicos, plancton y productividad primaria. – Medio Ambiente, 10-2: 36-53.
- CEMBRANO, J., SCHERMER, E., LAVENU, A. & SANHUEZA, A. (2000): Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. – Tectonophysics, 319: 129-149; Amsterdam (Elsevier).
- CEMBRANO, J., HERVÉ, F. & LAVENU, A. (1996): The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. – Tectonophysics, 259: 55-66; Amsterdam (Elsevier).
- CEMBRANO, J. & MORENO, H. (1994): Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo cuaternario entre los 38° y 46° S. Dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? - VII. Congreso Geológico Chileno, Vol.1: 240-244; Santiago (Sociedad Geológica de Chile).
- CEREMAK, V. & HAENEL, R. (1982): Geothermics and geothermal energy. – Symp. Budapest 1980; Stuttgart (Schweizerbart).
- CLARK, I. & FRITZ, P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology. – 328 S.; Boca Raton (Lewis Publishers).
- COX, D.C. (1954): Water development for Hawaiian sugar cane irrigation. – Hawaiian Planters Record 54: 175-197; Hawaii.
- CRAIG, H. (1961): Isotopic variations on meteoric waters. – Science 133: 1702-1703; Washington (AAAS).
- CRISS, R.E. & TAILOR, H.P. (1986): Meteoric hydrothermal systems. – In: VALLEY, J.W., TYLOR, H.P. & O'NEIL, J.R. [Hrsg.]: Stable isotopes in high temperature geological processes, Reviews in Mineralogy, 16: 373-422; Washington (MSA).
- D'AMORE, F. & ARNÓRSSON, S. (2000): Geothermometry. – In: ARNÓRSSON, S. [Hrsg.]: Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use: sampling methods, data handling, interpretation: 152-199; Wien (IAEA).
- D'AMORE, F. & PANICHI, C. (1980): Evaluation of deep temperatures of hydrothermal systems by a new gas geothermometer. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 44: 549-556; Amsterdam (Elsevier).
- DAVIS, D. (1996): Accretionary mechanics with properties that vary in space and time. – In: BEBOUT, G.E., SCHOLL, D.W., KIRBY, S.H. & PLATT, J.P. [Hrsg.]: Subduction top to bottom. Geophysical Monograph 96: 39-48; Washington (AGU).
- DAVIS, S.N. (1964): Silica in streams and groundwater. – American Journal of Science, 262: 870-891; New Haven.
- DAVIS, S.N. & DE WIEST, R.J.M. (1967): Hydrogeology. - 463 S.; New York (Wiley).

- DEMETS, C., GORDON, R., ARGUS, D. & STEIN, S. (1994): Effect of recent revision to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. – *Geophys. Research Letters*, 21: 2191-2194; Washington (AGU).
- DEWEY, J.F. & LAMB, S.F. (1992): Active tectonics of the Andes. – *Tectonophysics* 205: 79-95; Amsterdam (Elsevier).
- DIN ISO 11464 (1996): Bodenbeschaffenheit - Probenvorbereitung für physikalisch-chemische Untersuchungen: 7 S.; Berlin (Beuth).
- DIN ISO 13536 (1997): Bodenbeschaffenheit - Bestimmung der potentiellen Kationenaustauschkapazität und der austauschbaren Kationen unter Verwendung einer pH=8,1 gepufferten Bariumchloridlösung: 5 S.; Berlin (Beuth).
- DIN 18123 (1996): Baugrund, Untersuchung von Bodenproben: Bestimmung der Korngrößenverteilung. - In: Deutsches Institut für Normung e. V. [Hrsg.]: DIN Taschenbuch 113 (Bauwesen 14) - Erkundung und Untersuchung des Baugrunds [Stand der abgedr. Normen 1998]: 273-284; Berlin (Beuth).
- DIN 18130 (1998): Versuche und Versuchsgeräte - Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit, Laborversuche. - In: Deutsches Institut für Normung e.V. [Hrsg.]: 18 S.; Berlin (Beuth).
- DIN 38414 (1984): Schlamm und Sedimente (Gruppe S) - Bestimmung der Eluierbarkeit mit Wasser. - In: Deutsches Institut für Normung e.V. [Hrsg.]: 10 S.; Berlin (Beuth).
- DIN 4049-1 (1992): Hydrologie (Teil 1: Hydrologie-Grundbegriffe). - In: Deutsches Institut für Normung e. V. [Hrsg.]: DIN-Taschenbuch 211 - Wasserwesen: Begriffe und Normen [Stand der abgedr. Normen 1996]: 424 S.; Berlin (Beuth).
- DIN 4049-3 (1994): Hydrologie (Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie). - In: Deutsches Institut für Normung e. V. [Hrsg.]: DIN-Taschenbuch 211 - Wasserwesen: Begriffe und Normen [Stand der abgedr. Normen 1996]: 424 S.; Berlin (Beuth).
- DOMENICO, P.A. & SCHWARTZ, F.W. (1998): *Physical and Chemical Hydrogeology*. – 506 S.; New York (Wiley).
- DORSCH, K., BÖHM, F. & SEPÚLVEDA, F. (2003): Hydrochemistry and Hydrology of the Puyehue Cordón Caulle geothermal systems, Chile. – Poster & Abstract; 18. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium 3.-5. April 2003, TU Bergakademie Freiberg, - Tagungsband: Terra Nostra - Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung 2/2003: 25; Freiberg.
- DRACOS, T. (1980): *Hydrologie - Eine Einführung für Ingenieure*. - 194 S.; Wien - New York (Springer).
- DVWK (1982): Auswertung hydrochemischer Daten.- DVWK-Schriften, 54, 211 S.; Berlin-Hamburg (Paul Parey).
- DVWK (1983): Beiträge zu tiefen Grundwässern und zum Grundwasser-Wärmehaushalt. I. Tiefe Grundwässer - Bedeutung, Begriffe, Eigenschaften. II. Untersuchungen zur Temperaturbeeinflussung von Grundwasser – Ergebnisse einer Umfrageaktion.- DVWK-Schriften, 61, 166 S.; Berlin-Hamburg (Paul Parey).
- DYCK (1980): *Angewandte Hydrologie*. 538 S.; Stuttgart- Berlin (Verlag für Bauwesen).
- EIA (2002): Energy Information Administration <http://www.eia.doe.gov/emeu/cabs/chile.html> (Stand Juli 2002)
- FETTER, C.W. (2001): *Applied Hydrogeology*. – 598 S.; New Jersey (Prentice Hall).
- FOURNIER, R.O. (1991): Water geothermometers applied to geothermal energy. – Applications of geochemistry in geothermal reservoir development: 37-69; Rom (UNITAR publications).
- FOURNIER, R.O. (1979): A revised equation for the Na/K geothermometer. – *Geothermal Resources Council Transactions*, 3: 221-224; Calif. (Davis).
- FOURNIER, R.O. (1977): Chemical geothermometers and mixing model for geothermal systems. – *Geothermics*, 5: 41-50; Amsterdam (Elsevier).

- FOURNIER, R.O. (1973): Silica in thermal waters. Laboratory and field investigations. – Proceedings of the International Symposium on Hydrogeochemistry and Biochemistry Tokyo 1: 122-139; Washington (J.W. Clarke).
- FOURNIER, R.O. & POTTER, R.W.II (1982): A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. – Geothermal Res. Council Bull., 11: 3-9; Pisa.
- FOURNIER, R.O. & POTTER, R.W.II (1979): Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 43: 1543-1550; Amsterdam (Elsevier).
- FOURNIER, R.O., TRUESDELL A.H. (1973): An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 37: 1255-1275; Amsterdam (Elsevier).
- FOURNIER, R.O. & ROWE, J.J. (1966): Estimation of underground temperatures from the silica contents of water from hot springs and wet steam wells. – American Journal of Science, 264: 685-697; New Haven.
- FORSYTHE, R.B. & NELSON, E.P. (1985): Geological manifestation of ridge collision: Evidence from the Golfo de Penas-Taitao Basin, Southern Chile. - Tectonics, 4,5: 447-495; Washington (AGU).
- FREIBERG, H.-M. (1985): Vegetationskundliche Untersuchungen an südchilenischen Vulkanen. – Bonner Geogr. Abh., Bd. 70, 170 S.; Bonn (Dümmlers).
- GARCIA, A., BECK, M., BURMESTER, R., MUNIZAGA, F. & HERVÉ, F. (1988): Paleomagnetic reconnaissance of the Región de los Lagos, Southern Chile, and its tectonic implications. – Rev. Geol. Chile, 15: 13-30; Santiago.
- GERARDO-ABAYA, J., D'AMORE, F. & ARNÓRSSON, S. (2000): Isotopes for geothermal investigations. – In: ARNÓRSSON, S. [Hrsg.]: Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use: sampling methods, data handling, interpretation: 49-65; Wien (IAEA).
- GERLACH, D., FREY, F., MORENO, H., LÓPEZ-ESCOBAR, L. (1988): Recent Volcanism in the Puyehue-Cordón Caulle Region, Southern Andes, Chile (40.5° S): Petrogenesis of Evolved Lavas. Journal of Petrology, 29-2: 333-382; Oxford (Oxford University Press).
- GIGGENBACH, W.F. (1992): Isotopic composition of waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. - Earth Planetary Sci. Let., 113: 495 - 510.
- GIGGENBACH, W.F. (1991): Chemical Techniques in geothermal exploration – In: D'AMORE, F. [Hrsg.]: Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development: 119-144; Rom (UNITAR/UNDP).
- GIGGENBACH, W.F. (1988): Geothermal solute equilibria. - Geochimica et Cosmochimica Acta, 52: 2749-2765; Amsterdam (Elsevier).
- GIGGENBACH, W.F. (1978): The isotopic composition of waters from the El Tatio geothermal field, Northern Chile. - Geochimica et Cosmochimica Acta, 42: 979-988; Amsterdam (Elsevier).
- GIESE, P. (1995): Die Aufrichtung von Gebirgen – Ein Modell für die zentralen Anden. – In: GIESE, P. [Hrsg.]: Geodynamik und Plattentektonik, Beiträge aus Spektrum der Wissenschaft: 89-91; Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).
- GÍSLASON, S.R., HEANEY, P.J., OELKERS, E.H., SCHOTT, J. (1997): Kinetic and thermodynamic properties of moganite, a novel silica polymorph. - Geochimica et Cosmochimica Acta, 61: 1193-1204; Amsterdam (Elsevier).
- GODOY, R., OYARZÚN, C. & BAHAMONDES, J. (1999): Flujos hidroquímicos en un bosque de Nothofagus pumilio en el Parque Nacional Puyehue, sur de Chile. – Rev. Chilena Hist. Nat., 72: 579-597; Valdivia.
- GODOY, R., OYARZÚN, C. & GERDING, V. (2001): Precipitation chemistry in deciduous and evergreen Nothofagus forests of southern Chile under a low-deposition climate. – Basic and Applied Ecology, 2: 65-72; München – Jena (Urban & Fischer).

- GOFF, F. & JANIK C.J. (1999): Geothermal Systems. – In: SIGURDSSON, H. [Hrsg.]: Encyclopedia of Volcanoes: 817-834; London (Academic Press).
- GOLTE, W. (1973): Das südchilenische Seengebiet – Besiedlung und wirtschaftliche Erschließung seit dem 18. Jahrhundert. – Bonner Geogr. Abh., 47, 183 S., 43 Tab., 38 Abb., 28 Fotos, 5 Beil.; Bonn.
- GREZ, R. (1977): Nährelementhaushalt und Genese von Böden aus vulkanischen Aschen in Südchile. – Freiburger bodenkundliche Abhandlungen, Bd. 6, 179 S.; Freiburg.
- GVP - GLOBAL VOLCANISM PROGRAM (2003): Volcanoes of the World-Cordón Caulle- Volcanic Activity Reports. - Webpage des Smithsonian Natural Museum of Natural History, Department of Mineral Sciences; Washington: <http://www.volcano.si.edu/>
- HABETHA, E. (1969): Ingenieurgeologie. – In: BENTZ, A. & MARTINI, H.J. [Hrsg.]: Lehrbuch der angewandten Geologie 2,2: 1547-1758; Stuttgart (Enke).
- HANTKE, G. (1940): das Vulkangebiet zwischen den Seen Ranco und Puyehue in Süd-Chile. – Bull. Volcanol. 2-7:75-83; Napoli.
- HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. – Mitt. Deutscher Wetterdienst, Bd. 2-11, 24 S.; Bad Kissingen.
- HAUSER, A. (2000): Clasificación fisicoquímica de las aguas minerales chilenas. – IX. Congr. Geológico Chileno, Puerto Varas, Actas Vol. 1: 65-68; Santiago (Sociedad Geológica de Chile).
- HAUSER, A. (1997): Catastro y Caracterización de Fuentes Termales y Minerales de Chile. – SERNAGEOMIN Boletín 50; Santiago (SERNAGEOMIN).
- HAZEN, A. (1893): Some physical properties of sands and gravels with special reference to their use in foltration. – Ann. Rep. Mass. State Bd. Health, 24: 541-556; Boston.
- HERVÉ, F. (1994): The Southern Andes Between 39° and 44°S Latitude – The Geological Signature of a Transpressive Tectonic Regime Related to a Magmatic Arc. – In: REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P. J. [Hrsg.]: Tectonics of the Southern Central Andes – Structure and Evolution of an Active Continental Margin: 243-248; Berlin (Springer).
- HERVÉ, F. (1976): Estudio geológico de la Falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe; antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). - Congreso Geológico Chileno, Actas Vol. 1: 39-56; Santiago (Sociedad Geológica de Chile).
- HICKEY, R.L., FREY, F.A., GERLACH, D.C. & LÓPEZ-ESCOBAR, L. (1986): Trace elements and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. - Journal geophysical Research, 91: 5963-5983; Washington (AGU).
- HOCHSTEIN, M.P. & BROWNE, P.R.L. (2000): Surface manifestations of geothermal systems with volcanic heat sources. - In: SIGURDSSON, H. [Hrsg.]: Encyclopedia of Volcanoes: 835-855; London (Academic Press).
- HÖLTING, B. (1997): Modellrechnungen zur Grundwasserneubildung. – Grundwasser 1-2: 34-35; Berlin (Springer).
- HÖLTING, B. (1992): Hydrogeologie - Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. – 415 S.; Stuttgart (Enke).
- HUBBARD, A.L. (1997): Modelling climate, topography and palaeoglacier fluctuations in the Chilean Andes. - Earth surface processes and landforms, Vol. 22: 79-92; Hoboken (Wiley).
- HUBER, A. (1975): Beitrag zur Klimatologie und Klimaökologie von Chile. - Inaugural-Dissertation, Fachbereich Forstwirtschaft der Ludwig-Maximilians-Universität München, 123 S. & Kartenanhang; München.
- HUENE, R. von, & SCHOLL, D.W. (1991): Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion and the growth of continental crust. – Rev. Geophysics 29: 279-316; Washington (AGU)

- HUNT, T.M. (2001): Five lectures on environmental effects of geothermal utilization. – United Nations University, Geoth. Training Programme, Reports 2000, 1, 109 S.; Reykjavik (Orkustofnun).
- HUSEN, C. van (1967): Klimagliederung in Chile auf der Basis von Häufigkeitsverteilungen der Niederschlagssummen. – Freiburger Geographische Hefte, Bd. 4, 113 S.; Freiburg (Selbstverlag der Geographischen Institute der Albert-Ludwigs-Universität).
- IAEA (2003): International Atomic Energy Agency – Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP) and Isotope Hydrology Information System (ISOHIS): <http://isohis.iaea.org/>
- INGEBRITSEN, S.E. & SANFORD, W.E. (1998): Groundwater in Geologic Processes. – 341 S.; Cambridge (Cambridge University Press).
- INGEBRITSEN, S.E. & SCHOLL, M.A. (1993): The Hydrogeology of Kilauea Volcano. - *Geothermics*, 22: 255-270; Amsterdam (Elsevier).
- IREN- INSTITUTO DE INVESTIGACIÓN DE RECURSOS NATURALES (CORFO) (1964): Informaciones meteorológicas y climáticas para la determinación de la capacidad de uso de la tierra. - Inst. d. Inv. de Recurs Nat. Publ. 3; Santiago.
- JARRARD, J.D. (1986): Relations among subduction parameters. – *Rev. Geophysics* 24: 217-284.
- KHARAKA, Y.K. & MARINER, R.H. (1989): Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins.- In: NAESER, N.N. & McCULLOG [Hrsg]: Thermal history of sedimentary basins: 99-117; Berlin (Springer).
- KILLE, K. (1970): Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. - *Z. deutsch. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol., Hydrochem.*: 89-95; Hannover.
- KLEINSCHROTH, A. (2000): Einführung in die Hydrologie. – Skript zur Vorlesung des Lehrstuhls für Hydraulik und Gewässerkunde der Technischen Universität München, 132 S.; München.
- KÜHNE, A. (1985): Mapa de Suelos 1: 250.000, Osorno - Rupameica. – In: TOSSO, J. [Hrsg.]: Suelos Volcánicos de Chile. - Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Ministerio de Agricultura: Blatt Nr.8/9 ; Santiago de Chile.
- KNOCHE, W. (1929): Jahres-, Januar- und Juli- Niederschlagskarte der Republik Chile. – Sonderabdruck aus der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 5/6: 208-216, 3 Karten; Berlin.
- LAHSEN, A. (1988): Chilean geothermal resources and their possible utilization. - *Geothermics*, 17: 401-410; Amsterdam (Elsevier).
- LAHSEN, A. (1976): Geothermal Exploration in Northern Chile – Summary. – *Circum –Pacific Energy and Mineral Resources*, Memoir No. 25; Tulsa (AAPG).
- LAHSEN, A. & TRUJILLO, P. (1975): El Tatio geothermal field, Chile. – *Proceedings of the 2nd U.N. Symposium of Development – Use of Geothermal Resources* 1: 157-178; San Franzisco.
- LARA, L., RODRÍGUEZ, C., MORENO, H. & PÉREZ DE ARCE, C. (2001a): Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo Plioceno superior – Pleistoceno de los Andes del sur (39-42°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 28-1: 67-90; Santiago.
- LARA, L., MORENO, H. & NARANJO, J. (2001b): Rhyodacitic fissure eruption in Southern Andes (Cordón Caulle; 40,5°S) after the 1960 earthquake (Mw: 9.5) Chilean earthquake. Accepted in *Bulletin of Volcanology*, 2001.
- LARA, L., MORENO, H. & NARANJO, J.A. (2000): Análisis estructural de la erupción fisural de 1960 en el Cordon Caulle (40,5°S) y su relacion con el sismo de Valdivia (1960, Mw=9,5). - IX Congreso geológico chileno. - *Actas*, 2-6: 40-43; Santiago.
- LARA, L., MORENO, H. & LAVENU, A. (1999): Volcanism and tectonics of the Pleistocene-Holocene volcanic arc, southern Andes (40.5°-41°.5°S). – IV. International Symposium on Andean Geodynamics: 417-421; Göttingen.

- LAUER, W. (1968): Die Glaziallandschaft des südchilenischen Seengebietes. - Acta Geogr., 20: 234-235; Helsinki.
- LAVENU, A. & CEMBRANO, J. (1999): Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones - Andes of Central and Southern Chile. - J. of Struct. Geol., 21: 1669-1691; Amsterdam (Elsevier).
- LILLICH, W. (1970): Vergleich moderner Methoden zur Bestimmung des Grundwasseranteils am Gesamtabfluß an der Erdoberfläche. - Z. deutsch. geol. Ges., Sonderh.: 17-25; Hannover.
- LÖW, S. & BALDERER, W. (2002): Grundzüge der Hydrogeologie. Vorlesungsskript der ETH Zürich. www.geology.ethz.ch/eg/edu/07402/GZ_Hydrogeologie_32_02_skr.pdf (Stand 19.05.2003)
- LÓPEZ-ESCOBAR, L., CEMBRANO, J. & MORENO, H. (1995): Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°-46°S). Revista Geológica de Chile, Vol. 22-2: 219-234; Santiago.
- LOHRMANN, J., KUKOWSKI, N., ADAM, J. & ONCKEN, O. (1999): Identification of controlling parameters of the accretionary southern Chilean margin (38°S) with analogue models. - Posterpräsentation und Abstract. - Profil 18, 17. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, 11.-13. Oktober 2000; Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Stuttgart.
- MAHON, W.A.J. (1970): Chemistry in the exploration and exploitation of hydrothermal systems. - Geothermics, Sp. issue, 2-2: 1310-1322; Amsterdam (Elsevier).
- MATTHESS, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers. - Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 2. 499 S.; Berlin (Borntraeger).
- MATTHESS, G. & UBELL, K. (1983): Allgemeine Hydrogeologie, Grundwasserhaushalt. - Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 1, 438 S.; Berlin (Borntraeger).
- MELLA, A. & KÜHNE, A. (1985): Sistemática y descripción de las Familias, Asociaciones y Series de Suelos Derivados de Materiales Piroclásticos de la Zona Central - Sur de Chile. - In: TOSSO, J. [Hrsg.]: Suelos Volcánicos de Chile. - Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Ministerio de Agricultura: 549-715; Santiago de Chile.
- MELLA, A. & KÜHNE, A. (1983): Carta de Suelos Derivados de Materiales Volcánicos. 1: 250.000, Osorno - Rupameica. - In: TOSSO, J. (1985) [Hrsg.]: Suelos Volcánicos de Chile. - Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Ministerio de Agricultura: Blatt Nr.8/9 ; Santiago de Chile.
- MICHEL, G. (1997): Mineral- und Thermalwässer - Allgemeine Balneogeologie.- Lehrbuch der Hydrogeologie, 7, 398 S.; Berlin - Stuttgart (Bornträger).
- MILLER, H. (1992): Abriß der Plattentektonik. - 149 S.; Stuttgart (Enke).
- MORENO, H. (1988): Reconocimiento Geológico de las fuentes termales de Hoyeria (Gol Gol) y de los recursos hídricos de Antillanca, Osorno, X Region. - uveröffentl. Studie, Club Andino de Osorno, 9 S.; Osorno.
- MORENO, H. (1980): La erupción del volcán Mirador en abril-mayo de 1979, Lago Ranco, Andes Sur. - Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones 28: 1-23.; Santiago.
- MORENO, H. (1977): Geología del área volcánica Puyehue-Carrán, en los Andes del Sur de Chile. - Memoria de Título (unveröffentlicht), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 181 S.; Santiago.
- MORENO, H. (1974): The Upper Cenozoic Volcanism in the Andes of Southern Chile (From 40°00' to 41°30' S.L.). - Proceedings of the Symposium on „Andean and Antarctic Volcanology Problems“, Santiago September 1974, 29 S.; Napoli (Giannini).
- MOSER, H. & RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. - Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 8, 400 S.; Berlin (Borntraeger).

- MÜLLER, G. & VEYL, G. (1957): The birth of Nilahue, a new maar type volcano at Riñinahue, Chile. – in: *Vulcanologia del Cenozoico, Congreso Geológico Internacional, Mexico 1956*, 1-2:375-396; Mexico.
- NAVARRO, J.A. (2002): Decomposition of baseflow recession curves in basins formed mainly by hard rocks. CUTTOS 2, Pluricellular Model. - LOWRGREP-Project; User Manual 14 p.; Zaragoza (Univ. of Zaragoza).
- NATERMANN, E. (1951): Die Linie des langfristigen Grundwassers (AuL) und die Trockenwetterabflußlinie (TWL). – *Wasserwirtschaft*, 41, Sonderh.: 12-14, Bielefeld.
- NELSON, E.P. & FORSYTHE, R.B. (1989): Ridge collision at convergent margins: implications for Archean and post-Archean crustal growth. - *Tectonophysics*, 161: 307-315; Amsterdam (Elsevier).
- NÜTZMANN, G. (2003): Einführung in die Hydrologie. – Vorlesungssript der Humboldt Universität Berlin, 78 S.; Berlin.
- OBERDORFER, E. (1960): Pflanzensoziologische Studien in Chile. - *Flora et Vegetatio Mundi*, 2, 208 S.; Stuttgart.
- ONCKEN, O. (1999): Die Anden - ein natürliches Labor der Plattentektonik. - *Geographie und Schule*, 21: 5-11; Köln (Aulis).
- PANICHINI, C., NUTI, S., NOTO, P. (1979): Use of Isotopic Geothermometers in the Larderello geothermal field. - In: *Isotope Hydrology 1978, Proceedings of an International Symposium on Isotope Hydrology, Vol. II; IAEA-SM-228/30*: 613-630; Wien (IAEA).
- PARKHURST, D.L. (1995): User's guide to PHREEQC – A computer program for speciation, reaction-path, advective transport and inverse geochemical calculations. – *Water-Resources Investigation Reports 95-4227*, 143 S.; Denver (USGS).
- PARKHURST, D.L. & APELLO, C.A.J. (1999): User's guide to PHREEQC (Version 2) – A computer program for speciation, Batch-Reaction, one-dimensional transport and inverse geochemical calculations. – *Water-Resources Investigation Reports 99-4259*, 312 S.; Denver (USGS).
- PARADA, M.A., MORENO, H. & LÓPEZ-ESCOBAR, L. (1997): El basamento de los volcanos andinos entre los 39,5°S y los 41,5°S: Evidencias isotópicas de la naturaleza refractaria de la corteza superior durante el volcanismo reciente. - VIII. Congreso Geológico Chileno, Actas 2-6: 1439-1442; Santiago (Sociedad Geológica de Chile).
- PEÑA, P. & FENTEALBA, G. (2000): Antecedentes preliminares de la sismicidad asociada al complejo volcanico activo Cordón Caulle, Andes del sur (lat 40°30'S). – IX. Congreso Geológico Chileno, Actas 2-6: 52-53; Santiago (Sociedad Geológica de Chile).
- PÉREZ, Y. (1999): Fuentes de aguas termales de la cordillera andina del centro-sur de Chile (39-42°S). – Servicio Nacional de Geología y Minería, *Boletín 54*, 65 S., 12 Anh., 1 Karte; Santiago (SERNAGEOMIN).
- PÉREZ, Y. (1998): Estudio Geológico – Economico de la Xª Región Norte. - Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-98-15, Estudios Temáticos, 6; Santiago (SERNAGEOMIN).
- PÉREZ, Y. (1997): Caracterización Geoquímica de las Fuentes de Aguas Termales y Minerales entre los 39° y 42°S, X Región, Chile.- VIII. Congreso Geológico Chileno, Actas, 2: 1453-1457; Santiago (Sociedad Geológica de Chile).
- PETERSON, F.L. (1981): Geological and hydrological framework: a history of development. – In: FUJIMURA, F.N. & CHANG W.B.C. [Hrsg.]: *Groundwater in Hawaii: A century of progress*: 1-14; Manoa (University of Hawaii).
- PING CHIEN-LU (2000): Volcanic Soils. – In: SIGURDSSON, H. [Hrsg.]: *Encyclopedia of Volcanoes*: 1259-1269; London (Academic Press).
- PIPER, A.M. (1944): A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. – *Trans. Am. Geophys. Union*, 25: 914-928; Washington.

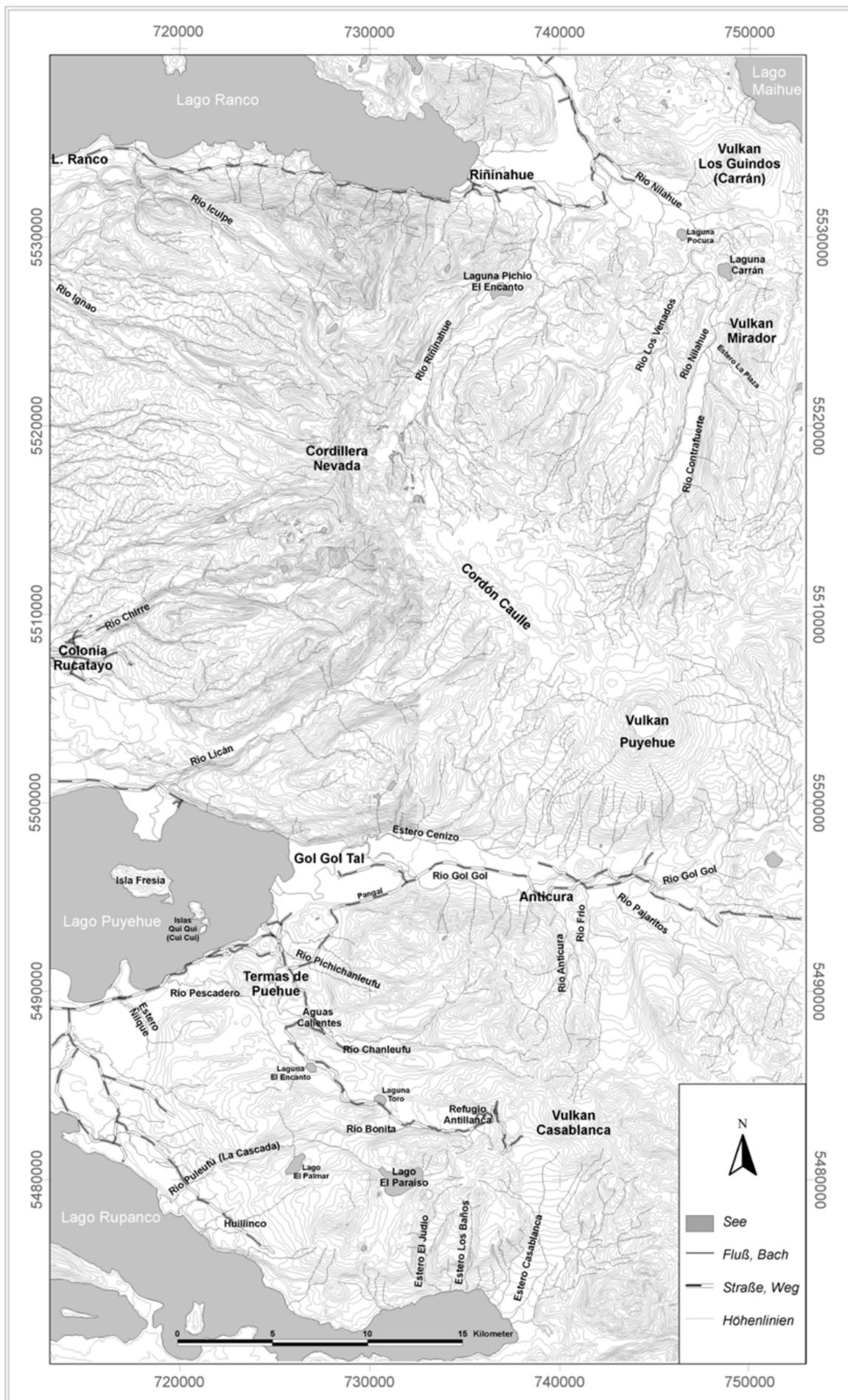
- PITTOCK, A.B. (1973): Global meridional interactions in stratosphere and troposphere. – Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 99, 424-437; Berkshire.
- POLLMANN, W. (2001): Vegetationsökologie und Dynamik temperierter Nothofagus alpina- Wälder im südlichen Südamerika (Chile, Argentinien). – Dissertationes Botanicae, Bd. 348, 278 S.; Stuttgart (Cramer).
- PORTER, S.C. (1981): Pleistocene Glaciation in the Southern Lake District of Chile. – Quaternary Research 16: 263-292; Amsterdam (Academic Press).
- QUANTIN, P. (1986): Taxonomy of some Chilean and Equadorian volcanic ash soils. – Cahiers ORSTOM Série Pédologie XXII-1: 109-111; Bondy (ORSTOM).
- RASMUSSEN, E.M. & CARPENTER, T.H. (1982): Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. - Month. Weather Rev. 10: 354-384; Boston (American Meteorological Society).
- REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P.J. (1994): Tectonics of the Southern Central Andes. – 333 S.; Berlin (Springer).
- RICHTER, W. & LILLICH, W. (1975): Abriß der Hydrogeologie. 281 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- RIMSTIDT, J.D. & BARNES, H.L. (1980): The kinetics of silica-water reactions. - Geochimica et Cosmochimica Acta, 44: 1683-1699; Amsterdam (Elsevier).
- RISO, P.L. (1924): Diccionario Jeográfico de Chile. – 958 S.; Santiago (Ed. Universitaria).
- RODRIGUEZ, A.C., LÓPEZ-ESCOBAR, L., & MORENO, H. (1997): Carrán-Los Venados, El mayor grupo de centros eruptivos menores de la ZVSC de los Andes (40.3°S): Geoquímica y Petrogénesis. - VIII. Congreso Geológico Chileno, Actas, 2-6: 1488-1492; Santiago (Sociedad Geológica de Chile).
- ROJAS, J.S (1969): Thermal and mineral waters in Chile.- 23. Int. Geol. Congr., 19: 257-263; Prag.
- RUIZ, C. (1965): Geología y yacimientos metalíferos de Chile. – 304 S., 24 Tab., 1 Karte; Santiago (Ed. Universitaria).
- RÜDE, T.R. (1996): Beiträge zur Geochemie des Arsens. – Karlsruher Geochemische Hefte 10, 206 S.; Karlsruhe.
- RYBACH, L. & MUFFLER, L.J.P. (1981): Geothermal Systems: Principles and Case Histories. - 359 S.; New York (Wiley).
- SCHENDEL, U. (1968): Messungen mit Grundwasserlysimetern über den Wasserverbrauch aus oberflächennahem Grundwasser. – Zeitschrift kulturtechnischer Flurbereinigung, 9: 314-326; Berlin–Hamburg.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde. – 13. durchgesehene Aufl. von SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.-P., BRÜMMER, G., HARTGE, K.-H. & SCHWERTMANN, U. unter Mitarbeit von FISCHER, W.R., RENGGER, M. & STREBEL, O., 491 S.; Stuttgart (Enke).
- SEIBERT, P. (1977): Klima- und Vegetationsgefälle in der argentinischen Südkordillere. - In: DIERSCHKE, H. [Hrsg.]: Vegetation und Klima. - Ber. Int. Symp. IVV Rinteln 1975: 513-515; Vaduz.
- SEPÚLVEDA, F., DORSCH, K., LAHSEN, A., BENDER, S. & PALACIOS, C. (2004; in Druck): Chemical and isotopic composition of geothermal discharges from the Puyehue-Cordón Caulle area (40.5°S), Southern Chile. – Geothermics; Amsterdam (Elsevier).
- SEPÚLVEDA, F., DORSCH, K., LAHSEN, A., WOHNLICH S. & LETELIER, P. (2003; eingereicht): Geothermal exploration in Central-Southern Chile (33-42°S): Preliminary results. – Tagungsband 1st seminary of geothermal energy and alternative sources for production of energy, 30th June - 1st July 2003, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso.
- SIMMONS, S.F. (1999): Geochemistry Lecture Notes 1999. – unveröffentlichtes Script, 78 S., University of Auckland, Geothermal Institute; Auckland.

- SPRINGER, M. (1997): SFB 267 - Deformationsprozesse in den Anden; Erfassung, Analyse und Modellierung des geothermischen Feldes, Sonderband II; Mitt. der DGG: 40-44; Hannover.
- SPRINGER, M. & FÖRSTER, A. (1998) Heat-flow density across the Central Andean subduction zone, *Tectonophysics*, 291: 23-139; Amsterdam (Elsevier)
- STAUDER, W. (1973): Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plates. - *Journal geophysical Research*, 78: 5033-5061; Washington (AGU).
- STERN, C.R. (1989): Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean southern volcanic zone. - *Revista Geológica de Chile*, 16 (2): 145-162; Santiago.
- TALJAARD, J.J. (1972): Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere. - *Meteorology of the Southern Hemisphere*: 139-213; Boston (American Meteorological Society).
- TONANI, F. (1970): Geochemical methods of exploration for geothermal energy. - *Geothermics*, Special issue, 2-1: 492-515; Amsterdam (Elsevier).
- THORNTHWAITE, C.W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. - *Geogr. Rev.*, 38: 55-94; New York (American Geographical Society).
- TRUESDELL, A.H. & HULSTON, J.R. (1980): Isotopic evidence on environments of geothermal systems. - In: FRITZ, P. & FONTES J.CH. [Hrsg.]: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, 1: 179-226; Amsterdam (Elsevier).
- TURC, L. (1954): Le bilan d'eau des sols, relations entre les precipitation, l'évaporation et l'écoulement. - *Ann. Agr. -Trois Journée d'Hydraulique*: 36-43; Algier.
- U.S.D.A. (1999): *Soil Taxonomy - A Basic System for Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*, 2nd edition. - United States Department for Agriculture, Soil Survey Staff, *Agriculture Handbook* 436, 871 S.; Washington (U.S.D.A.).
- WATTS, D. & ARIZTIA, R. (2002): The Electricity Crisis of California, Brazil and Chile: Lessons to the Chilean Market. - *Lescope 2002, The 2002 Large Engineering Systems Conference on Power Engineering Halifax*, 6.S.; Nova Scotia.
- WEISCHET, W. (1996): *Regionale Klimatologie. Teil 1: Die neue Welt: Amerika, Neuseeland, Australien*. 468 S.; Stuttgart (Teubner).
- WEISCHET, W. (1970): Chile - Seine länderkundliche Individualität und Struktur. - *Wissenschaftliche Länderkunden*, 2, 3: 182-243; Darmstadt (Wissenschaftl. Buchgesellschaft).
- WEISCHET, W. (1964): Geomorfología glacial de la Región de los Lagos. - *Universidad de Chile, Comunicación Escuela de Geología* 4, 35 S.; Santiago.
- WEISCHET, W. (1963): Further observations of geologic and geomorphic changes resulting from the catastrophic earthquake of May 1960, in Chile. - *Bulletin of the Seismological society of America*, 53: 1237-1257; El Cerrito.
- WHITE, D.E. (1970): Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploration of geothermal energy resources. - *Geothermics*, Sp. issue, 2-1: 58-80; Amsterdam (Elsevier).
- WHITE, D.E., MUFFLER, L.J.P. & TRESDELL, A.H. (1971): Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. - *Econ. Geology* 66: 75-97; Littleton (SEG).
- WRIGHT, C. (1965): The volcanic ash soils of Chile. Report to the Government of Chile. - *FAO Rep.* 2017, 201 S.; Rom.
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. - *Forsch. deutsch. Landes.*, 104: 47-54; Remagen a. Rhein.

Anhang

Anhang 1: Karte der Lokationen und Gewässer des Arbeitsgebietes	137
Anhang 2: Lokation der Wasserproben	138
Anhang 3: Wasseranalysen	140
Anhang 4: Isotopendaten von Wasser- und Kondensatproben	145
Anhang 5: Stabile Isotope im Niederschlag Puerto Montt & Barlioche (IAEA 2003)	146
Anhang 6: Spezifische elektrische Leitfähigkeiten verschiedener Gewässer des Arbeitsgebietes	147
Anhang 7: Karte der Niederschlagsverteilung	149
Anhang 8: Karte der potentiellen Evapotranspiration nach THORNTHWAITE	150
Anhang 9: Karte der reellen Evapotranspiration nach TURC	151
Anhang 10: SiO ₂ -Kalibrierkurven der HACH-Spektralphotometer	152
Anhang 11: Fotodokumentation	153
Anhang 12: Klimadaten der CONAF Klimastationen	157
Anhang 13: Lokationen und hydraulische Eigenschaften der Bodenproben	167
Anhang 14: XRD- Diffraktogramme ausgewählter Bodenproben.....	168
Anhang 15: Thermalwasserquellbereich innerhalb der Caldera Aguas Calientes (Nevados de Chillán)	171
Anhang 16: Abflussmessungen.....	172
Anhang 17: Tracerdurchgangskurven der Indikatorverdünnungsmethode.....	173
Anhang 18: Korngrößenverteilungskurven.....	176
Anhang 19: Verwendete Geräte und Software	177
Anhang 20: Geologische Karte.....	178

Anhang 1: Karte der Lokationen und Gewässer des Arbeitsgebietes



Anhang 2: Lokation der Wasserproben

Probenbezeichnung	Ort	Lokation	Rechtswert (UTM)	Hochwert (UTM)	Höhe (m ü. NN)
Puyehue, Antillanca, Riñinahue / Nilahue-Tal					
Pue-01	Nilahue-Tal	E-Ufer Rio Nilahue	741797	5534140	150
Pue-02	Nilahue-Tal	Brücke über Rio Los Venados	747596	5527528	260
Pue-03	Termas de Puyehue	Rio Pichicanleufu oberhalb Fischaufzuchtstation	727145	5490260	290
Pue-04	Puyehue	Farellon Pungal (unterhalb der Straße nach Argentinien)	729349	5494056	210
Pue-05	Termas de Puyehue	Aguas Calientes (Quellschacht)	727456	5487329	510
Pue-05b	Termas de Puyehue	Aguas Calientes (Heißwasseraustritte am Bachbett)	727387	5487495	520
Pue-06	Termas de Puyehue	Rio Chanleufú oberhalb Aguas Calientes	727553	5487188	390
Pue-07	Termas de Puyehue	Termas de Puyehue	726623	5488751	490
Pue-08	Antillanca	Wegböschung oberhalb des Antillanca Hotels	736194	5482929	1120
Pue-09	Nilahue-Tal	kl. Rinnal zwischen Nilahue und Contrafuerte	747650	5523304	340
Pue-10	Nilahue-Tal	Rio Contrafuerte	747854	5523290	320
Pue-11	Nilahue-Tal	Rio Nilahue	747608	5523319	320
Pue-12	Lago Puyehue N-Ufer	Rio Licán	719231	5500479	270
Pue-13	Termas de Puyehue	Rio Pichicanleufu bei Straßenbrücke	726996	5490876	345
Pue-14	Colonia Rucatayo	Holzeinschlag-Gebiet oberhalb C. Rucatayo	722395	5512304	854
Pue-15	Colonia Rucatayo	Holzeinschlag-Gebiet oberhalb C. Rucatayo	722197	5512682	825
Pue-16	Lago Puyehue NE-Ufer	Bach von SW-Flanke Puyehue Vulkan	725388	5497736	200
Pue-17	Lago Puyehue	W-Ufer Cui-Cui Insel (verlassenes Haus)	720766	5493631	200
Pue-18	Riñinahue-Tal	SE-Ufer Laguna El Encanto; S Riñinahue	737763	5526730	450
Pue-19	Puyehue	Ufer Rio Gol Gol	729786	5497208	210
Pue-20	Puyehue	Ufer Rio Gol Gol	729634	5497189	210
Pue-21	Nilahue-Tal	Abfluß vom Mirador	748747	5525683	300
Pue-22	Colonia Rucatayo	Rio Cirre	714810	5507617	365
Pue-23	Puyehue	Entre Lagos	702752	5494259	200
Pue-24	Riñinahue-Tal	Rio Riñinahue bei Campingplatz	734722	5531984	165
Pue-25	Puyehue	Rio Anticura	738900	5494800	345
Pue-26	Puyehue	Rio Frio (nähe Anticura)	741121	5495158	400
Pue-27	Lago Rupanco N-Ufer	Estero Huillinco	722728	5477341	396
Pue-28	Lago Rupanco N-Ufer	Rio Pulefu oberhalb Kraftwerk	720565	5478969	330
Pue-29	Puyehue	Rio Pescadero	719528	5489806	224
Pue-30	Termas de Puyehue	Rio Pichicanleufu oberh. Thermalwasserzutritt	727153	5490200	300
Pue-31	Antillanca	Quellwasser oberhalb des Hotelkomplexes	736642	5482440	1150
Pue-32	Nilahue-Tal	Rio Los Venados	747596	5527528	260
Pue-33	Antillanca	Rio Bonita	729839	5481825	685
Pue-34	Lago Rupanco N-Ufer	Estero Casablanca	736589	5472775	124
Pue-35	Lago Rupanco N-Ufer	Banos Rupanco	733985	5473430	120
Pue-36	Puyehue	Rio Chanleufú unterhalb Aguas Calientes	727270	5487700	470
Pue-37	Puyehue	Rio Pajaritos; Brücke Grenzstation, Gol Gol Tal	742990	5495020	460
Schmelzwasser	Puyehue-Vulkan	Krater Puyehue Vulkan	743562	5502146	1940
R-Mischprobe	Lago Puyehue	Hosteria Entre Lagos	702780	5494000	190
R-Ant	Antillanca	Hotel Antillanca	736212	5482655	1065
Cordón Caulle (Helikopter-Beprobung)					
CC-01	Los Baños	NW-Flanke Puyehue Vulkan	741677	5509223	1430
CC-02	Los Baños	NW-Flanke Puyehue Vulkan	741677	5509223	1430
CC-03	Los Baños	NW-Flanke Puyehue Vulkan	741484	5509460	1450
CC-04	Trahuilco	Caldera Cordillera Nevada	732998	5518855	1005
CC-05	Trahuilco	Caldera Cordillera Nevada	732990	5518824	1010
CC-06	Trahuilco	Caldera Cordillera Nevada	733036	5518803	1020
CC-07	Los Venados	Cordón Caulle Plateau NE	738051	5516387	1515
KCC-07	Los Venados	Cordón Caulle Plateau NE	738051	5516387	1515
KCC-08	Las Sopas	Cordón Caulle Plateau E	740846	5513741	1530
CC-08	Las Sopas	Cordón Caulle Plateau E	740846	5513741	1530
KCC-K	El Azufral	Cordón Caulle Plateau SW	739800	5508200	1500
Termas / Nevados de Chillán (Referenzgebiet)					
Chi-01	Thermas de Chillán	Bach oberhalb der Thermen	285842	5913613	1800
Chi-02	Thermas de Chillán	200 m oberhalb der Thermen	285915	5913592	1840
Chi-03	Baños de Los Peucos	Thermalwasser in CONEF-Station	286056	5899293	1140
Chi-04	Calderra Aguas Calientes	Rand des Kraterbodens (südl. Bereich)	289988	5913733	2135
Chi-05	Calderra Aguas Calientes	Rand des Kraterbodens (süd-östl. Bereich)	290741	5913718	2160
Chi-06	Calderra Aguas Calientes	Zentrum der Caldera	288880	5913109	2120
Chi-09	Thermas de Chillán	zwischen Fumarolenfeld und Bach	286021	5913410	1900
Chi-10	Baños Los Rafa	unterhalb der Nevados de Chillán Vulkane	281653	5921757	2120
Chi-K01	Thermas de Chillán	Fumarole neben Bach oberhalb der Thermen	285842	5913613	1800
Chi-K06	Calderra Aguas Caliente	Zentrum der Caldera	289119	5914359	2370
Chi-K07	Thermas de Chillán	Fumarolenfeld oberhalb der Thermen	286351	5913207	2045
Chi-K08	Thermas de Chillán	Fumarolenfeld oberhalb der Thermen	286260	5913257	2017
SW-Chi	Calderra Aguas Caliente	Rand des Kraterbodens (süd-östl. Bereich)	290741	5913718	2160
Well 1 Chillán	Thermas de Chillán	200 m oberhalb der Thermen	285918	5913598	1835

Fortsetzung Anhang 2

Probenbezeichnung	Bemerkungen
Puyehue, Antillanca, Riñinahue / Nilahue-Tal	
Pue-01	Quellaustritt von kaltem Wasser aus Basaltklüften am Ufer des Nilahue Flusses
Pue-02	kleiner Bach mit erhöhter el. Lf, der bei Brücke in Los Venados mündet
Pue-03	Thermalwasseraustritt in Bachbett
Pue-04	Arthesisch gespanntes Thermalwasser (ca. 3 m)
Pue-05	Thermalwasser aus Schacht bei Aguas Calientes
Pue-05b	Thermalwasseraustritt in Bachbett von Aguas Calientes (Bade pools im Kiesbett)
Pue-06	Flusswasser des Rio Chanleufeu oberhalb Aguas Calientes
Pue-07	Thermalwasser aus Quellbrunnen der Thermen von Puyehue
Pue-08	Interflow-wasser aus Aschelagen des Casablanca Vulkans
Pue-09	Wasser aus Bächen mit roten Fe-Ausfällungen zwischen Rio Nilahue und Rio Contrafuerte
Pue-10	Flusswasser des Rio Contrafuerte oberhalb Zusammenfluss mit Rio Nilahue
Pue-11	Flusswasser des Rio Nilahue oberhalb Zusammenfluss mit Rio Contrafuerte
Pue-12	Flusswasser des Rio Licán
Pue-13	Flusswasser des Rio Pichichanlefu unterhalb Thermalwassereintrag
Pue-14	Quellwasser aus Deckschicht (Boden+Asche)
Pue-15	Wasseraustritt unterhalb eines Rodungsbereichs; rote Fe-Ausfällungen entlang des Wasserrinnens
Pue-16	Bachwasser, das über einen Wasserfall in den Puyehue-See stürzt
Pue-17	Quellwasser am Ufer der Insel Cui-Cui im Puyehue-See
Pue-18	Wasser des Sees Laguna El Encanto
Pue-19	Flusswasser des Rio Gol Gol oberhalb Zusammenfluss des Entwässerungsbereichs aus Puyehue-Vulkangebotes
Pue-20	vermuteter Thermalwasseraustritt? am Ufer des Gol-Gol Flusses; rote Algen und Fe-Ausfällungen
Pue-21	Quellaustritt aus Aschelagen in der Nähe vom Vulkan Mirador; rote Fe- Ausfällungen
Pue-22	Flusswasser des Rio Cirre bei Holzbrücke über Stromschnellen mit Basaltaufschluss
Pue-23	Seewasser des Puyehue-Sees beim Ausfluss bei Entre Lagos
Pue-24	Flusswasser des Rio Riñinahue kurz vor Einmündung in Lago Ranco
Pue-25	Flusswasser des Rio Anticura kurz vor Einmündung in Rio Gol-Gol
Pue-26	Flusswasser des Rio Frio kurz vor Einmündung in Rio Gol-Gol (fließt größtenteils geschützt durch dichten Regenwald)
Pue-27	Bachwasser des Estero Huilincó bei Puente El Salto am N-Ufer des Lago Rupanco
Pue-28	Flusswasser des Rio Pulefu oberhalb des Kraftwerks am N-Ufer des Lago Rupanco
Pue-29	Flusswasser des Rio Pescadero kurz vor Einmündung in den Lago Puyehue
Pue-30	Flusswasser Rio Pichichanlefu stromaufwärts des Thermalwasserzutritts (Trockenwetterabfluß, Bachbett teilw. völlig trocken)
Pue-31	Quellwasser aus mehreren Quellen, Wasser wird in Kanal gesammelt und dient zur Trinkwasserversorgung des Hotels bzw. Stromerzeugung
Pue-32	Flusswasser des Rio Los Venados kurz vor Zusammenfluss mit Rio Nilahue
Pue-33	Flusswasser des Rio Bonita
Pue-34	Bach nahe Estero Casablanca
Pue-35	Thermalwasseraustritte im Strandbereich am N Ufer des Lago Rupanco (mehrere ausgegrabene Pools) Mischung mit Seewasser
Pue-36	Flusswasser des Rio Chanleufeu unterhalb der Thermalwasserzutritte von Aguas Calientes, Bachbett aus Diorit, Wasserfälle
Pue-37	Flusswasser des Rio Pajaritos kurz vor Einmündung in Rio Gol-Gol (unterhalb der Grenzbrücke)
Schmelzwasser	Schmelzwasser unterhalb Kraterand Puyehue-Vulkan
R-Mischprobe	Regenwasser Mischprobe 14.-31. Januar 2001 aus Entre Lagos (Anionen+Kationen)
R-Ant	Regenwasserprobe Antillanca
Cordón Caulle (Helikopter-Beprobung)	
CC-01	Quellaustritt 1; Quelltopf mit Warmwasser, in den kaltes Interflow-Wasser hineinfließt
CC-02	Quellaustritt 1; grosser Quellbereich im Flussbett; Probe aus kleinem Quelltopf mit heissem Wasser; CO ₂ -Blasen und leichter H ₂ S-Geruch
CC-03	Quellaustritt 2; Warmwasserquellbereich in Seitenflussarm (-> Kontamination mit Flusswasser) mit Austritt von CO ₂ -Gasblasen
CC-04	kleiner Quelltopf in der Nähe des Flusses; H ₂ S-Geruch, Gasblasen steigen aus Wasser auf (Siedeprozess bzw. CO ₂)
CC-05	grosser tiefer dunkelblauer Quelltopf; H ₂ S-Geruch, Gasblasen steigen aus Wasser auf (Siedeprozess bzw. CO ₂)
CC-06	grosser Geysir ständig aktiv (grosse Ausbrüche (bis 10 m) ca. alle 10 min); hellblauer Quelltopf; Q >30 l/s; Silikatsinter
CC-07	Fumarolengebiet Los Venados; kleiner Quellaustritt an Hangfuß (Hangquelle); Q ca. 0,1 l/s
KCC-07	Fumarolengebiet Los Venados; Kondensat einer Fumarole
KCC-08	Fumarolengebiet Las Sopas; Kondensat einer Fumarole
CC-08	Fumarolengebiet Las Sopas; Wasserprobe aus kleinem Wasserpool, leicht getrübt; aufsteigende Gasblasen; Q max. 0.1
KCC-K	schwache Fumarole am Kraterand des Kraters El Azufra
Termas / Nevados de Chillán (Referenzgebiet)	
Chi-01	Bachwasser oberhalb des Thermalbades
Chi-02	Thermalwasser-Quellaustritt oberhalb des Thermalbades
Chi-03	gefasste Thermalquelle
Chi-04	Quellaustritt eines heissen Flusses; Q einige zig l/sec; Quellbereich an steilem Hang sehr instabil (Schlammlawine!); weisser Ausfällungen
Chi-05	Quellaustritt heißer Quellen; Q ca. 40-50 l/sec; Quelltopf unterhalb eines Schneefeldes (-> Verdünnung durch Schmelzwasser wahrscheinlich)
Chi-06	Austritt von heissem Wasser an mehreren Stellen innerhalb des Flussbettes eines heissen Flusses
Chi-09	Quellaustritt von heissem Wasser in alteriertem Bereich ca. 200 m südl. oberhalb von Chi-02
Chi-10	mehrere Quellaustritte mit freier Kohlensäure und hohem "Mineralgehalt"; weisse Niederschlag um Quellausschritt
Chi-K01	Fumarole an Bachbett etwas oberhalb des Bades
Chi-K06	Kondensat aus grosser Fumarole am S-Hang des Chillán Vulkans; (extremer Geruch nach H ₂ S und faulem Rettich (As))
Chi-K07	Kondensat aus Fumarole oberhalb der Mudpools der Termas de Chillán; (Geruch nach H ₂ S und faulem Rettich (As))
Chi-K08	Kondensat aus Fumarole oberhalb der Thermen; "superheated" Fumarolen (hohes Zischen beim Gasaustritt); Geruch nach H ₂ S
SW-Chi	Schmelzwasser der Caldera oberhalb des Quellaustritts von Chi-05
Well 1 Chillán	Bohrung in Chillán mit Maximaltiefe von 270 m; T _{max} in 250 m mit 199°C

Anhang 3: Wasseranalysen

Proben 2001: Probenmenge und physiko-chemische Parameter

Proben- bezeichnung	Datum (M/T/J)	Probenmenge Kationen	Probenmenge Anionen	Probenmenge Isotope	Wassertyp	Temp. [°C]	pH	O ₂ [mg/L]	spez. el. Leitf. [µS/cm]	Redox (Eh) [mV]
Pue-01	1/19/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Quellwasser	13	7	n.b.	113	-
Pue-02	1/20/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Bachwasser	13.5	8	9.9	177	-
Pue-03	1/21/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	26.9	6.9	4.9	330	405
Pue-04	1/22/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	37.3	7.8	0.95	926	-
Pue-05	1/23/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	64	6.9	n.b.	913	372
Pue-06	1/23/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	9.1	7.8	10.9	46	-
Pue-07	1/23/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	56	8.1	2.6	780	260
Pue-05b	1/24/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	48	7.1	1.8	800	286
Pue-08	1/24/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Sickerwasser	8.1	7.7	10	15	-
Pue-09	1/25/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Bachwasser	21.6	6.8	5.6	238	120
Pue-10	1/25/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	15.9	7	10.2	122	210
Pue-11	1/25/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	16.7	8.2	9.9	213	150
Pue-12	1/26/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	11.9	6.2	10.5	45	420
Pue-13	1/31/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	8.8	7.1	10.8	33	360
Pue-14	2/1/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Quellwasser	8.6	6.8	9.8	25	440
Pue-15	2/1/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Quellwasser	9.7	6	2.4	115	200
Pue-16	2/2/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Bachwasser	10.8	6.9	11	130	320
Pue-17	2/2/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Quellwasser	10.9	6.6	9.7	58	430
Pue-18	2/6/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Seewasser	15.3	7.1	9.7	71	255
Pue-19	2/7/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	10.3	7.3	9.8	56	295
Pue-20	2/7/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Quellwasser	17.5	6.6	5.2	174	158
Pue-21	2/12/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Quellwasser	9.8	6.6	0.6	204	130
Pue-22	2/13/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	10.4	7.5	9.9	39	373
Pue-23	2/13/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Seewasser	16.5	7.6	9.1	68	390
Pue-24	2/15/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	14.1	7.7	10	75	360
Schmelzwasser	2/4/2001	gesamt	500ml ungef.	500ml	Schmelzwasser	-0.1	n.b.	n.b.	5	n.b.
R-Mischprobe	1/31/2001	gesamt	250ml ungef.	-	Regenwasser	n.b.	n.b.	n.b.	4	n.b.
R-Ant	1/22/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Regenwasser	10.3	6.6	9.6	3	480
CC-01	2/8/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Thermalwasser	31.1	6.5	3.7	380	216
CC-02	2/8/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	70.2	6.5	n.b.	510	n.b.
CC-03	2/8/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	47	6.7	0.49	675	n.b.
CC-04	2/10/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	90.5	7.8	n.b.	361	-86
CC-05	2/10/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	92	8.1	n.b.	414	-100
CC-06	2/10/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	>90	9.2	n.b.	660	-111
CC-07	2/11/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	30	8.8	n.b.	260	270
KCC-07	2/11/2001	50ml +HNO ₃	50ml	-	Kondensat	96	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
KCC-08	2/11/2001	50ml +HNO ₃	50ml	50ml	Kondensat	>95	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
CC-08	2/11/2001	50ml +HNO ₃	250ml	50ml	Thermalwasser	91.5	3.3	n.b.	530	515
KCC-K	2/11/2001	gesamt	30ml	-	Kondensat	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Chi-01	2/19/2001	50ml +HNO ₃	250ml	-	Bachwasser	16.1	6.9	7.5	84	124
Chi-02	2/19/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	70	5.9	n.b.	560	-104
Chi-03	2/21/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	47.7	8.4	0.2	514	-
Chi-04	1/22/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	65	7.7	n.b.	704	395
Chi-05	1/23/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	48	7.2	4.2	544	386
Chi-06	1/23/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	69.5	7.5	n.b.	1068	284
Chi-09	2/25/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	92	4.5	n.b.	1290	63
Chi-10	2/26/2001	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Mineralwasser	13	7.5	n.b.	2510	450
Chi-K01	2/19/2001	gesamt	50ml	-	Kondensat	96	n.b.	n.b.	165	n.b.
Chi-K06	1/23/2001	gesamt	50 ml	-	Kondensat	94	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Chi-K07	2/25/2001	gesamt	<50 ml	-	Kondensat	98	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Chi-K08	2/25/2001	gesamt	50 ml	-	Kondensat	102	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
SW-Chi	1/23/2001	gesamt	250ml ungef.	50ml	Schmelzwasser	2.2	n.b.	n.b.	10	n.b.

Fortsetzung Anhang 3

Proben 2001: Kationen, Schwermetalle und Arsen

Proben- bezeichnung	Li ⁺ [mg/L]	Na ⁺ [mg/L]	K ⁺ [mg/L]	Mg ²⁺ [mg/L]	Ca ²⁺ [mg/L]	Mn _{tot} [mg/L]	Fe _{tot} [mg/L]	Al _{tot} [mg/L]	Co _{tot} [µg/L]	Ni _{tot} [µg/L]	Cu _{tot} [µg/L]	Pb _{tot} [µg/L]	Cd _{tot} [µg/L]	Cr _{tot} [µg/L]	As _{tot} [µg/L]
Pue-01	n.b.	9.7	2.06	2.9	5.29	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.
Pue-02	n.b.	16.7	1.14	5.3	10.77	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.
Pue-03	0.13	76	1.87	1.51	4.03	<0.05	<0.1	<0.01	<0.2	<0.3	<1.5	<2	<0.25	<1	126
Pue-04	0.08	130	2.62	1.58	23.3	<0.05	<0.1	<0.01	<0.2	<0.3	<1.5	<2	<0.25	<1	373
Pue-05	0.46	159	7.5	1.4	10	<0.05	<0.1	<0.01	<0.2	0.4	5.1	<2	<0.25	<1	380
Pue-06	n.b.	3	0.39	0.91	3.3	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	1.9
Pue-07	0.32	150	4.3	0.65	2	<0.05	<0.1	<0.01	0.2	0.5	<1.5	<2	<0.25	<1	539
Pue-05b	0.4	148	7.1	1.01	8.8	<0.05	<0.1	<0.01	<0.2	<0.3	<1.5	<2	<0.25	<1	295
Pue-08	n.b.	0.95	0.1	0.4	1.2	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.
Pue-09	0.01	14.4	2.62	10.2	7.95	0.78	7.8	<0.1	0.5	1.9	1.8	<2	<0.25	<1	2.8
Pue-10	0.01	12.3	2.09	3.1	3.79	<0.05	0.21	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	6.3
Pue-11	0.01	22	3.3	6.2	6.4	<0.05	0.1	<0.01	<0.2	2.6	<1.5	<2	<0.25	<1	7.2
Pue-12	n.b.	4.2	1.14	1.12	2	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	0.6	n.b.	n.b.
Pue-13	n.b.	2.8	0.34	0.79	1.9	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	1.9
Pue-14	n.b.	2.4	0.46	0.62	1.09	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.
Pue-15	n.b.	1.47	1.33	0.9	0.66	1.42	22	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.
Pue-16	n.b.	9.4	1.65	4.2	9.6	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.
Pue-17	n.b.	4	0.82	1.8	3.2	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.
Pue-18	n.b.	8.7	0.85	1.29	2.9	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.
Pue-19	n.b.	4.6	0.83	1.9	2.5	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.
Pue-20	n.b.	10.5	1.61	8.3	10.14	0.17	1.28	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.
Pue-21	n.b.	7.8	1.46	12.5	4.61	0.25	8	<0.01	2	1.6	2.3	<2	<0.25	<1	n.b.
Pue-22	n.b.	3.6	0.41	0.93	2.6	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.
Pue-23	n.b.	6.1	0.92	2.2	3.2	<0.05	<0.1	<0.01	<0.2	0.5	<1.5	<2	<0.25	n.b.	0.4
Pue-24	n.b.	9.5	0.88	1.22	2.76	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.
Schmelzwasser	n.b.	0.49	0.03	0.03	0.27	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.
R-Mischprobe	n.b.	0.91	0.37	0.17	0.42	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.
R-Ant	n.b.	<0.01	0.02	0.02	0.08	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.
CC-01	0.01	66	7.4	4.3	6.06	0.11	0.2	<0.01	<0.2	0.5	<1.5	<2	<0.25	<1	1.4
CC-02	0.06	105	13.9	3.6	3.99	0.12	0.25	<0.01	<0.2	0.6	2.8	<2	<0.25	<1	0.1
CC-03	0.1	122	13.3	4.9	8.2	0.16	0.53	<0.01	<0.2	1.2	<1.5	<2	<0.25	<1	19.9
CC-04	0.16	88	3.3	0.06	0.1	<0.05	0.17	<0.01	<0.2	0.9	<1.5	<2	<0.25	<1	78.6
CC-05	0.19	101	3.1	0.01	0.1	<0.05	<0.1	<0.01	<0.2	<0.3	<1.5	<2	<0.25	<1	100
CC-06	0.32	140	4.4	0.01	0.1	<0.05	<0.1	<0.01	<0.2	<0.3	<1.5	<2	<0.25	<1	113
CC-07	0.01	47	8	0.4	0.33	<0.05	0.31	<0.01	0.4	0.8	2.4	<2	<0.25	<1	10.6
KCC-07	n.b.	0.07	0.2	0.12	0.2	<0.05	0.11	<0.01	0.2	9.4	<1.5	<2	<0.25	<1	n.b.
KCC-08	n.b.	0.01	0.08	0.01	0.05	<0.05	0.17	<0.01	0.5	8.5	<1.5	<2	<0.25	15.22	n.b.
CC-08	0.01	19.2	8.2	13.3	4.85	0.8	14	<0.01	0.2	3.5	8.6	<2	<0.25	<1	<0.1
KCC-K	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0.1	n.b.	<0.1								
Chi-01	n.b.	4	0.5	0.89	11	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.						
Chi-02	n.b.	54	4.1	20.4	59	0.27	<0.1	<0.01	<0.2	14.6	<1.5	<2	<0.25	6.05	<0.1
Chi-03	0.17	84	2.51	0.08	18.6	<0.05	<0.1	<0.01	<0.2	1.2	1.7	<2	<0.25	<1	107
Chi-04	0.21	111	5.8	1.01	3.4	<0.05	<0.1	<0.01	<0.2	<0.3	<1.5	<2	<0.25	<1	116
Chi-05	0.16	99	6.6	2.4	2.2	<0.05	<0.1	<0.01	<0.2	<0.3	<1.5	<2	<0.25	<1	182
Chi-06	0.48	197	10.6	0.29	1.3	<0.05	<0.1	<0.01	<0.2	<0.3	<1.5	<2	<0.25	<1	n.b.
Chi-09	0.05	99	13.2	62	131	4	13	<0.01	4.8	7.3	7.7	<2	<0.25	<1	n.b.
Chi-10	0.28	279	25	149	125	0.29	<0.1	<0.01	<0.2	3.7	4.4	<2	<0.25	<1	20.9
Chi-K01	n.b.	<0.01	0.01	0.01	0.09	<0.05	0.23	<0.01	4.9	238	32.2	<2	<0.25	<1	n.b.
Chi-K06	n.b.	0.38	0.09	0.18	0.01	0.05	2.4	1.56	2	297	3.5	<2	<0.25	1	n.b.
Chi-K07	n.b.	<0.01	0.01	0	0.95	<0.05	<0.1	<0.01	<0.2	11.7	<1.5	<2	<0.25	<1	n.b.
Chi-K08	n.b.	0.65	<0.05	0.44	0.8	<0.05	0.11	<0.01	<0.2	4.8	<1.5	<2	<0.25	<1	n.b.
SW-Chi	n.b.	1.73	0.21	0.08	0.31	<0.05	<0.1	<0.01	n.b.	n.b.	n.b.	<2	<0.25	n.b.	n.b.

Fortsetzung Anhang 3

Proben 2001: Anionen, p-Wert, m-Wert, B und SiO₂

Proben- bezeichnung	F ⁻ [mg/L]	Cl ⁻ [mg/L]	Br ⁻ [mg/L]	SO ₄ ²⁻ [mg/L]	NO ₃ ²⁻ [mg/L]	PO ₄ ³⁻ [mg/L]	p-Wert	CO ₃ ²⁻ [mg/L]	m-Wert	HCO ₃ ⁻ [mg/L]	B [mg/L]	SiO ₂ [mg/L]
Pue-01	<0.5	3.87	<0.3	5.88	0.94	<0.5	n.b.	0	0.95	58.0	n.b.	47.8
Pue-02	<0.5	1.59	<0.3	7.59	<0.5	<0.5	n.b.	0	1.45	88.5	n.b.	53.9
Pue-03	0.62	53.6	<0.3	33.2	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.96	58.6	2.4	121
Pue-04	1.15	141	0.75	55.9	0.54	<0.5	n.b.	0	1.80	110	2.0	119
Pue-05	1.32	172	0.8	88.5	0.91	<0.5	n.b.	0	1.05	64.1	2.0	131
Pue-06	<0.5	1.67	<0.3	4.17	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.30	18.3	0.7	16.8
Pue-07	0.88	125	0.65	69.6	<0.5	<0.5	n.b.	0	1.20	73.2	7.6	104
Pue-05b	1.31	150	0.64	91.5	<0.5	<0.5	n.b.	0	1.30	79.3	6.6	89.3
Pue-08	<0.5	<0.5	<0.3	0.54	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.15	9.2	n.b.	9.11
Pue-09	0.84	5.48	<0.3	4.05	<0.5	<0.5	n.b.	0	2.15	131	5.2	55.8
Pue-10	0.15	3.2	<0.3	7.67	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.95	58.0	0.8	26.4
Pue-11	0.55	22.5	<0.3	16.5	<0.5	<0.5	n.b.	0	1.35	82.3	1.3	45.7
Pue-12	<0.5	1.09	<0.3	1.14	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.40	24.4	n.b.	28.9
Pue-13	<0.5	2.34	<0.3	0.96	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.25	15.3	n.b.	14.8
Pue-14	<0.5	1.42	<0.3	1.1	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.15	9.2	n.b.	11.7
Pue-15	<0.5	2.18	0.65	3.66	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.90	54.9	n.b.	35.1
Pue-16	<0.5	0.7	0.46	1.11	<0.5	<0.5	n.b.	0	1.05	64.1	n.b.	39.9
Pue-17	<0.5	4.24	<0.3	2.82	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.35	21.4	n.b.	32.9
Pue-18	<0.5	2.68	<0.3	3.2	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.60	36.6	n.b.	n.b.
Pue-19	<0.5	2.29	<0.3	4.76	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.40	24.4	n.b.	30.4
Pue-20	<0.5	5.16	<0.3	1.31	<0.5	<0.5	n.b.	0	1.50	91.5	0.6	30.2
Pue-21	<0.5	2.38	<0.3	2.77	<0.5	<0.5	n.b.	0	2.00	122	2.8	70.2
Pue-22	<0.5	2.61	<0.3	2.33	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.30	18.3	n.b.	n.b.
Pue-23	<0.5	3.85	<0.3	4.76	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.55	33.6	n.b.	15.8
Pue-24	<0.5	2.22	<0.3	3.83	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.50	30.5	n.b.	n.b.
Schmelzwasser	<0.5	0.78	<0.3	0.43	<0.5	<0.5	n.b.	0	<0.05	<3.1	n.b.	n.b.
R-Mischprobe	<0.5	1.62	<0.3	1.33	<0.5	<0.5	n.b.	0	<0.05	<3.1	n.b.	n.b.
R-Ant	<0.5	0.59	<0.3	<0.5	<0.5	<0.5	n.b.	0	<0.05	<3.1	n.b.	n.b.
CC-01	0.6	6.3	<0.3	1.47	<0.5	<0.5	n.b.	0	3.12	190	n.b.	n.b.
CC-02	0.8	9.6	<0.3	2.6	<0.5	<0.5	n.b.	0	5.60	342	14.4	333
CC-03	1	56.3	<0.3	12.6	<0.5	<0.5	n.b.	0	4.48	273	8.7	146
CC-04	1.1	25.8	<0.3	62.41	<0.5	<0.5	n.b.	0	2.56	156	10.4	210
CC-05	1.3	10.6	0.43	26.59	<0.5	<0.5	n.b.	0	3.50	214	12.0	259
CC-06	2.2	12.4	0.45	31.5	<0.5	2.08	2.2	132	0.60	36.6	15.4	330
CC-07	<0.5	1.9	<0.3	50.7	0.57	<0.5	0.55	33	0.20	12.2	18.0	358
KCC-07	<0.5	<0.5	<0.3	2.29	<0.5	<0.5	n.b.	0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
KCC-08	<0.5	<0.5	<0.3	1.82	<0.5	<0.5	n.b.	0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
CC-08	<0.5	1.7	<0.3	317	<0.5	<0.5	n.b.	0	<0.05	<3.1	14.7	450
KCC-K	<0.5	0.54	<0.3	1.01	<0.5	<0.5	n.b.	0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Chi-01	<0.5	0.56	<0.3	13.9	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.50	30.5	7.5	210
Chi-02	0.5	4.36	<0.3	92.4	17.38	<0.5	n.b.	0	4.85	296	4.6	168
Chi-03	1.8	56.9	<0.3	108	<0.5	<0.5	0.05	3	0.70	42.7	4.7	129
Chi-04	1.79	9.58	<0.3	196	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.70	42.7	5.0	172
Chi-05	1.81	14.2	<0.3	153	<0.5	<0.5	n.b.	0	0.90	54.9	8.0	206
Chi-06	1.34	53.2	<0.3	281	<0.5	<0.5	n.b.	0	2.20	134	9.0	246
Chi-09	1.53	3.5	<0.3	778	<0.5	<0.5	n.b.	0	2.50	153	10.3	289
Chi-10	<0.5	152	0.31	290	0.89	<0.5	n.b.	0	19.50	1190	14.6	96
Chi-K01	<0.5	<0.5	<0.3	6.98	<0.5	<0.5	n.b.	0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Chi-K06	<0.5	0.53	<0.3	27	<0.5	<0.5	n.b.	0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Chi-K07	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Chi-K08	<0.5	<0.5	<0.3	3.19	<0.5	<0.5	n.b.	0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
SW-Chi	<0.5	<0.5	<0.3	1.26	<0.5	<0.5	n.b.	0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

Fortsetzung Anhang 3

Proben 2002: Probenmenge und physiko-chemische Parameter

Proben- bezeichnung	Datum (T/M/J)	Probenmenge Kationen	Probenmenge Anionen	Probenmenge Isotope	Wassertyp	Temp. [°C]	pH	O ₂ [mg/L]	spez. el. Leitf. [µS/cm]	Redox (Eh) [mV]
Pue-02-02	31/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	-	Bachwasser	13.4	8.2	9.4	219	n.b.
Pue-03-02	25/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	50ml	Thermalwasser	28	6.7	3.3	395	431
Pue-04-02	25/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	50ml	Thermalwasser	38.2	7.8	1.7	995	412
Pue-05-02	17/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	50ml	Thermalwasser	62	6.9	5	884	430
Pue-06-02	17/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	11.9	7	12	58	474
Pue-07-02	17/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	50ml	Thermalwasser	58	8.1	n.b.	760	n.b.
Pue-05b-02	17/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	50ml	Thermalwasser	49	6.7	2.5	772	418
Pue-09-02	3/2/2002	50ml +HNO ₃	250ml	-	Bachwasser	15.2	6.8	0.4	245	n.b.
Pue-10-02	3/2/2002	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	14.8	7.2	-	141	n.b.
Pue-11-02	3/2/2002	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	14.4	8	9.5	250	n.b.
Pue-12-02	24/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	14.5	7.6	8.9	50	n.b.
Pue-19-02	22/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	12.8	7.7	10	70	n.b.
Pue-21-02	31/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	50ml	Quellwasser	11.8	6.8	2.9	213	n.b.
Pue-22-02	24/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	15	7.5	8.8	52	n.b.
Pue-24-02	26/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	14.6	7.4	n.b.	82	n.b.
Pue-25-02	17/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	14.1	7.1	10	48	440
Pue-26-02	17/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	8	7.2	9.2	51	n.b.
Pue-27-02	18/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	-	Bachwasser	12.6	7.1	10	44	n.b.
Pue-28-02	19/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	10	7.4	9.8	39	450
Pue-29-02	22/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	14.3	7.5	9.8	61	n.b.
Pue-30-02	25/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	16.5	7.1	7.5	54	n.b.
Pue-31-02	28/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	-	Quellwasser	3.7	7.2	11.4	24	n.b.
Pue-32-02	31/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	11.2	7.9	9.8	98	n.b.
Pue-33-02	2/2/2002	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	6.2	7.1	n.b.	34	n.b.
Pue-34-02	5/2/2002	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	17.3	6.9	9.5	45	n.b.
Pue-35-02	5/2/2002	50ml +HNO ₃	250ml	50ml	Thermalwasser	63.6	7.4	<1.8	1015	n.b.
Pue-36-02	6/2/2002	50ml +HNO ₃	250ml	-	Flusswasser	10.7	7.1	10	71	n.b.
Pue-37-02	22/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Flusswasser	10.8	7.4	10.6	44	n.b.
CC-05-02	17/01/02	50ml +HNO ₃	250ml	500ml + 50ml	Thermalwasser	90	8.8	n.b.	480	n.b.
Agua Mineral 1	-	gesamt	330ml	-	Mineral-Thermalw.	20 (Lab.)	8.1 (Lab.)	n.b.	1090 (Lab.)	n.b.
Agua Mineral 2	30/04/01	gesamt	330ml	-	Mineral-Thermalw.	20 (Lab.)	8.1 (Lab.)	n.b.	1120 (Lab.)	n.b.
Pue-05-02*	6/2/2002	50ml +HNO ₃	250ml	50ml	Thermalwasser	63.3	6.9	2.3	900	n.b.

Fortsetzung Anhang 3

Proben 2002: Kationen, Schwermetalle und Arsen

Proben- bezeichnung	Li ⁺ [mg/L]	Na ⁺ [mg/L]	K ⁺ [mg/L]	Mg ²⁺ [mg/L]	Ca ²⁺ [mg/L]	Mn _{tot} [mg/L]	Fe _{tot} [mg/L]	Al _{tot} [mg/L]	Co _{tot} [µg/L]	Ni _{tot} [µg/L]	Cu _{tot} [µg/L]	Pb _{tot} [µg/L]	Cd _{tot} [µg/L]	Cr _{tot} [µg/L]	As _{tot} [µg/L]	As (III) [µg/L]
Pue-02-02	<0.1	25.4	1.69	5.93	14.10	<0.1	<0.1	<0.01	1.69	16.9	8.19	<1.7	<0.1	1.94	4.13	n.b.
Pue-03-02	0.10	69	4.08	2.21	9.89	<0.1	<0.1	<0.01	<0.2	<0.44	<0.18	<1.7	<0.1	0.44	134	5.12
Pue-04-02	0.10	173	4.10	2.33	30.8	<0.1	<0.1	<0.01	<0.2	4.85	<0.18	<1.7	<0.1	<0.4	366	14.6
Pue-05-02	0.40	188	13.41	1.74	15.8	<0.1	<0.1	<0.01	7.75	6.46	61.0	<1.7	<0.1	<0.4	357	13.2
Pue-06-02	<0.1	4.54	0.63	1.11	5.43	<0.1	<0.1	<0.01	0.26	<0.44	5.85	<1.7	<0.1	0.64	2.82	n.b.
Pue-07-02	0.30	156	5.44	0.63	6.33	<0.1	<0.1	<0.01	<0.2	1.19	7.27	<1.7	<0.1	1.25	501	18.4
Pue-05b-02	0.40	141	7.82	1.07	13.9	<0.1	<0.1	<0.01	<0.2	<0.44	5.35	<1.7	<0.1	0.74	283	11.5
Pue-09-02	n.b.	18.4	3.95	10.55	11.4	<0.1	10.8	<0.01	<0.2	<0.44	8.92	<1.7	<0.1	0.73	1.34	n.b.
Pue-10-02	<0.1	174	2.92	3.87	2.68	<0.1	0.12	<0.01	<0.2	<0.44	5.20	<1.7	<0.1	0.88	8.43	n.b.
Pue-11-02	<0.1	27.4	3.79	9.32	11.9	<0.1	0.15	<0.01	<0.2	4.50	1.16	<1.7	<0.1	<0.4	8.14	n.b.
Pue-12-02	n.b.	5.07	1.04	1.23	1.79	<0.1	<0.1	<0.01	<0.2	0.69	2.01	<1.7	<0.1	<0.4	1.09	n.b.
Pue-19-02	<0.1	5.82	1.30	2.13	2.63	<0.1	<0.1	<0.01	<0.2	<0.44	0.83	<1.7	<0.1	<0.4	1.50	n.b.
Pue-21-02	n.b.	8.38	1.69	12.02	9.07	<0.1	19.4	<0.01	1.58	7.67	1.71	<1.7	<0.1	<0.4	< 1.3	n.b.
Pue-22-02	n.b.	3.90	0.70	1.19	2.86	<0.1	<0.1	<0.01	0.33	0.98	1.00	<1.7	<0.1	<0.4	8.59	n.b.
Pue-24-02	n.b.	8.93	1.68	1.39	2.17	<0.1	<0.1	<0.01	<0.2	1.87	4.42	<1.7	<0.1	<0.4	3.76	n.b.
Pue-25-02	n.b.	2.93	0.59	0.90	3.46	<0.1	<0.1	<0.01	0.57	2.58	13.4	<1.7	<0.1	<0.4	89.3	n.b.
Pue-26-02	n.b.	4.13	0.93	1.10	2.98	<0.1	0.1	<0.01	<0.2	3.87	12.4	<1.7	<0.1	<0.4	2.44	n.b.
Pue-27-02	n.b.	3.22	0.79	1.40	2.21	<0.1	<0.1	<0.01	0.43	2.32	5.21	<1.7	<0.1	<0.4	< 1	n.b.
Pue-28-02	n.b.	3.07	0.81	1.00	1.93	<0.1	<0.1	<0.01	0.40	1.11	3.23	<1.7	<0.1	<0.4	5.05	n.b.
Pue-29-02	n.b.	5.42	0.98	2.21	2.39	<0.1	0.1	<0.01	0.06	0.85	1.70	<1.7	<0.1	<0.4	1.55	n.b.
Pue-30-02	n.b.	50.7	0.89	1.20	2.09	<0.1	<0.1	<0.01	<0.2	0.51	1.15	<1.7	<0.1	<0.4	2.02	n.b.
Pue-31-02	n.b.	2.19	0.85	0.46	1.00	<0.1	<0.1	<0.01	<0.2	<0.44	0.44	<1.7	<0.1	<0.4	1.07	n.b.
Pue-32-02	n.b.	12.6	1.30	2.00	3.08	<0.1	<0.1	<0.01	<0.2	<0.44	1.32	<1.7	<0.1	<0.4	13.6	n.b.
Pue-33-02	n.b.	2.66	0.64	0.75	1.97	<0.1	<0.1	<0.01	<0.2	<0.44	0.34	<1.7	<0.1	<0.4	0.71	n.b.
Pue-34-02	n.b.	3.01	1.00	1.51	1.93	<0.1	<0.1	<0.01	<0.2	<0.44	1.75	<1.7	<0.1	<0.4	0.74	n.b.
Pue-35-02	0.10	209	9.24	1.91	16.17	<0.1	<0.1	<0.01	<0.2	68.7	23.2	<1.7	<0.1	14.1	424	7.65
Pue-36-02	<0.1	7.06	0.84	1.45	2.29	<0.1	<0.1	<0.01	0.57	1.19	3.02	<1.7	<0.1	0.22	4.81	n.b.
Pue-37-02	n.b.	4.32	0.99	1.17	1.78	<0.1	<0.1	<0.01	0.61	0.55	1.36	<1.7	<0.1	<0.4	19.4	n.b.
CC-05-02	0.20	102	4.48	0.07	0.09	<0.1	<0.1	<0.01	0.30	24.8	7.38	<1.7	<0.1	1.77	202	17.9
Agua Mineral 1	n.b.	247	7.80	2.92	12.6	<0.1	0.4	<0.01	1.06	8.51	5.74	<1.7	<0.1	8.16	102	3.23
Agua Mineral 2	0.40	248	8.25	2.90	13.0	<0.1	<0.1	<0.01	7.81	19.5	119	<1.7	<0.1	1.62	96.5	15.9
Pue-05-02*	n.b.	169	11.0	1.79	16.0	<0.1	<0.1	<0.01	<0.2	2.17	<0.18	<1.7	<0.1	<0.4	382	7.33

Proben 2002: Anionen, p-Wert, m-Wert, B und SiO₂

Proben- bezeichnung	F ⁻ [mg/L]	Cl ⁻ [mg/L]	Br ⁻ [mg/L]	SO ₄ ²⁻ [mg/L]	NO ₃ ⁻ [mg/L]	PO ₄ ³⁻ [mg/L]	p-Wert	CO ₃ ²⁻ [mg/L]	m-Wert	HCO ₃ ⁻ [mg/L]	K _{B&2}	CO ₂ frei [mg/L]	B [mg/L]	SiO ₂ [mg/L]
Pue-02-02	0.46	1.60	< 0.11	9.09	0.28	<0.28	n.b.	0	2.2	134	0.05	2.2	1.56	33.2
Pue-03-02	0.52	64.4	0.3	42.6	0.42	<0.28	n.b.	0	1.25	76.3	0.15	6.6	2.49	47.7
Pue-04-02	1.44	203	1.93	77	< 0.24	<0.28	n.b.	0	1.8	110	0.05	2.2	2.37	52.3
Pue-05-02	1.90	186	< 0.11	119	3.71	<0.28	n.b.	0	1.1	67.1	0.30	13.2	2.33	99.6
Pue-06-02	0.13	2.63	< 0.11	4.69	< 0.24	<0.28	n.b.	0	0.45	27.5	0.10	4.4	n.b.	15.5
Pue-07-02	1.95	132	0.48	113	< 0.24	<0.28	0.1	6	1.3	73.2	0.10	4.4	6.69	86.0
Pue-05b-02	1.87	151	< 0.11	97.2	< 0.24	<0.28	n.b.	0	1.3	79.3	0.20	8.8	7.89	79.4
Pue-09-02	0.33	4.7	< 0.11	0.25	0.29	<0.28	n.b.	0	2.6	159	n.b.	n.b.	n.b.	37.6
Pue-10-02	0.29	4.12	< 0.11	10.7	< 0.24	<0.28	n.b.	0	1.45	88.5	0.05	2.2	0.56	38.6
Pue-11-02	0.45	8.44	< 0.11	20.3	0.28	<0.28	n.b.	0	2.1	128	0.05	2.2	0.61	44.5
Pue-12-02	0.23	1.31	< 0.11	0.91	< 0.24	<0.28	n.b.	0	0.4	24.4	0.05	2.2	n.b.	22.1
Pue-19-02	0.17	2.12	< 0.11	4.75	0.28	<0.28	n.b.	0	0.5	30.5	0.10	4.4	n.b.	25.3
Pue-21-02	0.19	1.31	< 0.11	0.5	0.41	<0.28	n.b.	0	2.6	159	n.b.	n.b.	n.b.	41.9
Pue-22-02	0.16	1.3	< 0.11	2.58	0.41	<0.28	n.b.	0	0.4	24.4	0.20	8.8	n.b.	18.9
Pue-24-02	0.20	2.22	< 0.11	2.77	< 0.24	<0.28	n.b.	0	0.6	36.6	0.10	4.4	n.b.	31.4
Pue-25-02	0.13	0.94	< 0.11	4.05	0.28	<0.28	n.b.	0	0.35	21.4	0.20	8.8	n.b.	14.8
Pue-26-02	0.14	1.1	< 0.11	5.39	< 0.24	<0.28	n.b.	0	0.35	21.4	0.20	8.8	n.b.	17.4
Pue-27-02	0.12	1.33	< 0.11	0.12	0.28	<0.28	n.b.	0	0.4	24.4	0.15	6.6	n.b.	19.1
Pue-28-02	0.12	1.16	< 0.11	1.05	0.28	<0.28	n.b.	0	0.3	18.3	0.15	6.6	n.b.	17.1
Pue-29-02	0.13	2.41	< 0.11	1.85	0.28	<0.28	n.b.	0	0.5	30.5	0.15	6.6	n.b.	19.5
Pue-30-02	0.12	1.61	< 0.11	0.12	0.31	<0.28	n.b.	0	0.45	27.5	0.10	4.4	n.b.	18.8
Pue-31-02	0.12	0.73	< 0.11	1.08	< 0.24	<0.28	n.b.	0	0.2	12.2	0.15	6.6	n.b.	16.4
Pue-32-02	0.15	1.31	< 0.11	3.32	0.28	<0.28	n.b.	0	0.85	51.9	0.05	2.2	n.b.	26.9
Pue-33-02	0.13	0.95	< 0.11	1.5	0.28	<0.28	n.b.	0	0.25	15.3	n.b.	n.b.	n.b.	15.9
Pue-34-02	0.14	0.91	< 0.11	5.25	< 0.24	<0.28	n.b.	0	0.6	36.6	0.05	2.2	n.b.	24.3
Pue-35-02	0.97	221	1.01	136	0.65	<0.28	n.b.	0	1.3	79.3	0.40	17.6	2.23	100
Pue-36-02	0.13	4.64	< 0.11	5.98	0.28	<0.28	n.b.	0	0.5	30.5	0.10	4.4	n.b.	19.0
Pue-37-02	0.15	1.58	< 0.11	0.98	0.28	<0.28	n.b.	0	0.35	21.4	0.15	6.6	n.b.	23.9
CC-05-02	1.55	30.8	< 0.11	36.21	< 0.24	<0.28	0.9	54	3.2	85.4	n.b.	n.b.	9.23	178
Agua Mineral 1	0.75	202	< 0.11	81.3	0.38	<0.28	n.b.	0	3.2	195	n.b.	n.b.	10.5	56.8
Agua Mineral 2	0.69	203	0.82	78.9	0.28	<0.28	n.b.	0	3.2	195	n.b.	n.b.	9.88	55.0
Pue-05-02*	1.37	184	0.76	120	0.8	1.28	n.b.	0	1.2	73.2	0.10	4.4	2.40	97.3

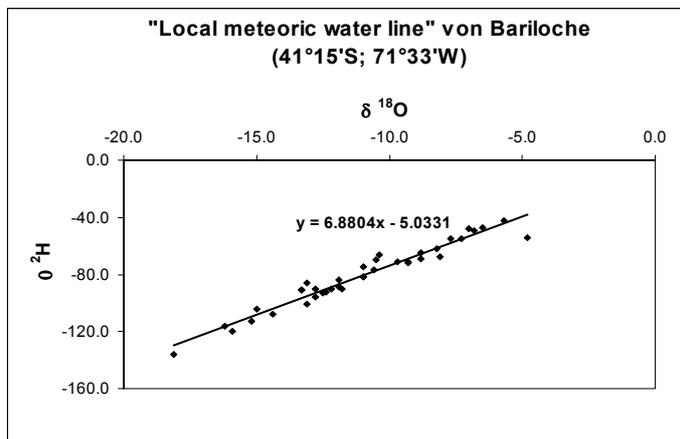
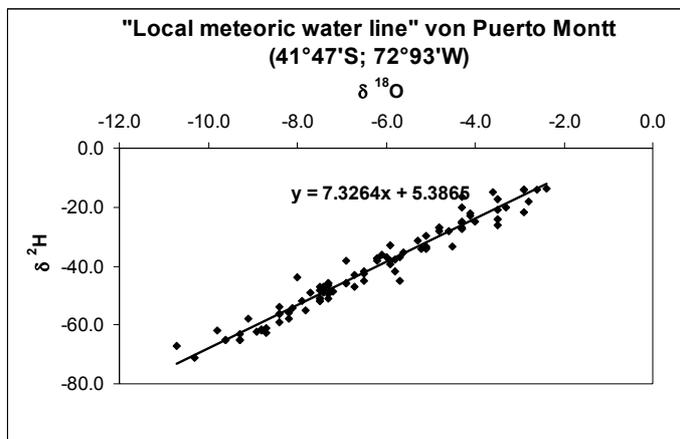
Anhang 4: Isotopendaten von Wasser- und Kondensatproben

Proben- bezeichnung	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H (D)}$ [‰]	$^3\text{H (Tritium)}$ [TU]
2001:			
Puyehue, Antillanca, Riñinahue / Nilahue-Tal			
Pue-01	n.b.	n.b.	1.8
Pue-03	-8.19	-54.2	1.4
Pue-04	-7.94	-52.6	0.9
Pue-05	-8.83	-56.2	0.4
Pue-07	-8.62	-58.3	0.4
Pue-05b	-8.4	-55.0	0.8
Pue-21	-8.54	-55.3	1.7
R-Ant	-3.14	-12.1	1.3
Cordón Caulle (Helikopter-Beprobung)			
CC-02	-9.59	-68.9	1.5
CC-03	n.b.	n.b.	1.1
CC-04	-9.13	-66.6	n.b.
CC-05	-9.18	-66.4	n.b.
CC-06	-8.28	-65.0	n.b.
CC-07	-9.39	-67.6	n.b.
Kond. KCC-08	-10.71	-82.9	n.b.
CC-08 Mud pool	-3.39	-47.8	n.b.
Schmelzwasser	-8.73	-59.8	n.b.
Termas / Nevados de Chillán (Referenzgebiet)			
Chi-02	-10.51	-73.3	n.b.
Chi-03	-10.5	-73.6	n.b.
Chi-04	-11.57	-83.3	n.b.
Chi-05	-12.17	-87.1	n.b.
Chi-06	-10.42	-80.7	n.b.
Chi-09	-8.97	-67.5	n.b.
Chi-10	-10.4	-75.0	n.b.
SW-Chi	-11.75	-82.7	n.b.
2002:			
Puyehue, Antillanca, Cordón Caulle			
Pue-03-02	-8.4	-55.8	n.b.
Pue-04-02	-8.04	-53.9	n.b.
Pue-05-02	-8.71	-57.5	n.b.
Pue-06-02	-9.09	-59.1	n.b.
Pue-35-02	-8.77	-58.2	n.b.
CC-05-02	-9.24	-67.7	n.b.
Kond. Las Sopas	-8.82	-77.9	Sepúlveda et al. 2003
Kond. Los Venad.	-8.67	-81.1	Sepúlveda et al. 2003
Kond. El Azufral	-8.35	-77.4	Sepúlveda et al. 2003

Anhang 5: Stabile Isotope im Niederschlag Puerto Montt & Bariloche (IAEA 2003)

Datum	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ (D) [‰]	Niederschlag [mm]	Lufttemp. [°C]
PUERTO MONTT (LA CHAMIZA) 41°47'S, 72°93'W				
15.05.64	-5.1	-29.8	375	9.6
15.06.64	-3.5	-21.1	252	5.9
15.07.64	-10.7	-67.0	223	6.7
15.08.64	-3.5	-17.4	268	7.3
15.09.64	-5.6	-35.4	180	7.6
15.10.64	-5.1	-33.5	67	10.7
15.01.65	-4.3	-19.9	102	14.7
15.02.65	-7.2	-48.6	198	14.6
15.05.65	-5.3	-31.3	169	7.1
15.04.92	-6.5	-42.0	248	9.4
15.05.92	-8.2	-58.0	246	8.9
15.06.92	-8.4	-59.0	218	5.6
15.07.92	-10.3	-71.0	109	4.6
15.08.92	-7.9	-52.0	203	6.8
15.09.92	-9.3	-63.0	288	7.4
15.10.92	-7.3	-46.0	?	6.4
15.04.93	-5.7	-37.0	226	10.1
15.06.93	-7.3	-46.0	263	7.2
15.07.93	-7.4	-48.0	233	5.7
15.08.93	-7.3	-51.0	97	6.3
15.09.93	-4.6	-28.0	50	7.6
15.10.93	-4.8	-28.0	125	9.9
15.11.93	-6.0	-37.0	181	11.2
15.12.93	-4.0	-25.0	90	12.9
15.03.94	-5.9	-38.0	59	13.0
15.04.94	-8.4	-54.0	152	9.5
15.05.94	-7.5	-47.0	248	9.6
15.06.94	-7.8	-55.0	314	8.6
15.07.94	-8.7	-61.0	215	6.3
15.03.95	-4.1	-22.0	61	11.6
15.04.95	-6.2	-38.0	136	10.9
15.05.95	-5.9	-33.0	210	8.9
15.06.95	-8.2	-56.0	292	6.5
15.07.95	-8.0	-44.0	181	4.3
15.08.95	-9.8	-62.0	163	5.2
15.09.95	-6.5	-45.0	86	7.1
15.10.95	-7.7	-49.0	111	9.3
15.11.95	-6.9	-38.0	50	11.0
15.12.95	-3.6	-15.0	9	14.8
15.01.96	-3.5	-26.0	59	13.4
15.02.96	-5.8	-42.0	69	13.1
15.03.96	-4.1	-23.0	147	11.9
15.04.96	-6.1	-36.0	118	9.1
15.05.96	-6.9	-46.0	134	8.7
15.06.96	-5.1	-34.0	69	4.3
15.07.96	-5.7	-45.0	82	7.3
15.08.96	-7.4	-47.0	127	7.9
15.09.96	-6.9	-46.0	98	8.5
15.10.96	-5.2	-34.0	90	9.7
15.11.96	-4.3	-27.0	152	11.7
15.12.96	-3.3	-20.0	90	13.2
15.01.97	-4.3	-25.0	249	14.6
15.02.97	-4.5	-33.5	57	11.6
15.03.97	-3.5	-24.0	41	12.6
15.04.97	-6.7	-47.0	277	11.2
15.05.97	-9.1	-58.0	112	9.9
15.06.97	-7.3	-46.5	357	7.7
15.07.97	-8.1	-54.4	280	7.4
15.08.97	-8.8	-61.4	192	6.8
15.09.97	-8.7	-62.7	135	7.9
15.10.97	-8.9	-62.4	177	9.2
15.11.97	-2.9	-21.8	109	11.7
15.01.98	-2.6	-14.2	28	13.8
15.02.98	-2.8	-18.2	11	15.4
15.03.98	-6.5	-42.8	86	12.2
15.04.98	-6.7	-43.1	72	10.3
15.05.98	-5.9	-39.5	105	11.7
15.06.98	-8.8	-62.0	108	8.0
15.07.98	-6.9	-45.7	131	7.2
15.08.98	-7.5	-48.4	209	6.8
15.09.98	-7.4	-49.0	93	6.9
15.10.98	-5.8	-37.9	55	9.8
15.11.98	-5.1	-33.6	76	11.1
15.12.98	-2.4	-13.6	64	13.4
15.01.99	-4.3	-16.5	67	14.3
15.02.99	-8.4	-56.4	45	14.0
15.02.99	-8.4	-56.4	45	14.0
15.03.99	-6.2	-37.2	117	11.9
15.03.99	-6.2	-37.2	117	11.9
15.04.99	-4.8	-27.0	65	9.6
15.04.99	-4.8	-27.0	65	9.6
15.05.99	-9.3	-65.2	125	?
15.05.99	-9.3	-65.2	125	7.8
15.06.99	-9.6	-65.2	247	5.1
15.06.99	-9.6	-65.2	231	5.1
15.07.99	-7.3	-49.4	136	5.2
15.07.99	-7.3	-49.4	136	5.3
15.08.99	-7.5	-51.7	208	7.7
15.08.99	-7.5	-51.7	208	7.7
15.09.99	-7.5	-51.2	138	8.5
15.09.99	-7.5	-51.2	133	8.5
15.10.99	-4.3	-27.3	50	10.6
15.10.99	-4.3	-27.3	50	10.6
15.11.99	-2.9	-14.2	67	12.0
15.11.99	-2.9	-14.2	67	12.6
15.12.99	-4.3	-25.4	80	12.8
15.12.99	-4.3	-25.4	79	12.8

Datum	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ (D) [‰]	Niederschlag [mm]	Lufttemp. [°C]
Bariloche 41°15'S, 71°33'W				
15.10.96	-10.6	-77.0	21.0	8.5
15.11.96	-11.0	-82.0	25.0	10.4
15.12.96	-11.0	-82.0	28.0	13.0
15.01.97	-7.7	-55.0	64.0	14.5
15.02.97	-12.2	-90.0	71.0	12.6
15.03.97	-8.8	-69.0	16.0	13.7
15.04.97	-13.1	-101.0	185.0	9.5
15.05.97	-14.4	-108.0	74.0	?
15.06.97	-15.9	-120.0	160.0	?
15.07.97	-11.9	-89.0	250.0	3.3
15.08.97	-8.8	-65.0	97.0	3.6
15.10.97	-11.8	-90.0	51.0	6.7
15.11.97	-9.7	-71.0	104.0	9.2
15.12.97	-9.3	-71.0	26.0	?
15.01.98	-6.5	-47.0	3.0	13.8
15.02.98	-6.8	-49.0	15.0	15.7
15.03.98	-10.4	-66.0	12.0	11.4
15.04.98	-13.3	-91.0	76.0	7.9
15.05.98	-11.0	-75.0	50.0	5.8
15.06.98	-13.3	-91.0	46.0	4.5
15.07.98	-13.1	-86.0	97.0	4.3
15.08.98	-15.0	-104.0	69.0	4.3
15.09.98	-15.2	-113.0	47.0	3.9
15.10.98	-7.0	-48.0	7.0	9.1
15.11.98	-16.2	-116.0	9.0	?
15.12.98	-12.8	-96.0	5.0	14.5
15.01.99	-8.1	-68.0	7.7	?
15.02.99	-9.3	-72.0	9.0	15.4
15.03.99	-10.5	-70.0	13.5	11.1
15.04.99	-7.3	-55.0	12.0	7.4
15.05.99	-18.1	-136.0	64.5	4.7
15.06.99	-12.8	-90.0	128.5	0.7
15.07.99	-12.4	-92.0	71.6	1.7
15.08.99	-11.9	-84.0	143.6	3.8
15.09.99	-12.5	-93.0	66.2	?
15.10.99	-5.7	-42.0	3.6	9.8
15.11.99	-4.8	-54.0	10.2	12.1
15.12.99	-8.2	-62.0	43.4	13.9



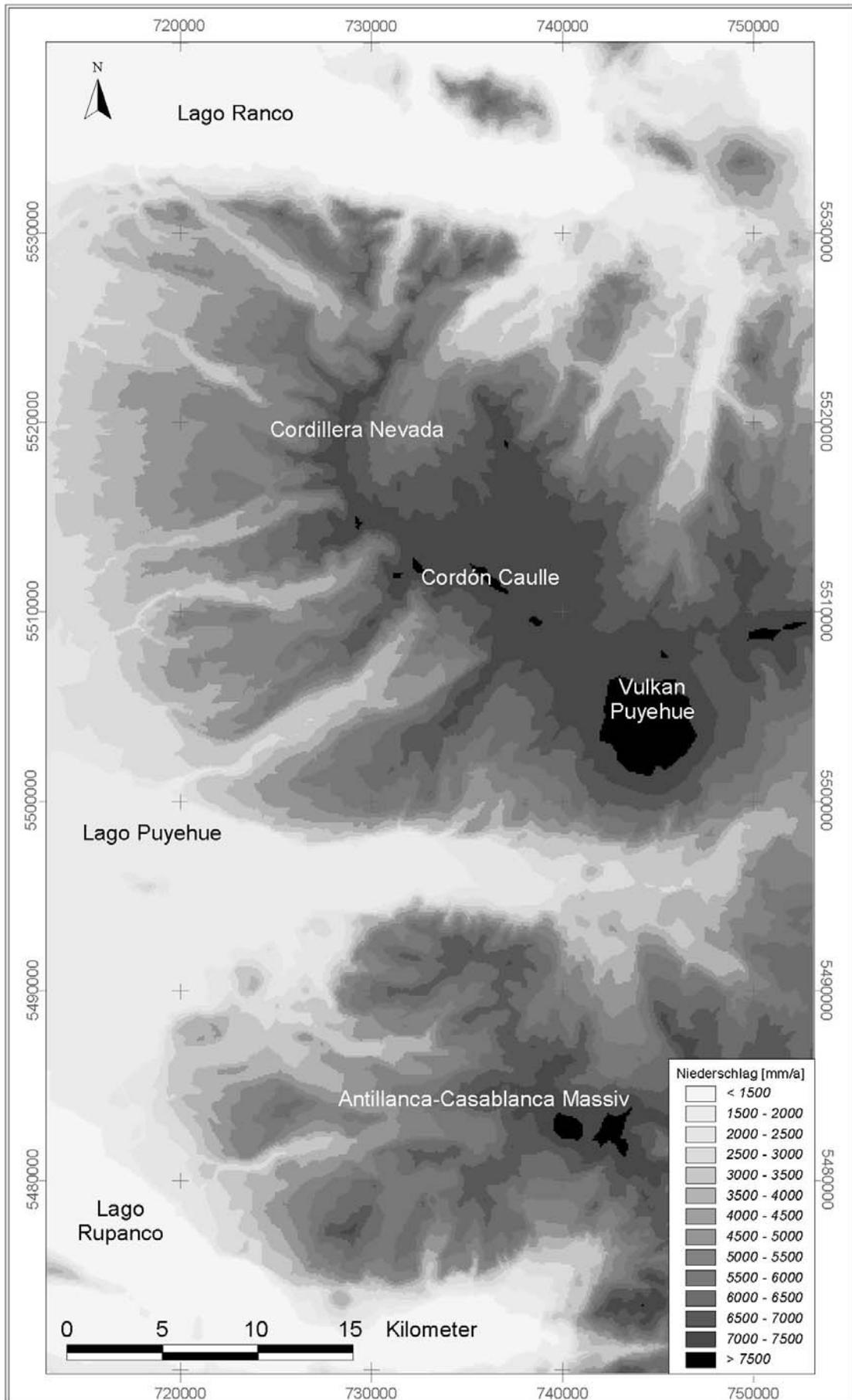
Anhang 6: Spezifische elektrische Leitfähigkeiten verschiedener Gewässer des Arbeitsgebietes

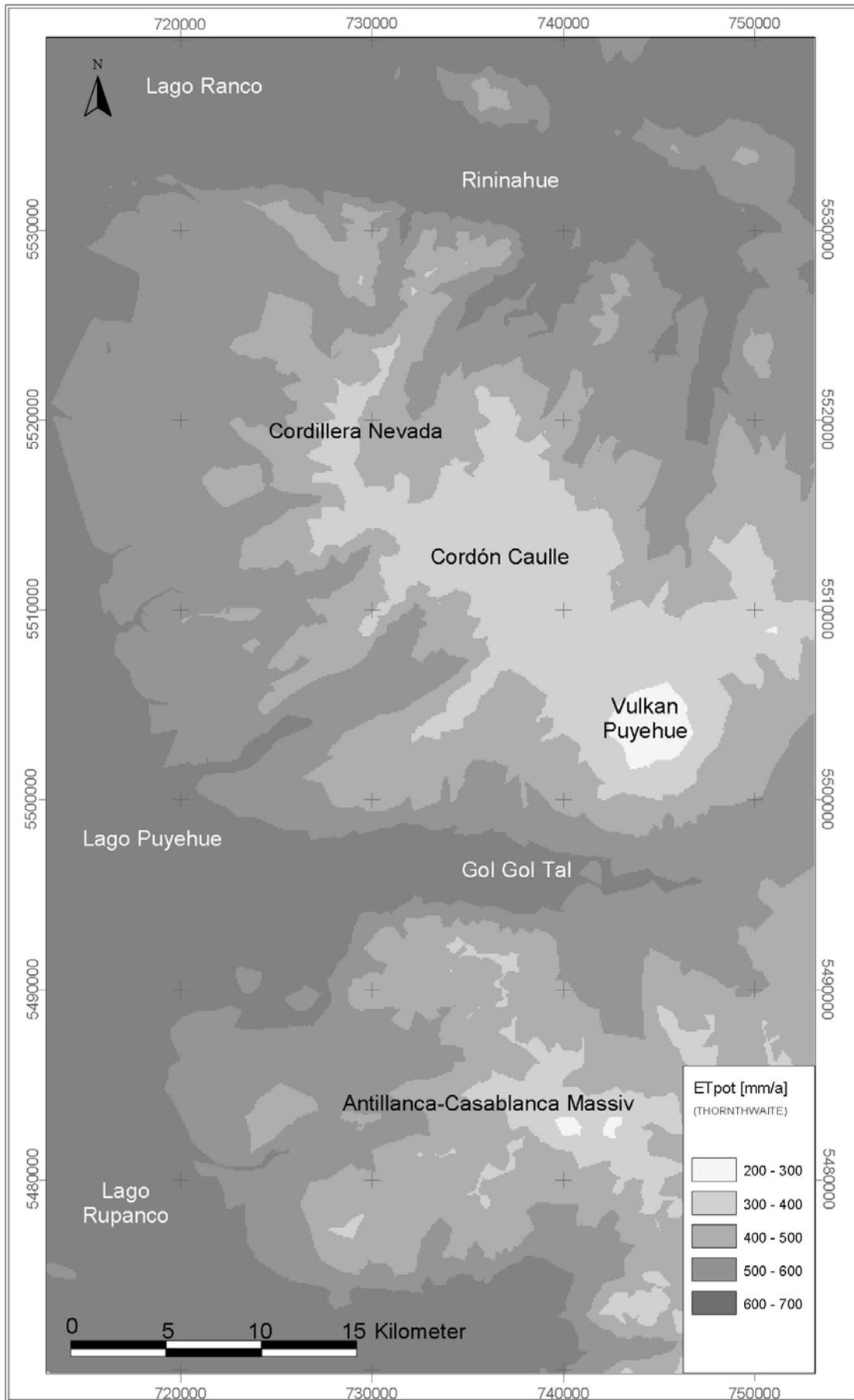
ID	Rechtswert UTM	Hochwert UTM	spez. el. Leitf. [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Temp. [$^{\circ}\text{C}$]	Datum	Lokation / Kommentar
					2001	
eC1	740638	5537012	145	-	Jan-01	Brücke über Nilauhe Fluss; Wasserfall
eC2	733137	5531573	38	20.2	Jan-01	Wasserrinnal neben Weg; aus Ignimriten bzw. Deckschichten hervortretend
eC3	746590	5531047	147	-	Jan-01	Kiesbank Nilauhe Fluss
eC4	747085	5530889	65	17.5	Jan-01	Rinnal aus Deckschicht
eC5	742936	5533660	65	12.8	Jan-01	Bach aus Granitbereich
eC6	746573	5529437	10	22.5	Jan-01	Maar Laguna Pocura (Ausbruch prähistorisch)
eC7	746793	5528064	75	15.5	Jan-01	kleiner Bach aus Ascheabfolgen
eC8	747499	5527524	84	14.3	Jan-01	grosser Fluss Los Venados kurz vor Einmündung in Nilauhe-Fluss
eC9	747781	5527660	174	16.5	Jan-01	Nilauhe Fluss vor Zusammenfluss mit Los Venados
eC10	748288	5526226	76	15.3	Jan-01	kleiner Bach aus Ascheabfolgen in Richtung Nilauhe-Fluss
eC11	747975	5525492	91	30.5	Jan-01	kleine Rinnale; roter Schlamm und schillernder Film auf Wasseroberflaeche
eC12	747824	5524991	78	14.2	Jan-01	kleiner Bach aus Ascheabfolgen in Richtung Nilauhe-Fluss
eC13	747182	5524190	62	8.4	Jan-01	Quellaustritt; Trinkwasserleitung wird abgeleitet, Asche+Pyroklastika
eC14	729364	5494191	802	28	Jan-01	Quellaustritt; schlammiger Untergrund; Gasblasen (organ. oder CO ₂ ?)
eC15	730926	5494657	40	12.5	Jan-01	Bach Estero El Pangal
eC16	741387	5495259	49	11.3	Jan-01	Gol-Gol Fluss unterhalb Wasserfalls
eC17	737513	5482180	5	18.2	Jan-01	kleine Tümpel im Krater Raihuen
eC18	730381	5483474	62	13.7	Jan-01	Lago El Toro
eC19	728753	5484129	60	12.5	Jan-01	Pte. Pescadero; eC des kleinen Rinnals neben der Strasse: 19 $\mu\text{S}/\text{cm}$; T: 10.5 $^{\circ}\text{C}$
eC20	728633	5484354	30	12.5	Jan-01	3 Bruecken hintereinander; oberste Bruecke
eC21	728628	5484380	28	10.9	Jan-01	3 Bruecken hintereinander; unterste Bruecke
eC22	728454	5484947	37	9.7	Jan-01	Rio Nauto; kleiner Bach neben Weg; Kontakt Tuff-Basalt; eC 23 $\mu\text{S}/\text{cm}$; T: 9.4 $^{\circ}\text{C}$
eC23	727713	5485593	30	10	Jan-01	
eC24	726055	5486826	42	22.7	Jan-01	Lago El Espejo
eC25	727208	5487404	47	9.4	Jan-01	Rinnal entlang des Weges
eC26	727627	5487420	51	11.7	Jan-01	Rio Chanleufu oberhalb Aguas Caliente
eC27	725568	5491537	54	13.4	Jan-01	Rio Chanleufu; Brücke oberhalb Mineralwasserbrunnen
eC28	707919	5499754	62	14.7	Jan-01	Bach in Moränenlandschaft; darüber Aschelagen
eC29	711920	5500560	95	13.7	Jan-01	Bach vermutlich anthropogen beeinflusst, da kleine Siedlung stromaufwärts
eC30	721762	5500872	42	10.9	Jan-01	kleiner Bach
eC31	722496	5500903	40	11.9	Jan-01	
eC32	723567	5501384	45	12.5	Jan-01	kleiner Bach
eC33	726151	5503007	35	13.8	Jan-01	Bach oberhalb hohem Wasserfall
eC34	745765	5523448	87	10.2	Jan-01	Bach mit röt. Fe-Prezipitaten (unterhalb Rodungsgebiet)
eC35	745374	5523207	66	11.2	Jan-01	
eC36	748544	5525669	109	12.1	Jan-01	Hauptbach des Gebiets
eC37	748814	5525855	201	9.6	Jan-01	Quellaustritt mit markanten röt. Fe-Prezipitaten
eC38	748856	5525893	90	-	Jan-01	südlicher Bach
eC39	748816	5525896	120	-	Jan-01	nördlicher Bach
eC40	749047	5526244	115	11	Jan-01	Hauptbach des Gebiets
eC41	749556	5526778	126	10.9	Jan-01	südlicher Bach mit röt. Ausfällungen im Bachbett
eC42	749425	5526773	104	11.3	Jan-01	nördlicher Bach
eC43	750598	5526679	100	11.1	Jan-01	südlicher Zufluss
eC44	750970	5526834	86	11.2	Jan-01	kleine Wasserfälle über Aufschluss von Igneous Rocks (Paläozoisch???)
eC45	751751	5527333	62	17.5	Jan-01	Maarartiger See von Asche umgeben
eC46	752677	5527417	82	11.5	Jan-01	hohe Holzbrücke über Bach; sehrsteil eingeschnitten
eC47	753469	5527469	85	12	Jan-01	Hauptbach des Gebiets
eC48	753302	5527284	98	12.3	Jan-01	kleiner Nebenbach von S her in Hauptbach mündend
eC49	721289	5499223	77	12.8	Jan-01	kleine Quellaustritte am Hang oberhalb grosser Lachsfarm
eC50	721571	5499099	49	10.6	Jan-01	kleiner Bach von N in Puyehue-See; Seitenmoräne mit hellgrauer Matrix
eC51	721416	5499352	59	10.9	Jan-01	Rinnal aus Moräne
eC52	721589	5499285	52	10.2	Jan-01	Rinnal bei mächtigem Bodenprofil (>4m)
eC53	721934	5499116	56	11.2	Jan-01	
eC54	722694	5498799	61	10.7	Jan-01	
eC55	723355	5498578	77	13.2	Jan-01	
eC56	723405	5498577	92	12.3	Jan-01	
eC57	723707	5498542	114	12	Jan-01	
eC58	723903	5498528	42	11.3	Jan-01	
eC59	717025	5489134	58	12.6	Jan-01	Niique-Fluss, nach starkem Regen, viel Suspension
eC60	739404	5495259	24	9.4	Jan-01	Gol-Gol-Fluss, nach starkem Regen, Q sehr hoch, viel Suspension
eC61	739156	5494586	35	7	Jan-01	Anticura-Fluss in der Nähe der Nationalparkstation Anticura
eC62	738690	5495115	36	7.6	Jan-01	
eC63	727631	5491911	24	8.4	Jan-01	Estero El Manzana
eC64	725477	5493111	37	9.1	Jan-01	Gesamtabfluss der Flüsse Manzano, Pichichanlefu, Chanleufu
eC65	719399	5490185	43	12.9	Jan-01	Pte. Pescadero
eC66	714748	5507732	28	10.8	Jan-01	tiefer Flusseinschnitt
eC67	714807	5507670	28	10.9	Jan-01	Rio Chirre
eC68	716794	5511795	32	9	Jan-01	künstlich aufgestauter Bach; Trinkwasserversorgung für Holzfäller
eC69	716957	5511877	54	9.8	Jan-01	Bach rinnt über plattigen Andesit; auch Wasserausstritte aus Klüften
eC70	718490	5512675	31	8.6	Jan-01	
eC71	722199	5512683	22	8.6	Jan-01	Hauptbach; Laharische Abfolgen mit Asche überdeckt
eC72	722203	5512687	46	10	Jan-01	rötlich-orange Ausfällungen + ölige Schicht auf Wasserrinnal
eC73	722500	5512498	22	8.5	Jan-01	kleiner Bach
eC74	722715	5511942	14	8.5	Jan-01	
eC75	722700	5496000	68	17	Jan-01	Bootfahrt Probennahme Puyehue See; eC den ganzen Tag konstant (Oberflächenwasser)
eC76	725388	5497862	81	9.8	Jan-01	Wasserfall direkt in See hinein
eC77	725848	5497612	33	10.1	Jan-01	grösserer Wasserfall an SE-Ende des Sees
eC78	724046	5498185	23	9.8	Jan-01	sehr grosser Wasserfall oberhalb einer Lachsfarm; fällt in 2 Stufen über Basaltkanten
eC79	718682	5494715	58	11.8	Jan-01	Bach auf Isla Fesia (fliesst das ganze Jahr über)
eC80	718791	5494684	55	11.2	Jan-01	Bach auf Isla Fesia (fliesst im Sommer bei grosser Trockenheit manchmal nicht)
eC81	720953	5493600	58	11.2	Jan-01	Quellaustritt auf Insel Cui-Cui knapp oberhalb Seeniveau; versiegt während Trockenperioden
eC82	717978	5534000	30	11.3	Jan-01	Rio Ignao
eC83	715353	5534471	75	20	Jan-01	Seewasser im Uferbereich unterhalb der Ortschaft Lago Rancho
eC84	716433	5534922	64	18.2	Jan-01	Seewasser im Uferbereich beim Felsen "Pisada del Diabolo"
eC85	717981	5534008	30	12	Jan-01	

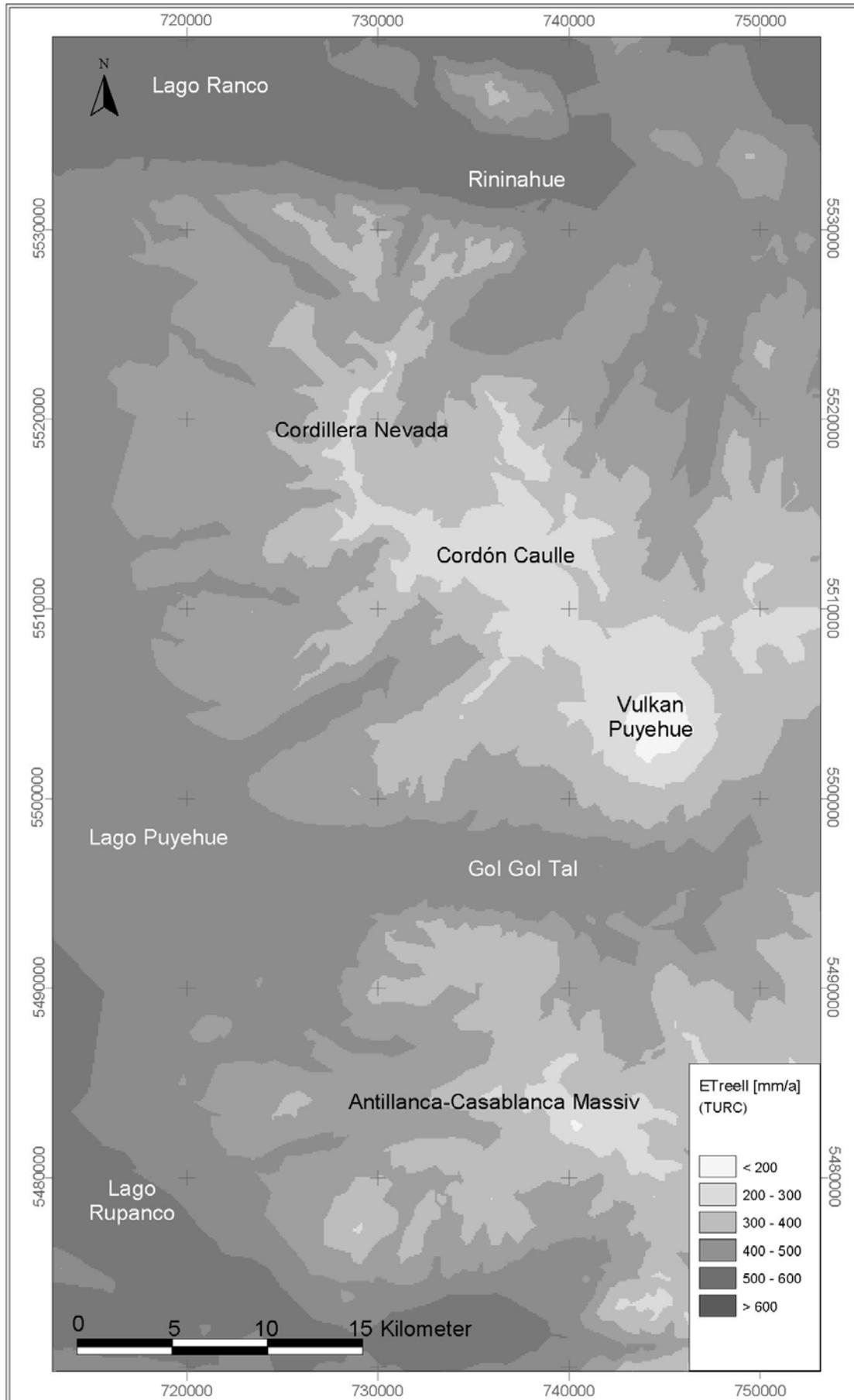
Fortsetzung Anhang 6

ID	Rechtswert UTM	Hochwert UTM	spez. el. Leitf. [µS/cm]	Temp. [°C]	pH	Datum	Lokation / Kommentar
						2001	
eC86	722900	5533320	109	15.7	-	Jan-01	Wasser leicht getrübt
eC87	723424	5533451	81	16.2	-	Jan-01	
eC88	726296	5532895	56	25.8	-	Jan-01	
eC89	726793	5533092	43	14	-	Jan-01	
eC90	727860	5532869	27	13	-	Jan-01	Pte. Pitreño
eC91	728635	5532283	74	15	-	Jan-01	
eC92	729283	5532252	70	13	-	Jan-01	kleiner Bach
eC93	729310	5532240	130	15	-	Jan-01	Rinnal mit roten Fe-Oxidationsfäulungen
eC94	731375	5532006	48	13.2	-	Jan-01	
eC95	732378	5531958	29	12	-	Jan-01	Pte. Futangue, Cañon ca. 20 m tief
eC96	732720	5531767	37	13.7	-	Jan-01	Pte. Donosor
eC97	733046	5531692	40	13	-	Jan-01	Pte. Mellizo, Brücke Nr. 1
eC98	733386	5531654	48	14	-	Jan-01	Pte. Mellizo, Brücke Nr. 4
eC99	734719	5531647	22	12.4	-	Jan-01	kleiner Fluss
eC100	735607	5532024	32	15.6	-	Jan-01	Pte. Collico
eC101	735630	5532367	65	14	-	Jan-01	Riñinahue-Fluss, Fluss in Basaltabfolgen oberhalb Saltos de Riñinahue
eC102	734695	5532356	64	22.2	-	Jan-01	Seewasser beim Riñinahue Campingplatz
eC103	740431	5497775	35	10	-	Jan-01	kleiner Bach
eC104	741190	5499150	33	10.8	-	Jan-01	kleiner Bach
eC105	741571	5499690	60	12.5	-	Jan-01	kleiner Bach
eC106	743154	5501684	5	13.7	-	Jan-01	Schmelzwasserbach
eC107	738800	5530211	37	14.1	-	Jan-01	kleiner Bach
eC108	738642	5529494	36	11.1	-	Jan-01	kleiner Bach
eC109	738554	5529303	40	22.5	-	Jan-01	Bach mit rötli. Fe-Prezipitaten
eC110	738468	5528934	24	12.9	-	Jan-01	Bach mit schwach rötli. Bachbett
eC111	738459	5528618	29	14.6	-	Jan-01	
eC112	738420	5527450	51	10.3	-	Jan-01	Bach im Regenwald mit dickem gelb-braun-orangen Niederschlag (Algen?) leicht fauliger Geruch
eC113	738884	5530439	70	11.8	-	Jan-01	Kiesbank Riñinahue-Fluss
eC114	729619	5497237	102	10.4	-	Jan-01	Gol-Gol-Fluss, stromabwärts Input von höhermineralisiertem Wasser; angebl. Dampf im Winter
eC115	729610	5497197	180	14.4	-	Jan-01	kleiner Bach, der von S her in Gol-Gol-Fluss mündet
eC116	741742	5509416	140	13.7	-	Jan-01	Fluss, der Gebiet um Los Baños entwässert, Thermalwasseraustritte im Bachbett; Redox-60 mV
eC117	741501	5509632	114	11.9	-	Jan-01	zufließendes Kaltwasser bei CC-03; Interflow
eC118	740542	5513344	2	2.3	-	Jan-01	Schmelzwasserrinnal
eC119	733042	5518876	61	9.5	-	Jan-01	Fluss, der durch Thermalgebiet von Trahilco fließt und in den die Thermalquellen
eC120	748137	5525560	177	15	-	Jan-01	Niñihue-Fluss bei neu gebauter Brücke (Pte. Nr.2)
eC121	748740	5525690	108	13.7	-	Jan-01	Hauptbach von Mirador her kommend
eC122	719694	5506089	43	10	-	Jan-01	Bach bei Hoffällersiedlung mit Hausmüll
eC123	714568	5507027	43	15.5	-	Jan-01	Rinnal in moorigem Bereich
eC124	714488	5506747	37	10.7	-	Jan-01	
eC125	715331	5505795	90	13	-	Jan-01	Rinnal in Drainagegraben aus moorigem Bereich
eC126	718534	5532271	57	11	-	Jan-01	Hangschuttquelle über Iculpe-Schlucht
eC127	721735	5530684	19	9.4	-	Jan-01	
eC128	721968	5530568	24	9.9	-	Jan-01	Hangschuttquelle über Iculpe-Schlucht
						2002	
eC129	725283	5475592	59	7	6.9	Jan-02	N-Küste Lago Rupanco
eC130	724998	5475680	53	6.8	7.2	Jan-02	N-Küste Lago Rupanco
eC131	724202	5476220	40	16.2	7.2	Jan-02	Puente Huillinco 2
eC132	723744	5476583	48	14.8	7	Jan-02	Puente Huillinco 1
eC133	721079	5478452	79	13.6	7.8	Jan-02	Puente el Moro
eC134	726933	5485647	58	23.3	7.7	Jan-02	Lago Encanto
eC135	714437	5506824	51	16.4	7.4	Jan-02	Rio Isla
eC136	727004	5491001	52	13	7.2	Jan-02	Pichichanleufu
eC137	718007	5534097	65	14.9	7.8	Jan-02	Rio Iculpe
eC138			183	16	8.4	Jan-02	Saltos de Nihue
eC139			207	14.9	-	Jan-02	Nihue -Fluß vor Zufluß Rio Los Venados
eC140	751829	5527581	64	24.7	8.1	Jan-02	kl. See hinter Vulkan Mirador
eC141	751032	5526865	95	13.9	7.8	Jan-02	Grano(diorit) Aufschluß - Bach
eC142			122	14.7	7.4	Jan-02	roter Hauptbach unter Pue21-02
eC143	706474	5532214	71	16.1	8.5	Jan-02	Rio Iculpe bei Brücke
eC144	739395	5483321	2	-0.2	-	Jan-02	Schmelzwasserabfluß aus Schneefeld
eC145	739113	5483515	6	25	-	Jan-02	Mulde mit Entwässerungsrinne
eC146	730588	5480000	18	22.3	6.7	Jan-02	Lago Paraiso
eC147			20	10.2	7	Jan-02	Rio Bonita - Wasserfall von der Seite
eC148			56	9.4	-	Jan-02	weiter unten weiterer Bach von Süden
eC149			36	13	-	Jan-02	kl. Seitenbach von S in Lago Toro
eC150			72	16.4	6.9	Jan-02	Lago Toro
eC151	737582	5471830	55	15.9	7.2	Jan-02	Rio Parijotas(??Gaviotas?) + Casablanca
eC152	735766	5473751	61	16	6.9	Jan-02	Wasserfall in See
eC153	735320	5473531	46	13.4	7.2	Jan-02	Schwemmfächer + kl. Bach
eC154	734284	5473618	57	17.6	-	Jan-02	kleiner Bach
eC155			39	12.3	-	Jan-02	Rio los Baños
eC156	731568	5472729	65	16.6	-	Jan-02	kleiner Bach
eC157			50	23	7.3	Jan-02	Lago Rupanco

Anhang 7: Karte der Niederschlagsverteilung

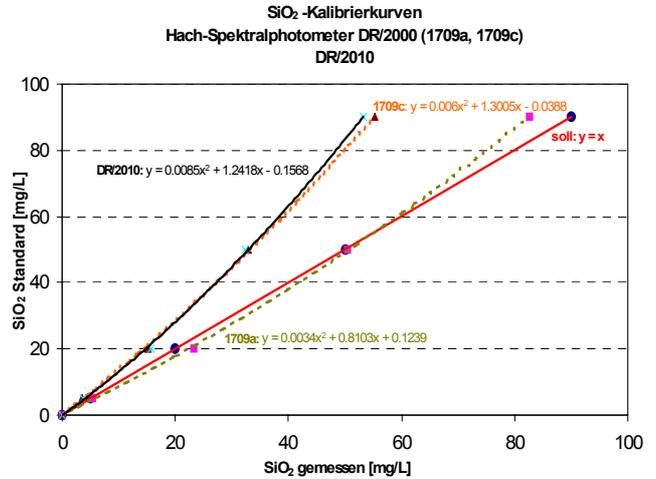
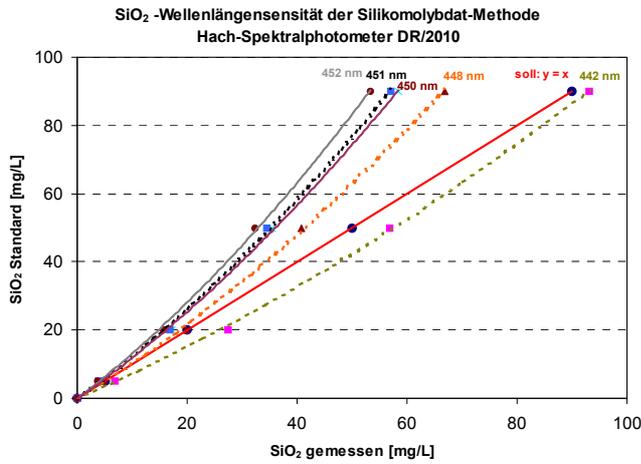


Anhang 8: Karte der potentiellen Evapotranspiration nach THORNTHWAITE

Anhang 9: Karte der reellen Evapotranspiration nach TURC

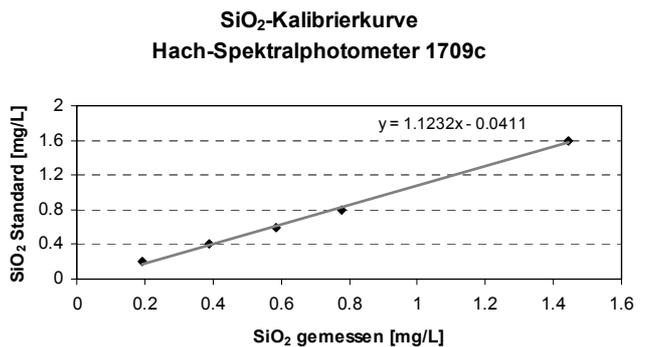
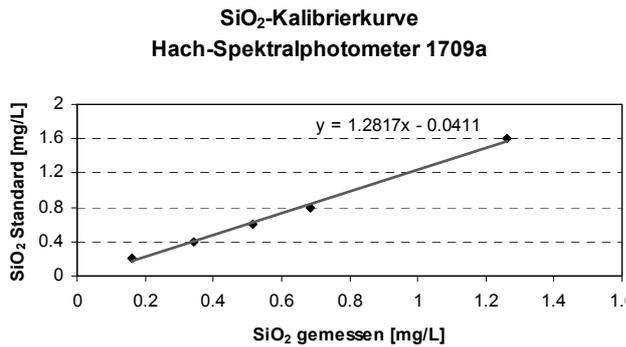
Anhang 10: SiO₂-Kalibrierkurven der HACH-Spektralphotometer

Silikomolybdat-Methode (großer Messbereich (0-100 mg/L SiO₂)):

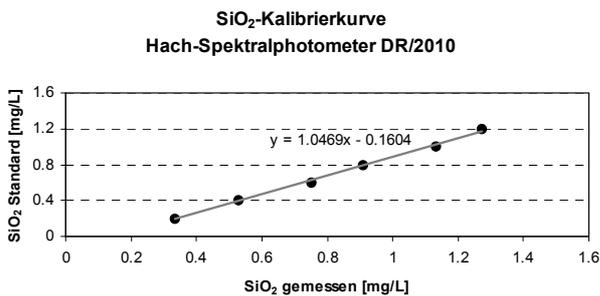
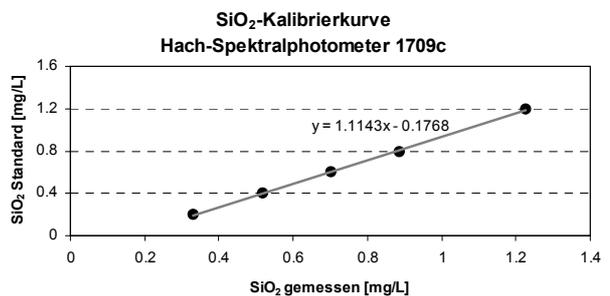
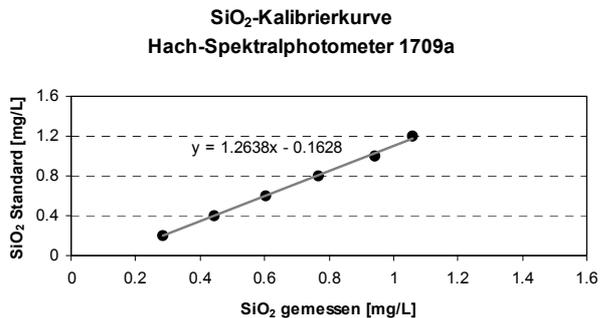


Heteropolyblau-Methode (kleiner Messbereich (0-1,6 mg/L SiO₂)):

2001:



2002:



Anhang 11: Fotodokumentation



Cordón Caulle - Fumarolenfeld Las Sopas



Cordón Caulle - Fumarolenfeld Los Venados
(Luftbild von S)



Cordón Caulle – Hauptausfluss der Thermalwässer
bei Trahuilco (Luftbild von W)



Cordón Caulle – mächtige Si-Sinter bei Trahuilco;
Im Vordergrund Quellzufluss des Río Riñinahue



Cordón Caulle - Si-Sinter um den Quellbereich des
Geysirs von Trahuilco



Cordón Caulle- Thermalwasseraustritt in Los Baños
(NW Puyehue Vulkan)

Fortsetzung Anhang 11



Baños Rupanco – Quellaustritte im Strandbereich des Lago Rupanco



CONAF-Klimastation Aguas Calientes



Trockene Schwemmebene am Casablanca-Vulkan



Abflussmessung am Río Contrafuerte



Temperaturmessung einer Fumarole in Las Sopas



Austritt von Kluftwasser aus Basalten an der Basis der Antillanca-Gruppe

Fortsetzung Anhang 11



Puyehue Vulkan von SW
Wolkenkondensation über den Schneefeldern



Im Vordergrund: Krater El Azufrales –
Im Hintergrund: Gipfelkrater des Puyehue Vulkans



Blick nach NW auf das Cordón Caulle Plateau
Im Hintergrund: Cordillera Nevada



E-Ufer des Lago Puyehue und Gol Gol Tal
Im Hintergrund: Puyehue Vulkan



Profil quartärer Abfolgen (N-Ufer Lago Rupanco)



Boden: A_h und B-Horizont (N-Ufer Lago Puyehue)

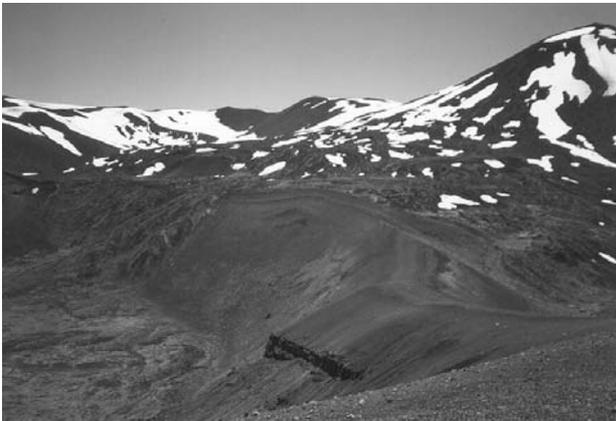
Fortsetzung Anhang 11



Aschelagen mit Austritt von Interflow-Wasser
westlich des Casablanca-Vulkans



Rodung des Regenwaldes an der Westflanke des
Cordón Caulle Massivs



Links im Vordergrund: Raihuen-Krater
Rechts im Hintergrund: Stratovulkan Casablanca



Im Vordergrund: Maar Laguna Pocura
Links im Hintergrund: Vulkan Los Guindos



Zusammenfluss des Río Los Venados
und Río Nilahue



Kondensat-Beprobung der Fumarolen
bei Termas de Chillán

Anhang 12: Klimadaten der CONAF Klimastationen

Meteorologische Station Anticura (350 m ü. NN) (CONAF Puyehue Nationalpark)

1980	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15	14.0	18.6	
T° Mittel [°C]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10.1	9.9	14	
T° Minimum [°C]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.5	5	8.4	
Absolute Maximaltemp. [°C]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20	23.5	24.5	
Datum (Tag)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	30	27	
Absolute Minimaltemp. [°C]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-4	-1	3	
Datum (Tag)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	21	18	
Niederschlag [mm]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	38	171	198	
Maximaler Tagesniederschlag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12.7	52.5	41.5	
Datum (Tag)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	28	2	16	
Anzahl der Regentage	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7	14	15	
relative Luftfeuchte [%]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	72.2	74.5	74.7	

1981	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	17.7	20.2	16.7	16.8	11.5	10.2	10.4	10.6	12.1	15.5	15.8	17.9	14.6
T° Mittel [°C]	13.7	14.1	12.4	12.4	8.7	7	6.6	6.4	7.2	10.2	10.8	12.5	10.2
T° Minimum [°C]	9.2	8.4	8.2	8.4	6.1	4	3.3	2.8	3	4.5	4.6	5.9	5.7
Absolute Maximaltemp. [°C]	24	26	25	23.5	16.5	19	19	19.5	23	23	23	26	22.3
Datum (Tag)	31	20	3	5	16	17	7	26	29	17	26	28	
Absolute Minimaltemp. [°C]	3	2.5	3	1	-1.5	-1	-1	-2.5	-2.5	-2	2	2	0.2
Datum (Tag)	7	13	12	24	20	26	15	12	21	3	5	6	
Niederschlag [mm]	235.5	76.7	369.5	155	519.3	582.7	218.7	313.2	264.5	106.2	129.7	122.2	3093.2
Maximaler Tagesniederschlag	48.5	18	113.5	30.2	53.2	104.5	32.7	33	34	30.5	25.2	41	47.0
Datum (Tag)	17	7	20	21	14	29	13	2	15	29	2	14	
Anzahl der Regentage	16	10	12	18	27	24	18	26	17	15	15	11	209.0
relative Luftfeuchte [%]	77.4	74.4	83.4	80.1	84.7	81.9	79.9	78.4	77.2	72.5	72.8	71.7	77.8

1982	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	21.7	18	17	17.5	12.6	8.3	8.1	9.6	14	17	13.6	19.1	14.7
T° Mittel [°C]	15.7	12.9	11.5	12.6	9.5	5.1	5.2	5.6	9.1	7	9.6	14.3	9.8
T° Minimum [°C]	8.9	7.5	6.7	8	7.1	2.3	3.2	2.6	5.8	4	5.8	8	5.8
Absolute Maximaltemp. [°C]	26.5	22.5	25	25.5	21	13	11.5	14	18	17	18	24.5	19.7
Datum (Tag)	10	9	7	6	1	1	15	10	6	13	23	25	
Absolute Minimaltemp. [°C]	6	3	-1	1	2	-1.5	-3	-3	2	1.5	3	3	1.1
Datum (Tag)	1	18	26	18	21	16	23	16	5	13	2	11	
Niederschlag [mm]	183	164.5	149.7	140.2	382.2	338.5	377.5	338.2	221	340.5	84.7	74	2794.0
Maximaler Tagesniederschlag	62.7	65.7	41	40	42.7	63	65	46	41.7	32	23.2	37.5	46.7
Datum (Tag)	29	12	23	12	20	9	10	31	1	20	28	14	
Anzahl der Regentage	11	13	12	12	25	16	22	24	16	23	11	10	195.0
relative Luftfeuchte [%]	73.5	78.1	83.1	77.1	86	91.4	92.2	86.3	83.7	90.3	88.9	85	84.6

1983	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	21.2	20.4	17.3	13.7	11.3	8.4	8.1	10.9	10.1	14.8	18	22.5	14.7
T° Mittel [°C]	15.8	14.4	12.2	9.2	7.3	4.3	4	6.3	6	8.9	12.6	15.7	9.7
T° Minimum [°C]	10.2	8.6	7.4	6.4	4.6	1.5	1.3	2.8	2.4	4.7	6.3	8.1	5.4
Absolute Maximaltemp. [°C]	25	28	26	18	19	13	13.5	16.5	20	26	26.5	30.5	21.8
Datum (Tag)	2	5	19	8	1	13	31	19	11	31	26	2	
Absolute Minimaltemp. [°C]	5	4	3	2	0.5	-4.5	-2	-2	-1.5	-1.5	1.5	3	0.6
Datum (Tag)	31	26	9	21	28	4	7	16	8	10	21	2	
Niederschlag [mm]	162.5	83.7	172	314.3	287.5	358.7	301.8	207.8	335.5	218.7	43.3	48.2	2534.4
Maximaler Tagesniederschlag	52	19.7	32.7	60	62	76.2	43.5	75.5	46.2	85.5	20	18	49.3
Datum (Tag)	29	25	7	24	28	16	12	4	4	21	24	27	
Anzahl der Regentage	10	12	15	15	22	19	21	13	19	14	8	6	174.0
relative Luftfeuchte [%]	79.1	83	90.5	93	94.4	93.7	94.9	86.3	88.6	89.1	80.2	72.8	87.1

1984	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	20.1	17.6	17.2	14.2	8.2	7.2	9.1	10	14	11.9	16.5	18.8	13.7
T° Mittel [°C]	14.5	12.4	12.3	8.4	5.5	4.1	4.9	5.9	8.4	7.9	10.8	13.2	9.0
T° Minimum [°C]	8.9	7.5	8.1	4.6	3.6	1.4	2	2.5	4.3	4.6	5.3	7.6	5.0
Absolute Maximaltemp. [°C]	29.5	26	23	20	10.5	13	15	16	20	18.5	22	32	20.4
Datum (Tag)	23	16	21	9	16	5	29	28	3	22	17	27	
Absolute Minimaltemp. [°C]	4	2.9	3	-1	-2.5	-4	-2	0	-1.5	-1.5	2	3	0.2
Datum (Tag)	10	23	21	24	10	24	24	6	1	1	2	14	
Niederschlag [mm]	164	145.5	91.8	197.5	611.5	343	357.2	157.6	182.2	364.1	126.1	215.7	2956.2
Maximaler Tagesniederschlag	34.5	25	29.5	38.5	71.2	74.5	77.7	26.8	28.7	46.7	15.7	58.8	43.9
Datum (Tag)	30	4	24	5	1	10	16	21	18	31	30	11	
Anzahl der Regentage	11	15	11	13	30	18	21	19	17	25	15	15	210.0
relative Luftfeuchte [%]	82.1	85.8	85.5	88.6	98.5	95.1	93.4	92.4	91.2	94.4	91.1	84.2	90.2

1985	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	21.2	19.2	15.4	15.7	10.8	11.5	10.3	10.3	12	14.6	18.6	20.4	15.0
T° Mittel [°C]	14.5	16	13.1	9.8	7.1	8.6	6.2	6	7.4	9.3	12.2	13.1	10.3
T° Minimum [°C]	8.1	7.7	6.8	4.7	3.7	6.6	3.1	3.2	3.4	4.5	6.9	6.3	5.1
Absolute Maximaltemp. [°C]	27	28	26	21	19	16.5	14	13.5	19	23	28	25.5	21.7
Datum (Tag)	31	5	7	23	3	25	14	31	29	7	25	28	
Absolute Minimaltemp. [°C]	4	3	2	-0.1	-1.5	2	-2	-3	-2	0.5	2	2	0.6
Datum (Tag)	1	26	12	29	11	1	27	15	1	31	17	4	
Niederschlag [mm]	184.5	195	263.9	179.7	542.7	473.3	327.2	351.9	119.5	130.3	107.8	57.6	2933.4
Maximaler Tagesniederschlag	36	69.5	82.2	44.3	100	162.8	143	131.7	28.3	37.3	23.5	15.5	72.8
Datum (Tag)	19	22	22	2	12	21	6	1	10	21	9	8	
Anzahl der Regentage	9	12	16	20	22	21	14	20	10	14	11	7	176.0
relative Luftfeuchte [%]	80.1	87.5	91.9	96	93.5	94.9	87.6	99.2	86.8	92.1	89.6	90.7	90.8

Fortsetzung Anhang 12

Fortsetzung Station Anticura

1986	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	20.2	18.6	16.7	13	11.2	8	9.9	9.8	12.1	15.5	16.1	19.9	14.2
T° Mittel [°C]	14.2	13.1	11.5	10.1	7.6	5	6.3	6.1	7.7	10.9	10.8	13.5	9.7
T° Minimum [°C]	8	7.7	6.8	6.3	5.1	2.9	4.1	2.8	3.5	6.6	4.8	6.3	5.4
Absolute Maximaltemp. [°C]	25.5	26	25	19	19	14	15	15.5	23	23	25	26	21.3
Datum (Tag)	1	3	24	30	1	1	9	29	27	18	10	18	
Absolute Minimaltemp. [°C]	3	3	2	1	-2	-2	-1.5	-2	-4.5	2	2	2	0.2
Datum (Tag)	3	1	11	14	12	10	14	13	15	22	2	7	
Niederschlag [mm]	96	200.3	261.8	361.3	369	302.6	280.8	336.3	183.1	185.2	276.7	86.3	2939.4
Maximaler Tagesniederschlag	31.7	66	87.7	58	33	38.5	30	61.5	22.2	30	109.3	26	49.5
Datum (Tag)	11	12	15	30	27	13	7	6	13	4	25	14	
Anzahl der Regentage	12	9	14	20	27	24	21	17	17	18	17	8	204.0
relative Luftfeuchte [%]	94.4	89.7	94.7	96.5	96.7								

1987	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	21.8	22.3	20	14.9	12.2	10.3	9.7	10.5	11.5	14.1	16.1	14.7	14.8
T° Mittel [°C]	15	16.1	14.8	10.4	8.2	6.7	6.8	6.7	7.9	10.4	11.2	-	-
T° Minimum [°C]	7.5	8.3	9.2	5.1	5	3.9	4.3	3.4	3.9	6.3	7.4	-	-
Absolute Maximaltemp. [°C]	26	27	28	20	16	19	25	15.5	19	19	23	21	21.5
Datum (Tag)	9	10	10	4	18	26	17	7	27	13	20	21	
Absolute Minimaltemp. [°C]	3	3	2	2	-1.5	-1.5	-4	-3	-2	1	3	-	0.2
Datum (Tag)	3	7	15	9	21	13	17	6	19	13	8	-	
Niederschlag [mm]	55.8	74.7	139.7	294.8	230.7	410.2	365.3	234	206.2	233	144.5	199.7	2588.6
Maximaler Tagesniederschlag	29.3	29	46	57	62.5	82	41	35.2	32.2	63.7	22.7	34.2	44.6
Datum (Tag)	26	2	27	12	6	20	4	26	12	10	17	9	
Anzahl der Regentage	5	9	12	18	15	20	24	20	20	18	14	16	191.0

1988	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	-	-	-	-	12.8	-	-	-	-	-	-	-	-
T° Mittel [°C]	-	-	-	-	7.9	-	-	-	-	-	-	-	-
T° Minimum [°C]	-	-	-	-	3.9	-	-	-	-	-	-	-	-
Absolute Maximaltemp. [°C]	-	-	-	-	20	-	-	-	-	-	-	-	-
Datum (Tag)	-	-	-	-	7	-	-	-	-	-	-	-	-
Absolute Minimaltemp. [°C]	-	-	-	-	-2	-	-	-	-	-	-	-	-
Datum (Tag)	-	-	-	-	31	-	-	-	-	-	-	-	-
Niederschlag [mm]	121	11.5	191.5	222	223	353.5	133	283.5	195.4	275	121.7	177.5	2308.6
Maximaler Tagesniederschlag	32.5	11.5	50.2	37.7	37.5	48.5	19.2	25	47	56.5	36.5	41.2	36.9
Datum (Tag)	17	20	25	20	24	19	2	5	25	23	6	18	
Anzahl der Regentage	7	1	9	15	16	17	17	25	14	17	13	16	167.0

1989	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	-	-	-	-	-	-	-	-	10.8	14.1	17.3	16.6	-
T° Mittel [°C]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T° Minimum [°C]	-	-	-	-	-	-	-	-	2	4	5.5	8.9	-
Absolute Maximaltemp. [°C]	-	-	-	-	-	-	-	-	21	22	21.6	23	-
Datum (Tag)	-	-	-	-	-	-	-	-	27	31	29	19	-
Absolute Minimaltemp. [°C]	-	-	-	-	-	-	-	-	-2	-2	3	3	-
Datum (Tag)	-	-	-	-	-	-	-	-	9	5	15	3	-
Niederschlag [mm]	218	117.7	195.7	250.2	172.2	396	341	258	88.3	120.8	121.6	239.7	2519.2
Maximaler Tagesniederschlag	85.5	54.5	39	40	40	70.2	60.2	40.2	30.2	23	30	33.7	45.5
Datum (Tag)	21	22	4	17	27	1	29	28	2	25	23	11	
Anzahl der Regentage	13	8	13	17	19	23	20	23	10	7	14	22	189.0

1990	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	16.9	20.7	17.6	12.8	10.1	10.1	8.8	11.3	10.2	13.5	14.6	17.6	13.7
T° Mittel [°C]										9.1	10	13.8	10.9
T° Minimum [°C]	8.8	9.5	6.7	5.7	4.3	3.1	2.6	3.9	3.7	4	4.1	7	5.3
Absolute Maximaltemp. [°C]	23	32.5	26	16	12.5	15.5	17	20.5	17	20.3	23	31	21.2
Datum (Tag)	9	6	21	1	9	30	3	23	4	24	18	28	
Absolute Minimaltemp. [°C]	4	5	1	-2	1	-3	-1	-3	-2.5	-1	-1	3	0.0
Datum (Tag)	5	1	17	24	21	27	8	21	12	13	7	2	
Niederschlag [mm]	141.2	80.7	117	297.2	431.7	543.2	184.7	293.7	179.7	227.5	125	111.3	2732.9
Maximaler Tagesniederschlag	34	38	43.5	46.2	53	103.7	20.2	73	39.7	85.7	21.7	18.7	48.1
Datum (Tag)	13	21	28	8	15	5	13	2	9	8	29	1	
Anzahl der Regentage	11	5	9	17	23	19	21	20	17	19	15	15	191.0

1991	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	18.5	19.8	16.3	14	11	10.2	8.7	9.5	11.8	14.2	17.1	15.8	13.9
T° Mittel [°C]	13.4	14.3	11.7	9.6	7	5.7	5.2	5	7.2	8.4	11.6	11.2	9.2
T° Minimum [°C]	8.2	8.2	7.6	6.2	4.2	3	3.3	1.8	4.4	3.5	6.8	7.3	5.4
Absolute Maximaltemp. [°C]	25	32	28.5	23	17	16.5	12.5	15	17	28	22	27	21.9
Datum (Tag)	9	14	27	4	12	14	23	26	10	30	19	31	
Absolute Minimaltemp. [°C]	2	1.5	3	1.5	-2.5	-4.5	-1	-3	-1.5	-1.5	2.5	2.5	0.0
Datum (Tag)	15	28	19	20	8	7	11	17	28	8	12	12	
Niederschlag [mm]	83.7	92.8	133	217.3	355.5	214.3	344.5	307.2	244.3	152.2	127.5	566.8	2839.1
Maximaler Tagesniederschlag	16.7	12.5	25.8	40	56	23.2	50	38.2	35.2	33.5	54.2	145.5	44.2
Datum (Tag)	28	21	22	15	26	3	23	6	12	18	22	18	
Anzahl der Regentage	13	10	13	18	21	18	25	13	22	13	14	27	207.0

Fortsetzung Anhang 12

Fortsetzung Station Anticura

1992	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	21.3	18.4	17.7	13	9.3	7.6	8.2	11.2	11.7	11.1	17.8	17.1	13.7
T° Mittel [°C]	15.4	13.3	13.5	8.8	5.9	4.3	1.6	6.5	7.6	7.6	12.7	12.2	9.1
T° Minimum [°C]	9.9	8.5	10.1	6.1	3.5	2.2	4.1	3.3	3.8	4.1	8	7.9	5.9
Absolute Maximaltemp. [°C]	27	25	22.5	19	14	12	12	17	19.5	19	26.5	26	19.9
Datum (Tag)	23	15	6	2	7	10	8	24	7	8	5	31	
Absolute Minimaltemp. [°C]	4	3	5.5	1.5	-2	-2	-2	-3	-2	-2	-2	5	0.3
Datum (Tag)	16	21	10	25	19	23	14	3	4	6	4	1	
Niederschlag [mm]	10	157.8	187.5	287	326.5	367	232	228	329.5	453.5	130.3	215.5	2924.6
Maximaler Tagesniederschlag	8.5	31.5	30.5	50.7	41.2	55	37.5	45	44.5	55.3	30	28.5	38.2
Datum (Tag)	5	18	8	30	8	4	3	6	23	26	1	19	
Anzahl der Regentage	3	12	14	21	26	28	18	17	17	24	12	20	212.0

1993	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	19.5	20.9	17.5	14.6	9.9	9.3	8.6	11.7	13.4	15.5	15	17.5	14.4
T° Mittel [°C]	13.6	14.9	13.2	10.2	6.7	6.3	4.6	6.1	7.7	9.5	10.5	12.2	9.6
T° Minimum [°C]	8.7	9.3	9.5	6.9	4.7	3.9	1.6	2.2	3	4.6	6.7	7.1	5.7
Absolute Maximaltemp. [°C]	26	30	23.5	20	19	15	13.5	19	17.5	22	20.5	23	20.7
Datum (Tag)	3	21	19	16	1	12	24	21	11	25	17	20	
Absolute Minimaltemp. [°C]	5	3.5	3	1	-2	-3	-3	-2	-0.5	2	3	0.3	
Datum (Tag)	13	6	28	3	31	17	15	9	8	11	30	15	
Niederschlag [mm]	149	36.5	358.7	399.3	386.5	402.8	445.7	214	119.2	155.7	200	243.8	3111.2
Maximaler Tagesniederschlag	49	12.5	80	101.5	46.3	61.7	98	26.5	23	35	37.5	111	56.8
Datum (Tag)	10	4	17	12	15	25	7	25	18	28	29	1	
Anzahl der Regentage	10	5	18	21	28	24	20	15	12	13	18	12	196.0

1994	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	20.9	18.2	20.4	14.2	11.4	9.5	10.2	10.3	12.5	14.4	17.2	18.4	14.8
T° Mittel [°C]	15.1	12.7	13.8	9.6	8.4	6.7	6.7	5.7	7.9	9.5	11.4	13.4	10.0
T° Minimum [°C]	9.4	8	8.4	5.8	5.9	4.7	3.8	1.8	4.3	5.1	6.7	8.5	6.0
Absolute Maximaltemp. [°C]	26.5	25	29	22	16.5	16	15.5	15	17	25	26	27	21.7
Datum (Tag)	2	25	17	23	5	8	8	23	9	10	23	25	
Absolute Minimaltemp. [°C]	5	5	1.5	-2	-2.5	-1	-1.5	-3	-3	-2	-1.5	5	0.0
Datum (Tag)	24	6	29	19	11	6	25	23	15	3	16	5	
Niederschlag [mm]	121	152	169.7	340.3	445	628	329	280.3	219.5	217.8	210.5	256.3	3369.4
Maximaler Tagesniederschlag	44	32.7	52.5	58	63.3	77.5	54	45.7	22.5	34	23.5	47	46.2
Datum (Tag)	10	1	27	15	21	8	1	10	10	16	29	31	
Anzahl der Regentage	10	11	9	20	26	25	21	19	20	18	18	14	211.0

1995	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	17.6	20.1	17.2	15	13.5	10.5	9	9.7	12.7	13.5	15	21.8	14.6
T° Mittel [°C]	12.3	13.1	11.1	10.2	9	6.6	3.6	5	7.4	8.8	10.8	15.4	9.4
T° Minimum [°C]	7.1	6.6	5.9	6.1	5.2	4.3	0.8	2	2.9	5.1	6.7	8.4	5.1
Absolute Maximaltemp. [°C]	24	26	23	22	19	18	14	15.5	22	25	24	27	21.6
Datum (Tag)	20	12	1	12	14	12	9	19	28	28	11	28	
Absolute Minimaltemp. [°C]	3.5	3	1.5	-2	-3	-3	-5	-3	-2	-1	1	5	0.4
Datum (Tag)	16	9	6	11	23	28	30	5	2	26	8	2	
Niederschlag [mm]	178.5	46	131.8	305.3	473	521.3	331	305	176.3	184.5	158.8	2.5	2814.0
Maximaler Tagesniederschlag	23.2	23.2	35	36	220	107.3	69.2	46	55.5	25	48.7	1.3	57.5
Datum (Tag)	22	20	22	18	7	22	22	2	17	7	24	23	
Anzahl der Regentage	13	5	14	18	18	26	28	23	15	21	15	3	199.0

1996	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	18.2	22.9	18.5	16.2	14.9	11.4	12.2	12	14.3	13.3	16.8	18.7	15.8
T° Mittel [°C]	12.9	14.1	12.7	10	8.9	5.6	7.5	7.2	8.9	9	11.5	13.4	10.1
T° Minimum [°C]	7.7	7.6	8.7	5.4	4.8	1.2	4.2	3.9	4.8	5.1	7.1	8.3	5.7
Absolute Maximaltemp. [°C]	27	30	26	25	27	25	22	25	22	18	24	30	25.1
Datum (Tag)	17	8	22	4	5	4	20	15	17	14	25	11	
Absolute Minimaltemp. [°C]	2	2	3	2	-1	-5	-4	-3	-2	-3	-1	3	0.6
Datum (Tag)	23	28	9	2	21	19	18	26	14	19	9	17	
Niederschlag [mm]	124.8	132	297	163.8	268.5	171.8	133.7	288.3	262.3	205	228	136.3	2411.5
Maximaler Tagesniederschlag	22.5	33.7	52	32	43.3	49	25.5	32.5	67.5	54	40.5	23	39.6
Datum (Tag)	22	6	15	7	28	20	23	10	3	25	5	25	
Anzahl der Regentage	13	9	15	16	17	14	13	22	16	15	19	18	187.0

1997	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	19.5	18	20.1	15	14.8	9	10.4	12	12.3	13.1	15.1	17.3	14.7
T° Mittel [°C]	14.5	12	14.3	11	9.2	6.3	6.4	7	7.8	8.5	10.7	12.2	10.0
T° Minimum [°C]	9.6	6.5	9.2	7.6	5.8	4.2	3.4	3.2	4.2	4.3	7.1	7.4	6.0
Absolute Maximaltemp. [°C]	26	25	29	21	22.5	15	16	20	20	16	22	22	21.2
Datum (Tag)	16	11	3	5	5	11	11	8	18	1	3	16	
Absolute Minimaltemp. [°C]	5	1	1	0	1	-2	-1.5	-3	-3	-1	2	2	0.1
Datum (Tag)	1	5	8	18	22	27	12	1	24	12	16	22	
Niederschlag [mm]	171.3	187.5	79	362.5	160.5	774.1	476.4	253	323	267.6	468.9	275.7	3799.5
Maximaler Tagesniederschlag	34.7	98	30.5	64	36.3	94	78.8	48.8	44	42.2	78	92.5	61.8
Datum (Tag)	12	1	22	19	1	23	28	11	4	4	10	2	
Anzahl der Regentage	14	10	11	20	16	28	23	18	19	20	20	11	210.0

Fortsetzung Anhang 12

Fortsetzung Station Anticura

1998	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	18.4	23.7	20.5	17.7	15.5	11.7	10.5	11.3	12.9	16.1	16.7	21	16.3
T° Mittel [°C]	12.4	16.7	13.7	11.8	10.7	7.3	5.8	6.5	6.8	9.4	10.8	13.7	10.5
T° Minimum [°C]	7.3	11.1	8.6	7.8	7.3	4.2	2.5	2.7	1.9	3.6	5.3	8.8	5.9
Absolute Maximaltemp. [°C]	24	32.5	30	29	20	16	15	16	19	21	24	25.5	22.7
Datum (Tag)	19	11	16	2	14	2	10	4	30	14	18	25	
Absolute Minimaltemp. [°C]	3	1.5	2	2	2.5	-1	-3	-3	-4	-2	0	2.5	0.0
Datum (Tag)	6	9	24	22	31	25	16	26	15	5	5	21	
Niederschlag [mm]	161	67.8	120.7	136.9	153.2	184.2	229.8	427.8	150.1	133.5	180	192.2	2137.2
Maximaler Tagesniederschlag	60.7	41.8	36.8	38.9	40	64	55.7	111.8	40	46.4	103.5	49.5	57.4
Datum (Tag)	20	25	6	10	27	17	3	14	10	11	26	8	
Anzahl der Regentage	5	6	9	11	16	17	17	16	11	10	10	12	140.0

1999	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	22.1	20.3	18	16.7	12.3	10.4	10	11.7	11.7	17.4	17.4	17.6	15.5
T° Mittel [°C]	15	14.2	12.7	11.2	8.1	5.7	5.3	7.4	7.7	11.4	12.3	11.4	10.2
T° Minimum [°C]	8.3	8.6	8.3	6.8	4.9	2.5	1.9	4.4	4.5	6.3	7.5	4.6	5.7
Absolute Maximaltemp. [°C]	30	32	29.5	27	19	20	15	19.5	20.5	29.5	26	23	24.2
Datum (Tag)	10	11	11	2	12	3	17	23	26	30	9	11	
Absolute Minimaltemp. [°C]	5	2	3	-1.5	-2	-3	-5	-1	-0.5	0	1	1	0.0
Datum (Tag)	8	7	18	16	24	3	19	13	26	1	3	16	
Niederschlag [mm]	60.7	134.8	185.4	139.6	477.2	272.9	333.8	516.3	410.7	110.3	164	92.5	2898.2
Maximaler Tagesniederschlag	23	23.5	32.2	38.4	131.6	55.1	95.8	142.5	52.2	38.1	23	24.8	56.7
Datum (Tag)	2	1	6	14	7	17	24	8	14	26	5	4	
Anzahl der Regentage	4	8	12	10	14	19	18	21	23	11	14	10	164.0

2000	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	17.9	17.2	16.6	14.8	13.4	9.7	8.3	10.7	10.6	15.9	14.3	15.3	13.7
T° Mittel [°C]	12.8	14.1	10.8	10.3	9.1	6.5	4.7	6.9	6.3	10.1	10.2	11.6	9.4
T° Minimum [°C]	7.7	8.4	5	6.6	6.2	4.2	1.9	4.1	3.5	5.6	5.6	8.1	5.6
Absolute Maximaltemp. [°C]	24	30	22	26	21	19	15	19	18.5	27	21	21	21.9
Datum (Tag)	27	15	2	1	7	6	8	10	4	28	17	5	
Absolute Minimaltemp. [°C]	1	3	0	-1	0	-1	-3	-1	-2	1.5	1	4	0.2
Datum (Tag)	7	29	27	10	8	15	18	9	2	12	14	3	
Niederschlag [mm]	53.7	283.1	161	178.3	147.2	504.5	401.3	199.6	169.3	152.6	212.3	111.4	2574.3
Maximaler Tagesniederschlag	13.9	92.3	25.2	47.2	36.8	97.7	60	33.2	32.2	31.8	55	24.1	45.8
Datum (Tag)	7	10	14	8	1	3	3	28	20	21	26	14	
Anzahl der Regentage	11	14	16	11	15	24	21	22	19	15	15	21	204.0

2001	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	17.8	18.5	16.8	15.2	10.8	9.3	9.1	11.1	13.4	14.9	14.5	19.5	14.2
T° Mittel [°C]	13	12.9	12.7	9.3	8.3	5.7	5.8	6.9	8.4	10.3	9.9	14.1	9.7
T° Minimum [°C]	8.8	8.1	8	5.1	5.8	3.1	3.3	4.1	4.7	6.6	5.8	8.6	6.0
Absolute Maximaltemp. [°C]	24	24	26	26	20	17	16	19	22	22	20	26	21.8
Datum (Tag)	3	4	15	3	15	17	5	20	16	15	1	25	
Absolute Minimaltemp. [°C]	5	5	3	-0.5	0	-2	-1	-2	-1	0	1	2	0.8
Datum (Tag)	11	7	21	12	4	19	22	17	2	21	8	2	
Niederschlag [mm]	225.2	91	137.6	274.2	378.6	350.9	334.1	157.3	67.6	83.2	148	17.3	2265.0
Maximaler Tagesniederschlag	36.4	55.7	26.6	73.2	72.9	66.6	49	31.8	12.5	20.8	31.1	3	39.9
Datum (Tag)	9	9	17	22	27	30	7	2	20	26	11	5	
Anzahl der Regentage	17	10	12	12	21	21	22	15	17	13	18	6	184.0

2002	JAN	FEB	MARZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	19.6	20.8	15.5	13	11.4	8.3	9.9	10	10.8	12.1	13.5	17.3	13.5
T° Mittel [°C]	14.2	14.6	11.1	9.1	8	4.5	6	7	7.4	8.3	10	12.8	9.4
T° Minimum [°C]	8.9	8.9	7.5	6	5.9	2.2	3.2	4.9	4.7	5.2	7	8.4	6.0
Absolute Maximaltemp. [°C]	25	31	22	21	19	17	16	16	15	16	24	24	20.5
Datum (Tag)	23	5	2	13	8	22	17	16	15	29	5	8	
Absolute Minimaltemp. [°C]	4	3	2	1	-1	-4	-3	1	1	0	1	3	0.7
Datum (Tag)	14	15	1	21	29	12	2	1	7	28	21	1	
Niederschlag [mm]	62.6	51.8	248.5	223.1	440.7	549.1	371.5	349.5	206.2	391.5	226.2	123.2	3243.9
Maximaler Tagesniederschlag	22.9	29.6	57.1	39.7	76.8	188.2	54.7	44.3	17.3	57.9	30.2	40	54.9
Datum (Tag)	8	27	13	25	3	18	27	8	4	2	17	18	
Anzahl der Regentage	8	7	21	17	23	16	19	27	25	21	18	12	214.0

Fortsetzung Anhang 12

Fortsetzung Aguas Calientes

1986	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	18.9	18.1	16	12.9	10.6	8.5	9.3	10.4	12.3	15.9	14.9	18.7	13.8
T° Mittel [°C]	12.4	12.5	12.2	9	7.1	5.1	5.1	5.5	6.6	10.3	9.4	12.3	8.9
T° Minimum [°C]	4.4	6.5	5.2	5.7	4.1	1.7	1.3	1.3	1.4	5	3.3	5	3.7
Absolute Maximaltemp. [°C]	24.4	26.2	21.6	17.4	15.8	28	15	17.2	22.8	23	23.8	25	21.7
Datum (Tag)	1	23	24	28	2	11	27	29	26	25	11	27	
Absolute Minimaltemp. [°C]	-2.5	1	0	-3	-3	-6	-6.5	-4.5	-6	0.5	-1.5	0	-2.5
Datum (Tag)	19	1	22	14	13	11	14	28	15	29	1	30	
Niederschlag [mm]	182.4	346.5	322.7	556.1	551.9	469.7	403.6	405.8	176.6	201.5	320.8	167.3	4104.9
Maximaler Tagesniederschlag	47.8	101.6	93	73	59.8	60.2	73.7	78.8	19	33.5	48.1	45.3	61.1
Datum (Tag)	29	12	15	30	18	23	23	6	13	14	25	15	
Anzahl der Regentage	14	12	15	23	25	26	19	17	18	16	21	8	214
relative Luftfeuchte [%]	0	91.5	90.9	95.9	95.9	95.8	96.7	87.1	87.7	88.4	85.9	79.8	90.5
Globalstrahlung [W/m²]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

1987	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	20.5	21.7	19.2	14.3	11.6	9	8.7	10.2	11.5	14.5	17.5	18.3	14.7
T° Mittel [°C]	13.9	13.8	12.7	8.6	6.7	5.6	5.7	5.3	6.4	9.6	12.1	12.6	9.4
T° Minimum [°C]	5.6	5.4	7	4	3	2.5	3	2	4.6	4.5	6.1	7	4.6
Absolute Maximaltemp. [°C]	25.6	25.6	26.4	19.8	16.8	16.8	12.6	17	17.5	20.2	24.8	26.1	20.7
Datum (Tag)	27	12	10	4	18	26	25	23	27	27	20	27	
Absolute Minimaltemp. [°C]	1	0	-1	-3	-3	-7.5	-6	-3	-3.5	-0.6	0.3	0.5	-2.1
Datum (Tag)	11	7	14	17	9	13	18	6	15	13	9	20	
Niederschlag [mm]	102.1	66.6	192.4	348	245.6	533.9	535.9	300.2	368.6	334.8	211	229.9	3469
Maximaler Tagesniederschlag	30.5	29.5	32	77.5	46	101.5	55.8	38.6	67	67.4	58.2	23.8	52.3
Datum (Tag)	26	6	26	12	14	20	8	26	2	5	17	10	
Anzahl der Regentage	5	9	13	15	20	21	25	20	20	24	14	18	204
relative Luftfeuchte [%]	76.8	81.8	81.7	93.1	87.9	97.3	98	88.1	87.4	87.3	84.6	81	87.1
Globalstrahlung [W/m²]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

1988	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	18.9	21.9	17.2	14.4	12.3	9.4	8.8	8.8	12.1	12.5	16.2	17.3	14.1
T° Mittel [°C]	13	14.7	11.2	9	6.1	4.7	3.2	5.1	6.4	7.1	10.5	10.1	8.4
T° Minimum [°C]	7.6	7	6	4.7	1.5	1	-1.1	2.4	1.8	2.1	3.6	4.4	3.4
Absolute Maximaltemp. [°C]	30	27.4	27	22.8	20	18	18.2	15	19.4	20	22	26.2	22.2
Datum (Tag)	31	9	7	8	6	9	25	21	16	9	14	29	
Absolute Minimaltemp. [°C]	-0.5	1.5	0	-3	-5	-5	-6	-3	-4	-3.5	-2	0.5	-2.5
Datum (Tag)	30	3	31	27	30	1	23	2	2	7	11	8	
Niederschlag [mm]	201.2	21.4	144.4	276.7	280.4	421.1	148.7	452.5	251.7	310.6	262.4	253.8	3024.9
Maximaler Tagesniederschlag	67.1	19.5	34	50.2	58.8	48	25	53	58.1	59.5	76.5	46.5	49.6
Datum (Tag)	17	20	30	16	17	5	1	27	11	23	13	18	
Anzahl der Regentage	13	2	13	17	12	19	19	27	16	21	14	17	190
relative Luftfeuchte [%]	85.1	84.4	89.6	90.6	88.7	96.2	90.8	95.4	88.4	90.2	86.8	86.6	89.4
Globalstrahlung [W/m²]	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

1989	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	20	19.5	16.8	12.5	12.1	10.5	9	8.9	11.9	14.1	16.5	16.4	14
T° Mittel [°C]	14	13.2	10.1	7.9	6	6.3	4.8	5	5.8	8.6	10.6	11.9	8.7
T° Minimum [°C]	7.2	6.6	4.4	3.3	1.3	2.5	1.1	1.4	0.7	1.7	3.6	6.8	3.4
Absolute Maximaltemp. [°C]	26.4	23.6	23	20	19	17.2	14.6	14.2	20.4	22.1	21	24.2	20.5
Datum (Tag)	26	8	11	19	23	11	5	10	26	31	17	19	
Absolute Minimaltemp. [°C]	1	3	-0.5	-3.5	-3	-2.5	-4.5	-3	-4	-3	-1.5	3	-1.5
Datum (Tag)	31	19	31	28	4	1	4	8	8	5	16	3	
Niederschlag [mm]	264.2	102	250.6	285.1	202.3	539.4	371.1	317.9	109.8	165.8	221.4	369.1	3198.7
Maximaler Tagesniederschlag	86.8	31.6	44	44.2	33.4	81.4	58.2	38.8	36.2	40.6	41	44.3	48.4
Datum (Tag)	20	22	4	17	29	18	29	28	2	25	6	2	
Anzahl der Regentage	11	10	13	22	16	21	21	25	11	11	15	24	200
relative Luftfeuchte [%]	76.3	90.5	91.5	96	94.3	97.5	93.4	92.5	86.2	84.6	85.1	91.5	89.9
Globalstrahlung [W/m²]	-	-	-	-	-	-	289.3	299.6	555.6	716	663.6	520	434.9

1990	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	18	20.2	17.1	12.3	10.3	9.2	9.4	10.6	12.1	12.8	14.4	17.6	13.7
T° Mittel [°C]	12.5	14.4	10.5	8.1	6.3	4.7	4.3	6.1	6.7	7.6	8.9	11.9	8.5
T° Minimum [°C]	5.8	6.5	3.9	3.7	1.1	-0.8	0.9	2.2	2	1.9	2.3	4.9	2.9
Absolute Maximaltemp. [°C]	24.8	27	24.2	20.4	13.6	15.8	16.6	19.6	17	17.5	22.8	30	20.7
Datum (Tag)	9	8	10	4	7	29	29	23	4	20	18	28	
Absolute Minimaltemp. [°C]	0.5	0.5	-1	-4.5	-5.5	-7.5	-7.5	-4.5	-3.5	-4	-1.5	1	-1.4
Datum (Tag)	30	14	14	24	29	19	7	31	23	6	21	5	
Niederschlag [mm]	215.1	91.8	180.1	478.7	524.7	763.8	283.5	419.8	310.9	258.2	204.4	180.4	3911.4
Maximaler Tagesniederschlag	63.2	36.6	77.4	81.1	54.5	119.7	36.1	90.6	44	45.3	38.4	46.5	61.1
Datum (Tag)	27	28	28	8	15	5	9	2	9	8	3	31	
Anzahl der Regentage	14	7	11	19	25	20	19	22	20	19	15	13	204
relative Luftfeuchte [%]	87.3	89.1	90.2	92.4	97.4	94.5	92.7	91	87.1	91.2	84.4	79.2	89.7
Globalstrahlung [W/m²]	684.6	576.1	546.4	304.8	204.7	217	524.3	280.9	358.4	457.9	606.7	683.1	453.7

1991	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	17.9	19.3	16.1	13.4	10.2	9.1	7.9	9.3	10.9	13.7	16.7	14.4	13.2
T° Mittel [°C]	12.9	12.9	10.8	9	6.4	4.8	4.2	4.3	6.9	8	11.3	10.5	8.5
T° Minimum [°C]	6.2	4.9	5.1	4.4	2.2	1.1	1	0	2.6	1.6	4.3	5.2	3.2
Absolute Maximaltemp. [°C]	23.8	30.6	26	22	15.6	13.2	16.2	17.6	15.8	27.4	20.3	26.4	21.2
Datum (Tag)	11	14	26	4	12	29	3	23	7	30	16	31	
Absolute Minimaltemp. [°C]	0	0.5	0	-1.5	-5	-5	-5.5	-6	-2.5	-2.5	-0.5	-2.5	-0.8
Datum (Tag)	15	28	9	5	31	7	12	9	14	4	10	29	
Niederschlag [mm]	131.3	113.4	231	271.9	494.8	321.3	414.2	323.9	315.3	214	129.1	894	3854.2
Maximaler Tagesniederschlag	31.6	39.4	54.4	48.5	85.5	39.5	58.2	73	62.8	44.1	62.9	217.3	68.1
Datum (Tag)	19	27	1	15	26	25	1	14	12	18	22	19	
Anzahl der Regentage	9	10	16	19	21	18	22	14	22	12	12	25	200
relative Luftfeuchte [%]	84.1	82.9	94.8	94.4	97.5	95.8	94.6	84.8	90.3	81	79.6	87.3	88.9
Globalstrahlung [W/m²]	629.7	606	397.2	292.4	225.4	179.7	182.3	341.8	299.1	596.5	642.5	515.5	409.0

Fortsetzung Anhang 12

Fortsetzung Aguas Calientes

1992	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	21.5	18.5	17.5	13	9.2	7	7.3	10.4	10.8	10.5	17.4	16.9	13.3
T° Mittel [°C]	15.1	12.2	12.6	8.2	5.4	3.8	2.9	5.8	6.6	6.8	11.9	11.6	8.6
T° Minimum [°C]	6.8	5.7	7.6	4	2.2	1.2	-0.1	1.7	1.9	2.5	5.5	5.4	3.7
Absolute Maximaltemp. [°C]	27	25	24.4	19	14	11.2	11.4	16.6	20	18.2	26	24	19.7
Datum (Tag)	29	15	1	14	7	11	22	24	7	8	5	10	
Absolute Minimaltemp. [°C]	1	-1	0.5	-0.5	-4	-3.5	-5	-4.5	-3.5	-3	-2	0	-0.5
Datum (Tag)	16	22	24	1	27	29	24	1	6	6	4	6	
Niederschlag (mm)	23.3	225	237.2	347.7	410.7	400.2	236.6	240.6	387.2	617.1	190.7	325.8	3642.1
Maximaler Tagesniederschlag	22.4	63.4	45.9	57.5	53	51.7	33	40.2	70.2	106.6	33.6	52.2	52.5
Datum (Tag)	5	18	8	30	16	4	3	6	23	26	9	19	
Anzahl der Regentage	3	12	14	24	23	27	17	17	18	25	15	20	215
relative Luftfeuchte [%]	76.6	85.6	92.8	92.8	96.3	97.7	91.2	90.8	91.4	92.8	78.9	81.8	89
Globalstrahlung [W/m²]	961.6	671.6	462.8	311.8	205.1	157.8	227.4	293.8	413.5	395.1	710.9	664.4	456.3

1993	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	18.7	20.7	17.2	13.5	9.6	8.8	8	10.5	12.4	14.8	14.9	17.3	13.9
T° Mittel [°C]	13.2	14.1	12.6	9.1	6.1	6	3.6	4.9	6.9	9	10.2	12	9
T° Minimum [°C]	6.3	6.4	7	4.6	3.2	2.9	-1	0	0.4	1.5	3.7	3.9	3.2
Absolute Maximaltemp. [°C]	25.5	27	24.5	18.2	18.5	12	15	20.5	18.2	22	20	23	20.4
Datum (Tag)	3	20	4	30	18	18	31	22	12	6	17	20	
Absolute Minimaltemp. [°C]	1.5	-0.5	1.5	-1.5	-4	-3	-3.5	-4	-3.5	-3	-2.5	0.5	-0.1
Datum (Tag)	16	7	28	5	26	15	13	9	11	10	13	16	
Niederschlag (mm)	257.4	47.7	605.5	449.3	504.3	569.1	524.7	205.7	159.8	210.1	245.4	305.8	4084.8
Maximaler Tagesniederschlag	97.3	25.7	179.5	78.3	72.5	117.4	112.8	56.6	35.2	49.5	49	132.2	83.8
Datum (Tag)	9	4	17	12	15	25	7	24	18	27	29	1	
Anzahl der Regentage	12	7	16	19	27	24	21	16	12	13	18	14	199
relative Luftfeuchte [%]	80.7	84.1	92.1	94.5	98	94.2	96.2	88.5	88.3	83.8	85	78.9	88.7
Globalstrahlung [W/m²]	695.1	672.4	422	317.7	167.8	130.9	204.9	380	480	648	570.1	816	458.7

1994	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	20.7	18.2	20.5	13.3	10.8	9	10	9.2	11.6	14	19.5	18.4	14.6
T° Mittel [°C]	14.7	12.6	12.5	8.4	7.5	6.2	5.6	5	7.2	9	10.6	13.5	9.4
T° Minimum [°C]	5.3	5.4	2.9	2.9	3.3	3.2	1.1	1.4	3.3	3.6	4.3	6.3	3.6
Absolute Maximaltemp. [°C]	26.5	24	27.2	18.6	15	14.8	20	13	15.6	25	27	26.5	21.1
Datum (Tag)	2	25	29	5	5	8	9	20	26	10	23	25	
Absolute Minimaltemp. [°C]	0	-0.5	-2	-3	-4	-2	-4.5	-3	-3	-1.5	-0.5	0.5	-2
Datum (Tag)	20	5	29	19	11	24	7	7	24	3	16	16	
Niederschlag (mm)	162.4	183.6	122.3	483	681.6	778.2	396.5	369.3	266.7	303.9	303.7	267.8	4319
Maximaler Tagesniederschlag	48.4	36.1	51	98.5	101.4	73.2	74.5	63.1	34.4	38.7	44.2	54.4	59.8
Datum (Tag)	31	1	23	15	20	8	1	10	24	12	14	31	
Anzahl der Regentage	8	10	8	21	26	23	20	19	20	18	17	14	204
relative Luftfeuchte [%]	75.6	86	85.9	95.1	97.3	99.4	87.8	91.9	89.4	84.1	85.3	78.7	88
Globalstrahlung [W/m²]	1075.9	749.2	796.2	326.2	203.3	123.9	255	325.4	342.8	573.8	665.6	753.9	515.9

1995	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	18.6	19.8	16.8	14.3	12.1	8.1	5.4	7.7	12	13.7	15.7	22.7	13.9
T° Mittel [°C]	13.3	13	10.1	9.6	7.7	5.4	2.9	4	6.7	9	10.2	15.8	9
T° Minimum [°C]	6.8	4.8	3.8	5.6	3.7	2.5	0.8	0.3	1.8	3.8	4.4	6.5	3.7
Absolute Maximaltemp. [°C]	25.2	24.5	22	22.5	17.2	13.5	11.6	14.5	21.5	25	25.6	28	20.9
Datum (Tag)	11	6	12	12	14	2	23	20	27	29	11	27	
Absolute Minimaltemp. [°C]	1.5	1.5	-1	-1	-2.5	-3.5	-5	-4	-2.5	-1.5	-0.5	1.5	-1.4
Datum (Tag)	9	4	6	10	22	13	30	5	2	18	8	11	
Niederschlag (mm)	194.7	82.9	166.2	382.5	580.2	644.7	397	342.4	172.9	200	145.4	6.6	3315.5
Maximaler Tagesniederschlag	32.6	23	60.9	45.3	69.2	153	41.4	46.2	68.2	28.4	55.2	6.3	52.4
Datum (Tag)	4	13	22	4	8	22	22	23	17	14	24	1	
Anzahl der Regentage	15	8	11	20	19	25	25	21	18	18	15	2	197
relative Luftfeuchte [%]	77.9	82.9	87.4	95	94.2	98.1	98.1	94.7	89.3	82.5	83.7	67.8	87.6
Globalstrahlung [W/m²]	791.9	747	588.3	346.5	252.5	157.7	173.7	240	390.6	623	656	1050.4	501.5

1996	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	20.3	19.2	16.9	13.7	11.9	9.1	11	10.2	13.3	13.3	15.4	18.9	14.4
T° Mittel [°C]	14.3	12.6	11	8.2	7	3.6	6.4	6.3	7.7	9	11.4	13.3	9.2
T° Minimum [°C]	5.1	5.4	5.5	2.4	2.7	-0.7	1.7	2.1	1.2	3.4	5.1	5.8	3.3
Absolute Maximaltemp. [°C]	25.2	24.5	22	22.5	17.2	13.5	11.6	14.5	21.5	25	25.6	28	20.9
Datum (Tag)	18	29	23	4	4	3	20	17	23	30	25	11	
Absolute Minimaltemp. [°C]	0	-0.5	0	-1.5	-3	-6	-6	-3	-4.5	-3.5	-2.5	-0.5	-2.6
Datum (Tag)	14	11	9	3	30	28	17	26	3	19	9	17	
Niederschlag (mm)	129	234.2	285.1	225.2	308.8	189.8	221.5	263.7	233.5	297.7	213.2	196.1	2797.8
Maximaler Tagesniederschlag	21.1	62.2	62.7	59.4	42.6	37	45.6	29.8	70	84.6	38.5	31.5	48.7
Datum (Tag)	4	19	15	11	17	20	10	13	3	25	5	25	
Anzahl der Regentage	13	10	15	19	18	15	13	21	10	14	19	19	186
relative Luftfeuchte [%]	71.1	75.8	91.9	92.2	94.9	91.3		89.4	82.4	86.2	76	75.3	84.1
Globalstrahlung [W/m²]	862.1	795.1	518.8	382.4	306.2	280.1	260.1	258.5	452.8	590	696.2	829.2	519.3

1997	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	19.8	18.2	19.9	14.7	14.3	8.8	9.9	11.2	11.6	12.8	15.4	18.3	14.6
T° Mittel [°C]	14.3	11.1	12.8	10.1	8.3	6	5.7	7.8	6.8	8.5	10.8	12.9	9.6
T° Minimum [°C]	7.7	4.2	6.3	5.4	3.7	3.7	2.3	1.9	2.2	3.5	6	8.1	4.6
Absolute Maximaltemp. [°C]	27.2	22.5	30	20.6	21.5	15	16	16.5	19	18	25	23.5	21.2
Datum (Tag)	16	11	14	7	5	11	23	9	19	30	4	8	
Absolute Minimaltemp. [°C]	1.6	-1.5	-1	-2	-3	-2	-3	-3.5	-2.6	-3	0.8	0.5	-1.6
Datum (Tag)	2	23	8	16	23	27	18	15	26	11	26	21	
Niederschlag (mm)	248.3	217.1	78.8	538.3	167.9	596.5	633.6	254.7	217	261.1	495.1	301.4	4009.8
Maximaler Tagesniederschlag	85	89.2	27.4	85.8	34.5	55.3	66.2	64.3	21.4	37.9	86.2	121.5	64.5
Datum (Tag)	31	1	25	23	16	8	28	25	20	27	9	17	
Anzahl der Regentage	15	9	8	20	13	26	23	17	20	22	18	27	218
relative Luftfeuchte [%]	79.7	82.1	82.6	94.7	90.2	98.4	95.7	91.7	84.6	82.5	83	76.9	86.8
Globalstrahlung [W/m²]	760.4	689	710.2	324.3	291.4	126.3	223.3	323.5	391.4	512	512.6	809.1	472.8

Fortsetzung Anhang 12

Fortsetzung Aguas Calientes

1998	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	19.3	23	24.5	17.1	15.4	11.5	10	10.4	11.4	16.1	17.3	19.7	16.3
T° Mittel [°C]	13	16.1	11.9	10.6	9	6.3	4.9	5.3	5.3	9.1	10.9	13.7	9.6
T° Minimum [°C]	5.8	8	4.5	5	4	2.6	2.2	1	0.7	1.2	2.2	4.7	3.5
Absolute Maximaltemp. [°C]	24.5	33	27.5	24.8	19.5	18	14	20.5	16.5	22	24.6	24	22.4
Datum (Tag)	12	12	16	2	14	2	10	29	20	14	18	9	
Absolute Minimaltemp. [°C]	0.3	0	-1.5	-1	-1.5	-2	-4	-4	-4	-2.5	-1.5	0	-1.8
Datum (Tag)	17	9	7	24	20	14	16	21	15	12	5	14	
Niederschlag [mm]	115.3	25.7	90.4	117.4	195.4	216.1	260.7	426.6	136.4	123.4	126.2	104.2	1937.8
Maximaler Tagesniederschlag	41	13	25	33.3	39.9	46	55.1	114.4	36	24.8	49.1	49.9	44
Datum (Tag)	20	26	4	9	27	17	3	14	10	26	26	8	
Anzahl der Regentage	11	5	9	13	18	21	17	18	9	11	10	12	154
relative Luftfeuchte [%]	73.4	64.1	73.9	75.4	89.4	87.5	89.9	89	74	77.8	69.9	68	77.7
Globalstrahlung [W/m²]	893.7	785.7	712.4	451.5	276.7	248.8	282.3	302.2	472.3	757.3	771.6	818.1	564.4

1999	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	22.3	20.7	17	16.5	11.5	9.3	9.2	10.2	10.3	16	16.8	17.9	14.8
T° Mittel [°C]	15.5	14.2	10.5	9.3	6.8	4.3	3.8	6	6.2	10.3	11.6	12.4	9.2
T° Minimum [°C]	5	5	4.2	3.1	2.6	0.2	-0.5	1.6	1.9	2.5	5.5	7.3	3.2
Absolute Maximaltemp. [°C]	31	31	24.2	25.9	17	17	13	15.6	21	28	26	23.6	22.8
Datum (Tag)	10	11	10	17	9	6	12	23	26	30	9	12	
Absolute Minimaltemp. [°C]	1	0	-1	-2.5	-4.3	-4.5	-6	-4	-2.5	-2.5	-1	0	-2.3
Datum (Tag)	9	7	14	6	24	5	16	13	26	1	3	22	
Niederschlag [mm]	86.9	114.9	215.4	148.5	391.2	384.6	375.6	534.7	461.9	95.1	231.7	158.9	3199.4
Maximaler Tagesniederschlag	32.2	39.5	63.2	43.3	120.5	75.5	58.5	142	54.6	32.5	28	28.6	59.8
Datum (Tag)	3	23	25	14	5	19	24	8	7	12	4	6	
Anzahl der Regentage	5	5	14	13	15	17	18	23	24	10	16	12	172
relative Luftfeuchte [%]	64.3	74.2	90.6	76.4	84	87.6	90	83.3	90	72.9	78.4	74.5	80.5
Globalstrahlung [W/m²]	1045.8	800.5	313.4	460.2	269.6	216.1	277.9	299.4	274.5	708.8	643.2	1031.6	528.4

2000	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	19.9	17.7	14	13.8	12.4	8.7	7.7	9.9	10.2	15.9	15.4	16.5	13.5
T° Mittel [°C]	13.4	12.1	9.4	9.2	7.3	5.7	3.9	5.8	5.5	9.9	9.8	11.5	8.6
T° Minimum [°C]	5.8	6	3.9	4.4	2.6	2.2	0	2	1.3	2.9	3.4	4.6	3.2
Absolute Maximaltemp. [°C]	25.5	29.5	20	24	18	12	13	16.5	18.5	22.8	22	22.2	20.3
Datum (Tag)	26	15	10	1	9	7	4	23	26	30	17	5	
Absolute Minimaltemp. [°C]	1	0.5	-2.5	-3	-3.5	-4	-6	-4.5	-4.5	-0.5	-2	0.5	-2.4
Datum (Tag)	10	29	29	10	4	16	12	3	3	1	14	28	
Niederschlag [mm]	135.8	336.2	245.1	181.9	235.9	687.8	646.4	304.9	250.7	253.6	345.1	205.8	3829.2
Maximaler Tagesniederschlag	23	113.3	38.7	52	65.5	151	160	56.7	56.7	59.5	72	51	74.9
Datum (Tag)	29	10	15	29	29	3	4	28	22	11	26	24	
Anzahl der Regentage	10	16	15	14	12	24	19	21	18	15	15	15	194
relative Luftfeuchte [%]	74.3	82.6	87.3	87.8	84.2	91.6	87.7	86.2	84.7	79.9	76.5	81.6	83.7
Globalstrahlung [W/m²]	748.4	554.6	473.5	609.6	468	340.9	434	406.9	386.5	675.8	720	672.7	540.9

2001	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	19	19	15.7	13.3	11.4	11.7	8.9	11.3	13.1	15.3	15.2	21.5	14.6
T° Mittel [°C]	12.9	12.5	10.7	8.3	7.3	4.5	4.9	6.1	7.6	10.1	10.4	14.4	9.1
T° Minimum [°C]	5	6.1	5	3.5	3.3	1.2	1	1.5	2.5	3.7	4.1	4	3.4
Absolute Maximaltemp. [°C]	25.5	24	22	21.5	16	12.5	14.5	13.5	19.5	23.5	21.8	26.6	20.1
Datum (Tag)	1	4	23	8	4	10	5	23	15	15	30	23	
Absolute Minimaltemp. [°C]	1.5	1.5	-0.5	-2.5	-2	-4.5	-5	-5	-3	-2	-1	-0.5	-1.9
Datum (Tag)	11	2	19	13	3	18	21	9	3	21	7	2	
Niederschlag [mm]	324.3	138.9	169.5	249.2	391.6	417.3	437.9	292.4	89.3	136.6	259.5	2.8	2909.3
Maximaler Tagesniederschlag	49.8	55	39.2	61.2	78.2	77	52.9	52	14.5	29.3	29.6	2.2	45.1
Datum (Tag)	9	9	12	22	27	7	7	6	23	25	11	26	
Anzahl der Regentage	18	10	12	14	18	18	23	20	13	13	19	2	180
relative Luftfeuchte [%]	79.5	81.1	87.6	86.3	88.7	95.6	94.7	86.9	81.7	84.3	78.2	61.5	83.8
Globalstrahlung [W/m²]	814.3	635.4	572.5	466.4	197.8	220.2	179.8	316.6	343.1	455.7	660	970.5	486.0

2002	JAN	FEB	MÄRZ	APRIL	MAI	JUNI	JULI	AUG	SEPT	OKT	NOV	DEZ	JAHR
T° Maximum [°C]	21.1	21.5	16.5	13.7	10.8	6.6	9.3	9.3	10.4	11.9	14.4	19.1	13.7
T° Mittel [°C]	14.6	14.7	11	8.2	7.5	3.2	5.1	6.3	6.8	7.6	9.5	12.8	8.9
T° Minimum [°C]	6.3	6.9	5.5	2.4	4.1	0.2	1.3	3.4	3.1	3	4.8	4.7	3.8
Absolute Maximaltemp. [°C]	25.5	31.5	24	22.5	17	18	15	12.5	15	19	25	27	21
Datum (Tag)	11	5	31	4	6	23	27	15	7	29	5	7	
Absolute Minimaltemp. [°C]	1.5	-0.5	-2	-1.5	-2	-4.5	-6.5	-2.5	-2	-2.5	-1.5	0	-2
Datum (Tag)	14	23	10	3	29	30	14	1	7	28	21	1	
Niederschlag [mm]	169.2	118.2	311	325.5	520.8	795.6	504	372.1	299.1	443.6	361.4	214.9	4435.4
Maximaler Tagesniederschlag	66	53	41.5	59.4	106	211	73.7	50.6	45.4	83.2	55.9	49.8	74.6
Datum (Tag)	8	25	7	11	2	18	23	7	18	13	17	18	
Anzahl der Regentage	10	7	20	19	25	15	19	28	26	21	16	12	218
relative Luftfeuchte [%]	73.3	79.6	87.5	92.2	95.7	92.4	96.7	92.9	90.6	88.9	87.3	78	87.9
Globalstrahlung [W/m²]	710.6	715.7	474.9	382.4	226.3	102	115	110.9	541	249.3	304	464.9	366.4

Fortsetzung Anhang 12

Verdunstungsraten

ETpot nach THORNTHWAITE

Antillanca:

Monat	Tm [°C]	Wärmeindex	ETpot* [mm]	Korrektur für 40°S	ETpot-korrigiert [mm]
Jan	7.9	2.0	60	1.27	77
Febr	9.9	2.8	71	1.06	75
März	6.4	1.5	52	1.07	56
April	4.8	0.9	43	0.93	40
Mai	3.7	0.6	36	0.86	31
Juni	0.4	0.0	8	0.78	6
Juli	-0.3	0.0	0	0.82	0
Aug	-0.3	0.0	0	0.92	0
Sept	1.3	0.1	17	1.00	17
Okt	4.4	0.8	40	1.15	46
Nov	4.6	0.9	42	1.20	50
Dez	7.4	1.8	58	1.29	74
	i =	11.5		ET _{pot} gesamt:	472
	a =	0.69			

ETpot nach SCENDEL

Antillanca:

Monat	Tm [°C]	Fm [%]	ETpot [mm]
Jan	7.9	79	48
Febr	9.9	77	62
März	6.4	82	37
April	4.8	91	25
Mai	3.7	86	21
Juni	0.4	87	2
Juli	-0.3	88	0
Aug	-0.3	88	0
Sept	1.3	83	8
Okt	4.4	80	27
Nov	4.6	83	27
Dez	7.4	81	44
		ET _{pot} gesamt:	300

Aguas Calientes:

Monat	Tm [°C]	Wärmeindex	ETpot* [mm]	Korrektur für 40°S	ETpot-korrigiert [mm]
Jan	13.2	4.3	68	1.27	87
Febr	13.0	4.2	67	1.06	71
März	11.0	3.3	57	1.07	61
April	8.8	2.4	46	0.93	43
Mai	7.0	1.7	37	0.86	32
Juni	5.2	1.1	28	0.78	21
Juli	4.5	0.9	24	0.82	20
Aug	5.5	1.2	29	0.92	27
Sept	6.5	1.5	34	1.00	34
Okt	8.6	2.3	45	1.15	52
Nov	10.4	3.0	54	1.20	65
Dez	12.5	4.0	65	1.29	84
	i =	29.8		ET _{pot} gesamt:	597
	a =	0.98			

Aguas Calientes:

Monat	Tm [°C]	Fm [%]	ETpot [mm]
Jan	13.2	78	81
Febr	13.0	83	75
März	11.0	88	60
April	8.8	90	47
Mai	7.0	92	37
Juni	5.2	94	27
Juli	4.5	92	23
Aug	5.5	89	30
Sept	6.5	89	35
Okt	8.6	84	49
Nov	10.4	82	61
Dez	12.5	79	76
		ET _{pot} gesamt:	599

Anticura:

Monat	Tm [°C]	Wärmeindex	ETpot* [mm]	Korrektur für 40°S	ETpot-korrigiert [mm]
Jan	14.1	4.8	70	1.27	89
Febr	14.0	4.8	69	1.06	73
März	12.6	4.1	62	1.07	66
April	10.2	2.9	50	0.93	46
Mai	8.1	2.1	39	0.86	34
Juni	5.9	1.3	28	0.78	22
Juli	5.4	1.1	26	0.82	21
Aug	6.3	1.4	30	0.92	28
Sept	7.6	1.9	37	1.00	37
Okt	9.3	2.6	45	1.15	52
Nov	11.0	3.3	54	1.20	65
Dez	13.2	4.3	65	1.29	84
	i =	34.5		ET _{pot} gesamt:	616
	a =	1.05			

Anticura:

Monat	Tm [°C]	Fm [%]	ETpot [mm]
Jan	14.1	81	83
Febr	14.0	83	81
März	12.6	88	69
April	10.2	89	55
Mai	8.1	92	42
Juni	5.9	92	31
Juli	5.4	90	29
Aug	6.3	89	34
Sept	7.6	86	43
Okt	9.3	85	52
Nov	11.0	83	64
Dez	13.2	80	79
		ET _{pot} gesamt:	663

ETreel nach TURC

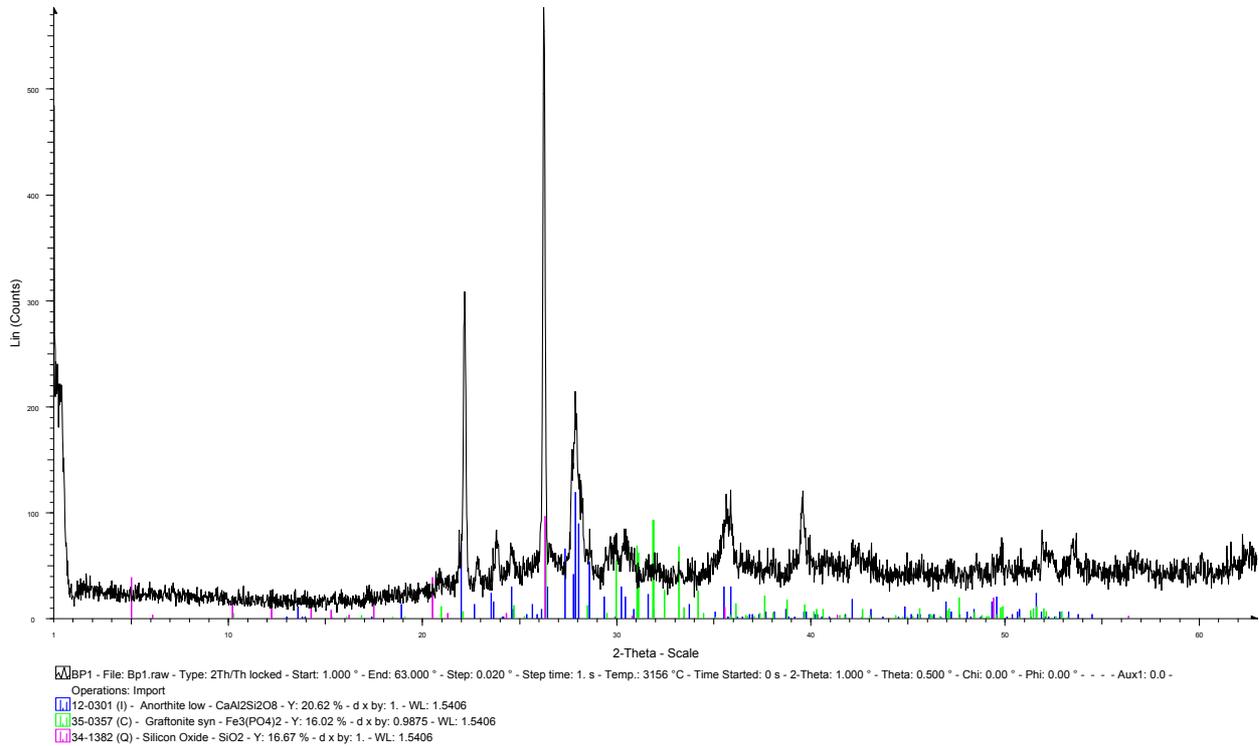
CONAF-Station	Anticura	Aguas Calientes	Antillanca
mittl. Jahrestemp. [°C]:	9.8	8.9	4.2
mittl. Jahresniederschlag [mm/a]:	2809	3634	5913
Dampfdruckkurve: $L(t) = 300 + 25t + 0.05 t^2$	592	558	409
(N/t) ²	22.5	42.5	209.3
ETreel [mm/a]	581	552	408
ETreel korr. [mm/a]	639	607	449

Anhang 13: Lokationen und hydraulische Eigenschaften der Bodenproben

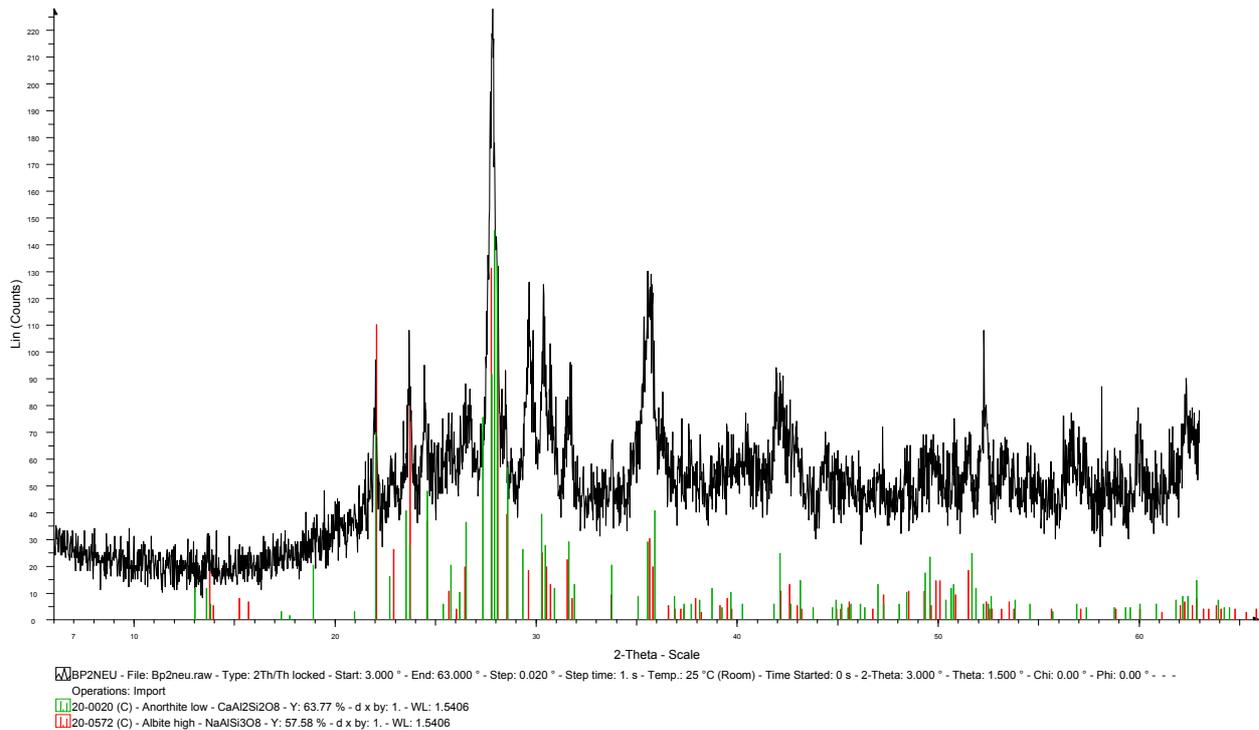
Bodenprobe	Lokation	Rechtswert	Hochwert	Höhe ü.NN (+ 30m)	Ø kf	Beschreibung
BP1	Lago Rupanco (Pt. Huillinco)	724750	5475779	560	3.08E-04	sandiger Schluff, hellbraun
BP2	Lago Rupanco (Pt. Huillinco)	721877	5477952	394	1.48E-05	schluffig-sandiger, okkerfarbener B-Horizont
BP3	Rio Frio	741121	5495158	490	3.54E-05	sandiger schwach toniger Schluff, hoher organischer Anteil, dunkelbraun
BP4	Rio Gol Gol	729786	5497208	210	2.41E-04	schwach schluffiger Feinsand, fluvial abgelagert, hellbraun
BP5	Puente el Marc	721091	5478965	330	6.78E-04	Mutterboden, dunkelbraun
BP6	Puente el Marc	721091	5478965	330	2.81E-04	fluviale Wechsellagerung; verschiedene Korngrößen
BP7	südwestl. Casablanca Vulkan	737250	5480550	1400	2.43E-04	Lapilli, angewittert und ausgeblasen
BP8	Casablanca Vulkan	736490	5480200	1350	4.86E-03	Bodenbildung über Lapilli
BP9	Lavastrom Casablanca	738192	5481522	1310	2.86E-04	sandiger, stark humoser, schwach kiesiger Boden
BP10	Lavastrom Casablanca	737900	5481530	1380	9.15E-04	feinsandiger Vernässungshorizont mit hohem Feinkornanteil
BP11	Rio Pescadero/Antilanca	728763	5484112	731	1.30E-04	B-Horizont
BP12	Strasse Lago El Encanto	727125	5485750		2.28E-04	mächtige Bodenbildung, hell u. dunkelbrauner B-Horizont, schluffig, sandig
BP13	Lago Rupanco (E-Werk)	719587	5478619	180	1.25E-04	Boden über Basaltsäulen
BP14	Rio Pescadero/Entre Lagos	719528	5489806		1.78E-04	Bodenbildung, braun, schluffig, Trockenrisse
BP15	Rio Pescadero/Entre Lagos	719528	5489806		7.17E-05	Feinsandlinse, feuchter Horizont in fluvialen Ablagerungsmilieu
BP16	Rio Lican	719231	5500479	270	5.17E-05	Boden über Moräne
BP17	Rio Chirre	714810	5507617	365	2.86E-04	Bodenbildung über Moräne
BP18	Sandgrube im Gol Gol Tal	738845	5494693	366	2.03E-04	schwarze Sande und Kiese, kantengerundet, gut sortiert, Kreuzschichtung
BP19	Sandgrube im Gol Gol Tal	738845	5494693	366	3.05E-04	Bodenbildung, Paläoboden
BP20	Sandgrube im Gol Gol Tal	738845	5494693	366	2.91E-03	Bimslage
BP21	Pt. Futanque	732347	5531913		1.69E-04	Übergangsbereich, rezenter Boden, Bimslage
BP22	Rininauhue - Fluss/Wasserfall	734722	5531984	165	1.06E-04	Oberboden über Bimslage
BP23	Quelle oberhalb Antilanca	736642	5482440	1147	2.45E-04	vulkanische Asche, dicht, schwarz, sandig-kiesig
BP24	Casablanca Vulkan (Richt.W)	736524	5480054	1365	2.76E-03	dunkelgraue Vulkansande
BP25	Gipfelkrater Casablanca	735976	5479942	1492	2.05E-03	rote Auswurfslacken, kiesig-sandig
BP26	Hang vor Bergkuppe	736750	5480168	1405	3.42E-04	oben: ausgeblasener Kies (Lapilli), unten: sandiger, schwach schluffiger Kies
BP27	Hangabriss unterh. Pass Casa	737039	5481082	1313	1.06E-05	schluffiger Feinsand, in ehemaliger Erosionsrinne abgelagert
BP28	Str. oberhalb Laguna Pocura	746311	5529396	332	1.64E-04	feine Asche, sehr dicht
BP29	Münung Rio Los Venados	747596	5527528	260	5.94E-05	graue Asche, sandig-steinig, Baumstämme in Ascheabfolgen
BP30	SE Mirador Vulkan	751032	5526715	469	>1.00E-02	grobkörnige Lapilli vom Mirador Vulkan über Granodiorit-Aufschluss
BP32	SE Mirador Vulkan	748747	5525683	300	2.35E-06	Ascheschicht mit Holzresten, sandig-leicht schluffig
BP33	Entwässerungsrinne Casabl.	739113	5483365	1540	1.75E-04	Sande mit eingeschalteten Schlufflagen
BP34	Scharte unterhalb Casablanca	739647	5483103	1687	2.54E-03	ausgeblasene Steine mit sandigem Unterbau
BP35	Casablanca Gebiet, Hochebene	738200	5483069	1433	5.26E-04	Sand-Kies, dunkelgrau, in ausgetrocknetem Bachbett
BP36	Antilanca Gebiet	731151	5482693	788		- schluffiger Sand, humos, stark durchwurzelt
BP37	Antilanca Gebiet	731151	5482693	788		- sandig, schwach schluffig, schwach durchwurzelt, eingeschl. Bimslagen

Anhang 14: XRD- Diffraktogramme ausgewählter Bodenproben

Diffraktogramm BP1:

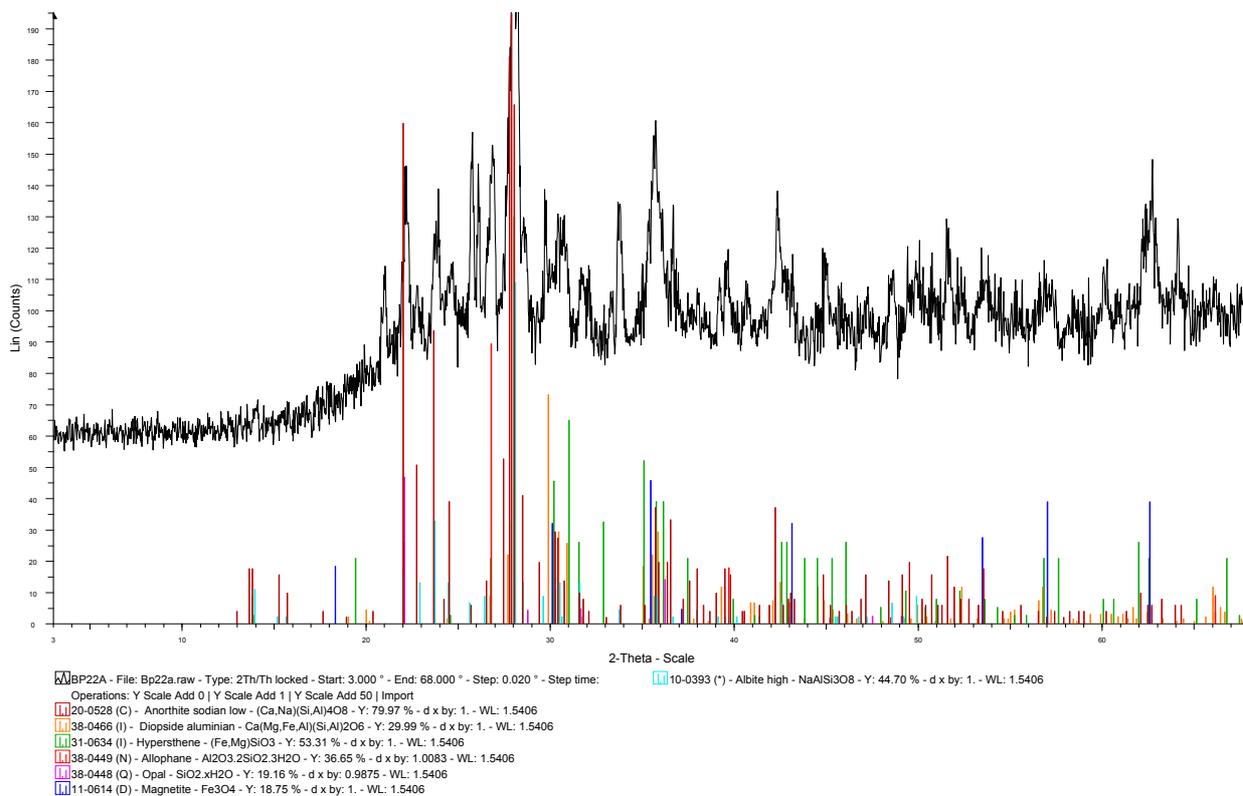


Diffraktogramm BP2:

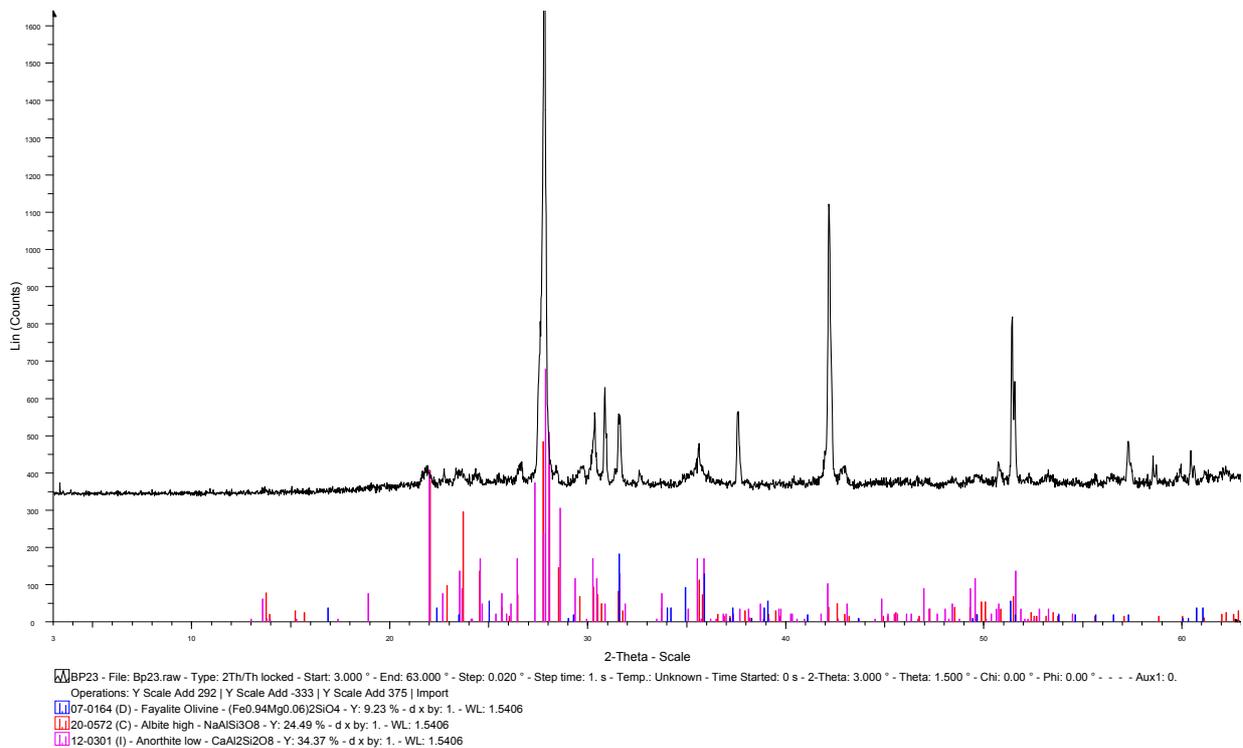


Fortsetzung Anhang 14

Diffraktogramm BP22:

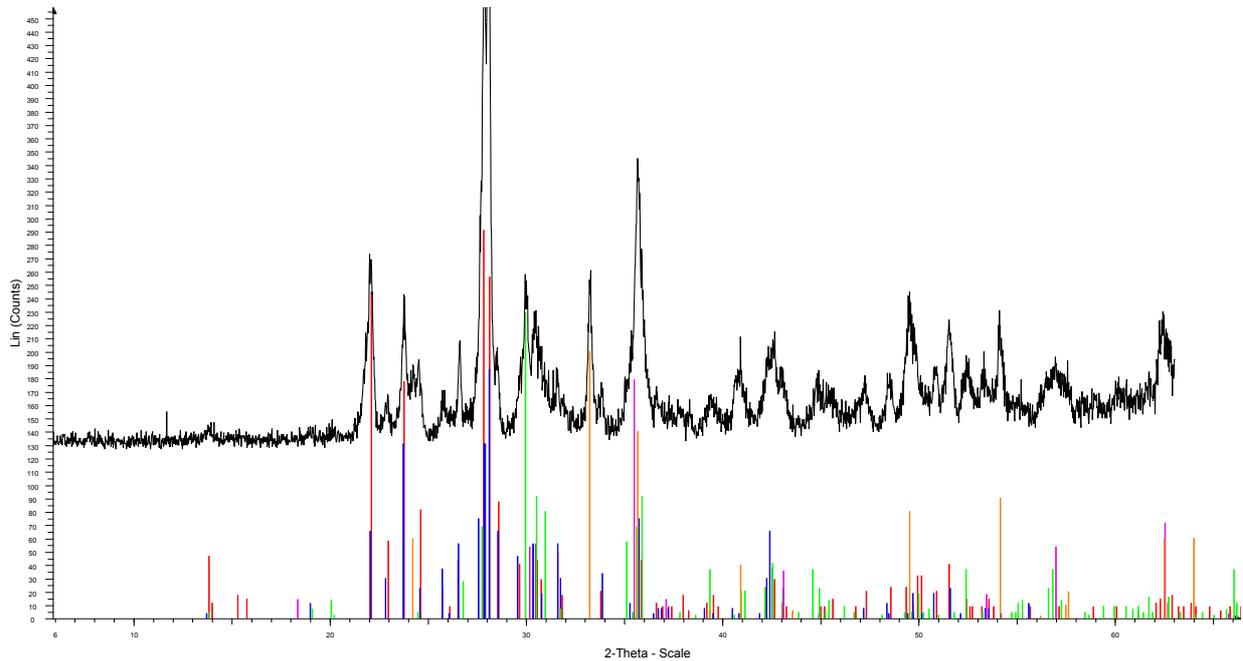


Diffraktogramm BP23:

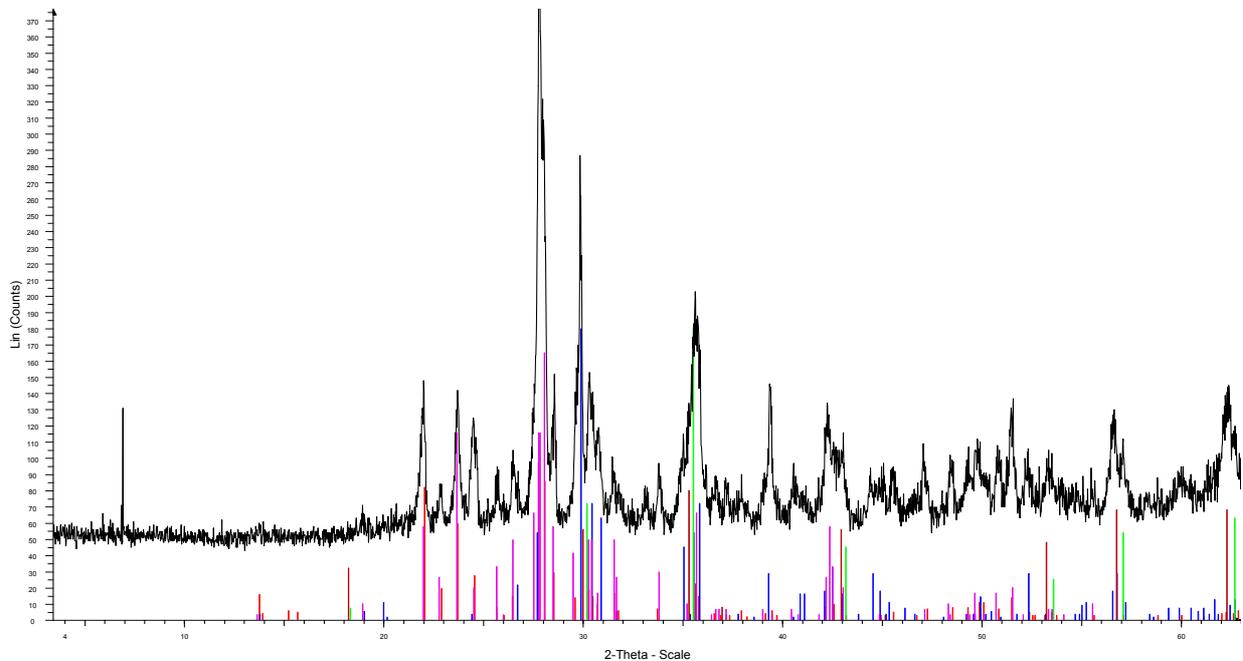


Fortsetzung Anhang 14

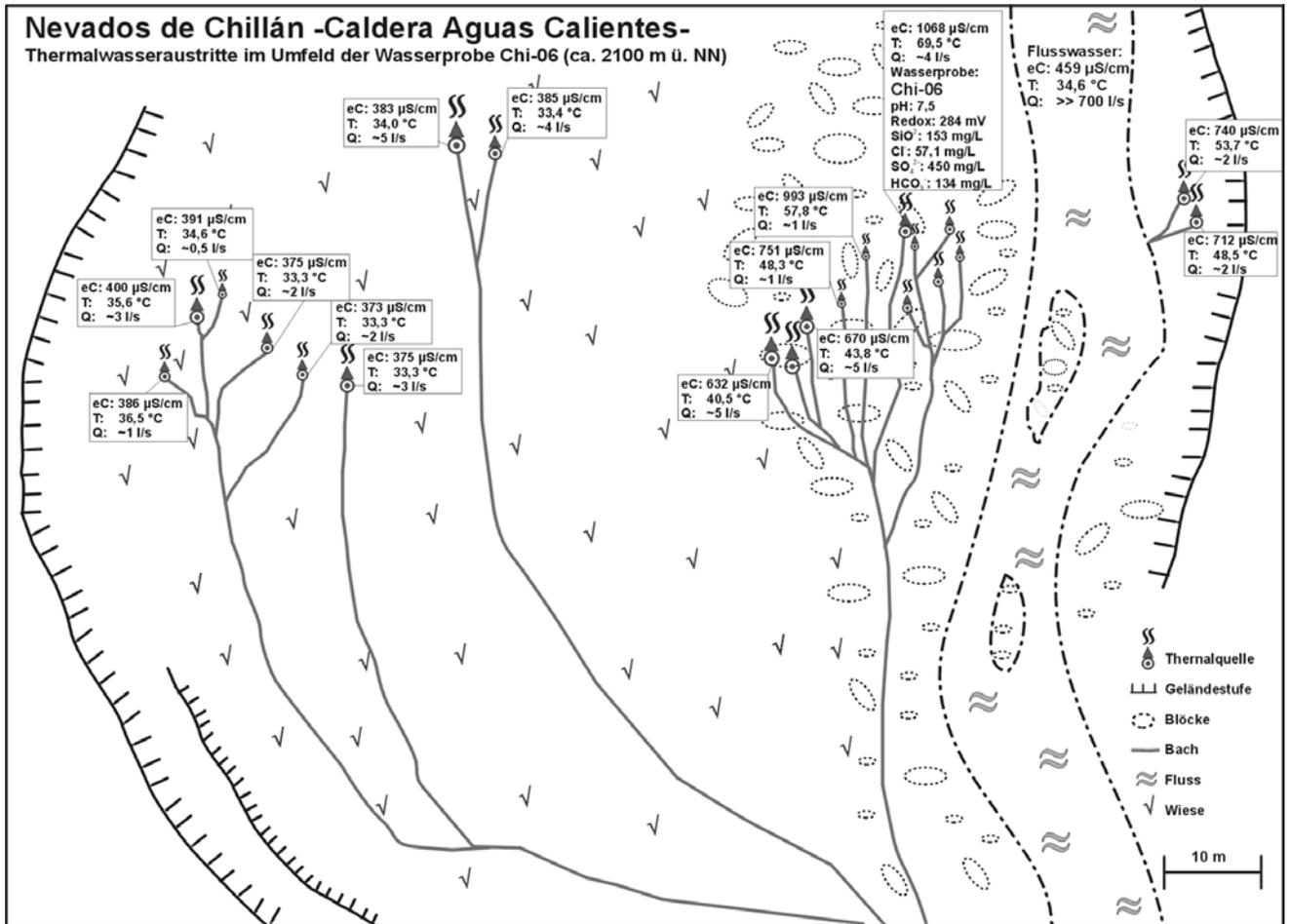
Diffraktogramm BP25:



Diffraktogramm BP6:



Anhang 15: Skizze eines Thermalwasserquellbereichs innerhalb der Caldera Aguas Calientes (Nevados de Chillán)



Anhang 16: Abflussmessungen**2001:****Indikatorverdünnungsmethode:**

Name	Rechtswert	Hochwert	Q [l/s]
Rio Pichichanleufu	727004	5491001	411
Estero La Plaza (SW Mirador Vulkan)	748747	5525833	355
Nevados de Chillán - Caldera Aguas Calientes - Rio Caliente 1	289988	5913733	221
Nevados de Chillán - Caldera Aguas Calientes - Rio Caliente 2	288880	5913109	712

Messflügel - Punktmessungen:

Name	Rechtswert	Hochwert	Flussbreite [m]	Q [m³/s]	
				rechnerisch	graphisch
Rio Chirre	714810	5507617	11	6,455	-
Rio Isla	714437	5506674	9	1,226	-
Rio Chanleufu, unterhalb Brücke	727631	5487309	8,5	8,329	-
Rio Contrafuerte	747854	5523290	28	11,371	-
Rio Nilauhe	747608	5523319	15	16,172	13,695
Rio Los Venados	747596	5527528	22	10,036	-
Rio Lican	719231	5500479	26	6,112	-
Rio Rininauhe	734722	5531984	64	20,909	-

2002:**Indikatorverdünnungsmethode:**

Name	Rechtswert	Hochwert	Q [l/s]
Rio Nilque	717073	5488984	118,0
Bach NW Estero Casablanca	736589	5472775	120,5
Estero Encanto	716892	5482584	61,9
Abfluss Lago Paraiso	730588	5479850	162,2
Kleiner Bach 1 N-Ufer Lago Rupanco	735320	5473381	275,7
Kleiner Bach 2 N-Ufer Lago Rupanco	725286	5475440	272,1
Kleiner Bach 3 N-Ufer Lago Rupanco	724998	5475530	249,5
Rio Pichichanleufu	727004	5490851	191,0
Puente Dollinco	714389	5486765	1376,1
Puente el Moro	721079	5478302	85,5
Puente el Salto	722728	5477341	67,6
Puente Huillinco 1	723744	5476433	103,6
Puente Huillinco 2	724202	5476070	28,3
Puente Santa Elvira	722427	5477545	101,2
Rio Bonito	729839	5481825	760
Rio Chirre	714810	5507617	974,9
Rio Isla	714437	5506674	223
Rio Nauto	728441	5484952	141
Estero La Plaza (SW Mirador Vulkan)	748747	5525683	126,9

Messflügel - Punktmessungen:

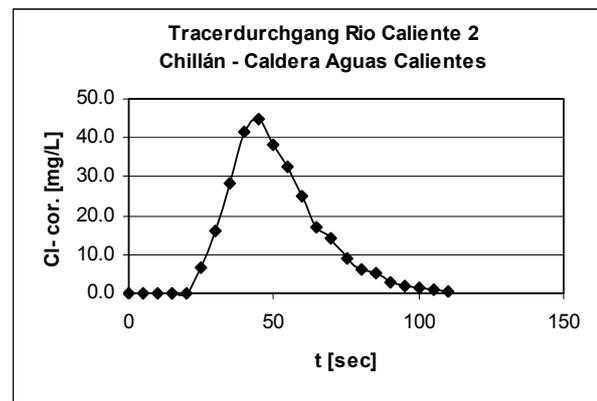
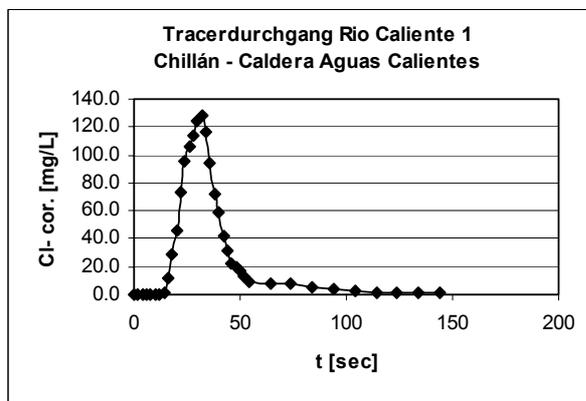
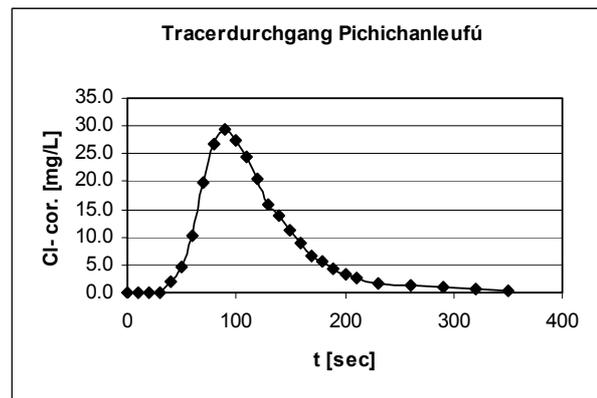
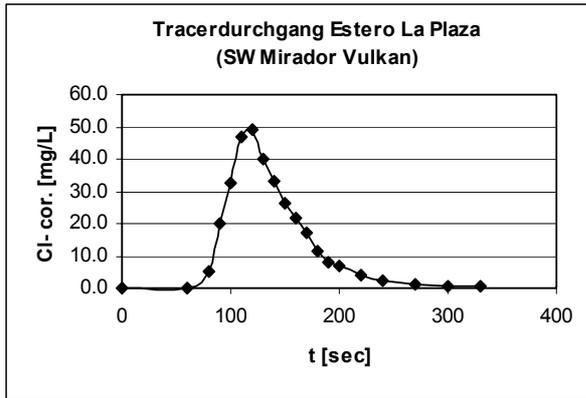
Name	Rechtswert	Hochwert	Flussbreite [m]	Q [m³/s]		
				Messung 1	Messung 2	Ø, rechn.
Rio Anticura	739083	5494434	7	0,7371	-	0,7371
Rio Chanleufu, unterhalb Brücke	727631	5487309	8,5	3,3124	-	3,3124
Kanal, kl.Bach, Antillanca	736642	5482440	1,25	0,0277	0,0314	0,0296
Puente Futanque	732347	5531913	2	0,3345	-	0,3345
Rio Chirre	714810	5507617	11	1,0235	-	1,0235
Rio Frio	741121	5495158	13	4,2697	-	4,2697
Rio Iculpe	718007	5533947	12	1,5143	-	1,5143
Rio Lican	719231	5500479	20	3,8885	-	3,8885
Rio Los Pescadores	719528	5489806	9	1,6032	-	1,6032
Rio Los Pajaritos	742990	5495020	6,5	0,614	-	0,614

Messflügel - Schleifenmethode:

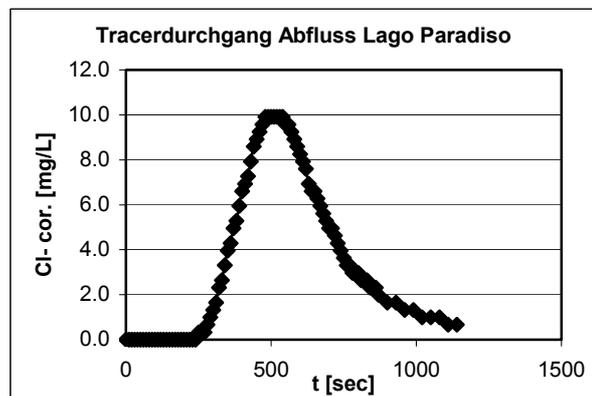
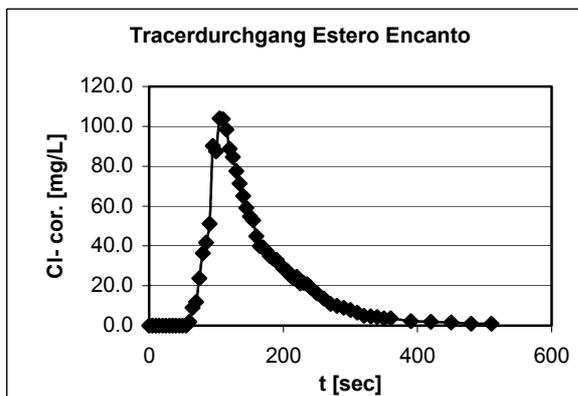
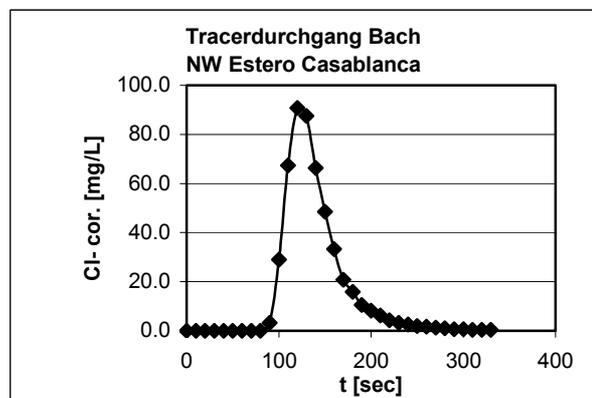
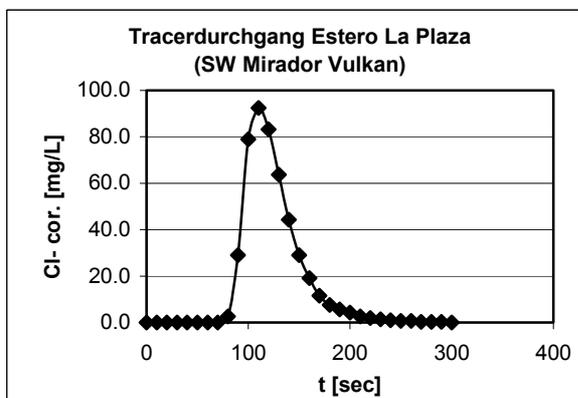
Name	Rechtswert	Hochwert	Flussbreite [m]	Q [m³/s]		
				Messung 1	Messung 2	Ø
Rio Gol Gol	738600	5495100	100	20	26	23
Rio Iculpe	706474	5532064	10	1,718	1,662	1,689
Rio Lican	719231	5500479	20	2,898	-	2,898
Estero El Judio	733985	5473400	5,5	0,689	0,619	0,654
Rio Contrafuerte	747854	5523290	25	3,922	3,946	3,934
Rio Los Venados	747596	5527528	22	4,859	4,468	4,664
Rio Nilauhe	747608	5523319	15	9,2523	9,8006	9,526
Rio Rininauhe	734722	5531984	64	10,135	11,117	10,626

Anhang 17: Tracerdurchgangskurven der Indikatorverdünnungsmethode

2001:

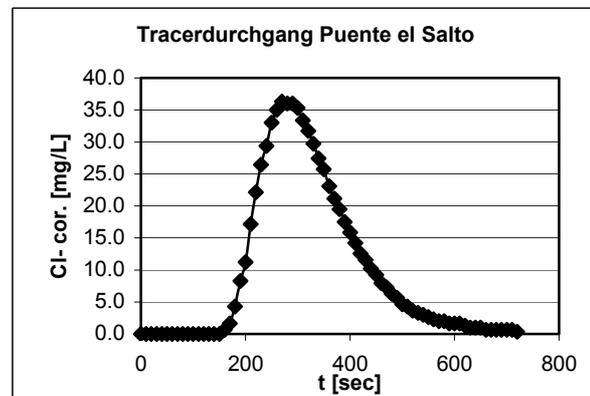
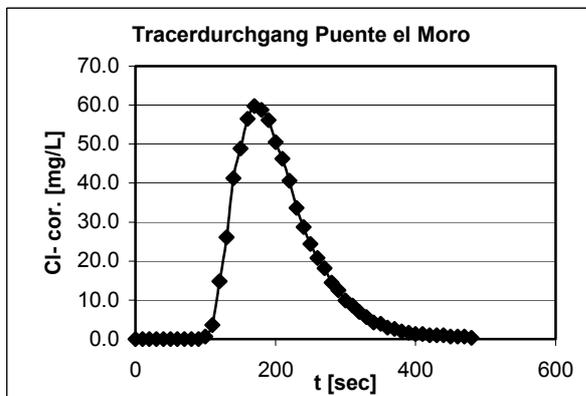
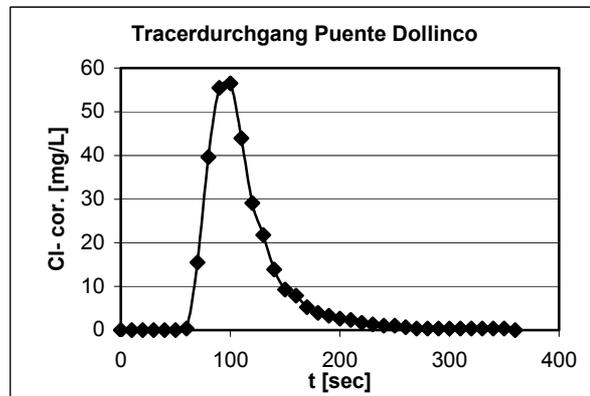
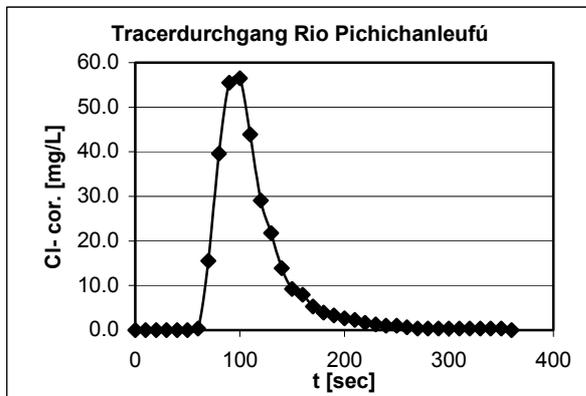
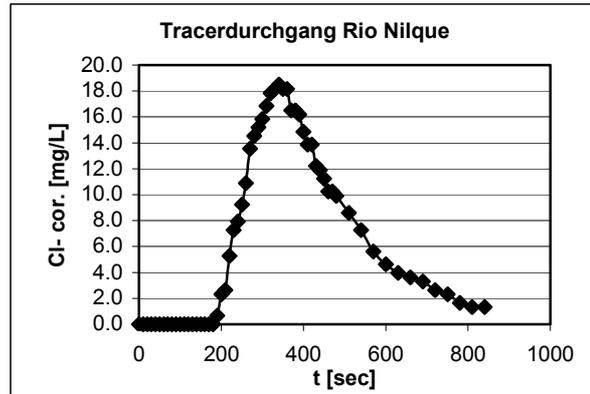
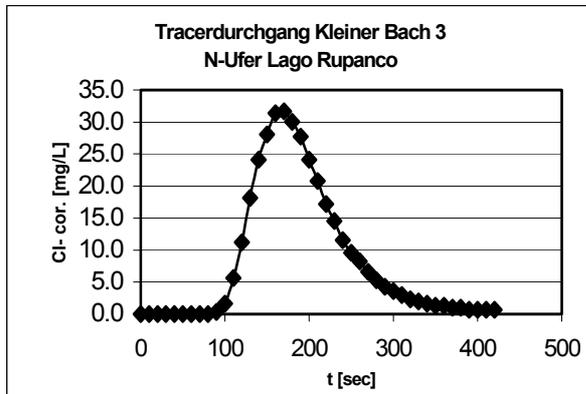
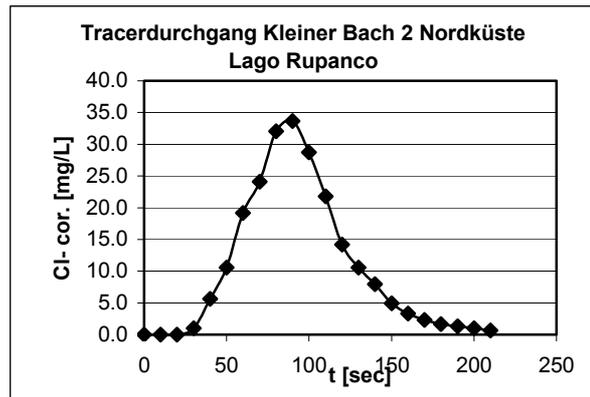
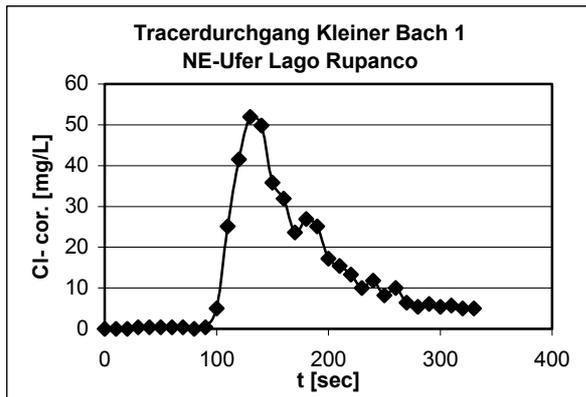


2002:



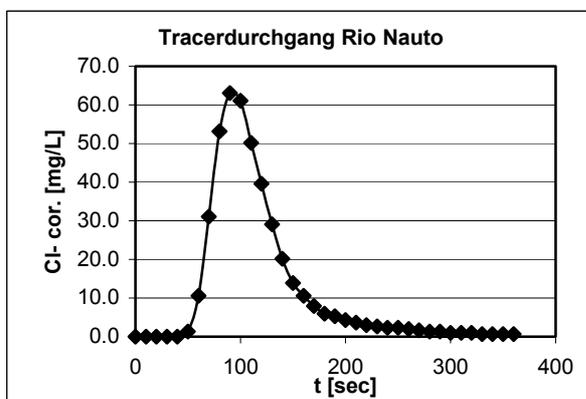
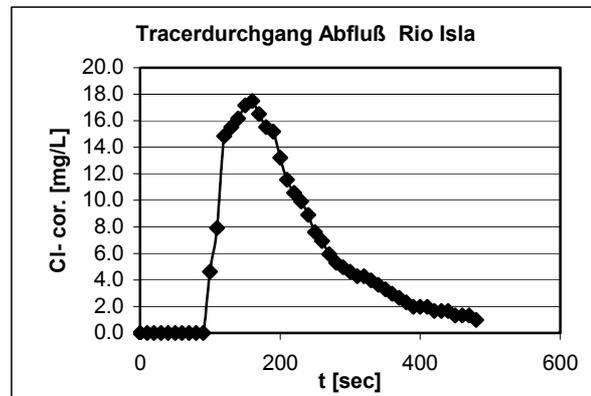
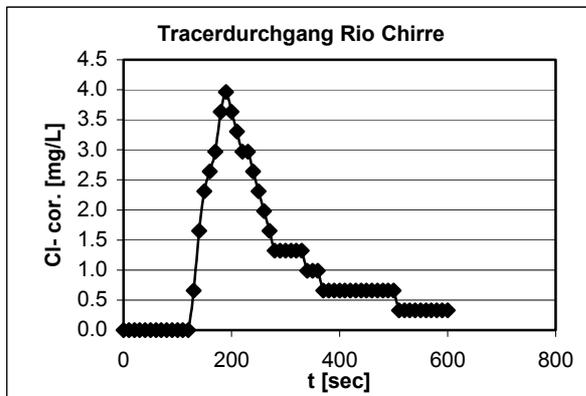
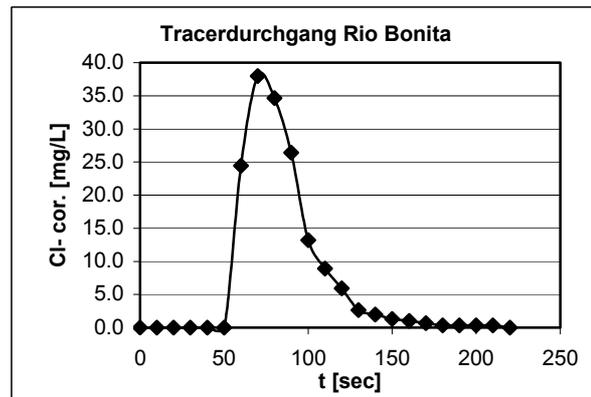
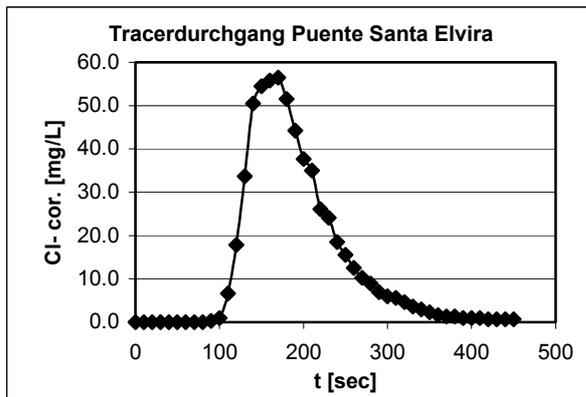
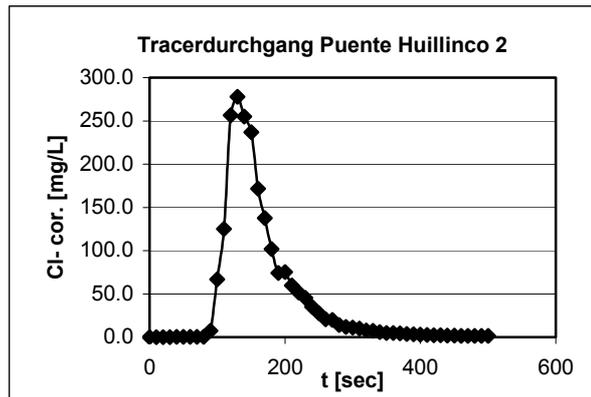
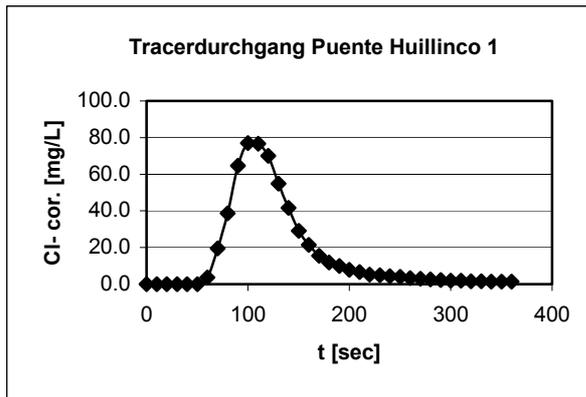
Fortsetzung Anhang 17

2002:

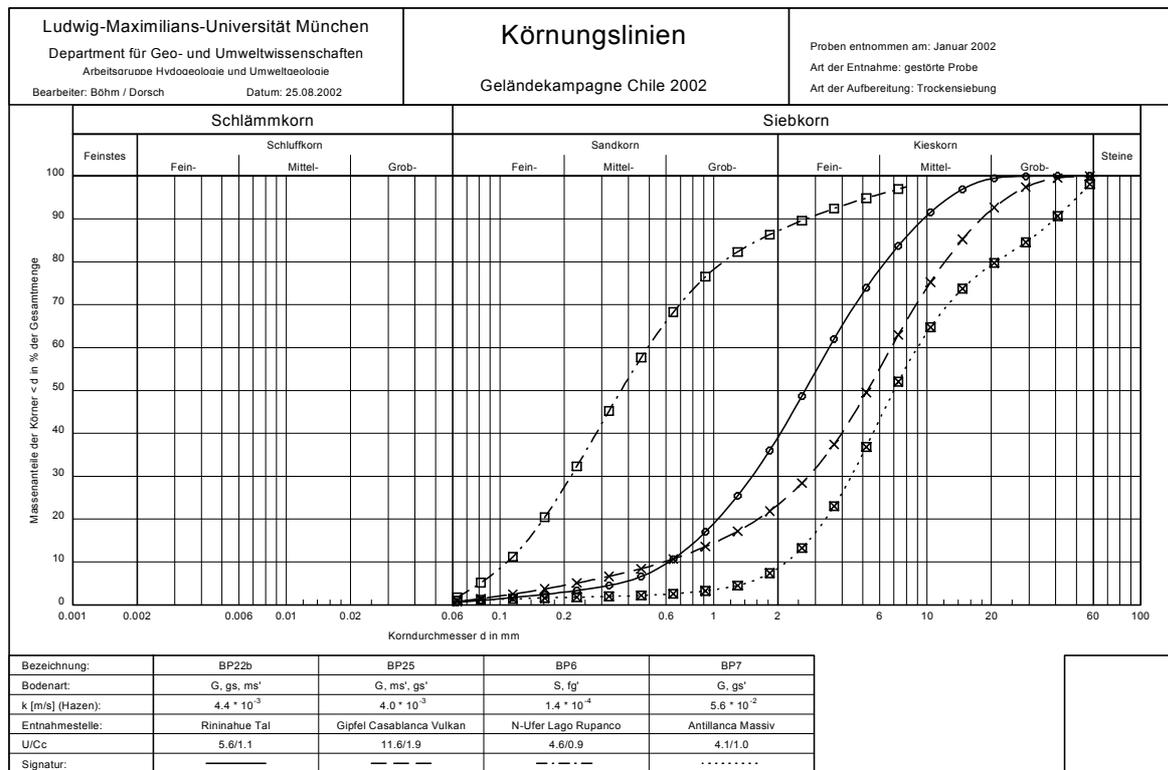
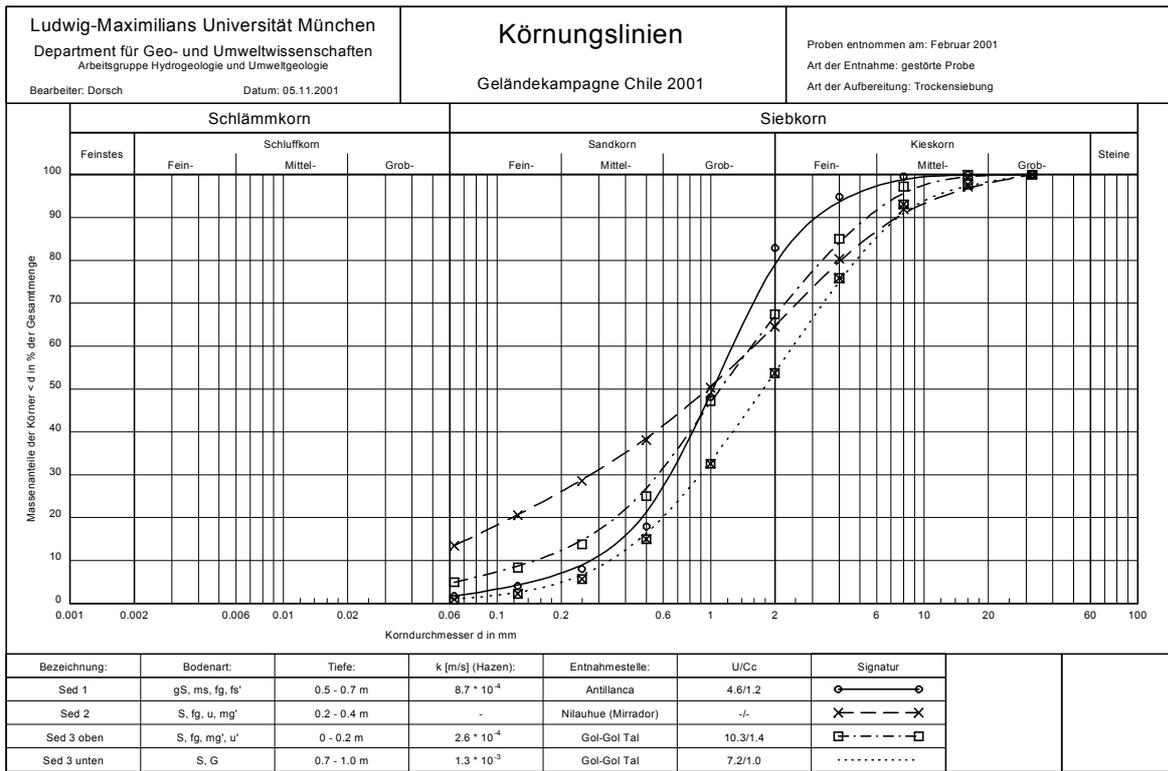


Fortsetzung Anhang 17

2002:



Anhang 18: Korngrößenverteilungskurven



Anhang 19: Verwendete Geräte und Software

Gelände:

- Hydrometrischer Messflügel incl. großer und kleiner Schaufel (OTT Hydrometrie)
- Mechanischer Greifarm zur Thermalwasser- und Fumarolenbeprobung (Eigenbau)
- GPS 45 (GARMIN)
- Hydrochemisches Messgerät WTW Multiline P4/Set3 incl. pH-, Sauerstoff-, Leitfähigkeits- Redox- und Temperaturmesssonden (Wissenschaftlich-Technische-Werkstätten GmbH & Co. KG)
- pH Scan 2, pH-Tester
- Leitfähigkeitsmessgerät G20 A, 0-20 mS, ATC und Analogausgang (VDSF)
- Spektrophotometer DR/2000 (HACH)
- Filtrierapparat (Filter 0,45 µm) und Vakuumpumpe
- Klimastation (HOBO Pro RH/Temp) (Onset Computer Corp.)
- Regenmesser mit Kippzähler & HOBO Event (Datalogging rain gauge 0,2mm) (Onset Computer Corp.)
- HOBO-Datenlogger H8 Outdoor/Industr., 6 Kanäle (Onset Computer Corp.)
- Laptop (ACER)
- Standrohrgerät (P. Stenzel Feinmechanik Apparatebau)

Labor:

- Spektrophotometer (Hach DR/2000)
- Ionenchromatograph (Dionex DX-100)
- Flammen-Atomabsorptionsspektrometer (Perkin Elmer AAS 3300)
- Atomabsorptionsspektrometer (Perkin-Elmer SIMAA 6000), Graphitrohr-Ofen, Hydrid-Technik, Fließinjektionssystem (Perkin Elmer FIAS 400)
- Atomemissionsspektrometer (Instruments S.A. GmbH (ISA) ICP 38+; Jobin Yvon GmbH)
- Siebgerät (Retsch AS basic); Siebsatz 20-0,063 mm
- Röntgendiffraktometer (Siemens D5000 Goniometer)

Software:

- Adobe Acrobat 5.0 (© Adobe)
- Adobe Illustrator 9.0 (© Adobe)
- Adobe Photoshop 6.0 (© Adobe)
- AquaChem 3.70 (© Waterloo 1999)
- ArcView GIS 3.2 (© Esri)
- BoxCar Pro 4.0 (© Onset Computer Corp.)
- Corel Draw 9 (© Corel Corp.)
- Corel Photo Paint 9 (© Corel Corp.)
- Cuttos 2.0 (© NAVARRO 2002, Universidad de Zaragoza)
- EVA 4.0 Diffraktogramm-Analysesoftware (© Socabim; Brucker-Analytical x-ray systems)
- KVS -Siebanalysenauswerteprogramm (© BUß 1998)
- Lview Pro 1.D2 (© LOUREIRO 1996)
- Microsoft Word 97, XP (© Microsoft Corp.)
- Microsoft Excel 97, XP (© Microsoft Corp.)
- PHREEQC 1.6 (© PARKHURST 1995, USGS)
- Xact 5.00e (© SciLab)

