Magmengenese der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite der mesozoischen Vulkanzone in der Küstenkordillere von Nord-Chile zwischen 24° und 27°S.

von Diplom-Mineralogin
Viola Bartsch
aus Hannover

von der Fakultät VI
- Bauingenieurwesen und Angewandte Geowissenschaften -
der Technischen Universität Berlin

zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften
- Dr. rer. nat. –

genehmigte Dissertation

Promotionsausschuss:
Vorsitzender: Prof. Dr. rer. nat. Klaus German
Gutachter: Prof. Dr. rer. nat. Gerhard Franz
Gutachter: Prof. Dr. rer. nat. Axel von Hillebrandt
Gutachter: Dr. habil. Wolfgang Kramer

Tag der wissenschaftlichen Aussprache: 14. Juli 2004

Berlin 2004
D 83

Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit war die Rekonstruktion der vulkanogenen Entwicklung von der oberen Trias bis in die untere Kreide in den mesozoischen, vulkano-sedimentären Abfolgen der nordchilenischen Küstenkordillere zwischen 24° und 27°S.
Die geochemischen Untersuchungen haben gezeigt, dass der Vulkanismus über den gesamten Zeitraum durch Subduktion an einem aktiven Kontinentalrand geprägt war. Es handelt sich um Schmelzen asthenosphärischer Mantelquellen, die damit zur Neubildung von kontinentaler Kruste führten und die unterschiedliche Beeinflussungen durch subduktionsbezogene, fluide Phasen und Kontaminationen durch Krustenmaterial erfahren haben. Es ließ sich eine ostwärts gerichtete Migration des Vulkanbogens nachweisen.

In der oberen Trias ist die kontinentale Kruste durch Anlagerung von basischem Material im Vergleich zum Jura verdickt. Die Vulkanite der oberen Trias zeichnen sich durch starke Kontamination mit kontinentalem Krustenmaterial, Schmelzbildung in der oberen kontinentalen Kruste und niedrige Kristallisationstemperaturen aus.
Extensionsbedingte Krustenverdünnung ist für den unteren Jura bis zum Bajocium im unterschiedlichen Maß charakteristisch. Sie ist mit entsprechenden Tiefen der Magmenkammern und gebietsabhängig mit nur schwacher Assimilation von kontinentalem Krustenmaterial verbunden. Der Einfluss durch subduktionsbezogene, fluide Phasen auf die basischen Magmen ist vergleichsweise gering. Es gibt Hinweise auf eine Förderung der Vulkanite um das Meeresspiegelniveau, die in kontinentale Ablagerungen übergehen.
Der mittlere bis ?obere Jura ist durch geringe Krustenmächtigkeit und hohe Kristallisationstemperaturen der Klinopyroxene in geringer Tiefe geprägt. In den Zwischenherden der oberen kontinentalen Kruste kam es zu Mischungen basischer Mantelschmelzen mit basischen und krustalen Schmelzen. Die Kontamination durch kontinentales Krustenmaterial ist regional unterschiedlich ausgebildet: starke Kontamination im Norden (Profil Mina Julia), eine zeitliche Zunahme im hauptsächlich untersuchten Profil Cerro del Difunto und durch die untere Kruste in den östlichen Profilen. Die Vulkanite zeigen keine Hinweise auf eine subaquatische Förderung. Phreatomagmatische Förderprodukte lassen aber eine Nähe zum Meeresspiegelniveau vermuten.
In der unteren Kreide kommt es erneut durch Anlagerung von basischem Material an der Kruste-Mantel-Grenze zu größerer Krustenmächtigkeit. Die unterkretazischen Magmen sind durch geringe Kontaminationen durch Material der unteren kontinentalen Kruste, niedrige Kristallisationstemperaturen, hohe Drücke und einen stärkeren Einfluss subduktionsbezogener, fluider Phasen gekennzeichnet.
Insgesamt ist im Jura die Kontamination mit kontinentalem Krustenmaterial und der Einfluss durch subduktionsbezogene, fluide Phasen gering. Der Vulkanismus im Jura ist durch das extensionale Regime beeinflusst bzw. getriggert worden.

Summary

The aim of the study is the reconstruction of the volcanic evolution from the Upper Triassic to the Lower Cretaceous in the northern Chilean Coastal Cordillera (24° - 27° S) characterized by Mesozoic volcano-sedimentary rocks.
Geochemical investigations (major and trace elements, radiogenic isotopes) proved that the volcanism was characterized by a subduction at an active continental margin. The magmas originated in the asthenosperic mantle wedge, created new continental crust and were influenced by subduction related fluids and contaminated by continental crust. An eastward migration of the volcanic arc is proved.

In the Upper Triassic the continental crust was thickened by basic underplating, indicated by strong contamination with material from the continental crust, features caused by melting in the upper continental crust, and low temperatures of crystallization.
During the Lower to Middle Jurassic crustal thinning in a tensional regime, accompanied by the corresponding depths of the magma chambers, only slight assimilation of the continental crust and only slight influence by subduction related fluids, produced basic magmas. Volcanic eruptions most likely occurred near sea level, changing later to continental deposits.
The Middle to Upper Jurassic compared to the Upper Triassic is characterized by thinner crustal thicknesses and by high temperatures of clinopyroxene-crystallization in a shallow crustal level. In numerous intermediate centers located in the upper crust mixing of basic mantle-derived magmas with basic and crustal melts occurred. The degree of crustal contamination varies regionally; with strong contamination in a profile (Mina Julia) in the north, an increase in the mainly investigated profile of Cerro del Difunto towards the Lower Cretaceous, and with lower continental crust contamination in profiles in the east. The volcanic rocks of the Middle to Upper Jurassic show no evidence of subaquatic eruptions. Outcrops of large pyroclastic deposits, also suggest phreatomagmatic volcanic activity at sea level.
In the Lower Cretaceous again a crustal thickening was caused by basic underplating at the crust-mantle boundary. The magmas of the Lower Cretaceous are characterized by slight contamination in the lower continental crust, low temperatures - high pressure of crystallization, and a stronger input of subduction related fluids.

In general the contamination of the Jurassic volcanic rocks caused by continental crust material and subduction related fluids is low. The volcanism during the Jurassic era is strongly influenced or was triggered by an extensional tectonic regime.

Resumen

Este estudio pretende reconstruir el desarrollo volcánico del Triásico superior al Cretácico inferior entre 24° y 27°S, en las secuencias mesozoicas volcano-sedimentarias de la Cordillera de la Costa en el norte de Chile.
Las investigaciones geoquímicas han derrotado que durante todo el tiempo el volcanismo estuvo caracterizado por la subducción en un margen continental activo. Los magmas del manto astenosférico han conducido a una formación nueva de la sección cortical. También en los magmas hay destintas influencias de fluidos de la subducción y de contaminación cortical. Se puede demonstrar una migración del arco volcánico hacia el este.

En comparación al Jurásico en el Triásico superior un “underplating” de basaltos ha llevado a un engrosamiento cortical. Las rocas volcánicas del Triásico superior están caracterizadas por una fuerte contaminación cortical, magmas originados en la corteza superior y temperaturas bajas de la formación de cristales.
Disminuciones corticales debidas a las extensiones en distintos grados son característicos en el Jurásico inferior al Jurásico medio. Van unidos a una profundidad correspondiente de los magmas y en parte débiles asimilaciones de la corteza continental. La influencia de los fluidos de la subducción en los magmas basalticos está insignificante. Hay indicaciones de erupciones cerca del nivel del mar que se convirtieron en depósitos continentales.
El Jurásico medio al Jurásico superior en comparación al Triásico superior está caracterizada por una corteza mas fina y por las temperaturas altas de la formación de los cristales de clinopyroxeno en poca profundidad. En numerosas estaciones de los magmas en la corteza superior ha ocurrido una mezcla de los magmas mantos basálticos con fusiones basálticos y corticales. La contaminación cortical está diferente en las diferentes regiones: Se observa una contaminación fuerte en el norte (perfil Mina Julia), una engrosamiento temporal en el perfil principal de Cerro del Difunto y de la corteza inferior en los yacimientos del este. Las rocas vocánicas no echan indicaciones de erupciones subacuáticas, pero las zonas de depósitos piroclásticos permiten concluir que las rocas volcánicas eruptaron cerca de el nivel del mar.
En el Cretácico inferior un engrosamiento cortical es debido a un “underplating” de basaltos en el límite entre la corteza y el manto. Los magmas del Cretácico inferior están caracterizados por una pequeña contaminación cortical inferior, de las temperaturas bajas y presiones altas de la formación de los cristales, y una gran influencia de los fluidos de la subducción.

En total la contaminación cortical y la influencia de los fluidos de la subducción están pequeña en las rocas volcánicas del Jurásico. Por eso el volcanismo del Jurásico tiene una gran influencia o es también un producto de un régimen tectónico extensional.

Danksagung

Mein ganz besonderer Dank gilt meinen beiden Doktorvätern Herrn Prof. Dr. A. von Hillebrandt und Herrn Prof. Dr. G. Franz.
Herrn Prof. von Hillebrandt danke ich für die Bereitstellung des interessanten Themas sowie die sedimentologisch-paläontologische Unterstützung im Gelände, die den Blick für die Stratigraphie geschärft hat. Sein:„Etwas Besseres finden Sie hier nicht!“ hat die Auswahl der geeigneten Proben in schwierigem Gelände stets forciert.
Herrn Prof. Franz möchte ich ganz herzlich für seine Geduld und die Bereitschaft danken, nach Beendigung der Amtszeit von Herrn Prof. von Hillebrandt die Betreuung der Arbeit zu übernehmen. Seine Unterstützung hat entscheidend zur Fertigstellung der Arbeit beigetragen.
Herrn Dr. Wolfgang Kramer gilt mein besonderer Dank für die intensive Betreuung, sein Interesse am Fortgang der Arbeit, sein jederzeit offenes Ohr sowie für seine Diskussionsbereitschaft.
Bei Herrn Dr. Friedrich Lucassen möchte ich mich für die intensive Einführung in die Geländearbeit und in alte “Kulturtechniken“ bedanken, die zu einer tiefen Verbundenheit mit dem Arbeitsgebiet geführt hat. Außerdem hat sein Engagement und seine fachliche Unterstützung die Arbeit in ihrer Endphase entscheidend vorangebracht.
Frau Dipl. Geol. Anke Bebiolka und Dr. Annette Kossler möchte ich für ihre ehrliche und konstruktive Kritik danken. Insbesondere bei Anke bedanke ich mich für die gute Zusammenarbeit im Gelände und in der TU. Ich weiß es war nicht immer einfach, besonders was meine Koch- und Pack-Techniken betrifft!
Frau Dr. Sonja Wittmann bin ich dankbar für die Gelegenheit, dass ich sie in ihrem Arbeitsgebiet im Norden begleiten durfte (trotz bleibender Erinnerung an Tábanos und Mücken zu jeder Tages- und Nachtzeit).
Frau Silke Lohmar danke ich für Ihre ausdauernde, anregende und unkomplizierte Geländebegleitung sowie für ein paar schöne Tage in Concepción.
Der gemeinsame Geländeaufenthalt mit Herrn Dipl. Geol. Jörg Binas hat für viele Anekdoten gesorgt und wird mir durch das harte Aufeinandertreffen von Philosophie und Praxis noch lange in Erinnerung bleiben.
Herrn Dr. Hans Wilke, der vor Ort für alle Probleme eine Lösung gefunden hat, möchte ich ganz herzlich für seine freundliche Unterstützung und die Beherbergungen danken.
Maite war eine unerwartete und sehr große Hilfe bei der spanischen Übersetzung: vielen Dank.

An der TU Berlin danke ich ganz besonders den Präparatorinnen Frau Dipl.-Min. Constanze von Engelhardt und Frau Silke Stöwer für die Herstellung der Gesteinsdünnschliffe und für motivierende Worte. Ebenso bin ich Frau Barbara Dunker und Frau E. Kubig dankbar, die mir immer hilfreich zur Seite standen.
Die Zusammenarbeit mit dem GeoForschungsZentrum Potsdam war für die Durchführung der Laborarbeiten von ausschlaggebender Bedeutung. Daher möchte ich mich bei folgenden Mitarbeitern des GFZ für Ihre Unterstützung bedanken: Bei Prof. Dr. O. Oncken für die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes, bei Frau E. Kramer für die Betreuung und Durchführung der Spurenelementanalytik (ICP-AES), bei Herrn R. Naumann für die Durchführung der Röntgenfluoreszensanalysen, bei Frau I. Schäpan für die Bestimmung der Fe(II), H_2O- und CO_2-Gehalte, bei Herrn G. Haase, Herrn C. Schulz und Herrn

Dr. R. L. Romer für die Messungen mit der Thermionenmassenspektroskopie, bei Herrn Dr. M. Zimmer und H. Rothe für die Durchführung der ICP-Massenspektrometrie, bei Frau Arnold für die Anfertigung von Gesteinsdünnschliffen sowie bei Frau Ospald und Herrn Liep für die Unterstützung bei der Grob- und Feinaufbereitung der Proben.

Die Beendigung dieser Arbeit wäre nicht möglich gewesen ohne die seelische Unterstützung lieber Mitmenschen außerhalb der Uni. Ich danke daher aus tiefstem Herzen:
Meinen Eltern und meiner Schwester Julia die über Jahre (zum Glück kein Jahrzehnt) fest an mich geglaubt haben, immer ein offenes Ohr für mich hatten und stets aufbauende Worte gefunden haben.
Meiner lieben Oma Elisabeth und Tante Gerti für die kleinen Finanzspritzen.
Dem “Tiger“, der für abwechslungsreiche Stunden und die “schönen Dinge des Lebens“ neben der Diss. gesorgt hat.
Für weitere Ablenkung und schöne Stunden in Hannover und Berlin sorgten auch Yvonne, COK, René, Gehäuse, Jens, Torsten, Konrad, Barbara, Annette, Ralf, Fam. Brauer und Fam. Gröschke.

Danke auch den zahlreichen unbekannten Chilenen, die durch ihre spontane Hilfe dazu beigetragen haben die kleinen Tücken des Alltages zu überwinden. Besonders erwähnen möchte ich “Maximino“ aus Taltal, der mir viele Einblicke in das Chile von gestern und heute gewehrt hat und sofort bereit war einem herrenlosen Babytiger ein neues zu Hause zu geben. Bei Familie Jensen möchte ich mich für die herzliche Aufnahme in Ihrem Sommerhaus bedanken (es war ein unvergesslicher Tag).

Nicht zu vergessen ist auch die technische Unterstützung von “Ambrosius“, “Medusa“ und “Dreistein“, die immer ein paar Überraschungen auf Lager hatten, mich manchmal in die Verzweiflung getrieben und mir trotzdem viel Arbeit abgenommen haben.

Die vorliegende Arbeit ist im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 267 “Deformationsprozesse in den Anden“ am Institut für Angewandte Geowissenschaften der Technischen Universität Berlin entstanden.

Zusammenfassung **I**
Abstract **II**
Resumen **III**
Danksagung **IV**
Inhaltsverzeichnis **VI**

1 Einleitung **1**
1.1 Stand der Forschung 3
1.2 Aufgabenstellung und Ziele der Arbeit 5

2 Geologischer Rahmen **9**
2.1 Morphologische Gliederung der Zentralen Anden 9
2.2 Überblick über die paläozoische bis rezente Entwicklung der Anden im Gebiet von Nord-Chile und Nordwest-Argentinien 11
2.2.1 Paläozoikum 11
2.2.2 Mesozoikum 15
2.2.2.1 Trias 15
2.2.2.2 Jura und untere Kreide 18
2.2.3 Oberes Mesozoikum und Känozoikum 23
2.2.3.1 Mittlere Kreide bis mittleres Tertiär 23
2.2.3.2 Mittleres Tertiär bis Holozän 24

3 Ergebnisse **25**
3.1 Klassifikation von vulkanischen Ablagerungen und Sedimenten 25
3.1.1 Klassifikation der Vulkanite und Epiklastite 25
3.1.2 Klassifikation der Sedimente 27
3.2 Geographische Lage der Profile, regionale Geologie im Arbeitsgebiet und Profilbeschreibungen 29
3.2.1 Übersicht über das Arbeitsgebiet und die Lage der Profile 29
3.2.2 Regionale Geologie und Profilaufnahme der oberen Trias in der Küstenkordillere 29
3.2.2.1 Profil Cerro Yumbes 31
3.2.2.2 Profil Pan de Azúcar 35
3.2.2.3 Profil Quebrada Cachina 38
3.2.3. Regionale Geologie und Aufnahme der Hauptprofile zwischen Taltal und Chañaral 44
3.2.3.1 Profil Cerro del Difunto 46

3.2.3.2 Küstenprofile 73
3.2.3.2.1 Profil Cerro Plomo 73
3.2.3.2.2 Profil Quebrada del Gritón 83
3.2.4.1 Profil Las Bombas 88
3.2.4 Regionale Geologie und Profilaufnahme von Detailprofilen aus dem Jura und der unteren Kreide in der Küsten- und Präkordillere 92
3.2.4.1 Profil Sierra Minillas 92
3.2.4.3 Profil Mina Julia 96
3.2.4.4 Profil Caleta el Cobre 100
3.2.4.5 Profil Sierra Fraga 100
3.2.4.6 Profil Piedras de Fuego 107
3.2.4.7 Profile Sierra de Candeleros und Quebrada La Tranquita 112
3.2.5 Dynamik der Vulkanzone 114
3.3 Petrographie und Mineralchemie 115
3.3.1 Petrographie 115
3.3.2.1 Feldspäte 124
3.3.2.1.1 Ursachen der Feldspatzonierungen 136
3.3.2.2 Pyroxene 145
3.3.2.2.1 Thermobarometrie 149
3.3.2.3 Opake Phasen 153
3.3.2.3.1 Eisen-Titan-Oxide 154
3.3.2.4 Sonstige Mineralphasen und Akzessorien 158
3.3.2.5 Alterationen 159
3.3.2.5.1 Alteration der Feldspäte 159
3.3.2.5.2 Alterationen der Pyroxene 160
3.3.2.5.3 Alterationsminerale 161
3.3.2.5.3.1 Epidote 161
3.3.2.5.3.2 Glimmer und ähnliche Schichtsilikate 162
3.3.2.5.3.3 Chlorite 164
3.4 Gesteinschemische und isotopische Befunde 174
3.4.1 Hauptelementchemismus 174
3.4.1.1 Klassifizierung der Vulkanite 174
3.4.1.2 Elementmobilitäten 179
3.4.1.3 Verhalten der Hauptelemente 182
3.4.2 Spurenelementchemismus 188
3.4.2.1 Verhalten der kompatiblen Übergangselemente 188
3.4.2.2 Verhalten der LILE (Large-Ion-Lithophile-Elements) 190

3.4.2.3 Verhalten der HFSE (High-Field-Strength-Elements) 196
3.4.2.4 Verhalten der Seltene Erden-Elemente (REE, Rare Earth Elements) 199
3.4.3 Entwicklung der Isotopenverhältnisse 206
3.4.3.1 Nd- und Sr-Isotope 206
3.4.3.2 Pb-Isotope 210

4 Geochemisch-petrologisches Konzept zur Magmengenese 213
4.1 Geotektonische Position 213
4.2 Geothermobarometrie 219
4.3 Magmenevolution 220
4.3.1 Magmenquellen 220
4.3.3 Einfluss von Krustenmaterial 221
4.3.3 Krustenkontamination versus Fluideinträge aus dem Slab 223
4.3.4 Fraktionierungen 228
4.3.5 Schmelzeinschlüsse 230
4.3.6 Wachstumsbedingungen der Phänokristalle 230
4.3.6.1 Zonierungen 230
4.3.6.2 Sieb- und Resorptionsstrukturen 230
4.3.7 Zeitliche Besonderheiten bei der Magmenevolution 232
4.3.7.1 Obere Trias 232
4.3.7.2 Jura 232
4.3.7.2.1 Unterer Jura bis Bajocium 236
4.3.7.2.2 Mittlerer bis ?oberer Jura 238
4.3.7.3 Untere Kreide 244
4.4 Zusammenfassung der räumlichen und zeitlichen Variationen der Magmenevolution und ihre geodynamischen Konsequenzen 245
4.4.1 Charakteristische Mineralphasen 245
4.4.2 Magmengenetische Konsequenzen 246
4.5 Modell der räumlichen und zeitlichen Variation der Magmenevolution 255
4.5.1 Geodynamische Konsequenzen 264

5 Literaturverzeichnis 265

6 Anhang 277
6.1 Methodik 277
6.1.1 Probenaufbereitung 277

6.1.2 Mineral-, Element- und Isotopenanalytik 278
6.1.2.1 Elektronenstrahlmikrosonden-Analytik 278
6.1.2.2 Röntgenfluoreszensanalyse (RFA) 280
6.1.2.2.1 H_2O^-, CO_2- und Fe(II)/Fe(III)-Bestimmung 280
6.1.2.3 ICP-Atomemissionsspektroskopie (mit induktiv gekoppeltem Plasma, ICP-AES) 280
6.1.2.4 ICP-Massenspektrometrie (mit induktiv gekoppeltem Plasma, ICP-MS) 281
6.1.2.5 TIMS (Thermionenmassenspektroskopie) 283
6.2 Datentabellen 284
6.2.1 Mineralchemie 284
6.2.1.1 Feldspäte 284
6.2.1.2 Klinopyroxene 292
6.2.1.3 Eisen-Titan-Oxide 303
6.2.1.4 Epidote 307
6.2.1.5 Glimmer und ähnliche Schichtsilikate 308
6.2.1.6 Chlorite 310
6.2.2 Geochemie 318
6.3 Abbildungen zur geographischen Lage der Profile 323
6.4 Verzeichnis der Abbildungen 334
6.5 Verzeichnis der Tabellen 338

1 Einleitung

Die Anden zählen mit einer Länge von über 7300 km zu den beeindruckendsten Gebirgen auf der Erde. Mit einer Tiefe von ca. 8000 m im Tiefseegraben westlich von Antofagasta und einer maximalen Höhe von 6960 m am höchsten Gipfel der Anden, dem Aconcagua bei Santiago, weisen sie einen Höhenunterschied von ca. 15 km auf.

Die Anden gehören zum zirkumpazifischen Subduktionsgürtel (WILSON 1989). Prägend für die Westküste von Südamerika ist die Subduktion der ozeanischen Nazca-Platte unter den südamerikanischen Kontinent. Im Mittelpunkt der Aktivitäten des Sonderforschungsbereichs (SFB) 267 „Deformationsprozesse in den Anden“ stand in den Antragsperioden 1993 - 1998 der Bereich der Zentralen Anden. Das Arbeitsgebiet des SFB 267 umfasst die Anden im Bereich von 17° bis 27°S in Nord-Chile, Nordwest-Argentinien, Süd-Peru und Süd-Bolivien. Die Zentralen Anden lassen sich in „morphostrukturelle Einheiten“ (SCHEUBER 1993) gliedern, deren einzelne Gebirgszüge (Kordilleren) durch Depressionen voneinander getrennt werden (Abb. 1.1 und Kapitel 2.1 Morphologische Gliederung der Zentralen Anden).

Die Vulkanfront der heute aktiven Vulkankette mit ihrem subduktionsbedingten Vulkanismus befindet sich in der Westkordillere der Zentralen Anden, wobei sich die jungtertiäre bis rezente Vulkankette nach Osten bis in den Altiplano bzw. die Ostkordillere erstreckt (REUTTER et al. 1988, DAVIDSON et al. 1991 und ALLMENDINGER et al. 1997). Ein besonderes Merkmal der Zentralen Anden im Gebiet der Westkordillere, des Altiplanos und des Punaplateaus ist die extreme Mächtigkeit der kontinentalen Kruste. Die Lage der Moho-Diskontinuität wurde durch seismische und gravimetrische Untersuchungen bei einer Tiefe von über 70 km nachgewiesen (JAMES 1971, OCOLA & MEYER 1973, GÖTZE et al. 1994, WIGGER et al. 1994 und BECK et al. 1996).

Westlich der heute aktiven Vulkankette kam es seit dem Paläozoikum zur Ausbildung mehrerer magmatischer Gürtel mit intensivem Vulkanismus. Die Anden eignen sich besonders, um die Entwicklung unterschiedlich ausgebildeter Vulkanbögen an einem aktiven Kontinentalrand hinsichtlich ihrer Tektonik, der Subduktionsraten, der Krustenmächtigkeiten und insbesondere ihrer Magmengenese (Magmenquellen und die krustale Beeinflussung) zu studieren. Der Vorteil der Zentralen Anden liegt in der weitgehend lateral getrennten Anlage der Bögen, so dass die älteren Vulkanbögen meist nicht von den jüngeren Bögen überlagert worden sind und so eine zeitliche Studie an vollständigen Arc-Systemen ermöglichen.

Prägend für den rezenten Forearc-Bereich im Norden von Chile sind der Oberkreide-Alttertiär-Bogen in der chilenischen Präkordillere und der jurassische bis unterkretazische magmatische Gürtel in der Küstenkordillere. Als Beitrag zur Aufklärung der mesozoischen Entwicklungsgeschichte des Vulkanismus in Nordchile wurden die Vulkanite des obertriassischen bis unter-

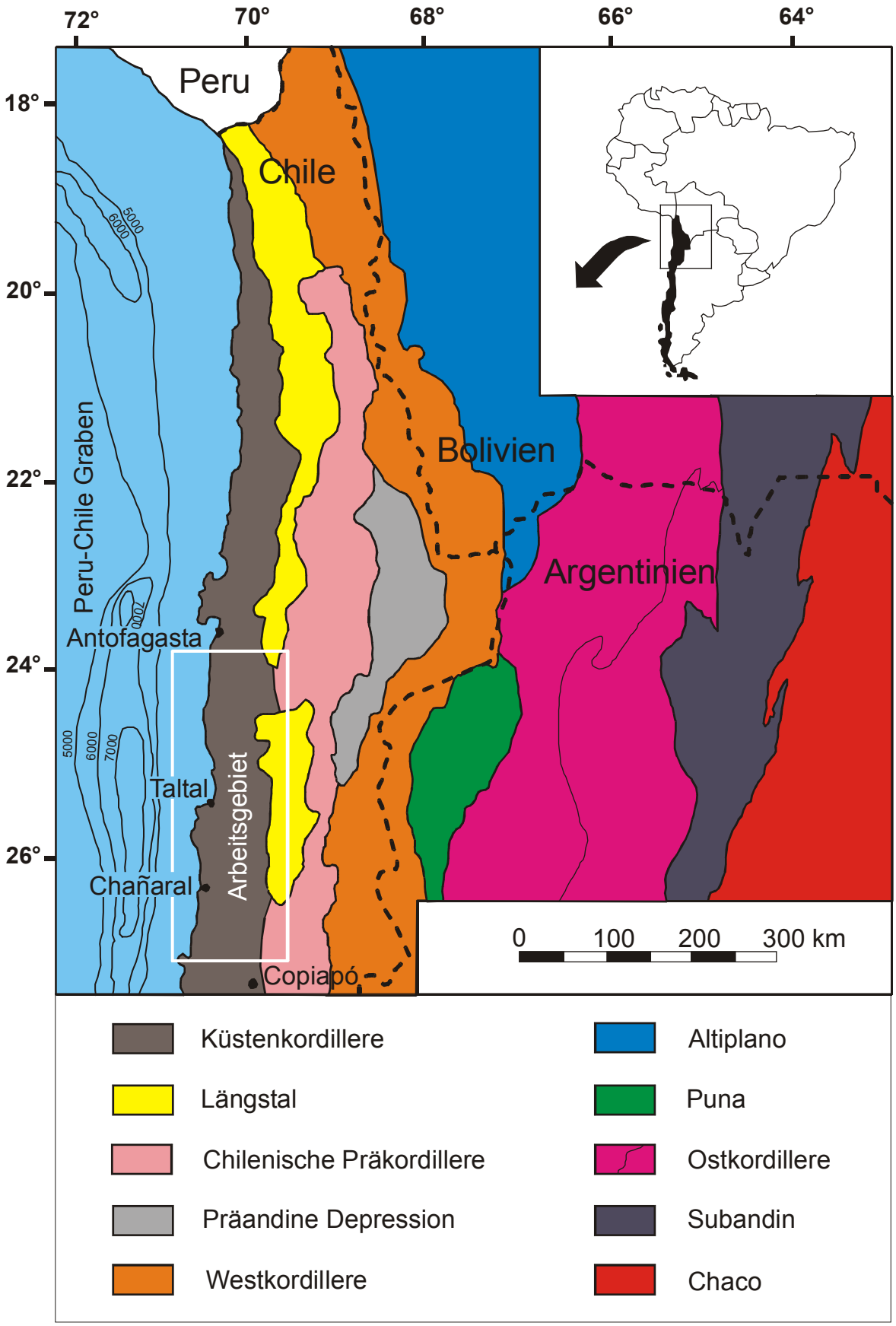


Abb. 1.1: Erweiterte Karte der morphostrukturellen Einheiten der Zentralen Anden nach SCHEUBER (1993) und die Lage des Arbeitsgebietes.

kretazischen magmatischen Gürtels aus der Küstenkordillere und am Westrand der Präkordillere von Nord-Chile südlich von Antofagasta (Abb. 1.1) untersucht.

1.1 Stand der Forschung

Um den heutigen Aufbau der Anden zu verstehen ist die Rekonstruktion ihrer Entwicklungsgeschichte notwendig. Seit dem frühen Paläozoikum kam es im südlichen Bereich der Zentralen Anden zur Förderung von Vulkaniten. Es bildeten sich mehrere magmatische Gürtel aus. Der mesozoische, magmatische Gürtel in der Küstenkordillere ist noch in wesentlichen Teilen erhalten und aufgeschlossen. Die Hauptförderphase lag im Jura.
Die Genese der jurassischen Vulkanite ist in der Literatur kontrovers diskutiert worden. Als Gemeinsamkeit gehen alle Modelle von einem extensionalen Regime und einem Mantelcharakter der geförderten Magmen aus. Folgende Auffassungen zur geotektonischen Position des vulkanischen Gürtels stehen sich gegenüber:

1. Ausbildung auf ozeanischer Kruste (Ozean-Ozean Kollision):

DOSTAL et al. (1977) und PALACIOS (1978) vertraten den Standpunkt, dass der Chemismus der jurassischen Förderprodukte am besten mit einer Förderung in einem Inselbogenmilieu zu vereinbaren ist.

2. Ausbildung auf kontinentaler Kruste:

Andere Vorstellungen gehen von der Voraussetzung aus, dass es sich bei dem in der nordchilenischen Küstenkordillere aufgeschlossenen, metamorphen paläozoischen Basement um kontinentales Krustenmaterial handelt. Eine Förderung der mesozoischen Vulkanite in einem Inselbogenregime auf ozeanischer Kruste ist folglich ausgeschlossen.
Obwohl in den folgenden Modellen jeweils von einer kontinentalen Basis ausgegangen wird, ist die geotektonische Position innerhalb der kontinentalen Kruste weiterhin strittig. Es haben sich 3 unterschiedliche Modellvorstellungen herauskristallisiert, wobei die Übergänge zwischen den einzelnen Modellen auf Grund der zeitlichen Komponente fließend sein können.

I. Kontinentaler Vulkanbogen (Ozean-Kontinent Kollision): Bereits 1976 postulierten DAVIDSON et al. einen Vulkanbogen an einem aktiven Kontinentalrand. Dieser Meinung schlossen sich BERG et al. (1983), SUAREZ et al. (1985) und MUÑOZ et al. (1988) an. MPODOZIS & RAMOS (1989) sehen ebenfalls in den Vulkaniten der Küstenkordillere von Nord-Chile Förderprodukte eines kontinentalen Vulkanbogens mit einem sich nach Osten anschließenden sedimentären, ensialischen Backarc-Becken. Für PICHOWIAK et al. (1990) ist der Chemismus der jurassischen Vulkanite am besten zu vereinbaren mit stark fraktionierten Magmen, die aus einem angereicherten Mantelkeil oberhalb der subduzierten Platte

stammen. Der ausgeprägte Subduktionseinfluss ist erst für die Förderperiode von 190-130 Mill. J. vorhanden (PICHOWIAK 1994). Für die Subduktion der pazifischen Phönix-Platte unter den südamerikanischen Kontinent geben SCHEUBER & REUTTER (1992) und SCHEUBER (1993) eine südöstlich bis südsüdöstlich gerichtete Bewegung an.

II. Backarc-Vulkanismus: BERG et al. (1983) und BUCHELT & ZEIL (1986) finden ebenfalls keine Hinweise für einen Inselbogenvulkanismus. Sie gehen von einem „within plate"-Vulkanismus an einem aktiven Kontinentalrand mit Übergängen zu einem Backarc-Vulkanismus auf einer kontinentalen Kruste aus. BUCHELT & TÉLLEZ (1988) sehen im Sinemurium einen Versatz des Vulkanbogens von ca. 50 km nach Westen. Zum Beginn des Backarc-„spreading" setzte im Sinemurium in der Küstenkordillere der Vulkanismus ein. Im mittleren bis oberen Jura migriert der Vulkanbogen nach Osten und stärker entwickelte Laven werden in der Küstenkordillere gefördert, die die Nähe des Vulkanbogens andeuten. ROGERS & HAWKESWORTH (1989) postulieren ebenfalls für die Vulkanite eine Förderung in einem ensialischen Backarc. Zur Ausbildung von einer ozeanischen Kruste ist es im Backarc-Bereich nie gekommen (LUCASSEN & FRANZ 1994).

III. Rift-Vulkanismus:

Für den Jura gehen SCHEUBER (1993) und SCHEUBER et al. (1994) von einer extremen Konvergenzschiefe der ozeanischen Phönix-Platte zum südamerikanischen Kontinent aus. Dadurch kommt es zur Ausbildung von Pull Apart-Becken und damit zu einer starken Ausdünnung der kontinentalen Lithosphäre. Schmelzen aus dem Mantel konnten in die noch junge kontinentale Kruste (das paläozoische Basement) intrudieren bzw. an der Oberfläche extrudieren. Dieser Materialzuwachs wirkte der Krustenausdünnung entgegen (PICHOWIAK et al. 1990 und LUCASSEN & FRANZ 1994). Für GROCOTT et al. (1994) ist eine Extrusion von Rift-Vulkaniten in einem Vulkanbogen denkbar. Diese Phase ist verbunden mit einer starken extensionalen Störungsaktivität.

PICHOWIAK (1994) verbindet nur die Vulkanite zum Beginn des Andinen Zyklus (220-190 Mill. J.) mit einem extensionalen Regime. Dabei ist es zur Bildung von Dekompressionsschmelzen im oberen Mantel gekommen, ohne dass in den Schmelzen ein bedeutender Subduktionseinfluss nachgewiesen werden konnte. LUCASSEN et al. (1996a) haben verschiedene thermische Extensions-Modelle für die Lithosphäre zur Krustenausdünnung, magmatischen Addition und die Heraushebung der Kruste berechnet. Danach wäre die Förderung von Vulkaniten mit Arc- bzw. Backarc-Charakter bei einem Extensionsregime auch ohne Subduktion denkbar, wenn die Hydratation und die Anreicherung einiger Elemente im lithosphärischen Mantel aus älteren Subduktions-ereignissen ableitbar sind.

Für die Trias wird ein tektonisches Extensionsregime gestützt durch Aussagen von RAMOS & KAY (1991) zum Chemismus der geförderten Vulkanite, von CHONG & HILLEBRANDT (1985), ULIANA & BIDDLE (1988) und ULIANA et al. (1989) zu Grabenbildungen und sedimentären Beckenfüllungen und von SUAREZ & BELL (1992) zur geographischen Verteilung der Aufschlüsse und der auftretenden Fazies. Diese Hinweise sprechen für eine Förderung der Vulkanite in einem triassischen Riftsystem. Einige Autoren wie NARANJO & PUIG (1984) und SEMPERE (1995) gehen dagegen für die gesamte obere Trias von einem Subduktionsregime aus.

3. Kontinentale Kollision (Kontinent-Kontinent Kollision):

Das Modell einer „kontinentalen Kollision“ von DAMM & PICHOWIAK (1981b) hat sich in der Literatur nicht durchsetzen können. Dieses Modell fordert ein kompressionales Regime, für das bisher keine Hinweise gefunden werden konnten.

1.2 Aufgabenstellung und Ziele der Arbeit

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, für den Zeitraum von der oberen Trias bis in die untere Kreide durch die Rekonstruktion der vulkanogenen Entwicklung des magmatischen Gürtels in der heutigen Küstenkordillere im Norden von Chile, einen Beitrag zur Entstehungsgeschichte der zentralen Anden zu leisten. Dazu wurden zwischen 1995 und 1997 mehrere mehrmonatige Geländearbeiten durchgeführt.

Als Arbeitshypothese wird von einer Förderung der Vulkanite von der oberen Trias bis in die untere Kreide an einem aktiven Kontinentalrand ausgegangen (BEBIOLKA et al. 1996 und KRAMER & EHRLICHMANN 1996). Der Übergang vom passiven zum aktiven Kontinentalrand in der oberen Trias soll vulkanologisch und geochemisch überprüft sowie gegebenenfalls erfasst werden.

Durch eine Beprobung der Vulkanite senkrecht zur Achse des Vulkanbogens werden neben den chemischen Variationen von der Forearc- zur Backarc-Seite des Bogens auch die zeitlichen Variationen erfasst. Eine Rekonstruktion der Lage und Ausdehnung des mesozoischen Vulkanbogens kann Informationen für spätere Bilanzierungen der tektonischen Subduktionserosion seit dem Mesozoikum liefern.

Um einen Beitrag zur Klärung der geotektonischen Position und zum Ursprung der geförderten Magmen leisten zu können, ist ein umfangreicher geochemischer Datensatz zu den Vulkaniten und eine Ergänzung der oft nur unzureichend zeitlich eingrenzbaren bzw. datierten chemischen Daten aus der Literatur notwendig. Aus diesem Grund wurden die Laven und Vulkaniklastite der Trias und des Juras zwischen Taltal und Chañaral in der Küstenkordillere von Nord-Chile genauer untersucht (Abb. 1.1). Der Vorteil dieses Arbeitsgebietes liegt in der guten biostratigraphischen Bearbeitung (SUAREZ & BELL 1982, QUINZIO 1987 und BEBIOLKA 1996). Sie bildet die Grundlage für die Rekonstruktion der zeitlichen Entwicklung des Vulkanismus. Durch

die Verzahnung der Vulkanite mit fossilführenden Sedimenten ist eine Alterseinstufung der Vulkanite auf einer biostratigraphischen Grundlage möglich.
Die Untersuchung wurde auf Vulkanite ausgedehnt, die vermutlich erst in der unteren Kreide gefördert worden sind (NARANJO 1978, ULRIKSEN 1979, NARANJO & PUIG 1984 und MARINOVIC et al. 1995). Die Bearbeitung der unterkretazischen Vulkanite wurde auf Grund der im Gelände vorgefundenen Abfolge notwendig, da einige Vulkanite nicht eindeutig der jurassischen bzw. kretazischen Abfolge zugeordnet werden können.
Um regionale Aussagen zur Entwicklung und zu der Migration des Vulkanismus treffen zu können, wurden zusätzliche Profile nördlich und südöstlich des Hauptarbeitsgebiets zwischen Taltal und Chañaral beprobt (Abb. 3.2).

Bei der Bearbeitung der Vulkanite stehen folgende Themenkomplexe und Methoden im Vordergrund:

1. Die räumliche und zeitliche Entwicklung des Vulkanismus im Arbeitsgebiet in der Küstenkordillere und in angrenzenden Gebieten, hinsichtlich der Art des Vulkanismus, der jeweiligen Volumenanteile und des Chemismus der Förderprodukte. Grundlegende Aussagen hierzu sollen aus dem Geländebefund und aus Dünnschliffuntersuchungen mit dem Durchlichtpolarisationsmikroskop gewonnen werden. Die Auswertung der Profile hinsichtlich der Mineralogie, des Alterationsgrades und des Vulkanitgefüges sowie der Mächtigkeiten erlaubt eine Teilbilanzierung der geförderten Vulkanittypen.
2. Über die Gesteinsgeochemie soll eine Rekonstruktion der Magmenentwicklung vorgenommen werden. Mineralchemische Untersuchungen sollen über die Geobarometrie und den Einsatz von Geothermometern einen Beitrag zu dieser Diskussion liefern.
3. Um Aussagen zu dem Charakter der Magmenquellen und der Evolution der Magmen treffen zu können, ist neben der Bestimmung der Haupt- und Spurenelementgehalte die Untersuchung der radiogenen Isotope ($^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ und der Pb-Isotopenverhältnisse) eine grundlegende Voraussetzung. Als Arbeitshypothese wird dabei von einem Einfluss durch AFC-Prozesse (Assimilation and Fractional Crystallization) ausgegangen.

Die mineralogischen, geochemischen und Isotopenuntersuchungen tragen mit der Aufklärung der Magmengenese zu der Klärung folgender Fragen bei:
- Ist es im Bereich der Küstenkordillere zu einer Neubildung von kontinentaler Kruste durch die Zufuhr von Schmelzen aus dem Mantel gekommen?
- Wie stark sind die Schmelzen aus dem Mantel durch subduktionsbezogene, fluide Phasen beeinflusst worden?
- Welche Rolle spielte das Krustenrecycling?

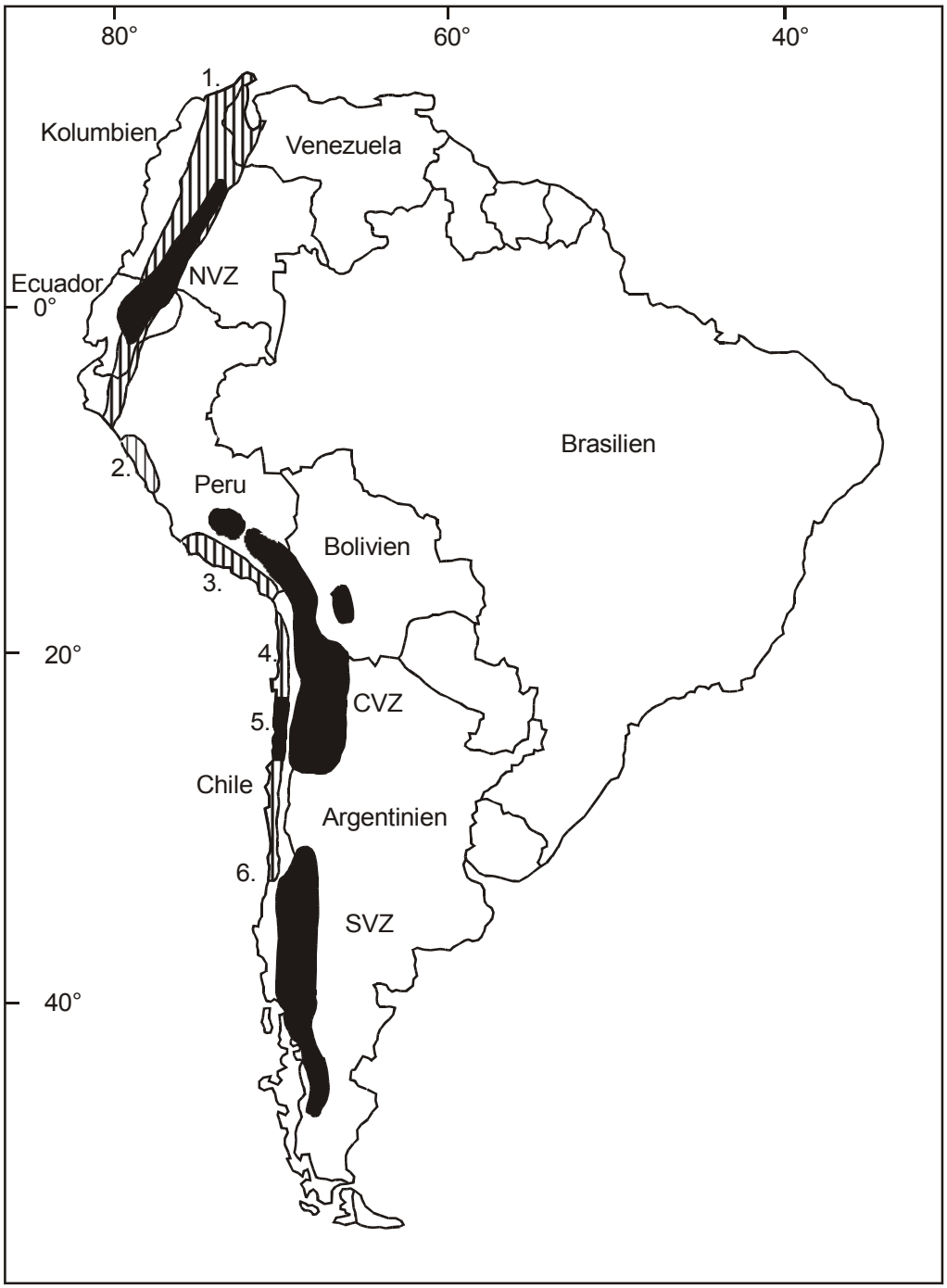


Abb. 1.2: Verteilung der für Vergleichszwecke wichtigen mesozoischen bis rezenten, magmatischen Gürtel und Vulkanite an der Westküste von Südamerika. Legende: Gestreift die Verteilung mesozoischer Magmatite: 1. = jurassischer magmatischer Gürtel in Kolumbien, Ecuador und Nord-Peru, 2. = kretazische Vulkanite in West-Peru, 3. = jurassische Vulkanite in Süd-Peru, 4. = jurassischer bis unterkretazischer magmatischer Gürtel in Chile, 5. = Arbeitsgebiet, 6. = jurassische bis unterkretazische Vulkanite in Zentral-Chile. In schwarz die Verteilung des känozoischen Vulkanismus. Abkürzungen: NVZ = Nördliche Vulkanzone, CVZ = Zentrale Vulkanzone, SVZ = Südliche Vulkanzone.

4. Zur Stützung von Rückschlüssen zur geotektonischen Position und zur Rekonstruktion der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanzone in Nordchile, wird ein Vergleich der geochemischen Entwicklung der Laven im Arbeitsgebiet mit repräsentativen Literaturdaten vorgenommen (Abb. 1.2):
   a) Ein Vergleich mit rezenten Vulkaniten der südlichen CVZ (Zentralen Vulkanzone in den Anden) auf der geographischen Breite des Arbeitsgebietes (WITTENBRINK 1997). Die rezent und subrezent im Bereich der CVZ geförderten Vulkanite sollten eine ähnliche Mantelquelle aber einen stärkeren krustalen Einfluss auf Grund der größeren Krustenmächtigkeit aufweisen, als Vulkanite eines mesozoischen, kontinentalen Vulkanbogens.
   b) Ein Vergleich mit rezenten Vulkanzonen in ähnlichen, geotektonischen Positionen, z. B. der SVZ (Südliche Vulkanzone).

Bei diesen Vergleichen werden Erkenntnisse zur tektonostrukturellen Entwicklung im Mesozoikum sowie kogenetische Zusammenhänge mit der Geochemie der Gangintrusionen sowie des metamorphen Basement berücksichtigt.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, über die geochemische Charakterisierung und die Teilbilanzierung der Vulkanite Aussagen zur Magmengenese und zum tektonischen Regime zu treffen und damit zur Rekonstruktion der Vulkanzone sowie des Aufbaus der Lithosphäre im Mesozoikum beizutragen.

2 Geologischer Rahmen

2.1 Morphologische Gliederung der Zentralen Anden

Die Zentralen Anden werden im Westen durch den Peru-Chile-Graben und im Osten durch den brasilianischen Schild begrenzt. Die einzelnen Kordilleren sind annähernd küstenparallel ausgerichtet und durch Depressionen voneinander getrennt. Sie lassen sich in Nord-Chile wie folgt gliedern (Abb. 1.1):

Der westlichste Gebirgszug ist die **Küstenkordillere**. Sie erreicht Höhen von mehr als 3000 m und wird im Westen durch den Pazifik und im Osten durch das Längstal begrenzt. Aufgebaut wird die Küstenkordillere weitgehend von jurassischen bis unterkretazischen Plutoniten, Vulkaniten, subvulkanischen Stöcken und Gängen. Das Basement besteht aus metamorphen, paläozoischen Einheiten. Die triassischen Einheiten sind weitgehend auf die südlichen Abschnitte beschränkt. In den Taleinschnitten der Quebradas befindet sich eine quartäre Sedimentbedeckung.

Die sich im Osten anschließende Depression - das **Längstal** - weist eine durchschnittliche Höhe von 1200 m auf. Das Längstal ist nicht einheitlich ausgebildet, sondern ist in Teilbecken gegliedert. Die Einsenkung des Längstales erfolgte bereits im Miozän (NARANJO & PASKOFF 1984). Seitdem füllt sich das Längstal mit Erosionsschutt. Unter der neogenen bis quartären Bedeckung stehen jurassische bis unterkretazische Sedimente sowie kretazische Plutonite und Vulkanite an. Kennzeichnend für das Längstal sind neben einigen Salzseen auch die Ausbildung von „Caliche“ (salzreiche, salpeterführende Erde). Die Salpetervorkommen waren zu Beginn dieses Jahrhunderts der bedeutendste Wirtschaftsfaktor in Nord-Chile.

An das Längstal schließen sich die chilenische **Präkordillere** bzw. die **Hauptkordillere** an. Die Präkordillere wird durch die Ausbildung der präandinen Depression von der Westkordillere getrennt. Nördlich von 21°S und südlich von 28°S verschmelzen die Prä- und Westkordillere zur Hauptkordillere. Bei der Präkordillere handelt es sich um einen tektonisch zum Teil komplizierten Faltengürtel, der Höhen von 4500 m erreicht. Die Sattelflanken bestehen aus mesozoischen bis alttertiären Vulkaniten und Sedimenten. Im Kern werden sie von jungproterozoischen bis paläozischen Einheiten aufgebaut. Zusätzlich durchsetzen zahlreiche kleine, alttertiäre Plutone die Präkordillere.

Die sich an die Präkordillere anschließende **präandine Depression** besteht aus mehreren durch Höhenzüge voneinander getrennte, N-S ausgerichtete Becken mit Salaren. Sie erreicht eine Höhe von 2300 m bis 3000 m. Die Depressionen weisen neogene bis quartäre Beckenfüllungen auf. Das bedeutenste dieser Becken ist das Evaporitbecken des Salar de Atacama.

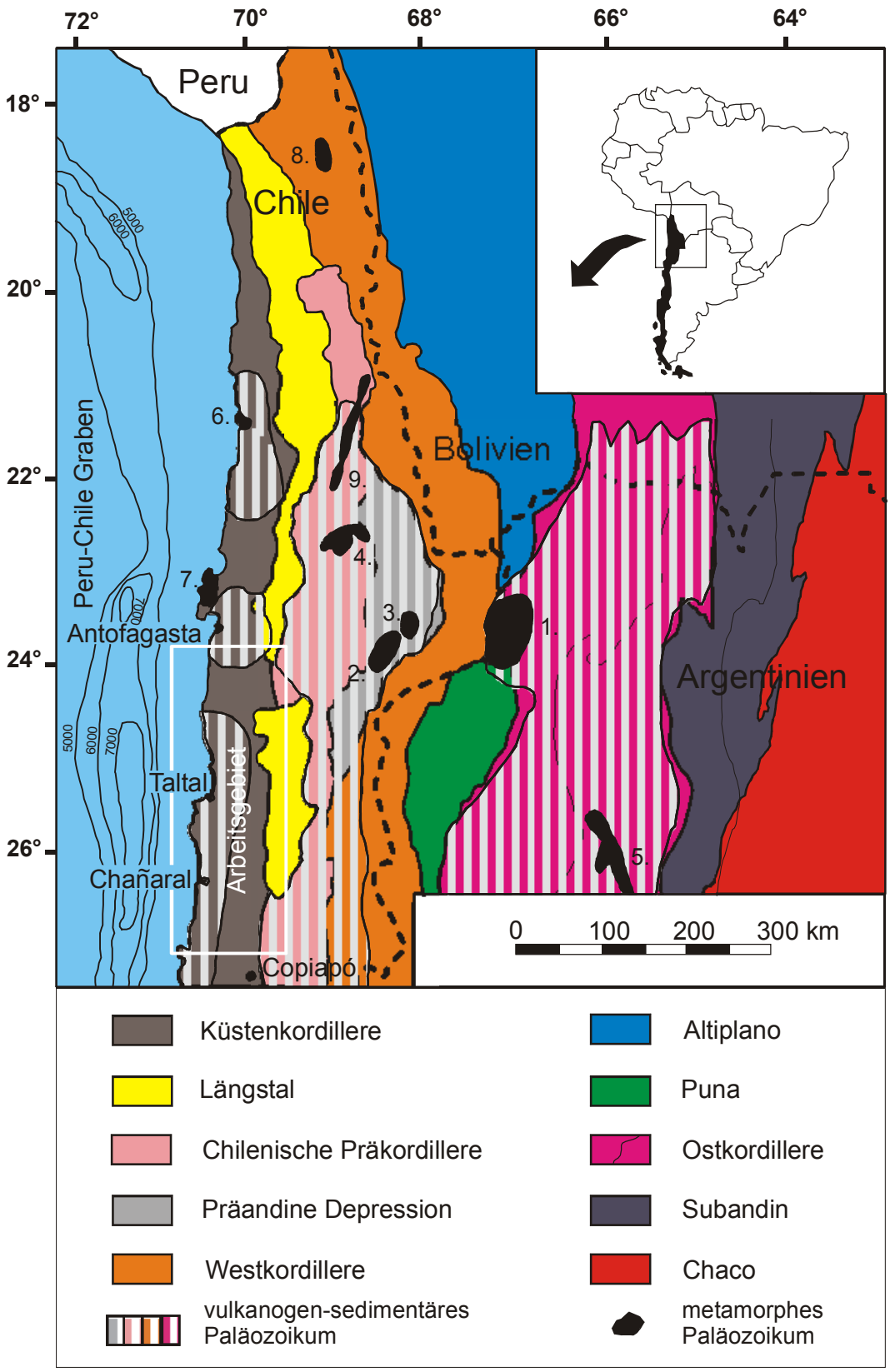


Abb. 2.1: Darstellung der morphostrukturellen Einheiten und die modifizierte Verteilung der paläozoischen Einheiten in Nord-Chile und Nordwest-Argentinien nach BAHLBURG & BREITKREUZ (1991). Die weiß gestreiften Flächen kennzeichnen die Verbreitungsgebiete der sedimentären und vulkanogen-sedimentären, paläozoischen Einheiten. Die folgenden Aufschlüsse werden im Text erwähnt: 1. = Aguada de la Perdiz, 2. = Cordón de Lila, 3. = Peine Gruppe. Die metamorphen, paläozoischen Einheiten sind schwarz dargestellt: 4. = Sierra Limon Verde, 5. = Sierra de Quilmes, 6. = Caleta Loa, 7. = Mejillones, 8. = Belén, 9 = Sierra de Moreno.

Die angrenzende **Westkordillere** erreicht eine durchschnittliche Höhe von 4000 m. Die Vulkane, die seit dem mittleren Miozän die vulkanische Front bilden, überragen das Plateau um weitere 1500 m bis 2500 m und bedecken einen großen Teil der Hochebene mit ihren Förderprodukten. Kennzeichnend für die Westkordillere sind ausgedehnte Ignimbritdecken. Die Hochfläche wird in den Altiplano im Südwesten von Bolivien und die Puna im Nordwesten von Argentinien unterteilt. Der **Altiplano** zeichnet sich durch ein flaches Relief und eine känozoische Sedimentbedeckung aus. Die **Puna** besteht aus zahlreichen, kleinen Becken und weist eine größere Verbreitung des neogenen Vulkanismus, ein stärkeres Relief und jungproterozoische sowie paläozoische Einheiten auf.

Mit Höhen von mehr als 6000 m wird die **Ostkordillere** durch die größten Erhebungen charakterisiert. Die große Höhe der Ostkordillere erlaubt eine Abgrenzung zur Puna, zumal in der Ostkordillere ebenfalls jungproterozoische und paläozoische Einheiten vertreten sind. Die Ostkordillere grenzt sich vom Altiplano durch ihre mächtigen ordovizischen Serien ab.

Das sich an die Ostkordillere anschließende **Subandin** weist nur noch Höhen bis 2000 m auf. Dabei handelt es sich um einen jungen Falten- und Überschiebungsgürtel, der aus mehreren parallelen Höhenzügen aufgebaut ist. Die Überschiebung, bei der der brasilianische Schild unter das Andenorogen abtaucht, ist heute noch aktiv.

Der den Anden östlich vorgelagerte **Chaco** bildet das Andenvorland. Dieses Tiefland ist bedeckt mit jungtertiären und quartären Sedimenten, die aus der Ostkordillere und dem Subandin in das Becken geschüttet werden.

2.2 Überblick über die paläozoische bis rezente Entwicklung der Anden im Gebiet von Nord-Chile und Nordwest-Argentinien

Die geodynamische Entwicklung in Nord-Süd-Erstreckung entlang des südamerikanischen Kontinentes ist nicht einheitlich. Aus diesem Grund wird in dem nun folgenden Kapitel nur die Entwicklung im Bereich von Nord-Chile und Nordwest-Argentinien besprochen (Abb. 2.1). Für dieses Gebiet gibt es eine überwiegend einheitliche Entwicklung seit dem Beginn des Paläozoikums. Der zeitliche und räumliche geologische Kontext ist für die später folgende Interpretation der gewonnenen geochemischen Daten aus den Arbeitsgebieten in Nord-Chile bedeutend.

2.2.1 Paläozoikum

Kenntnisse über den Aufbau und die Zusammensetzung der kontinentalen Kruste (das paläozoische Basement) sind die Vorraussetzung um mit Hilfe geochemischer Untersuchungen Aussagen über die Magmengenese der triassischen bis unterkretazischen Vulkanite treffen zu können.

Nach der Grenville Metamorphose vor ca. 1 Ga (TOSDAL 1996) kam es zur Konsolidierung des brasilianischen Schildes. Darauf folgte im Paläozoikum am Westrand des südamerikanischen,

präkambrischen Kratons ein orogener Zyklus (COIRA et al. 1982), der von VICENTE (1975) als „Herzynischer Zyklus“ bezeichnet wurde. Der Westrand Gondwanas lag im unteren Paläozoikum zum Beginn des Herzynischen Zyklus am Westrand des „Pampia“ Terrane (Abb. 2.2 und Abb. 2.3), im Bereich der heutigen Sierras Pampeanas in Argentinien (MPODOZIS & RAMOS 1989).

Für die Entwicklung im Paläozoikum stehen sich die zwei folgenden Auffassungen gegenüber (LUCASSEN & FRANZ 1997):

1. Die Akkretion allochthoner und parautochthoner Terranes an einem aktiven Kontinentalrand seit dem späten Präkambrium (Abb. 2.2 und Abb. 2.3)

RAMOS (1988) geht von einer Kollision des Arequipa-Antofalla Terrane mit dem Westrand von Gondwana (dem „Pampia“ Terrane) im unteren Kambrium aus (Abb. 2.2). Es bildete sich anschließend ein aktiver Kontinentalrand aus, an dem es im Gebiet der westlichen Puna (Aguada de la Perdiz, Abb. 2.1) und in der präandinen Depression (Cordón de Lila, Abb. 2.1) im Ordovizium zur Ablagerung einer vulkanosedimentären Folge mit einem Vulkanbogen-Vulkanismus kam (BREITKREUZ et al. 1989, BAHLBURG & BREITKREUZ 1991 und BAHLBURG & HERVÉ 1997). Diesem Vulkanbogen schloss sich im Osten ein ensialischer Backarc in der nördlichen Puna und ein ozeanischer Backarc in der südlichen Puna an (BAHLBURG & BREITKREUZ 1991). Während der abschließenden Kollision des Arequipa-Massiv- Terrane (Abb. 2.2, RAMOS 1988, BAHLBURG & BREITKREUZ 1991 und FORSYTHE et al. 1993) bzw. des Arequipa-Antofalla Terrane (Abb. 2.3, BAHLBURG & HERVÉ 1997) mit dem aktiven, südamerikanischen Kontinentalrand kam es im Ordovizium zur Faltung der Sedimente des Backarc-Beckens im Zuge der ocloyischen Orogenese im Gebiet der heutigen Ostkordillere. Eine Kollision des südamerikanischen Kontinentes im Ordovizium mit Laurentia (s. 2.) schließen BAHLBURG & HERVÉ (1997) auf Grund der tektonostratigraphischen Entwicklung in den südlichen zentralen Anden aus. Nach der ocloyischen Orogenese kam es zur Ausbildung des Hochgebietes der Proto-Puna (RAMOS 1988) bzw. des Arco Puneño (BAHLBURG & BREITKREUZ 1991).

Im Devon befand sich westlich des Arco Puneño in den Bereichen der heutigen chilenischen Präkordillere, der Westkordillere und der Präandinen Depression (Abb. 2.1) der Schelfbereich eines passiven Kontinentalrandes (BAHLBURG & BREITKREUZ 1991 und BAHLBURG & HERVÉ 1997). Daran schloss sich im Westen ein tiefmarines, extensionales, kontinentales Becken im Bereich der heutigen Küstenkordillere an (BREITKREUZ et al.1989 und BAHLBURG & BREITKREUZ 1991). Die westliche Begrenzung des marinen Beckens bildete der kontinentale Mikroblock des Chilenischen Terranes (Chilenia, MPODOZIS & RAMOS 1989). Im späten Devon wurde nach RAMOS (1988) und MPODOZIS & RAMOS (1989) die ozeanische Platte subduziert und Chilenia akkretierte an den Kontinentalrand von Gondwana (Abb. 2.2). Dies steht im Widerspruch zu BAHLBURG & BREITKREUZ (1991), die von einem ensialischen Becken ausgehen und zu BAHLBURG & HERVÉ (1997), die weder tektonische noch metamorphe Hinweise auf die

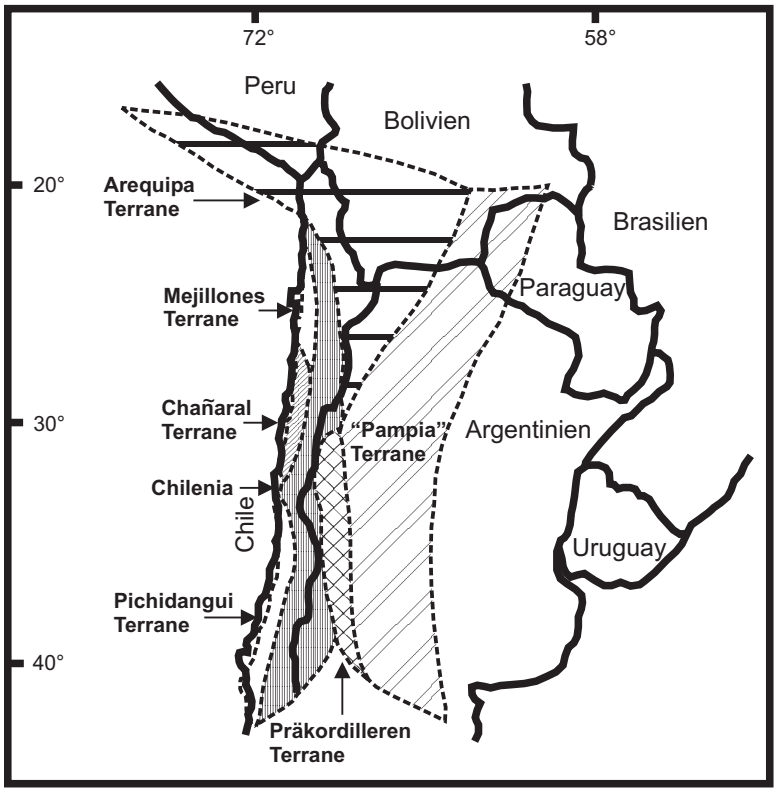


Abb. 2.2: Terraneübersicht nach RAMOS (1988) und RAMOS et al. (1993).

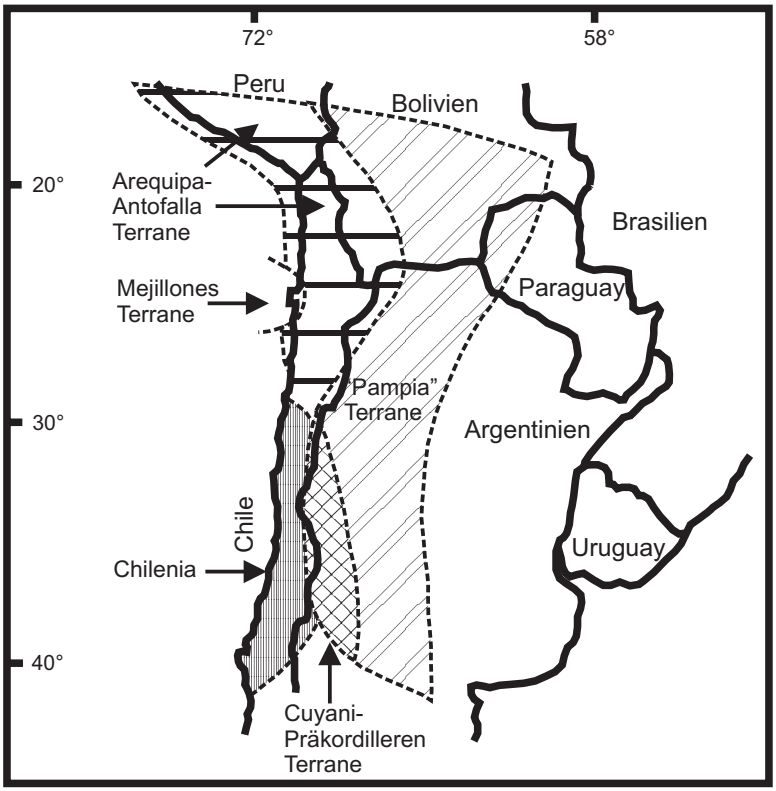


Abb. 2.3: Terraneübersicht nach BAHLBURG & HERVÉ (1997). Das Mejillones Terrane ist vergrößert dargestellt.

Akkretion eines Terrane im Devon finden konnten. An der Westseite von Chilenia (Ramos 1988) bzw. des Arequipa-Antofalla-Terrane (Abb. 2.3) bildete sich eine neue Subduktionszone aus. Die im oberen Karbon bis in die mittlere Trias von der Westkordillere in Argentinien bis in das Gebiet der Präkordillere in Chile geförderten Vulkanite der Peine Gruppe (Abb. 2.1) werden von zahlreichen Autoren (COIRA et al. 1982, MPODOZIS & RAMOS 1989, BAHLBURG & BREITKREUZ 1991, BREITKREUZ & ZEIL 1994 und BAHLBURG & HERVÉ 1997) als Förderprodukte eines subduktionsbezogenen Magmatismus an diesem aktiven Kontinentalrand interpretiert. Westlich und östlich schlossen sich an den Vulkanbogen im unteren Perm marine Plattformen an (BAHLBURG & BREITKREUZ 1991) und es kam zur Anlagerung eines großen Akkretionsprismas im Bereich der heutigen Küstenkordillere von Chile (MPODOZIS & RAMOS 1989 und BAHLBURG & HERVÉ 1997). Die Ausbildung des Akkretionsprismas führte zu einer Faltung der im oberen Devon bis unteren Karbon ausgebildeten Beckensedimente (s. o. Devon). RAMOS hatte 1988 (Abb. 2.2) zunächst angenommen, dass das Mejillones und das Chañaral Terrane durch „strike-slip“ Störungsaktivitäten in ihre heutigen Positionen in der Küstenkordillere gelangt waren. BAHLBURG & HERVÉ (1997) gehen von einem autochthonen Terrane für die Küstenkordillere von Nord-Chile aus (Abb. 2.3), sehen aber in der Halbinsel von Mejillones ein parautochthones oder allochtones Terrane, das erst im Jura in seine heutige Position gelangt ist (RAMOS 1988 und DAMM et al. 1990).

2. Orogenese durch die Kollision des südamerikanischen (Gondwana) mit dem nordamerikanischen Kontinent (Laurentia), ohne die Akkretion von Terranen.

Im unteren Paläozoikum muss nach dem Modell von LUCASSEN et al. (1998) für den Westen der frühpaläozoischen, ensialischen, sedimentären Becken und des heutigen Pazifikrandes von der Existenz kontinentaler Kruste ausgegangen werden. Vor ca. 500 Mill. J. kam es anschließend im Bereich von Nord-Chile und Nordwest-Argentinien zu einer weitgehend einheitlichen Metamorphose (LUCASSEN et al. 1998). Bei dieser Metamorphose schlossen sich die sedimentären Becken. Für die Hochtemperatur-Niedrigdruck-Metamorphose in Nord-Chile und Nordwest-Argentinien geben LUCASSEN et al. (1996a) eine Übersicht über die Metamorphosebedingungen. Die einheitlichen Metamorphosebedingungen vor ca. 500 Mill. J. weisen als einzige Ausnahmen eine Hochdruck-Hochtemperatur Metamorphose in Chile in der Sierra Limon Verde (Abb. 2.1) vor 270 Mill. J. und eine Hochtemperatur-Niedrigdruck Metamorphose in Argentinien in der Sierra de Quilmes (Abb. 2.1) vor 440 - 410 Mill. J. (LUCASSEN et al. 1998) auf. Die Analogie der Metamorphosedaten mit Daten aus den Appalachen deutet auf die Kollision der nord- und südamerikanischen Platten im Kambrium-Ordovizium hin (DALZIEL 1994, LUCASSEN & FRANZ 1997 und DALZIEL 1997).

Vor 400 Mill. J. waren die Heraushebung der Kruste und die Erosion größtenteils abgeschlossen. Die westlich von dem gehobenen Arco Puneño in einem extensionalen, kontinentalen Becken abgelagerten marinen Sedimente, die heute in der Küstenkordillere

aufgeschlossen sind, wurden während der Toco Orogenese im unteren Karbon gefaltet (BAHLBURG & BREITKREUZ 1991). BAHLBURG & BREITKREUZ (1991) sehen im Gegensatz zu RAMOS (1988) und MPODOZIS & RAMOS (1989) (s. o. bei der Akkretion allochthoner Terranes an einem aktiven Kontinentalrand) im Karbon keine Hinweise mehr auf einen Zusammenhang zwischen der Deformation dieses marinen Beckens am Kontinentalrand von Gondwana und einem Subduktionsregime.
Bei den im oberen Paläozoikum im Bereich der chilenischen Prä- und der Westkordillere intrudierten Graniten handelt es sich auf Grund der Isotopensignaturen um Schmelzen einer weitgehend homogenen, kontinentalen Kruste (LUCASSEN & FRANZ 1997). Auch andere Autoren wie JESINSKEY et al. (1987) sehen in den paläomagnetischen Daten keinen Hinweis auf eine Akkretion von exotischen Terranen. DAMM et al (1990, 1994) favorisieren auf Grund von Isotopen-Untersuchungen und geochemischen Beobachtungen das Modell eines passiven Kontinentalrandes mit wiederholten, interkratonalen Öffnungen und Schließungen von Becken seit dem oberen Präkambrium.

Die Mächtigkeit der im unteren Paläozoikum stabilisierten, homogenen, kontinentalen Kruste lag nach Angaben von LUCASSEN & FRANZ (1997) im Bereich einer „normalen“, kontinentalen Krustendicke von ca. 35 km. LUCASSEN & FRANZ (1997) gehen auf Grund von seismischen und gravimetrischen Beobachtungen (GÖTZE et al. 1994) von einer Fortsetzung des rezent anstehenden Basementtypes bis in eine Krustentiefe von ca. 20 bis 30 km im Bereich der chilenischen Präkordillere und des Altiplano aus. Dieses homogene Basement findet man in der Küstenkordillere (Abb. 2.1) nur in der Caleta Loa und auf der Halbinsel von Mejillones (LUCASSEN et al. 1996b). Bei den vorherrschenden paläozoischen Einheiten in der Küstenkordillere handelt es sich um die im unteren Karbon gefalteten Beckensedimente und um Intrusivkomplexe, die ab dem oberen Karbon intrudierten (DAMM & PICHOWIAK 1981a/b, BERG et al. 1983).

2.2.2 Mesozoikum

Auf den Herzynischen Zyklus im Paläozoikum folgte im Mesozoikum der Andine Zyklus (COIRA et al. 1982). Der Andine Zyklus begann in der Trias und hält bis heute an. Seit der Trias gibt es keine Hinweise auf die Akkretion neuer Terranes (DALZIEL 1986, MPODOZIS & RAMOS 1989). Die frühe Phase des Andinen Zyklus ist in der Küstenkordillere von Nord-Chile von der Trias bis zur Unterkreide durch starke magmatische Aktivitäten gekennzeichnet.

2.2.2.1 Trias

Im Übergangsbereich vom oberen Perm zur Trias kam es am Westrand von Gondwana zur Ausbildung eines transtensionalen, sub-parallelen Riftsystemes (DALZIEL et al. 1987, ULIANA & BIDDLE 1988, RAMOS & MAHLBURG KAY 1991, SUÁREZ & BELL 1992). Kennzeichnend für die

heutige Küsten- und die Präkordillere war eine Blocktektonik (SCHEUBER 1993), die zur Ausbildung von Gräben geführt hat. In den Gräben kam es zur Ablagerung von kontinentalen und marinen Sedimenten (CHONG & HILLEBRANDT 1985, SUÁREZ & BELL 1992, 1994). Der Aufstieg von Magmen entlang der Schwächezonen war mit vulkanischen Aktivitäten verbunden (RAMOS & MAHLBURG KAY 1991, SUÁREZ & BELL 1992, 1994).

Es kam unter anderem zur Anlage eines Riftbeckens im Bereich der heutigen Cordillera de Domeyko in der Präkordillere (CORNEJO & MPODOZIS 1996, ARDILL et al. 1998). In der Trias war dieses Becken zunächst kontinental und wurde später marin (CHONG & HILLEBRANDT 1985). Aus dem Hochgebiet des im Westen gelegenen paläozoischen Akkretionskomplexes wurde Abtragungsschutt über Flusssysteme bis in das marine Becken in der Präkordillere transportiert (SUÁREZ et al. 1985, SUÁREZ & BELL 1994). Der paläozoische Akkretionskomplex bildete gleichzeitig das metamorphe Basement für die mesozoischen Abfolgen in der heutigen Küstenkordillere (im Sinne von Auffassung 1, Kapitel 2.2.1 Paläozoikum).

Küstenkordillere

Die triassischen Einheiten in der Küstenkordillere werden von vulkanosedimentären Folgen aufgebaut (MERCADO 1980, NARANJO & PUIG 1984, HILLEBRANDT et al. 1986, GRÖSCHKE et al. 1988, MARINOVIC et al. 1995). Terrestrische, triassische Sedimente kommen in der Küstenkordillere in einem Gebiet von 26° 30'S bis 21° 30'S vor (GRÖSCHKE et al. 1988). Nach SUAREZ et al. (1985) und SUÁREZ & BELL (1992, 1994) wurden südlich von Taltal Vulkanite zusammen mit kontinentalen Sedimenten in einer Grabenstruktur des triassischen Riftsystemes abgelagert. Die Pflanzenreste in den Ablagerungen eines Flusssystems südlich von Taltal lassen sich biostratigraphisch auf die obere Trias datieren (BEBIOLKA 1999).

MPODOZIS & MAHLBURG KAY (1990) sehen die Kollision und Akkretion eines Terranes im mittleren Perm als Ursache für eine Verlagerung der vulkanischen Aktivitäten an. Die subduktionsbedingten vulkanischen Aktivitäten, die sich im oberen Karbon bis zur mittleren Trias im Bereich der Präkordillere bzw. der präandinen Depression befunden hatten, verlagerten sich demnach in den Bereich der Küstenkordillere. Dagegen geht BREITKREUZ (1990) von einer Versteilung des Subduktionswinkels durch eine westwärtsgerichtete Mantelkonvektion aus, die zu der Migration der vulkanischen Aktivitäten geführt hat. Der Chemismus der geförderten Laven und Pyroklastika deutet auf einen Subduktionseinfluss bei der Genese der Magmen der oberen Trias hin (HILLEBRANDT et al. 2000).

Gebietsweise erstreckte sich ein marines Becken von der Präkordillere bis in den Übergangsbereich von der Küstenkordillere zum Längstal (Cerro Minado [MARINOVIC et al. 1995] und Cerros de Cuevitas [PRINZ et al. 1994]).

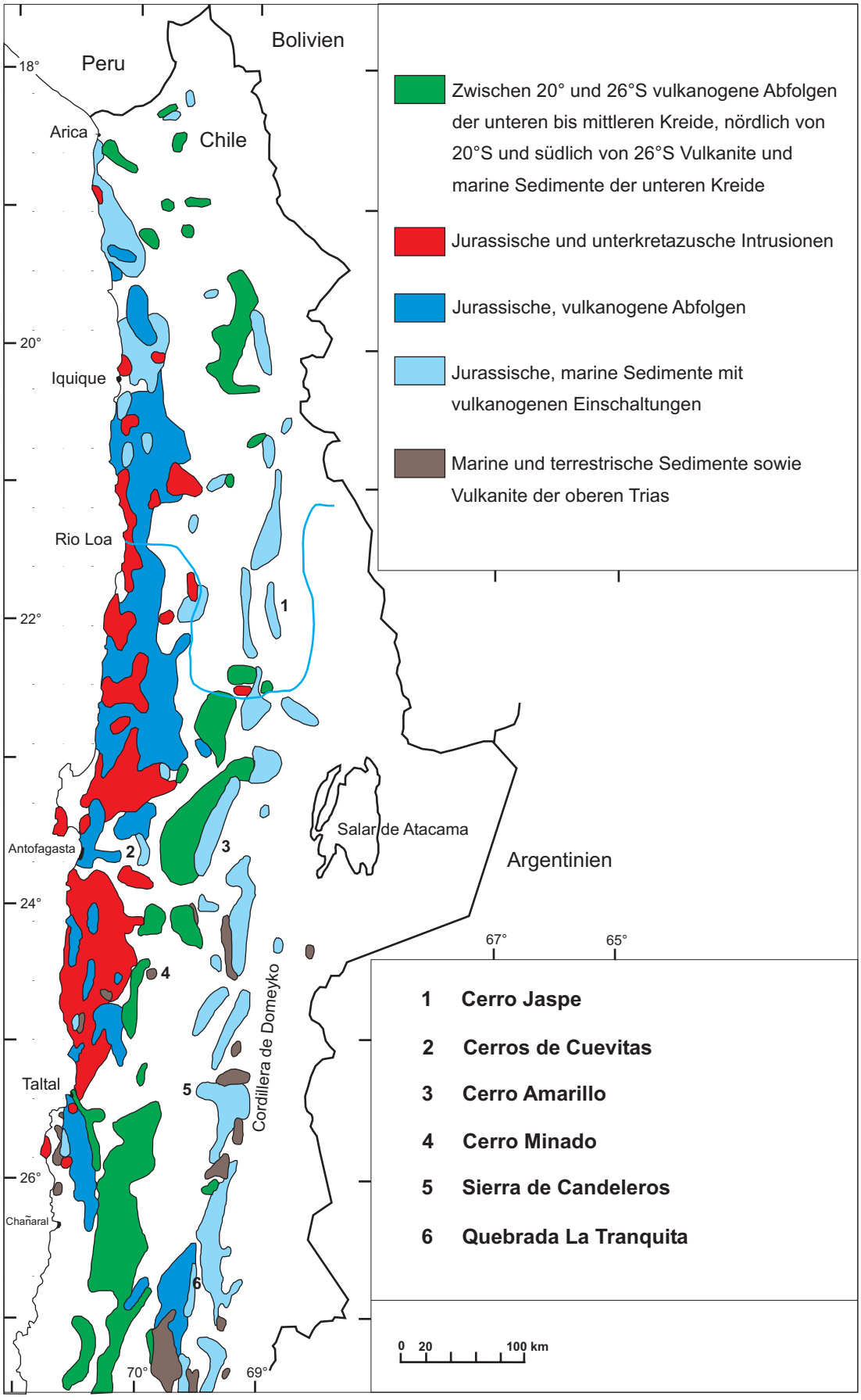


Abb. 2.4: Die schematische Verteilung der relevanten mesozoischen Aufschlüsse, basierend auf den geologischen Karten im Maßstab 1:1.000.000 (SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGíA Y MINERíA 1982 (Hoja 1 und 2), REUTTER et al. 1994). Zum Verlauf der Küsten- und Präkordillere siehe Abb. 2.1.

Chilenische Präkordillere

Die triassischen Abfolgen in der Präkordillere lassen sich untergliedern in permo-triassische, überwiegend terrestrische, vulkanosedimentäre Einheiten (s. Kapitel 2.1 und Abb. 2.1) und in terrestrische und marine Sedimente der oberen Trias (CHONG & HILLEBRANDT 1985, Abb. 2.4). Nach COIRA et al. (1982) überlagern kontinentale Sedimente, die mit Vulkaniten wechsellagern die permo-triassischen Einheiten. Das kontinentale Becken wurde marin, im Zuge einer in der oberen Trias (Norium-Rhaetium) beginnenden, von Süden kommenden Transgression (HILLEBRANDT et al. 1986, GRÖSCHKE et al. 1988). Das N-S ausgerichtete, marine Becken der oberen Trias erstreckt sich in der Präkordillere von ca. 26° 15'S bis 23° 30'S (CHONG & HILLEBRANDT 1985, HILLEBRANDT et al. 1986, GRÖSCHKE et al. 1988, PRINZ et al. 1994, ARDILL et al. 1998). Nach CHONG & HILLEBRANDT (1985) muss südlich von 26°S von einer Verbindung zu dem weiter westlich gelegenen Ozean (dem Paläopazifik) ausgegangen werden. In der oberen Trias weisen Chert-Horizonte in der marinen Abfolge auf submarine vulkanische Aktivitäten hin (CHONG & HILLEBRANDT 1985).

CHARRIER (1979) geht davon aus, dass die in der oberen Trias abgelagerten basaltischen bis andesitischen Laven in einem tensionalen tektonischen Regime gefördert worden sind. Nach MPODOZIS & CORNEJO (1997) wechsellagern im Südwesten des Beckens in der Präkordillere bei 26°S terrestrische und marine Sedimente mit Förderprodukten eines kontinentalen, bimodalen Riftvulkanismus. Dabei handelt es sich überwiegend um basaltische und dacitische Laven (andesitische Laven sind selten) und um dacitische bis rhyolithische Dome und ihre pyroklastischen Produkte (MPODOZIS & CORNEJO 1997).

2.2.2.2 Jura und untere Kreide

Paläogeographischer, magmatischer und tektonischer Überblick

Die Küstenkordillere von Nord-Chile wird von jurassischen Ablagerungen geprägt. Südlich von Iquique dominieren ab dem oberen Sinemurium Vulkanite sowie unter- und oberjurassische, gabbroide bis granodioritische Intrusionen (ROGERS 1985, DAMM et al. 1986, HERVÉ & MARINOVIC 1989, GROCOTT et al. 1994, DALLMEYER et al. 1996).

Nach MPODOZIS & RAMOS (1989) kam es seit dem Sinemurium durch die Subduktion ozeanischer Kruste unter den südamerikanischen Kontinent zur Ausbildung eines Vulkanbogens auf kontinentaler Kruste im Bereich der heutigen Küstenkordillere. Die südöstlich bis südsüdöstlich gerichtete Subduktion der ozeanischen Aluk- (Phönix-) Platte unter den südamerikanischen Kontinent sorgte bis in die mittlere Kreide bei einer Konvergenzschiefe von mehr als 45° für ein extensionales tektonisches Regime senkrecht zum magmatischen Bogen (SCHEUBER 1993, SCHEUBER et al. 1994). Für ein extensionales Regime sprechen u.a. jurassische Intrusionen und Gänge in der Küstenkordillere. Einengungsstrukturen sind nicht bekannt (SCHEUBER 1993). Das extensionale Regime führte zu einer Ausdünnung der kontinentalen Kruste (SCHEUBER et al. 1986, SCHEUBER et al. 1994). Es kam zur Ausbildung

einer Blocktektonik mit Horsten und Gräben bzw. Pull-Apart-Becken (ROGERS 1980) durch linkslaterale Blattverschiebungen entlang von NW-SO verlaufenden Lineamenten (SCHEUBER & ANDRIESSEN 1990, SCHEUBER & REUTTER 1992, SCHEUBER et al. 1994). Entlang von Schwächezonen konnten subduktionsbedingte Magmen aufsteigen, und es kam zu einer kontinuierlichen Platznahme von mächtigen Vulkanitabfolgen auf Meeresspiegelniveau (GONZÁLEZ & SCHEUBER 1997). Die vulkanogenen Abfolgen weisen auf Grund der Blocktektonik sehr unterschiedliche Mächtigkeiten auf (PICHOWIAK et al. 1990, SCHEUBER 1993).
Die unterschiedlichen Modelle zur Genese der Vulkanzone wurden in dem Kapitel 1.1 „Stand der Forschung“ bereits vorgestellt. Die vulkanischen Aktivitäten erstreckten sich über einen Zeitraum vom Sinemurium im unteren Jura bis in das Oxfordium im oberen Jura (FERRARIS 1978, NARANJO & PUIG 1984, PRINZ et al. 1994). Im Gebiet bei Antofagasta wird für die vulkanogene Abfolge eine Mächtigkeit von über 10.000 m angegeben (GARCÍA 1967, BUCHELT & ZEIL 1986, BUCHELT & TELLEZ 1988, GONZÁLEZ 1996).

Die magmatischen Aktivitäten waren nicht auf den Vulkanismus beschränkt, sondern wurden sowohl im unteren Jura als auch im oberen Jura (vor ca. 160 Mill. J. beginnend) durch Intrusionsphasen verstärkt (GROCOTT et al. 1994, DALLMEYER et al. 1996). Die oberjurassische Intrusionsphase beginnt bereits im obersten Mitteljura (im oberen Callovium, nach GRADSTEIN et al. 1994) und setzte sich bis in die Kreide fort. Es kam zur Ausbildung von 3 verschiedenen Gangsystemen, welche die älteren jurassischen Vulkanite und Plutone durchschlagen (GONZÁLEZ & SCHEUBER 1997). Gleichzeitig gehen GROCOTT et al. (1994) und DALLMEYER et al. (1996) von einer Pause der vulkanischen Aktivitäten an der Wende vom oberen Jura zur unteren Kreide aus.

Vor ca. 152 Mill. J., was nach GRADSTEIN et al. (1994) dem Kimmeridgium entspricht, begann mit der araukanischen Phase die Hauptdeformationsphase in der Küstenkordillere (RICCARDI 1988, SCHEUBER 1993). Die araukanische Phase ist mit einer weltweit wirksamen tektonisch aktiven Phase korrelierbar (SCHEUBER et al. 1994), bei der es zu einer Veränderung der Plattenbewegungen gekommen ist (unter anderem kam es zum Beginn der Atlantiköffnung). Nach SCHEUBER (1993) und GONZÁLEZ (1996) wurden in der Küstenkordillere die vulkanogenen Abfolgen verkippt und an dem Atacama Störungssystem (AFZ) setzten sinistrale Lateralbewegungen ein, die sich bis in die untere Kreide fortsetzten. Dabei ist eine Summe der einzelnen Versatzbeträge entlang des AFZ zwischen 5 und 200 km denkbar (SCHEUBER 1993).
In der unteren Kreide vor ca. 120 Mill. J. kam es, zusätzlich zu den sinistralen Blattverschiebungen entlang des Atacama Störungssystems, zu einer Hebung des vulkanischen Bogens und der Verlagerung der vulkanischen Aktivität nach Osten (SCHEUBER 1993). Die Migration der vulkanischen Aktivitäten nach Osten führt SCHEUBER (1993) auf die Subduktionserosion am Tiefseegraben zurück.

An den jurassisch-unterkretazischen Vulkanbogen schloss sich im Osten ein extensionales, ensialisches Backarc-Becken an. Die Ablagerungen des marinen Backarc-Beckens sind in der heutigen Präkordillere aufgeschlossen (MPODOZIS & RAMOS 1989). Zeitweise weitete sich das Becken bis in den Bereich der heutigen Küstenkordillere aus (GRÖSCHKE et al. 1988, PRINZ et al. 1994, KOSSLER 1998, HILLEBRANDT et al. 2000, BEBIOLKA, in Vorbereitung, WITTMANN 2001). Die Transgressionen im Jura sind nach PRINZ et al. (1994) und ARDILL et al. (1998) weitgehend im Einklang mit globalen Meeresspiegelanstiegen nach HAQ et al. (1987) und HALLAM (1988). Nach Aussagen von ARDILL et al. (1998) und KOSSLER (1998) hatten vermutlich erst im oberen Jura regionaltektonische Ereignisse einen Einfluss auf den Meeresspiegel des Backarc-Beckens.

Die Entwicklung in dem mittleren und südlichen Abschnitt der Küstenkordillere

Im Süden des Arbeitsgebietes (südlich von 25°S) lassen sich die Vulkanite ab der oberen Trias bis in das Bajocium durch Fossilfunde in den Sedimenten der vulkanosedimentären Folge biostratigraphisch datieren.

Nach QUINZIO (1987) und GRÖSCHKE et al. (1988) weisen hohe Anteile an vulkanischer Asche in den Sedimenten des Hettangium und des unteren Sinemurium auf einen explosiven, vermutlich subaerischen Vulkanismus und damit auf eine Landmasse bzw. Inseln mit einem aktiven Vulkanismus westlich der heutigen Küstenlinie hin. An der Wende vom unteren zum oberen Sinemurium setzten vulkanische Aktivitäten im Gebiet der heutigen Küstenkordillere ein (HILLEBRANDT et al. 1986, GRÖSCHKE et al. 1988, SUÁREZ & BELL 1991, PRINZ et al. 1994, BEBIOLKA et al. 1996). Die vulkanosedimentäre Folge ab dem unteren Jura wurde von GARCÍA (1967) nach ihrer Typlokalität La Negra-Formation benannt. Die Abfolge der La Negra-Formation wird von feldspatporphyrischen Schichtlaven dominiert (GARCÍA 1967, PALACIOS 1978, BUCHELT & ZEIL 1986).

Zwischen Taltal und Chañaral sind im Bajocium flachmarine Sedimente in die vulkanogene Abfolge eingeschaltet (NARANJO & PUIG 1984, BEBIOLKA, in Vorbereitung, HILLEBRANDT et al. 2000). Auf Grund fehlender biostratigraphisch datierbarer sedimentärer Einschaltungen ist ab dem oberen Bajocium bis zur unteren Kreide in diesem Gebiet keine differenzierte zeitliche Einstufung der vulkanogenen Abfolge möglich. Das Fehlen von marinen sedimentären Einschaltungen deutet auf einen subaerischen Vulkanismus hin. Die Landmasse im Bereich des Vulkanbogens bildete eine geschlossene Barriere zwischen dem östlich gelegenen, marinen Becken in der Präkordillere und dem westlich gelegenen Paläopazifik (HILLEBRANDT et al. 1986).

Ab dem Bajocium verlagerte sich die vulkanische Aktivität zwischen 25° und 27°S nach Osten (HILLEBRANDT et al. 2000), d.h. der Vulkanismus setzte im Osten später ein als im Westen.

Dadurch ergibt sich für den südlichen Abschnitt der Küstenkordillere eine ostwärtsgerichtete Migration des Vulkanbogens bis an den westlichen Rand der Präkordillere.

Die Ablagerungen im mittleren und südlichen Abschnitt der Küstenkordillere sind im Übergang vom Jura zur Kreide durch eine rötliche Färbung geprägt. In der Quebrada El Way (südlich von Antofagasta) überlagern marine Sedimente der unteren Kreide (Hauterivium bis Barremium, JURGAN 1974) von Westen geschüttete, alluviale Fächer mit Rotsedimenten (FLINT et al. 1994). Südlich von Taltal gibt es entlang des AFZ Einschaltungen von fossilführenden, marinen Sedimenten in die rötliche, vulkanosedimentäre Folge, deren Alter von MERCADO (1978) mit Unterkreide und von NARANJO & PUIG (1984) mit Berriasium bis Hauterivium angegeben wird.

Die Entwicklung im nördlichen Abschnitt der Küstenkordillere

Nördlich von 21°S sind Vulkanite die ältesten Ablagerungen der jurassischen Abfolge und eine biostratigraphische Datierung der Einheiten ist erst ab dem Bajocium durch Fossilienfunde in den überlagernden, marinen Sedimenten möglich (HILLEBRANDT et al. 1998, KOSSLER 1998, HILLEBRANDT et al. 2000, WITTMANN 2001). Die Ablagerung von vulkaniklastischen Sedimenten im Sinemurium in der westlichen Präkordillere deutet auf einen zeitgleichen Vulkanismus im Bereich der heutigen Küstenkordillere hin (KOSSLER 1998, HILLEBRANDT et al. 2000).

Ab dem Bajocium ist im nördlichen Abschnitt eine westwärtsgerichtete Migration des marinen Backarc-Beckens in das Gebiet der heutigen Küstenkordillere zu beobachten (KOSSLER 1998). Gleichzeitig verlagerte sich die vulkanische Aktivität ebenfalls nach Westen, in Gebiete westlich der heutigen Küstenkordillere (KOSSLER 1998, HILLEBRANDT et al. 2000). Bei den am Rand des Backarc-Beckens abgelagerten Vulkaniten handelt es sich überwiegend um subaquatische Förderprodukte (Laven und Pyroklastite), die zum Teil von Westen kommend im Gebiet der heutigen Küste sowie westlich davon abgelagert wurden (KOSSLER 1998). Der Bezug des Vulkanismus zu Subduktionsprozessen blieb bestehen (HILLEBRANDT et al. 2000).

Die Migrationen des Vulkanbogens sowohl im nördlichen als auch im südlichen Abschnitt der Küstenkordillere sprechen für einen mobilen Vulkanbogen und nicht für eine über den gesamten Jura ortsfeste Position der vulkanischen Aktivität. Die paläogeographischen Daten ergeben damit, im Widerspruch zu bisherigen Publikationen (COIRA et al. 1982, BUCHELT & TELLEZ 1988, REUTTER et al. 1988, MPODOZIS & RAMOS 1989, CHARRIER & MUÑOZ 1994, PICHOWIAK 1994, SCHEUBER et al. 1994), ab dem Bajocium eine schiefe Orientierung des mitteljurassischen Vulkanbogens zur heutigen Küstenkordillere (KRAMER 1997, KOSSLER 1998, HILLEBRANDT et al. 1998, HILLEBRANDT et al. 2000).

Eine Fortsetzung der vulkanischen Aktivität lässt sich im nördlichen Abschnitt bis ins Oxfordium biostratigraphisch nachweisen (HILLEBRANDT et al. 1998, KOSSLER 1998, HILLEBRANDT et al. 2000, WITTMANN 2001).

Zwischen Iquique und Arica überlagern vulkanosedimentäre Einheiten, die der unteren Kreide angehören, mit einem Hiatus die Schichten des Calloviums und des Oxfordiums (KOSSLER 1998, HILLEBRANDT et al. 2000, WITTMANN 2001).

Die Entwicklung in der chilenischen Präkordillere

In der Präkordillere kam es zu unterschiedlichen Sedimentationsraten innerhalb des marinen Backarc-Beckens und zur Ausbildung weitgehend ortsfester Depozentren (PRINZ et al. 1994).
Das marine Becken erstreckte sich im Hettangium von ca. 26° 15'S bis in den Norden bei 21° 15'S. Ab dem Hettangium kam es von der heutigen Präkordillere ausgehend zu Transgressionen in Richtung Norden und in Ost/Westrichtung, die weit über das marine Becken der oberen Trias hinausreichten (HILLEBRANDT et al. 1986, GRÖSCHKE et al. 1988, PRINZ et al. 1994, ARDILL et al. 1998). Im Grenzbereich vom Pliensbachium zum Toarcium ist die maximale Ausdehnung des marinen Backarc-Beckens im unteren Jura erreicht.
Zwischen dem ?Bajocium und dem Callovium ist ein vulkanogener Eintrag am Westrand des marinen Backarc-Beckens am Cerro Amarillo, in der Sierra de Candeleros und in der Quebrada La Tranquita zu beobachten (GRÖSCHKE & HILLEBRANDT 1985, GRÖSCHKE & WILKE 1986, PRINZ et al. 1994, BEBIOLKA et al. 1995). In der Präkordillere östlich der Sierra de Moreno ist am Cerro Jaspe ein synsedimentärer, alkalischer Vulkanismus in die marinen Sedimente des Bajocium eingeschaltet (HILLEBRANDT et al. 1986, BEBIOLKA et al. 1995). Der Chemismus der Vulkanite am Cerro Jaspe ist typisch für einen kontinentalen Riftvulkanismus. Es ist keine Beeinflussung durch Subduktionsprozesse zu beobachten (KRAMER 1997, HILLEBRANDT et al. 1998, HILLEBRANDT et al. 2000).
Im oberen Oxfordium kam es zu einer Regression im Bereich des Backarc-Beckens (COIRA et al. 1982, MPODOZIS & RAMOS 1989, PRINZ et al. 1994, KOSSLER 1998). Die Ausbildung von Gipskomplexen im Grenzbereich vom Oxfordium zum Kimmeridgium wird als eine Folge einer kurzzeitigen Unterbrechung des Kontaktes zwischen dem marinen Backarc-Becken und dem Paläopazifik sowie der zunehmenden Verflachung des Beckens interpretiert (HILLEBRANDT et al. 1986, GRÖSCHKE et al. 1988).

Die mesozoische Abfolge setzt sich mit marinen Sedimenten zum Teil bis in die untere Kreide fort. Die marinen Sedimente werden gebietsabhängig zwischen dem oberen Jura und der unteren Kreide von terrestrischen Rotsedimenten überlagert (GRÖSCHKE et al. 1988). Nach HILLEBRANDT et al. (1986) könnten die in die Rotsedimente eingeschalteten Vulkanite bereits in der unteren Kreide gefördert worden sein.

2.2.3 Oberes Mesozoikum und Känozoikum

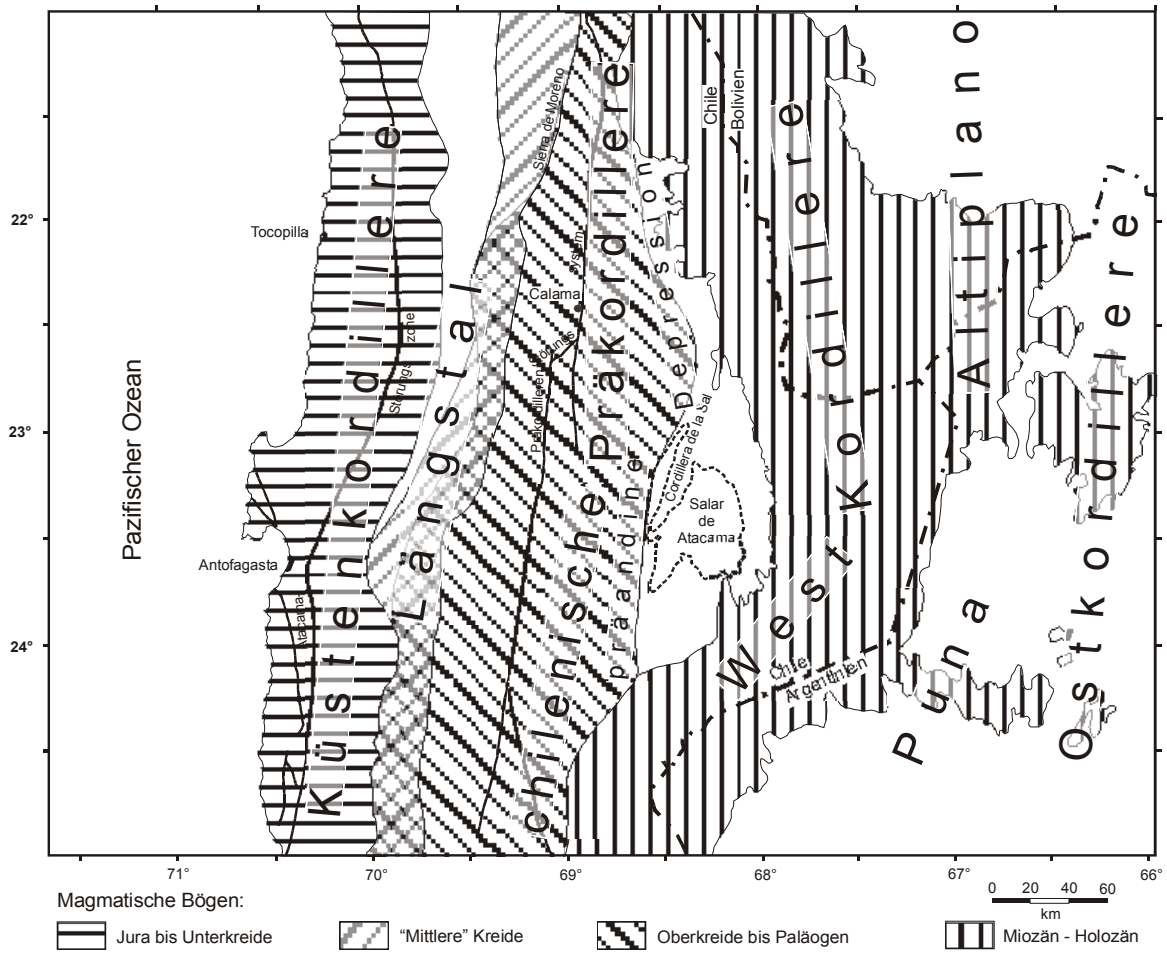


Abb. 2.5: Lage der vier magmatischen Bögen in den zentralen Anden zwischen 21° und 25°S nach SCHEUBER (1993, 1994).

2.2.3.1 Mittlere Kreide bis mittleres Tertiär

In der mittleren Kreide verlagerte sich die vulkanische Aktivität nach Osten in den Bereich des Längstales (Abb. 2.5). Das extensionale Regime blieb dabei weiterhin bestehen (SCHEUBER 1993).

Erst in der unteren Oberkreide kam es auf Grund geänderter tektonischer Bedingungen zur Faltung der jurassischen Backarc-Sedimente und damit zu einer Krustenverkürzung senkrecht zum Orogen (SCHEUBER & REUTTER 1992).

Von der oberen Kreide bis zum Oligozän verlagerte sich die vulkanische Aktivität erneut nach Osten in den Bereich der heutigen Präkordillere (SCHEUBER & REUTTER 1992, SCHEUBER 1993). Bedingt durch die nordostwärts gerichtete Subduktion der Farallon-Platte war diese Phase verbunden mit einer starken tektonischen Aktivität entlang von dextralen Seitenverschiebungen. Orogen-normale Verkürzungen im Vulkanbogen und in dem zugehörigen Backarc-Becken haben zu einer starken Verfaltung dieser Bereiche geführt (SCHEUBER & REUTTER 1992). Im Unterschied zu den vorhergehenden Vulkanbögen wurden die Förderprodukte dieses

Vulkanbogens bedingt durch das kompressive Regime ausschließlich oberhalb des Meeresspiegels gefördert. Im Osten des Vulkanbogens bildete sich ein zum Teil marines, sedimentäres Backarc-Becken mit einem Extensionsregime aus, in dem alkalische Riftvulkanite gefördert worden sind (SCHEUBER & REUTTER 1992). Dieses Becken hatte Verbindungen nach Bolivien und Peru, aber nicht zum Paläopazifik. Das Ende der vulkanischen Aktivität wurde wie zuvor im jurassisch-unterkretazischen Bogen von einer intrusiven Phase begleitet.

3.2.3.2 Mittleres Tertiär bis Holozän

Die vorerst letzte Ostwärtsmigration der Vulkanbögen (SCHEUBER 1993) hat zur Ausbildung des rezent aktiven, miozänen bis holozänen Vulkanbogens in der Westkordillere geführt. Dieser Vulkanbogen bildet die “Zentrale Vulkanzone“ der Anden (Abb. 1.2). Er überlagert paläozoische bis oligozäne Gesteine und hat sich über einer seit dem Eozän zunehmend verdickten Kruste ausgebildet (SCHEUBER & REUTTER 1992). In einigen Bereichen reicht die Vulkankette im Osten bis in den Altiplano und die Ostkordillere hinein. Wie für den Oberkreide-Alttertiär-Bogen ist ein kompressives tektonisches Regime mit krustenverkürzenden Strukturen prägend (SCHEUBER & REUTTER 1992).

3 Ergebnisse

3.1 Klassifikation von vulkanischen Ablagerungen und Sedimenten

3.1.1 Klassifikation der Vulkanite und Epiklastite

Die Fülle der unterschiedlichen Nomenklaturen für Vulkanite, die in der Literatur verwendet werden, macht eine kurze Übersicht über die in dieser Arbeit verwendete Nomenklatur notwendig. Die hier verwendete Nomenklatur beruht weitgehend auf der Empfehlung der IUGS Subkommission (SCHMID 1981) und wurde teilweise aus anderen Quellen ergänzt.

Vulkanische Ablagerungen lassen sich unterteilen in kohärente Laven und in vulkaniklastische Ablagerungen (CAS & WRIGHT 1988).
Laven können neben kohärenten Bereichen im Kern des Lavaflusses auch brekziöse Bereiche aufweisen. Durch den Kontakt mit der kühleren Umgebung (z. B. mit Luft oder Wasser) kommt es zur Ausbildung von autoklastischen Oberflächenbrekzien (Top-, Front- und Boden- bzw. Basalbrekzien). Die Boden- bzw. Basalbrekzien können aus dem Untergrund aufgenommene Lithoklasten aufweisen. Einzelne Vorstöße eines Lavaflusses bleiben erhalten, wenn die Abkühlungsflächen durch den nachfolgenden Strom nicht erneut aufgeschmolzen werden. Bei der Abkühlung der Laven können ursprünglich gasgefüllte Hohlräume (Entgasungsröhren oder Gasblasen) bestehen bleiben und zu amygdaloiden Gefügen führen.

Als vulkaniklastische Ablagerungen werden fragmentierte Ablagerungen aus vulkanischem Material unabhängig von ihrer Genese bezeichnet. Die Klassifikation der Ablagerungen beruht auf dem durchschnittlichen Durchmesser der Klasten (FISHER 1966, SCHMID 1981, FISHER & SCHMINCKE 1984, 1994). Die vulkaniklastischen Ablagerungen lassen sich weiter differenzieren in:

1. Ablagerungen (Abb. 3.1) aus primären vulkanischen Prozessen, bei denen die Fragmentierung das direkte Ergebnis der vulkanischen Tätigkeit ist (SCHMID 1981, CAS & WRIGHT 1988). Vulkaniklastische Ablagerungen, die durch primäre Prozesse entstanden sind, und Laven werden im Folgenden durch das Adjektiv “vulkanogen“ gekennzeichnet und zusammenfassend als “Vulkanite“ bezeichnet. In Abhängigkeit vom Fragmentierungsprozess lassen sich bei den vulkaniklastischen Ablagerungen, die durch primäre vulkanische Prozesse entstanden sind, pyroklastische und autoklastische Ablagerungen unterscheiden:
   Die pyroklastischen Ablagerungen (Pyroklastite) sind auf Fragmentierungsprozesse bei einer explosiven Eruption zurückzuführen. Pyroklastische Gesteine können auf Grund ihrer

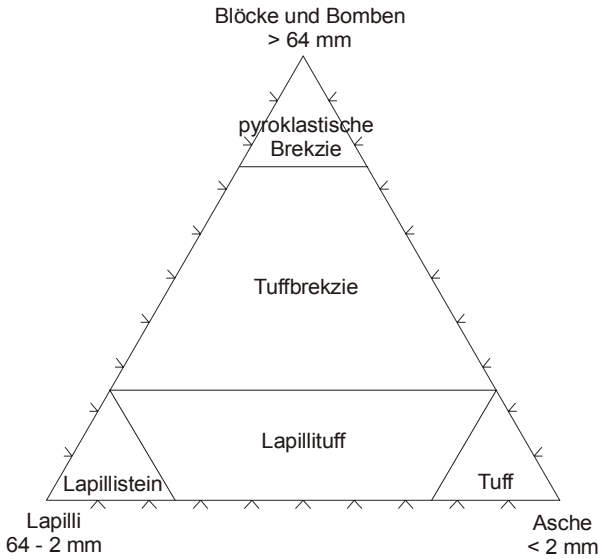


Abb. 3.1: Korngrößenklassifikation pyroklastischer Ablagerungen nach FISHER (1966) und SCHMID (1981).

Korngröße, dem Fragmentierungsprozess (pyroklastisch, hydroklastisch [unter Einwirkung von externem Wasser]), dem Entstehungs- und Ablagerungsmilieu (subaerisch, subaquatisch) und des Ablagerungsmechanismus (Fallablagerungen, Bodentransport) weiter klassifiziert werden. Die pyroklastischen Fragmente (die Pyroklasten) können weiterhin in juvenile Pyroklasten und in Lithoklasten unterteilt werden (SCHMINCKE 1988). Als juvenile Pyroklasten gelten Phänokristalle, Kristallfragmente, Glasscherben, Bimspartikel, Lapilli und Bomben. Lithoklasten bestehen aus Gesteinsbruchstücken älterer Nebengesteine, die bei der Explosion aus dem Schlotbereich mitgerissen worden sind.

Autoklastische Ablagerungen (Autoklastite) werden durch nichtexplosive Prozesse gebildet, z. B. bei der Fragmentierung durch Abschreckung im Kontakt mit Wasser oder eine mechanische Fragmentierung durch Abkühlungs- und Entgasungsprozesse während des Fließens einer Lava. Die autoklastischen Oberflächenbrekzien der Lavaflüsse sind auf diese Fragmentierungsprozesse zurückzuführen.

2. Epiklastische Ablagerungen (Epiklastite) sind nach CAS & WRIGHT (1988) Ablagerungen aus einem Gemisch von fragmentierten Klasten aus vulkanischem und nicht vulkanischem Material. Diese Ablagerungen sind durch sekundäre Prozesse wie z. B. Verwitterung sowie syn- oder postvulkanische Umlagerungen von Material entstanden.

Die Klassifizierung (Tab. 3.1; SCHMID 1981, FISHER & SCHMINCKE 1984, 1994) von vulkaniklastischen Ablagerungen, mit Übergängen zwischen pyroklastischen und epiklastischen Ablagerungen, beruht auf dem prozentualen Anteil an Pyroklasten und vulkanischen sowie nicht vulkanischen Epiklasten (mit geringen Beimengungen an biogenen und chemischen, sedimentären sowie authigenen Bestandteilen, SCHMID 1981). Vulkaniklastische Gesteine, die eindeutige Hinweise auf die Beteiligung von epiklastischem Material aufweisen, deren

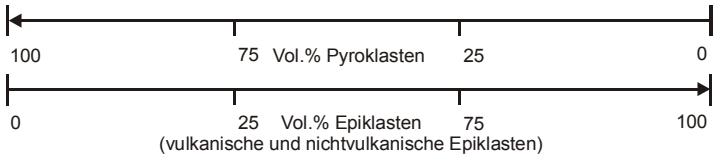
prozentualer Anteil an Epiklasten aber nicht eindeutig bestimmt werden konnte, werden im Folgenden nur durch das Adjektiv “vulkanisch“ gekennzeichnet.

Abfolgen, die sowohl aus vulkanogenen als auch aus sedimentären Ablagerungen aufgebaut sind, werden vulkanosedimentäre Folgen genannt.

Tab. 3.1: Auf dem Durchmesser der Klasten beruhende Klassifikation von pyroklastischen, hydroklastischen und epiklastischen Ablagerungen modifiziert nach SCHMID (1981) und FISHER & SCHMINCKE (1984), erweitert von FISHER & SCHMINCKE (1994).

Größe der Klasten	Pyroklasten/ Hydroklasten	verfestigte, pyro-/ hydroklastische Ablagerungen	Tuffite (gemischte pyro- und epiklastische Gesteine)	verfestigte, epiklastische Ablagerungen (vulkanische und nicht vulkanische Klasten)	verfestigte Ablagerungen; ohne genetische Deutung
> 64 mm	Blöcke; Bomben	Agglomerate; pyro-/hydroklastische Brekzie/Tuffbrekzie* (vulkanogene Brekzie)	tuffitische Brekzie; tuffitisches Konglomerat	epiklastische, vulkanische Brekzie; epiklastisches, vulkanisches Konglomerat	vulkanische Brekzie; vulkanisches Konglomerat
2 - 64 mm	Lapilli	Lapillituff* (Lapillistein)*			
< 2 mm	grobe Aschenpartikel	grobkörniger Tuff*	tuffitischer Sandstein	epiklastischer, vulkanischer Sandstein	vulkanischer Sandstein
< 1/16 mm (63 µm)	feine Aschenpartikel	feinkörniger Tuff*	tuffitischer Siltstein	epiklastischer, vulkanischer Siltstein	vulkanischer Siltstein
< 1/256 mm (9 µm)			tuffitischer Ton	epiklastischer, vulkanischer Tonstein	vulkanischer Tonstein

* siehe Abb. 3.1



3.1.2 Klassifikation der Sedimente

Klastische Sedimente:

Die klastischen Sedimente werden auf Grund ihrer Korngröße, entsprechend Tab. 3.1 (epiklastische Ablagerungen) klassifiziert. Die Zusätze epiklastisch und vulkanisch entfallen bei der Namensgebung der Sedimente. Für grüngraue Sandsteine, die Glimmer und Chlorit in der Tonfraktion der Matrix enthalten, wird die von FÜCHTBAUER (1988) empfohlene Feldbezeichnung Grauwacke verwendet.

Chemische und biogene Sedimente:

Die Bezeichnung Kalksteine wird für überwiegend aus Karbonat bestehende Sedimente verwendet.

Als “verkieselte“ Horizonte werden Ablagerungen bezeichnet, die sekundär an SiO_2 angereichert sind.

3.2 Geographische Lage der Profile, regionale Geologie im Arbeitsgebiet und Profilbeschreibungen

3.2.1 Übersicht über das Arbeitsgebiet und die Lage der Profile

Das für diese Arbeit näher untersuchte Arbeitsgebiet erstreckt sich von der Sierra Fraga (27° 00'S) in der Präkordillere bei Inca del Oro im Nordosten von Copiapó bis in die Caleta el Cobre (24° 15'S) in der Küstenkordillere südlich von Antofagasta (Abb. 1.1). Mehrere Profile wurden durch die triassischen bis unterkretazischen Abfolgen gelegt und beprobt. Die Abb. 3.2 gibt einen Überblick über die geographische Lage der Teilprofile im Arbeitsgebiet.
Den anschließenden Profilbeschreibungen liegt folgende Gliederung zugrunde:
1. Zunächst werden die Profile der oberen Trias besprochen.
2. Daran schließt sich die Darstellung der beiden Hauptprofile durch die vulkanosedimentären Folgen zwischen Taltal und Chañaral an. Diese Profile beginnen in der Trias bzw. im unteren Jura und reichen maximal bis in die untere Kreide.
3. Es folgt eine Zusammenstellung von Detailprofilen aus dem Jura und dem Übergangsbereich zur unteren Kreide.

Die Probenummern für geochemisch bzw. mineralchemisch untersuchte Proben werden in den jeweiligen Profilabschnitten angegeben.

Die Einheiten im Arbeitsgebiet zwischen Taltal und Chañaral sind verkippt und fallen in östliche Richtungen ein. Die aufgenommenen Profile verlaufen von den ältesten Ablagerungen im Westen zu jüngeren Ablagerungen im Osten. Die Mächtigkeiten der einzelnen Schichten wurden größtenteils optisch im Gelände abgeschätzt. Die geschätzten Verhältnisse wurden anschließend auf die tatsächlichen Mächtigkeiten einzelner Teilabschnitte übertragen, die über das Einfallen der Schichten und die Höhenangaben in den topographischen Karten ermittelt wurden. Zur Verifizierung wurden einzelne Profil-Abschnitte mit einem 50 m Maßband aufgenommen.

3.2.2 Regionale Geologie und Profilaufnahme der oberen Trias in der Küstenkordillere

Die im Arbeitsgebiet in der Küstenkordillere auftretenden Abfolgen der oberen Trias gehören weitgehend der Cifuncho-Formation an. Die Cifuncho-Formation wurde von GARCÍA (1967) definiert und beschrieben. Die Typlokalität befindet sich südlich von Taltal, ca. 6 km östlich der Caleta Cifuncho. Die Cifuncho-Formation liegt mit einer Winkeldiskordanz über den paläozoischen Einheiten und besteht im unteren Abschnitt aus konglomeratischen Bänken. Im oberen Abschnitt folgen Arenite, Konglomerate und Lutite sowie dünne Kalksteinlinsen (GARCÍA 1967). Die Sedimentation erfolgte in einem kontinentalen Ablagerungsmilieu wobei es zur Ausbildung von alluvialen Fächern kam, die von Westen her geschüttet worden sind (NARANJO

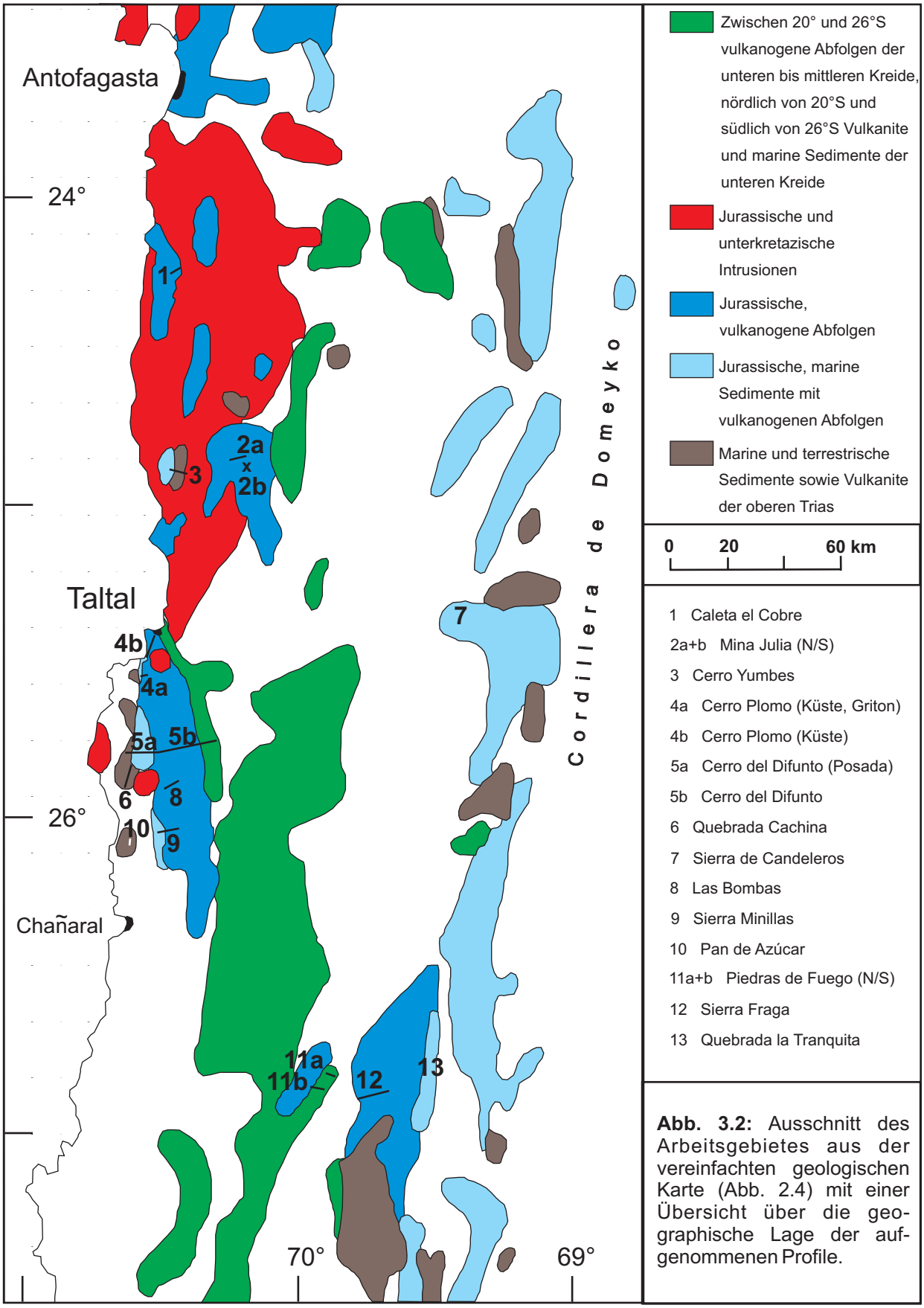


Abb. 3.2: Ausschnitt des Arbeitsgebietes aus der vereinfachten geologischen Karte (Abb. 2.4) mit einer Übersicht über die geographische Lage der aufgenommenen Profile.

& PUIG 1984, SUÁREZ et al. 1985). Bei den Geröllen der Konglomerate handelt es sich um Metasedimente, Quarze und Granitoide des paläozoischen Basement und um porphyrische Andesite (NARANJO & PUIG 1984). Diese Sedimente wurden zusammen mit andesitischen Laven, pyroklastischen Strömen und Ignimbriten in einem Graben des triassischen Riftsystems abgelagert (SUÁREZ & BELL 1992, 1994). Die Cifuncho-Formation geht konkordant in die marinen Abfolgen des unteren Jura über (GARCÍA 1967, NARANJO & PUIG 1984, MARINOVIC et al. 1995).

In der Typlokalität der Cifuncho-Formation wird der vulkanogene Einfluss in der ca. 1.000 m mächtigen Abfolge durch 2 bis 4 m mächtige Tuffe und pyroklastische Brekzien dokumentiert (NARANJO & PUIG 1984). Die Pyroklasten der Brekzien weisen Größen von 5 bis 10 cm auf. Es handelt sich dabei um porphyrische, andesitische Bomben und Lapilli mit Feldspat-Phänokristallen und Quarz sowie um chloritisierte und sericitisierte Bimse. In den Tuffen treten Lithoklasten, Feldspäte und längliche Hornblenden in einer hellen entglasten Matrix auf (NARANJO & PUIG 1984).

3.2.2.1 Profil Cerro Yumbes

In der Quebrada de Yumbes, südlich des Cerro Yumbes und nördlich von Paposo, sind in die über 300 m mächtige Abfolge im unteren Abschnitt saure Vulkanite und Kalkbänke mit Stromatolithen eingeschaltet (MARINOVIC et al. 1995). Bei den Vulkaniten handelt es sich um Ignimbrite, Tuffe und rhyolithische Brekzien. Im oberen Abschnitt treten neben Tuffen auch andesitische Laven und Brekzien auf (MARINOVIC et al. 1995).

Geländebefund:

Das beschriebene Profil wurde auf Grund der besseren Aufschlussverhältnisse südlich der Quebrada de Yumbes aufgenommen und beprobt. Die Lage und der genaue Verlauf des Profils sind in Abb. A1 im Anhang dargestellt. Das Profil beginnt im paläozoischen Basement bei W 70° 27’ 51’’ und S 24° 55’ 33’’ (Pkt. 1, Abb. A1 und Abb. 3.3a), verläuft durch die Ablagerungen der oberen Trias und endet im unteren Jura (Pkt. 2, Abb. A1 und Abb. 3.3a). Die Ablagerungen der oberen Trias weisen eine Gesamtmächtigkeit von ca. 750 m auf.

Das paläozoische Basement besteht aus fein gebankten Metasedimenten. Mit einer Winkeldiskordanz schließt sich das Basiskonglomerat der obertriassischen Abfolge an. Der 1 bis 5 m mächtige Aufarbeitungshorizont weist Gerölle mit Durchmessern bis zu 5 cm aus dem unterlagernden Basement auf. Überlagert wird das Basiskonglomerat von einer Abfolge von rhyolithischen Ignimbriten. In den Kontaktbereich zwischen dem Konglomerat und der nachfolgenden ignimbritischen Sequenz ist ein saurer Subvulkanit eingedrungen, dessen Mächtigkeit maximal 10 m beträgt und der nach Süden auskeilt.

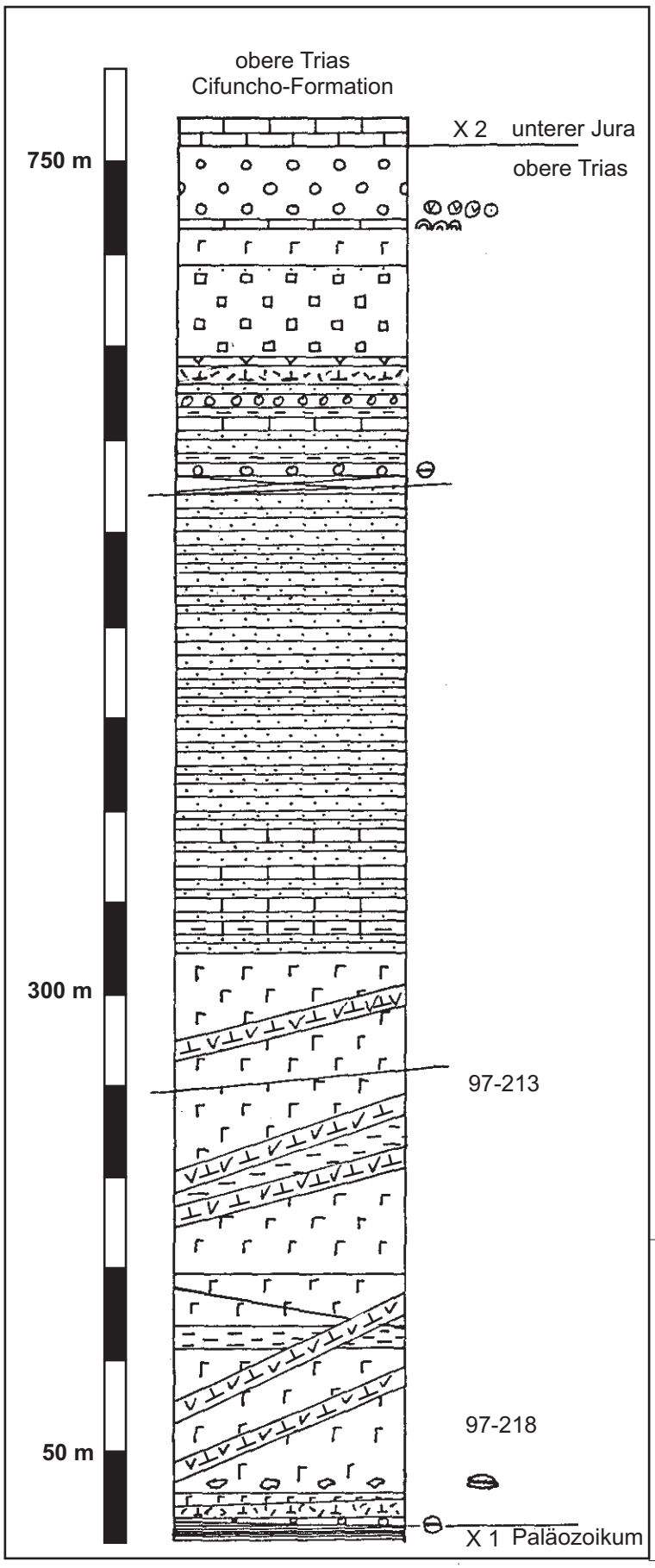


Abb. 3.3a: Das Cerro Yumbes-Profil verläuft vom paläozoischen Basement über die obere Trias (Cifuncho-Formation) bis in den unteren Jura. Die Punkte Pkt. x1 und x2 geben die entsprechenden Punkte aus dem Luftbild Abb. A1 (s. Anhang Kapitel 6.3) und die Nummern 97-218 geben Probenummern wieder. Die Symbole sind der Profillegende Abb. 3.3b zu entnehmen.

Abb. 3.3b: Legende für alle Profile (Abb. 3.3a – Abb. 3.15).

Die Mächtigkeiten der ignimbritischen Sequenzen liegen zwischen 75 und 100 m. Es lassen sich zwei Ignimbrittypen unterscheiden. Helle, weißliche bis schwach grünlich, bräunlich bzw. rosafarbene Ignimbritsequenzen (Probe 97-213) wechseln mit dunkleren, blaugrauen Sequenzen (Probe 97-218). Die ältere Ignimbritsequenz weist ca. 2 Vol.% Lithoklasten bis 10 cm Durchmesser auf. Bei den Lithoklasten handelt es sich um Material des paläozoischen Basement. Sowohl die hellen als auch die dunkleren Ignimbrite weisen viel Quarz und etwas Feldspat auf. Die überwiegend geringen Verschweißungsgrade können innerhalb einer Sequenz variieren. Saure, weißliche Tufflagen mit Mächtigkeiten im 10 m-Bereich sind in die ignimbritischen Sequenzen eingeschaltet. Sie führen vergrünte Feldspäte und nur wenig Quarz.
Zwei Ganggenerationen durchschlagen die ignimbritischen Sequenzen. Die ältere Generation besteht aus feldspatporphyrischen, andesitischen Gängen, die zum Teil vergrünt sind und Gangbreiten mit mehr als 10 m Mächtigkeit aufweisen können. Grünliche Gänge mit stark epidotisierten Feldspäten und Gangbreiten unter 1 m Mächtigkeit bilden die zweite, jüngere Ganggeneration. Stellenweise konnte eine Vererzung mit Magnetit entlang der Gänge beobachtet werden. Die ursprünglich saiger stehende ältere Ganggeneration ist zusammen mit den triassischen Einheiten verkippt worden.

Die nachfolgende, 250 m mächtige, sedimentäre Abfolge besteht aus fein gebankten, 10 bis 50 cm mächtigen Kalksteinbänken und karbonathaltigen Ton- bis Sandsteinbänken. An der Basis der sedimentären Abfolge sind Grabgänge und tuffitische Anteile in den Kalksteinen zu beobachten. Zum Top hin nimmt der Anteil an karbonathaltigen Sandsteinen zu.
Nach einer Störung und einer Schichtlücke von wenigen Metern setzt sich die Abfolge mit einer 50 m mächtigen Wechselfolge von Konglomeraten, karbonathaltigen Silt- bis Sandsteinen, zum Teil schwarzen Kalksteinen und Tuffen fort. Neben sauren Tuffen treten in der Abfolge auch intermediäre Tuffe auf, die einen ersten Hinweis auf einen bimodalen Vulkanismus in der oberen Trias geben. Die Mächtigkeiten der einzelnen Bänke schwanken dabei zwischen 1 und 5 m.

Ein 10 m mächtiger, feldspatporphyrischer Lagergang unterbricht die sedimentäre Abfolge, die von einer 4 m mächtigen, feldspatporphyrischen, andesitischen Lava überlagert wird. Es folgt ein 50 m mächtiger, grünlicher Lapillituff, dessen Lapillis kleiner als 0,5 cm sind. Daran schließt sich ein 1m mächtiger, karbonathaltiger, schwarzer Tonstein an.
Ein heller, rhyolithischer, schwach verschweißter Ignimbrit mit 20 m Mächtigkeit bildet den Abschluss der vulkanogenen Folge. Eine schwarze, 2,5 m mächtige Kalksteinbank mit Stromatolithen schließt sich an. Die Abfolge der oberen Trias schließt mit einer 40 m mächtigen Konglomeratfolge ab. Bei den Geröllen handelt es sich überwiegend um Andesite mit Durchmessern bis zu 10 cm. Der karbonatische Anteil der Matrix verstärkt sich zum oberen

Ende der Konglomeratfolge. Die Einheiten des unteren Jura schließen sich konkordant mit hellen Kalksteinbänken an (Pkt. 2, Abb. A1).

Die marinen Sedimente des unteren Jura (Hettangium und unteres Sinemurium) weisen einen hohen Anteil an Tuffen und Tuffiten auf (QUINZIO 1987). Die Abfolge endet mit einer andesitischen Lava. Diese feldspatporphyrische, andesitische Lava (Probe 97-45, Pkt. 11, Abb. A1) aus dem unteren Sinemurium weist eine Mindestmächtigkeit von 15 m auf. Zum stratigraphisch Hangenden wird die Lava durch eine tektonische Störung begrenzt.

Schlussfolgerungen:
Die vulkanogenen Ablagerungen im Cerro Yumbes-Profil weisen im Vergleich zu anderen triassischen Fördergebiete in der Küstenkordillere einen großen Anteil an sauren Vulkaniten auf. Die großen Mächtigkeiten der Ignimbritsequenzen von 75 bis 120 m und die homogene Zusammensetzung sind das Ergebnis mehrerer, kurz hintereinander folgender Eruptionsereignisse aus dem gleichen Magmenreservoir, die sich nicht weiter differenzieren lassen.
In einer Pause der vulkanischen Aktivität kam es zur Ablagerung von karbonatreichen Sedimenten. Eingeschaltete Tuffe geben einen ersten Hinweis auf das erneute Einsetzen der vulkanischen Aktivität. Der Vulkanismus dieser zweiten Förderperiode ist bimodal, mit andesitischen Laven und Tuffen sowie mit rhyolithischen Ignimbriten und Tuffen. Die Mächtigkeiten der abgelagerten Förderprodukte sind geringer als in der ersten Förderperiode, was sowohl durch eine größere Distanz zum Förderzentrum als auch durch geringere Förderraten und -Mengen bedingt sein kann. Eingelagerte Sedimente weisen auf längere vulkanische Ruhephasen zwischen den einzelnen, vulkanischen Ereignisse hin. Andesitische Gerölle in den Konglomeraten zeigen eine Aufarbeitung der Vulkanite noch in der Trias an.
Die eingeschalteten und überlagernden, karbonatreichen Sedimente deuten auf eine Ablagerung der Vulkanite nur kurz über dem Meeresspiegelniveau hin, da keine Hinweise auf eine subaquatische Förderung der Vulkanite, wie z. B. Pillow-Laven oder Hydroklastite, gefunden worden sind. Auch die von BISCHOFF (1988) im Cerro Yumbes-Gebiet untersuchten Stromatolithe sprechen für ein flaches aquatisches Milieu in Landnähe.

3.2.2.2 Profil Pan de Azúcar

Der vulkanogene Einfluss in der oberen Trias nimmt zwischen Taltal und Chañaral von Norden nach Süden zu (NARANJO & PUIG 1984). Die Einheiten der oberen Trias gehören im Gebiet der Quebrada Pan de Azúcar, ca. 25 km nördlich von Chañaral, der Agua Chica-Formation an. Diese Formation wurde 1980 von MERCADO beschrieben und zeigt einen dominierenden, vulkanogenen Einfluss im Vergleich zu der weiter nördlich anstehenden, überwiegend sedimentären Cifuncho-Formation.

Die über 400 m mächtige Abfolge an der Typlokalität der Agua Chica-Formation in der gleichnamigen Quebrada weist neben terrestrischen Sedimenten (brekziöse Konglomerate) Tuffe, vulkanische Brekzien mit Fragmenten bis zu 30 cm Durchmesser und porphyrische Laven auf (MERCADO 1980). Bei den Pyroklasten und den Laven handelt es sich um Andesite bis Dacite. Die Tuffe und Konglomerate wurden zum Teil unter Wasser, die Laven am Top der Abfolge wurden subaerisch abgelagert (MERCADO 1980).
Nördlich der Quebrada Pan de Azúcar, in der Quebrada Las Chilcas, sind rote Sandsteine in die Abfolge eingeschaltet. Vulkanische Brekzien mit andesitischen bis dacitischen Klasten dominieren die Abfolge, in der mit einer Ausnahme Laven fehlen.
Südlich der Quebrada Pan de Azúcar weist die obertriassische Abfolge nur eine Mächtigkeit von ca. 200 m auf (MERCADO 1980).

Geländebefund:
Das untersuchte Profil befindet sich auf der Südseite der Quebrada Pan de Azúcar bei W 70° 30’ 25’’ und S 26° 03’ 28“ (Abb. 3.4 und Abb. A2). Schlecht sortierte, monomikte, vulkanische Konglomerate bestimmen den unteren Abschnitt dieses Profils, dessen Basis auf Grund der quartären Überdeckung nicht aufgeschlossen ist. Die Mindestmächtigkeit der konglomeratischen Abfolge liegt bei 80 m. Bei den Geröllen handelt es sich im unteren Abschnitt ausschließlich um schwach gerundete, dacitische Klasten mit Durchmessern bis zu 0,5 m. Neben Feldspäten weisen die Gerölle Hornblenden und Quarz als Phänokristalle auf. Typische Epiklasten in der Matrix der Konglomerate sind gerundete Feldspat-Phänokristalle. Die Abfolge wird von einer Störung durchzogen, deren Versetzungsbetrag und -richtung nicht ermittelt werden konnte.
Jenseits der Störung schließt sich eine Abfolge von rötlichen Konglomeraten an. Der Anteil an vulkanischen Geröllen und die Geröllgrößen in den Konglomeraten geht sukzessiv zurück. Der minimale Anteil an vulkanischen Geröllen liegt bei 10 Vol.% der Gerölle insgesamt. Feinklastische Konglomerate dominieren die oberen 10 m der Abfolge (BEBIOLKA, in Vorbereitung).
Ein System von feldspatporphyrischen, andesitischen Gängen durchzieht die Abfolge der oberen Trias. Kalksteinbänke des unteren Jura überlagern konkordant die Konglomerate der Trias. Die unterjurassische Folge besteht aus Silt- und Sandsteinen mit eingelagerten Kalksteinbänken im Basisbereich (BEBIOLKA, in Vorbereitung).

Nördlich der Quebrada Pan de Azúcar, in der Quebrada Las Chilcas, besteht die triassische Abfolge aus schlecht sortierten, groben Konglomeraten mit andesitischen und dacitischen Geröllen im dm-Bereich. Im unteren Drittel der Abfolge ist eine andesitische Lava eingeschaltet (MERCADO 1980, BEBIOLKA 1999). Die Probe K 41 stammt aus dieser Lava. Bei der Probe K 42

handelt es sich um ein Geröll aus der konglomeratischen Abfolge im Liegenden der Lava (Abb. A2).

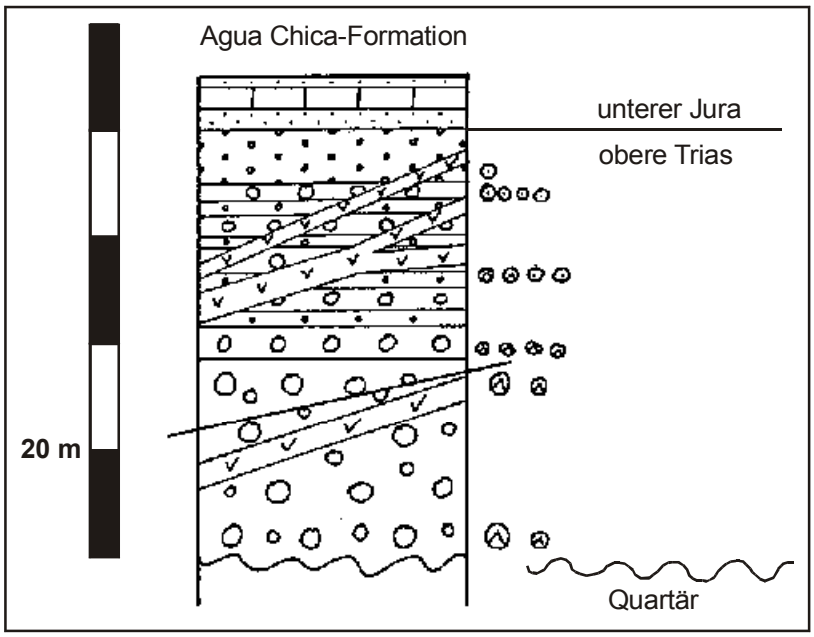


Abb. 3.4: Profil Pan de Azúcar von der oberen Trias bis in den unteren Jura. Das Profil gibt die Probenlokalität 1 Pan de Azúcar von Abb. A2 im Anhang wieder. Die Symbole sind der Profillegende Abb. 3.3b zu entnehmen.

Schlussfolgerungen:

Der große Anteil an aufgearbeiteten, vulkanischen Geröllen in den epiklastischen Konglomeraten spricht für starke vulkanische Aktivitäten und eine schnelle Umlagerung der Förderprodukte in der Trias. Die Größe (bis 0,5 m) und der mäßige Rundungsgrad der Gerölle sind durch eine geringe Transportweite bedingt. Die Gerölle stammen vermutlich aus dem sich nordwestlich von der Quebrada Pan de Azúcar anschließenden oder aus einem zweiten, nahegelegenen und bereits völlig erodierten Fördergebiet. Denkbar ist die Abtragung von pyroklastischen Ablagerungen, die durch phreatomagmatische Eruptionen, bedingt durch das Eindringen von Meerwasser in die Magmenkammern, oder den sauren Charakter der Magmen entstanden sind. Charakteristisch für den triassischen Vulkanismus im Gebiet der Quebrada Pan de Azúcar sind andesitische bis dacitische Förderprodukte. Der monomikte Charakter der Konglomerate spricht für sehr mächtige, homogene vulkanogene Serien in den jeweiligen Liefergebieten. Der monomikte Charakter der Konglomerate im Süden der Quebrada Pan de Azúcar könnte, im Gegensatz zum polymikten Charakter der Konglomerate nördlich der Quebrada, sowohl auf ein begrenztes monolithisches Liefergebiet als auch auf unterschiedliche Zeiten der Abtragung bzw. der Ablagerung nördlich und südlich der Quebrada zurückzuführen sein.

Wie im Profil Quebrada Cachina (s. u.) kann davon ausgegangen werden, dass ein Teil der in der Trias geförderten Vulkanite noch in der oberen Trias abgetragen worden ist. SUÁREZ & BELL

(1994) nehmen an, dass die vulkanogenen Ablagerungen der Agua Chica-Formation als Liefergebiet für vulkaniklastische Ablagerungen bis in die nördlich gelegene Quebrada Cifuncho gedient hat.
Bedingt durch eine Ruhephase der vulkanischen Aktivität wird der Übergang von der oberen Trias in den unteren Jura von sedimentären Ablagerungen beherrscht.

3.2.2.3 Profil Quebrada Cachina

Der sich nach Süden verstärkende vulkanische Einfluss im Gebiet zwischen Taltal und Chañaral macht sich im Norden der Quebrada de la Cachina mit der Ablagerung von pyroklastischen, andesitischen Brekzien und brekziösen, andesitischen Laven bemerkbar. Die Klastgrößen der pyroklastischen Brekzien liegen zwischen 2 cm und 1,5 m. Die Matrix ist feldspatführend. Über der vulkanogenen Folge schließen sich epiklastische Arenite, Lutite und Konglomerate an (NARANJO & PUIG 1984).

Geländebefund:
Die Abfolge nördlich der Quebrada de la Cachina (Abb. 3.5 und Abb. A3) gehört der Cifuncho-Formation an. Sie beginnt im paläozoischen Basement bei Pkt. 0 (Abb. A3). Mit einer Winkeldiskordanz überlagern Sedimente der oberen Trias das paläozoische Basement mit einer Wechselfolge von Sand-, Silt- und Tonsteinen, deren Mächtigkeiten im dm- bis m-Bereich liegen.
Die Sedimente der Trias sind zum Teil rötlich gefärbt und weisen aufgearbeitetes Material (Gerölle und Hellglimmer) aus dem Paläozoikum auf. Die Hellglimmergehalte der Sedimente gehen vom unteren zum oberen Abschnitt sukzessive zurück.
Untergeordnet treten Konglomerate mit Geröllen bis 40 cm Durchmesser auf. Neben aufgearbeiteten sedimentären Geröllen aus der Trias kommen Gerölle von intermediären bis sauren Vulkaniten vor. Letztere stammen ebenfalls aus der Trias, da vergleichbare Vulkanite bisher im Paläozoikum nicht gefunden worden sind. Ferner treten noch Gerölle auf, die aus dem metamorphen, paläozoischen Basement stammen. Der Anteil an vulkanischen Geröllen steigt im oberen Abschnitt der sedimentären Abfolge bis auf 98 Vol.% der Gerölle an. Der Chemismus der vulkanischen Gerölle wird im oberen Teil des Abschnittes basischer und grünliche, feldspatporphyrische, andesitische Klasten dominieren in den Konglomeraten. Neben den vulkanischen Geröllen in den Konglomeraten liefern eingeschaltete grünliche Tuffe und Tuffite einen ersten Hinweis für autochthone vulkanische Aktivitäten in der Trias. Die Tuffe enthalten zum Teil zerbrochene Feldspäte.
Des weiteren sind schwarze, verkieselte Horizonte mit Mächtigkeiten im dm- bis m-Bereich vorhanden. Die verkieselten Horizonte enthalten vereinzelt silifiziertes Holz. In die nachfolgenden Konglomerate sind Gerölle eingetragen, die aus verkieselten Horizonten

stammen. Die gesamte sedimentäre Abfolge weist eine Mächtigkeit von 100 m auf (BEBIOLKA, in Vorbereitung).

Die sich anschließende, überwiegend vulkanogene Abfolge mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 800 m beginnt mit einer maximal 25 m mächtigen, nach Westen auskeilenden, dacitischen Lava (Pkt. 1, Probe 96-77 a). Diese schwach grünliche Lava ist an ihrer Basis (bis 2 m) massig und zum Top hin eher plattig ausgebildet. Sie führt Feldspäte und alterierte mafische Phänokristalle (Pyroxene und Amphibole) unter 0,5 cm Durchmesser.
Es schließt sich eine Sequenz mit klastischen Sedimenten und eingeschalteten Tuffen sowie schwarzen, verkieselten Horizonten an.
Nach einer schlecht sortierten Tuffbrekzie mit variierenden Lapilli- und Bombengehalten bei der sowohl die Pyroklasten (Blöcke und Lapilli) als auch die Aschenfraktion der Matrix Feldspatphänokristalle aufweisen, folgen dacitische und rhyolithische Laven.

Die massig ausgebildeten, grünlichen bis graublauen, dacitischen Laven bilden Sequenzen von 50 bis 130 m Mächtigkeit, in denen sich einzelne Förderereignisse nur schwer voneinander trennen lassen. Die unterste Lava (Pkt. 2, Probe 96-83) dieser Abfolge weist eine Basalbrekzie auf. Bei den in einigen Sequenzen auftretenden autobrekziösen Bereichen, in denen aufgearbeitete, sedimentäre Lithoklasten im cm- bis dm-Bereich auftreten, handelt es sich um die Basalbrekzien der einzelnen Lavaflüsse. Die Durchmesser der Autoklasten in den brekziösen Bereichen liegen bei <10 cm. Nur vereinzelt treten Durchmesser bis maximal 1m auf. Autobrekzióse und amygdaloide Bereiche, deren Blasenhohlräume sekundär mit bräunlichem Quarz und Karbonat gefüllt worden sind, kennzeichnen die ehemaligen Oberflächen einzelner Lavaflüsse. Vorstöße von Lavaflüssen (Lavafinger von wenigen Metern Mächtigkeit) sind vereinzelt zu erkennen. Die aus diesen Beobachtungen rekonstruierbaren Mächtigkeiten der einzelnen Laven liegen im Bereich von 10 bis 20 m.
Die dacitischen Laven weisen Feldspat-Phänokristalle bis 0,5 cm und vergrünte Hornblenden bis 0,3 cm Durchmesser auf. Der Anteil an Phänokristallen ist gering und variiert innerhalb der Sequenzen.
Vereinzelt treten grünliche bis ockerfarbene, gebleichte, sekundär alterierte Bereiche auf, die fließend in eine weniger alterierte Umgebung übergehen. Besonders die jüngeren Laven sind stark sekundär alteriert worden und weisen helle, ocker bis gelbliche Farbtöne auf.
Eine stark alterierte, gelbliche, rhyolithische Lavazunge mit einer maximalen Mächtigkeit von 25 m ist in die dacitische Abfolge eingeschaltet. Sie keilt zu beiden Seiten hin aus und weist gerundete Lithoklasten bis 1 cm Durchmesser aus den liegenden Laven auf.

Die rhyolithischen Laven der vulkanogenen Abfolge sind nur sehr schwach porphyrisch und weisen weniger Feldspäte als die darunterliegenden, dacitischen Laven auf. Die Mächtigkeiten

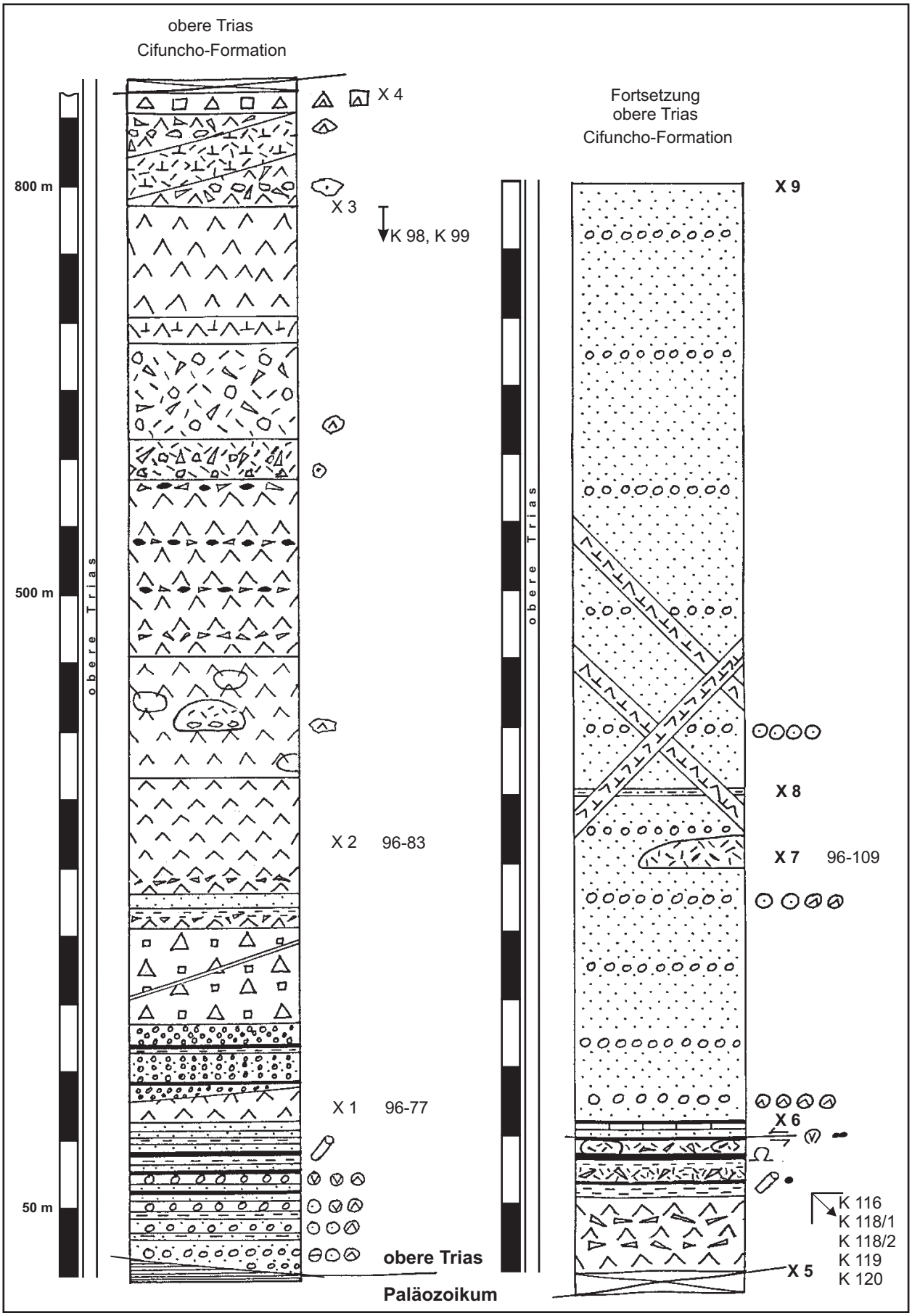


Abb. 3.5: Profil Cachina vom paläozoischen Basement in die obere Trias. Die Punkte Pkt. x1 - x9 geben die Punkte aus den Luftbildern Abb. A3 und die Nummern 96-77 bzw. K116 geben Probenummern wieder. Die Symbole sind der Profillegende Abb. 3.3b zu entnehmen.

der einzelnen Laven liegen ähnlich wie bei den dacitischen Laven im Bereich von wenigen 10er m. Diese Sequenzen erreichen mit maximal 70 m geringere Mächtigkeiten als die dacitischen Sequenzen. Eine autobrekziöse Ausbildung der Laven ist häufig zu beobachten. Die Durchmesser der Autoklasten liegen im cm- bis dm-Bereich. Neben Autoklasten wurden auch sedimentäre und dacitische Lithoklasten in den Rhyolithen gefunden. Die sedimentären Lithoklasten können Durchmesser bis zu 1,5 m erreichen. Die in die Laven inkorporierten, dacitischen Lithoklasten mit Durchmessern im cm-Bereich weisen eine dunklere Färbung als die rhyolithischen Laven und wechselnde Gehalte an Feldspat-Phänokristallen auf.
Auch die rhyolithischen Laven sind zum Teil sehr stark alteriert und weisen eine rosa bis gelbliche Färbung auf. Stark alterierte Rhyolithe markieren das vorläufige Ende der vulkanischen Tätigkeiten. Lediglich eine 20 m mächtige, weiß-gelbliche, rhyolithische Lava ist noch in die nachfolgende sedimentäre Abfolge eingeschaltet. Neben Feldspat-Phänokristallen weist diese Lava (Pkt. 7, Probe 96-109) Quarz und Hellglimmer auf.

Die Proben K 98 und K 99 stammen aus dem unteren Abschnitt der vulkanogenen Abfolge (Pkt. 1 – 3). Die Proben K 116, K 118/1, K 118/2, K 119 und K 120 kommen aus dem oberen Abschnitt der vulkanogenen Abfolge östlich der Profillinie (östlich von Pkt. 5 – 7), im Liegenden der nachfolgenden Grauwackenserie. Die exakte stratigraphische Stellung der Proben innerhalb der triassischen Abfolge ist nicht bekannt.

Pyroklastische Ablagerungen spielen in der vulkanogenen Abfolge nur eine untergeordnete Rolle. Der Vulkanismus ist überwiegend nicht explosiv. Tuffhorizonte sind selten und stark alteriert. In den Zwischenräumen von autobrekziösen Topbereichen der Laven sind teilweise noch reliktische Tuffe erhalten geblieben. Das lockere Material der Fallablagerungen dürfte in der Regel in nachfolgende Fließablagerungen einbezogen worden sein. Tuffbrekzien treten ebenfalls nur untergeordnet auf.
Neben einem intermediäreren, maximal 30 m mächtigen Lagergang durchschlägt ein 30 m mächtiger, saurer, subvulkanischer Stock, der keine Feldspat-Phänokristalle aufweist, die Vulkanite.

Als sedimentäre Einschaltung tritt eine 10 m mächtige Abfolge mit karbonathaltigen, bräunlichen Sandsteinbänken im unteren Abschnitt der vulkanogenen Folge auf. Verkieselte Horizonte mit Onkoiden und verkieseltem Holz (BEBIOLKA, in Vorbereitung) sind im oberen Bereich in die ansonsten vulkanogene Abfolge eingeschaltet.
Überlagert wird die letzte Lava der stark aktiven vulkanischen Phase von zwei weiteren verkieselten Horizonten (Pkt. 6), roten Sedimenten und einer klastischen Kalksteinbank. Neben Konkretionen treten Conchostraca und Pelecypoda in den Sedimenten auf (BEBIOLKA, in Vorbereitung).

Die sich anschließende, sedimentäre Abfolge weist eine Mindestmächtigkeit von 700 m auf. Sie besteht aus blaugrünlichen, zum Teil dunklen, violetten Grauwacken und Konglomeraten (BEBIOLKA, in Vorbereitung). Die Mächtigkeiten der einzelnen Grauwacken-Bänke liegen im dm-Bereich. Die jüngeren Grauwacken werden zunehmend durch Sandsteine ersetzt (BEBIOLKA, in Vorbereitung). In den nachfolgenden Konglomeraten treten vereinzelt aufgearbeitete, sedimentäre Gerölle aus den unterlagernden Grauwacken auf. Der Anteil an grobklastischen Konglomeraten und der Anteil der sedimentären Gerölle in den Konglomeraten nimmt zum oberen Teil des Abschnittes zu. Die Mächtigkeiten der Konglomerathorizonte erreichen bis zu 2,5 m. Typische Geröllduchmesser liegen bei 5 bis 10 cm. Die vulkanischen Gerölle können vereinzelt Durchmesser bis zu 50 cm erreichen.

Zwei andesitische Gangsysteme (Pkt. 8) mit Mächtigkeiten im m- bis 10 m-Bereich durchschlagen die sedimentäre Abfolge. Die beiden Gangsysteme verlaufen fast rechtwinkelig zueinander und streichen in N-S- bzw. in W-O- Richtung.
Das aufgenommene Profil endet in den Sedimenten im Liegenden einer stark alterierten Zone (Pkt. 9, Abb. A3).

Die sedimentäre Sandstein-Konglomerat-Abfolge setzt sich im Nordosten der Alterationszone fort (Pkt. 10, Cerro Homillos). Die die Sedimente durchschlagenden Gänge sind im Gegensatz zu den Sedimenten nicht alteriert worden. Nordöstlich des Cerro Homillos sind Kalksteinbänke (Pkt. 11, Abb. A3) in die Konglomerate eingeschaltet und die Abfolge endet mit feldspatporphyrischen, andesitischen Laven, deren Mächtigkeit insgesamt im Bereich von mehreren 10er m liegt (Mindestmächtigkeit 40 m). Einzelne Effusionsereignisse lassen sich nicht differenzieren. Sowohl die Kalksteine als auch die Laven dürften schon in den unteren Jura gehören. Entsprechende, fossilführende Kalksteinbänke wurden abseits von der verlängerten Profillinie gefunden (BEBIOLKA, in Vorbereitung).

Schlussfolgerungen:
Die Mächtigkeit der vulkanogenen Folge im Quebrada Cachina-Profil und das Fehlen bzw. der wesentlich geringere Anteil vulkanischer Förderprodukte nördlich des Profils bis nach Taltal deuten auf eine große Nähe zum Fördergebiet und damit auf eine proximale Ablagerung der Vulkanite im Quebrada Cachina-Profil hin.
Die im unteren Profilabschnitt abgelagerten Tuffe könnten aus einem distal gelegenen Fördergebiet stammen. Für eine anschließende Verlagerung des Zentrums der vulkanischen Aktivität nach Osten in das Gebiet nördlich der Quebrada de la Cachina spricht sowohl die große Anzahl der vulkanischen Gerölle in den Konglomeraten, als auch die Anzahl und die Mächtigkeiten der später geförderten Laven sowie die schwere Differenzierbarkeit der einzelnen Lavaflüsse. Die massigen, feldspatporphyrischen, dacitischen Laven wurden innerhalb einer

kurzen Zeitspanne gefördert, so dass häufig mehrere Lavaflüsse miteinander verschmolzen sind und nur noch vereinzelt Basal- und Topbrekzien oder amygdaloide Gefüge die Oberflächen der jeweiligen Ströme kennzeichnen. Es kann demzufolge davon ausgegangen werden, dass die Laven in der Profillinie proximal zum Förderzentrum abgelagert worden sind.

Die Vulkanitfolge wird von dacitischen Laven beherrscht. Rhyolithische Laven treten nur untergeordnet gegen Ende der vulkanischen Aktivitäten auf. Die starken Alterationen in der vulkanogenen Abfolge könnten sowohl auf hydrothermale Aktivitäten am Ende des vulkanischen Zyklus als auch auf fluide Phasen zurückzuführen sein, die bei der Intrusion des sich im Osten anschließenden oberjurassischen Plutons freigeworden sind.

Westlich der Profillinie (Pkt. 0 – 9, Abb. A3) dominieren vulkanogene Brekzien in der triassischen Abfolge. Die Matrix der Brekzien ist in der Regel chloritisiert. Die Durchmesser der vulkanischen Pyroklasten von bis zu 1 m und die schlechte Sortierung sind auch hier, wie bei den Laven, durch eine große Nähe zum Förderzentrum bedingt. Der explosive Vulkanismus kann auf ein Eindringen von Wasser in die Magmenkammern zurückzuführen sein. Dabei handelt es sich vermutlich um Meerwasser, das durch den Kontakt mit den Magmen zu den phreatomagmatischen Eruptionen geführt hat. Die Vulkanite in der Quebrada Cachina sind folglich nicht weit oberhalb des Meeresspiegelniveaus gefördert und abgelagert worden.

Es existierten im Norden der Quebrada de la Cachina mindestens zwei Förderzentren, von denen das eine überwiegend explosive Produkte (westlich der Profillinie) und das andere überwiegend Laven (im Profilbereich) gefördert hat.

Bei den Ablagerungen im Quebrada Cachina-Profil handelt es sich vorherrschend um terrestrische, nicht explosiv geförderte Ablagerungen. Für die Conchostraca, Pelecypoda und Onkoide führenden Sedimente im Hangenden der vulkanogenen Abfolge kommt ein limnisches oder ein brackiges, auf Grund der Hölzer jedoch ufernahes Ablagerungsmilieu in Betracht (BEBIOLKA, in Vorbereitung). Anzeichen für einen subaquatischen Vulkanismus konnten nicht gefunden werden.

Der große Anteil an vulkanischen Geröllen in den Konglomeraten der oberen, sedimentären Abfolge spricht für eine schnelle Aufarbeitung der in der Trias geförderten Vulkanite unmittelbar im Anschluss an ihre Ablagerung.

Hinweise auf einen andesitischen Vulkanismus, wie er im Cerro Yumbes-Profil und in der Quebrada Pan de Azúcar vorhanden ist, fehlen im Quebrada Cachina-Profil. Nur die Konglomerate im unteren Profilabschnitt weisen durch aufgearbeitete, andesitische Gerölle auf ein Fördergebiet mit einem andesitischen Vulkanismus im sedimentären Liefergebiet hin. Ein andesitischer Vulkanismus setzt im Untersuchungsgebiet nördlich der Quebrada de la Cachina erst im unteren Jura ein. Als ein mögliches Liefergebiet für die konglomeratischen Ablagerungen sind die andesitischen Vulkanite und Pyroklastika der weiter südlich gelegenen Agua Chica-Formation aus dem Gebiet der Quebrada Pan de Azúcar denkbar.

In allen drei Profilen (Cerro Yumbes, Pan de Azúcar und Quebrada Cachina) sprechen die starken Mächtigkeitsschwankungen der Abfolgen und die sofortige Aufarbeitung der abgelagerten Vulkanite für die Förderung in Gebieten mit starken Reliefunterschieden. Derartige Reliefunterschiede könnten durch ein System mit Horsten und Gräben bedingt worden sein, wie es von SUÁREZ & BELL (1992, 1994) vorgeschlagen worden ist. Dieses System kann dazu geführt haben, daß Magmen entlang von Schwächezonen innerhalb der Gräben des triassischen Riftsystems aufgedrungen und anschließend in den Gräben abgelagert worden sind. Dadurch kam es entlang der Schwächezonen zur Ausbildung von lokalen Förderzentren, die sich durch große Mächtigkeiten der vulkanischen Ablagerungen auszeichnen. Durch die Erosion sind Teile der ursprünglichen Vulkanbauten abgetragen worden, so dass keine vollständig erhaltenen Vulkanbauten mehr erkennbar sind.

3.2.3 Regionale Geologie und Aufnahme der Hauptprofile zwischen Taltal und Chañaral

Regionale Geologie:
Die beiden Hauptprofile zwischen Taltal und Chañaral erstrecken sich über mehrere Formationen. Den eigenen Geländebefunden wird eine Übersicht über die Formationen aus früheren Bearbeitungen vorangestellt.

Nach ULRIKSEN (1979) und NARANJO & PUIG (1984) besteht die paläozoische Las Tórtolas-Formation aus einer Sequenz von deformierten, klastischen Sedimenten und Orthometamorphiten. In diese sind Cherts und mit einem tektonischen Kontakt basische Vulkanite (hyaloklastische Brekzien und amygdaloide Laven) eingeschaltet. Lokal sind paläozoische sowie mesozoische Plutone eingedrungen.

Die paläozoischen Schichten werden mit einer erosiven Winkeldiskordanz von den Sedimenten und Vulkaniten der triassischen Cifuncho-Formation überlagert (s. Kapitel 3.2.2).

Der Übergang von den triassischen Schichten zu den Sedimenten der unterjurassischen Pan de Azúcar-Formation (Hettangium und unteres Sinemurium) ist größtenteils konkordant ausgebildet. Die Pan de Azúcar-Formation definierte NARANJO (1978) als eine Abfolge von klastischen, marinen Sedimenten, deren Typlokalität in der gleichnamigen Quebrada ca. 35 km nordöstlich von Chañaral liegt. In die Abfolge sind Plagioklas-führende Kristalltuffe sowie Tuffite mit rekristallisiertem Glas, andesitischen Fragmenten und Bimsen eingeschaltet (NARANJO 1978, BEBIOLKA, in Vorbereitung). Der Einfluss des westlich der Küstenkordillere gelegenen Vulkanismus nimmt vom unteren zum oberen Hettangium zu (QUINZIO 1987).

Die Schichten der Posada de los Hidalgo-Formation (je nach Autor auch Posada de los Tres Hidalgos-Formation genannt) überlagern nördlich der Sierra Esmeralda, ca. 40 km südlich von

Taltal, mit einer Erosionsdiskordanz die Schichten der Pan de Azúcar-Formation (NARANJO & PUIG 1984). Die Posada de los Tres Hidalgos-Formation wurde von GARCÍA (1967) definiert. Es handelt sich um eine vulkanoklastische Sequenz, in die Sedimente und andesitische Laven eingeschaltet sind (GARCÍA 1967, NARANJO & PUIG 1984). Die Mindestmächtigkeit der Formation wird von NARANJO & PUIG (1984) mit 500 m angegeben. Der untere Abschnitt der Formation besteht aus submarinen, küstennahen Ablagerungen von Pyroklastiten, die in der Nähe des Förderzentrums abgelagert worden sind. Sowohl die Durchmesser der sedimentären Lithoklasten, die aus der Pan de Azúcar-Formation stammen, als auch die Durchmesser der porphyrischen, andesitischen Pyroklasten erreichen bis zu 60 cm Durchmesser (NARANJO & PUIG 1984). Der obere Abschnitt der Formation besteht aus terrestrischen, roten Sedimenten (Aalenium bis Bajocium, SUÁREZ et al. 1985) und andesitischen Laven sowie einer dacitischen, hypabyssischen Intrusion (NARANJO & PUIG 1984).
Die Ablagerung der Pan de Azúcar- und der Posada de los Hidalgo-Formation im Gebiet südlich von Taltal erfolgte nach SUÁREZ et al. (1985) in einem flachen, marinen “intra-arc“ Becken, während BEBIOLKA (in Vorbereitung) von einer Ablagerung im Osten des vulkanischen Fördergebietes ausgeht.

Im Arbeitsgebiet folgt über der Posada de los Hidalgo-Formation eine mächtige vulkanogene Abfolge. Die Vulkanite dieser Abfolge sind in der Küstenkordillere von Nord-Chile weit verbreitet. Sie wurden zum ersten Mal von DARWIN (1838) beschrieben und als “Porphyr-Formation“ bezeichnet. Weitere Beschreibungen der jurassischen, vulkanischen Serie für das Gebiet zwischen Paposo und Taltal folgten (DARAPSKY 1900, STEINMANN 1923). STEINMANN gab ihr den Namen “Porphyrit-Formation“. GARCÍA (1967) benannte die “Porphyrit-Formation“ nach ihrer von ihm beschriebenen Typlokalität in “La Negra-Formation“ um. Die Typlokalität der La Negra-Formation befindet sich in der Quebrada La Negra ca. 10 km südlich von Antofagasta. BUCHELT & ZEIL (1986) behielten den von DARWIN (1838) und STEINMANN (1923) geprägten Begriff der “Porphyrit-Formation“ bei, während sich in der Literatur weitläufig der Begriff der La Negra-Formation von GARCÍA (1967) durchgesetzt hat. Das Alter der La Negra-Vulkanite wird mit Lias bis Oxfordium angegeben (FERRARIS 1978, FERRARIS & DI BIASE 1978, NARANJO & PUIG 1984). Die Mächtigkeitsangaben für die Formation schwanken je nach Autor zwischen 5 und 15 km. Bei Antofagasta wird die Mächtigkeit der La Negra-Formation mit mehr als 10 km angegeben (GARCÍA 1967, BUCHELT & ZEIL 1986, BUCHELT & TELLEZ 1988). PALACIOS (1978) gibt die Mächtigkeiten der jurassischen, vulkanogenen Abfolgen in der Küstenkordillere zwischen 16° und 26°S mit 5 bis 15 km an.
GARCÍA (1967) definiert die La Negra-Formation als eine Abfolge von porphyrischen, teilweise amygdaloiden, andesitischen Laven, in die Bänke mit porphyrischen Brekzien und roten Areniten eingeschaltet sind. Bei den Vulkaniten handelt es sich überwiegend um subaerisch

geförderte Laven, die Plagioklase und Pyroxene sowie untergeordnet Amphibole als Phänokristalle führen (BUCHELT & TELLEZ 1988).
PALACIOS (1978) gibt einen Überblick über die Entwicklung des jurassischen Vulkanismus von 22° bis 26° 15'S. Seine petrographischen Beschreibungen und die geochemischen Untersuchungen der Haupt- und Spurenelemente wurden später ergänzt durch Arbeiten bei Antofagasta von BUCHELT & ZEIL (1986), BUCHELT & TELLEZ (1988), MUÑOZ et al. (1988), PICHOWIAK et al. (1990) sowie von LUCASSEN & FRANZ (1994) und PICHOWIAK (1994) bei 24°S. Die Förderung der Vulkanite an einem aktiven Kontinentalrand gilt bei vielen Autoren als wahrscheinlich, aber es werden in der Literatur auch andere geotektonische Positionen diskutiert (s. Kapitel 1.1).

Südlich von Taltal überlagert die La Negra-Formation die Abfolgen der Pan de Azúcar- und der Posada de los Hidalgo-Formation mit einer Erosionsdiskordanz (NARANJO & PUIG 1984).
Die Vulkanite der La Negra-Formation sind dunkel, grau-grünlich und violett gefärbt. Die Laven erreichen Mächtigkeiten im m- bis 10er m-Bereich. Es handelt sich dabei um porphyrische, teilweise amygdaloide Andesite (NARANJO & PUIG 1984), die bis zu 45 Vol.% Phänokristalle aufweisen (PALACIOS 1978). Die Brekzien sind sehr mächtig und bestehen aus porphyrischen, andesitischen Pyroklasten bis zu einem Durchmesser von 40 cm. Die Matrix ist ebenfalls porphyrisch und andesitisch. In der Regel ist sie chloritisiert und epidotisiert. Außerdem sind zahlreiche, porphyrische subvulkanische Intrusionen, die große Ähnlichkeiten mit den Laven aufweisen, in die Abfolge der La Negra-Formation eingedrungen (NARANJO & PUIG 1984).

Die jurassische Abfolge wird durch das Atacama Störungssystem abgeschnitten und grenzt an die Abfolge der Aeropuerto-Formation, die der unteren Kreide angehört (NARANJO & PUIG 1984). Die Aeropuerto-Formation wurde von ULRIKSEN (1979) in der Umgebung des Flughafens "Breas de Taltal" bearbeitet. Die Typlokalität besteht aus einer Abfolge von Vulkaniklastiten, in die überwiegend kontinentale und untergeordnet marine Sedimente eingeschaltet sind. In der Quebrada Taltal im Norden des Flughafens stehen jeweils bis zu 10 m mächtige, andesitische Lavaflüsse an (NARANJO & PUIG 1984).
Die Kreidevulkanite stellen nach MARINOVIC et al. (1995) die Fortsetzung des Juravulkanismus dar.

3.2.3.1 Profil Cerro del Difunto

Das Cerro del Difunto-Profil beginnt am Übergang von der paläozoischen zur triassischen Einheit in der Sierra Cifuncho westlich der Posada de los Hidalgo. Es verläuft nach Osten über die jurassischen Einheiten bis in die unterkretazischen Abfolgen östlich der Carretera Panamericana (Abb. A4). Die Alterseinstufung der Vulkanite erfolgt im Arbeitsgebiet zwischen

Taltal und Chañaral auf der Grundlage der geologischen Karte 1:250.000 (Nos. 62-63, NARANJO & PUIG 1984) und der biostratigraphischen Arbeit von BEBIOLKA (in Vorbereitung).

Geländebefund:

Paläozoikum

Der Beginn des Profils liegt im paläozoischen Basement (Las Tórtolas-Formation) bei W 70° 34' 04'' und S 25° 47' 06'' (Punkt (Pkt.) 1, Abb. 3.6.a und Abb. A4). Bei der paläozoischen Einheit handelt es sich um gefaltete, unterschiedlich stark foliierte, metamorphe Beckensedimente (Phyllite bis metamorphe Sandsteine) mit Mächtigkeiten im cm- bis m-Bereich, die im Karbon verfaltet worden sind (s. Kapitel 2.2.1). Ein ca. 10 m mächtiger, andesitischer Gang durchschlägt die überwiegend nach Westen einfallende Einheit. Der Kontakt zu der triassischen Abfolge ist tektonisch gestört, so dass deren Basis nicht aufgeschlossen ist.

Obere Trias

Die insgesamt 110 m mächtige, triassische Abfolge (Cifuncho-Formation) beginnt bei Pkt. 2 (Abb. 3.6.a und Abb. A4) und fällt nach Osten ein. Sie besteht zunächst aus grünlichen bis hellgrauen, pyroklastischen Tuffbrekzien mit einer Mächtigkeit von ca. 50 m. Die Brekzien sind schlecht sortiert und enthalten kleinere Pyroklasten von ca. 10 cm Durchmesser und größere Blöcke, die im Durchschnitt Durchmesser von 40 bis 50 cm aufweisen. Sowohl die Pyroklasten als auch die Matrix der Brekzien enthalten Feldspat-Phänokristalle bis 0,4 cm Größe. Untergeordnet treten mafische Phänokristalle bis 0,3 cm Größe auf, bei denen es sich überwiegend um Amphibole handelt.

Eine sedimentäre Folge aus Konglomeraten und Sandsteinen mit verkieselten Bereichen überlagert die Brekzien. Die Konglomerate weisen vulkanische Gerölle mit maximalen Durchmessern von 1 m auf. In den Grenzbereich der triassischen und jurassischen Schichten ist ein stockförmiger Körper intrudiert. Seine Mächtigkeit liegt bei maximal 15 m. Neben Feldspäten und etwas Quarz weist diese Intrusion ebenfalls mafische Phänokristalle (Pyroxene und Amphibole) bis 0,2 cm auf.

Unterer Jura bis Bajocium

Der Übergang zu den marinen Sedimenten der Pan de Azúcar-Formation des unteren Jura (Hettangium, BEBIOLKA, in Vorbereitung) ist konkordant ausgebildet (Pkt. 3, Abb. 3.6a und Abb. A4). Im unteren Teil der Serie sind grünliche Tuffite eingeschaltet. Helle Konglomerate, die sedimentäre und vulkanische Gerölle enthalten und dem Sinemurium zugerechnet werden (BEBIOLKA, in Vorbereitung), grenzen in der südlichen Profilhälfte mit einem winkeldiskordanten Übergang (Pkt. 4, Abb. 3.6a und Abb. A4) an die nachfolgende lateral faziell unterschiedlich ausgebildete, vulkanogene Abfolge (Posada de los Hidalgo-Formation).

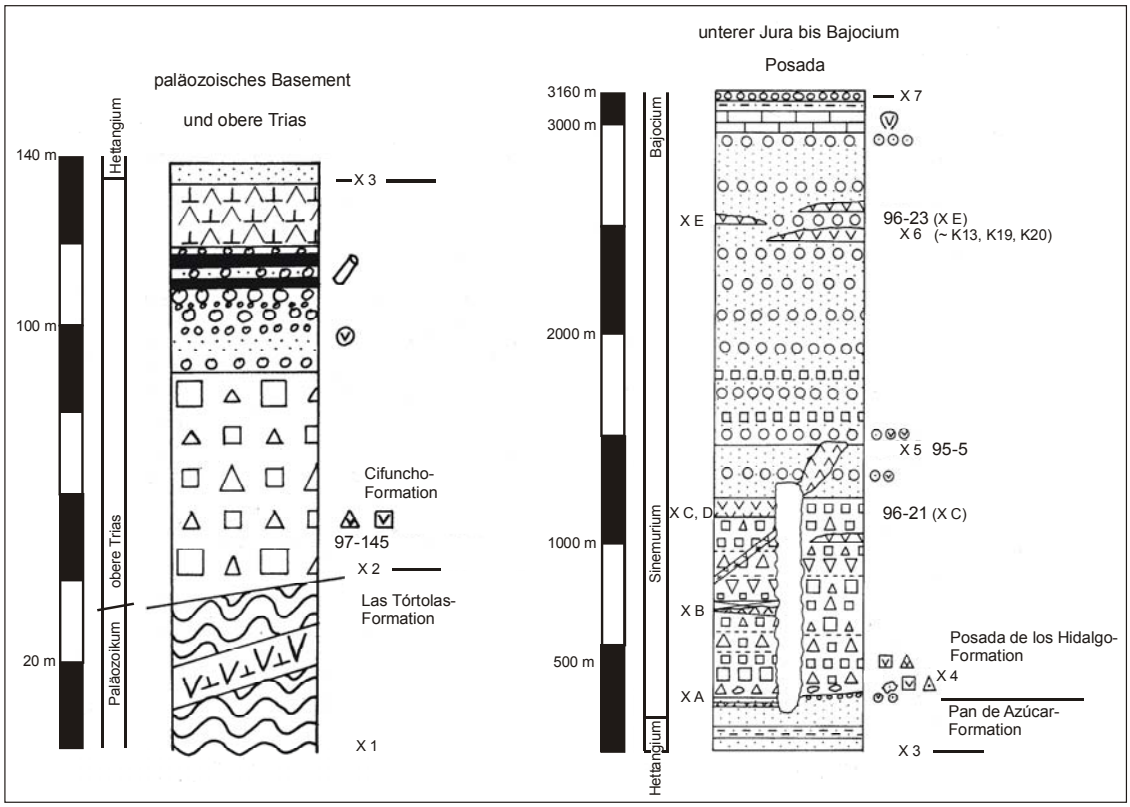


Abb. 3.6a: Cerro del Difunto-Profil vom paläozoischen Basement bis in die untere Kreide. Dabei ist zu beachten, dass die Maßstäbe für die einzelnen Zeitabschnitte unterschiedlich sind. Die Punkte Pkt. x1 - x44 geben die Punkte aus den Luftbildern Abb. A4 und die Nummern 95-5 bzw. K13 geben Probenummern wieder. Die Symbole sind der Profillegende (Abb. 3.3b) zu entnehmen. Im getrennten Profilabschnitt des unteren Jura (Sinemurium) ist auf der linken Seite die Abfolge der nördlichen Profillinie (Pkt. xA - x D, Abb. A4) und auf der rechten Seite die Abfolge der südlichen Profillinie (Pkt. x4 - x5, Abb. A4) dargestellt.

In der <u>südlichen Profillinie</u> (Abb. 3.6a und Abb. A4) besteht die vulkanogene Folge aus einer mindestens 950 m mächtigen, vorwiegend brekziösen Abfolge, in der sich keine Einzelereignisse unterscheiden lassen. An der Basis weist die Abfolge einen Aufarbeitungshorizont mit Schrägschichtung (BEBIOLKA, in Vorbereitung) und sedimentären Lithoklasten auf. Bei der dunklen, blaugrauen bis rötlichen, schlecht sortierten brekziösen Abfolge handelt es sich um Lapillituffe, Kristall-Tuffbrekzien und pyroklastische Brekzien. Diese monomikten Schichten enthalten Pyroklasten im cm- bis dm-Bereich (Maximalwerte bei 1 m), die eine dunkle blaugrau, grünliche oder rötliche Färbung aufweisen. Chloritisierte oder eisenoxidreiche mafische Phasen bis 1 cm (bis 10 Vol.%) sowie Feldspäte bis 0,5 cm Größe (bis 15 Vol.%) bilden den Phänokristallbestand in den Pyroklasten. Die Matrix weist in der Regel zerbrochene Feldspäte auf. Eine 5 m mächtige, serial- und feldspatporphyrische Lava ist in die pyroklastische Abfolge eingeschaltet. Das vorläufige Ende der explosiven, vulkanischen Tätigkeiten wird durch karbonathaltige, helle, marine Sedimente des Sinemurium dokumentiert (BEBIOLKA, in Vorbereitung).

Im unteren Abschnitt der <u>nördlichen Profillinie</u> (Posada de los Hidalgo-Formation) ist den marinen Sedimenten des unteren Jura ein 7m mächtiger, feldspatporphyrischer Lagergang eingeschaltet (Pkt. A, Abb. 3.6a und Abb. A4). Die vulkanogene Abfolge besteht aus einer

Wechselfolge von Tuffen, Kristall- und Lapillituffen, Tuffbrekzien und vereinzelten pyroklastischen Brekzien. Rötliche bis braune Farben dominieren die Abfolge. Zusätzlich treten gräuliche bis grünliche Farbtöne auf. Die Tuffe weisen besonders im unteren Profilabschnitt eine sehr dunkle, fast schwarze Farbe auf. Die Mächtigkeiten variieren von wenigen cm bei den Tuffen bis zu 20 m in den Brekzien. Die mehrfache, normale Gradierung innerhalb der Schichten, die ausgeprägten, bis zu 1,5 cm breiten Abschreckungssäume der Pyroklasten und die häufigen Schichtenwechsel mit geringen Schichtmächtigkeiten bis zu 2 m, die im unteren Abschnitt der pyroklastischen Schichten zu beobachten sind, können nach FISHER & SCHMINKE (1984) auf ein subaquatisches Ablagerungsmilieu hinweisen. Im oberen Abschnitt nehmen die Schichtmächtigkeiten zu und es fehlen Hinweise auf ein subaquatisches Ablagerungsmilieu. Bei den Pyroklasten handelt es sich um feldspatporphyrische Lapilli bis Blöcke, die maximale Größen von 1 m erreichen. Im unteren Abschnitt sind die pyroklastischen Ablagerungen teilweise polymikt mit vulkanogenen und sedimentären Klasten, während sie im oberen Abschnitt ausschließlich monomikt mit vulkanogenen Klasten sind. Die Ausläufer (Pkt. B, Abb. 3.6a und Abb. A4) eines hellgrauen kleinräumigen, intermediären Förderzentrums bei Pkt. 5 (s. u. Hauptprofillinie ab Pkt. 5) überlagern diskordant eine Tuffbrekzie und weisen einen gestörten Kontakt zur überlagernden Abfolge auf. Der obere Profilabschnitt wird von einem NW-SE streichenden feldspatporphyrischen Gang mit Breiten zwischen 1,5 und 6 m durchschlagen. Den Abschluss der vulkanogenen Folge bilden feldspatporphyrische Laven mit einer Gesamtmächtigkeit von 40 m (Pkt. C und Pkt. D, Abb. 3.6a und Abb. A4). Das nördliche Teilprofil endet wie das südliche Teilprofil mit hellen, karbonathaltigen, marinen Sedimenten des Sinemurium (BEBIOLKA, in Vorbereitung).

In der Hauptprofillinie (ab Pkt. 5, Abb. 3.6a und Abb. A4) folgt auf die marinen Sedimente eine hellgraue, brekziöse, dacitische Lava, deren Altersstellung sich nicht eindeutig klären ließ. Ihre Ausdehnung verläuft diskordant zum Streichen bei einer Mindestmächtigkeit von 20 m und einer Länge die ca. 600 m beträgt. Vorstöße einzelner Magmenschübe mit Mächtigkeiten im m-Bereich sind erkennbar. Die dacitische Lava ist durch Feldspat-Phänokristalle bis 0,4 cm (bis 25 Vol.%) sowie durch rote, mafische Kristalle (Amphibole und Pyroxene) bis 0,4 cm (maximal 5 Vol.%) porphyrisch. Vergleichbare, kleinräumige, intermediäre Förderzentren sind auch weiter nördlich im Gebiet des Cerro Plomo-Profils zu finden (s. Beschreibung Cerro Plomo-Profil).

Es folgt eine Serie mit Konglomeraten und hellen, später überwiegend rötlichen Sandsteinen (BEBIOLKA, in Vorbereitung). Die vulkanischen Gerölle der Konglomerate können Größen bis 1 m Durchmesser erreichen. In diese sedimentäre Abfolge sind nur vereinzelt Lapillituffe und wenige, geringmächtige, porphyrische Laven eingeschaltet (Pkt. 6 und Pkt. E, Abb. 3.6a und Abb. A4). Letztere weisen im Basisbereich sowohl sedimentäre als auch vulkanische Lithoklasten auf. Die maximale Mächtigkeit der Laven liegt bei 10 m.

Im mittleren Jura schließen sich karbonathaltige, Muscheln und Schnecken führende, marine, zum Teil tuffitische Sedimente des Bajocium (BEBIOLKA, in Vorbereitung) und Konglomerate an (Pkt. 7, Abb. 3.6b und Abb. A4).

Mittlerer bis ?oberer Jura

Es folgen die Vulkanite der La Negra-Formation. Typisch für die Vulkanite der La Negra-Formation ist eine subaerische Abfolge von Lavadecken, die zum Teil stark verwittert sind. Im Cerro del Difunto-Profil liegt das durchschnittliche Streichen bei 172° (bei Werten zwischen 170° und 175°) und der durchschnittliche Einfallswinkel bei 32° (bei Werten zwischen 30° und 35°). Die Mächtigkeiten der einzelnen Lavadecken schwanken zwischen einigen dm und 15 m. Im Bereich der Förderzentren können vereinzelt sogar Mächtigkeiten bis 20 m auftreten. Der Schwerpunkt liegt bei Mächtigkeiten zwischen 1 und 5 m. Lateral keilen die Lavabänke weitgehend unabhängig von ihrer Mächtigkeit nach einigen 100 m aus. Die Laven sind schwach bis stark feldspatporphyrisch und massig ausgebildet. Die Größen der Feldspat-Phänokristalle variieren zwischen kleinen Kristallen um 0,2 cm, mittleren Größen um 0,5 bis 1 cm und größeren Feldspat-Phänokristallen um 1,5 cm. Die maximalen Kristalldurchmesser der Feldspäte liegen bei 4 cm. Die Feldspatgehalte variieren zwischen 0 und 15 Vol.%, in Ausnahmefällen liegen sie bei 25 Vol.%. Gehalte um 10 Vol.% sind am weitesten verbreitet. Eine Zonierung der Feldspäte ist häufig. Variationen der Phänokristallgehalte und -größen innerhalb eines Lavaflusses konnten sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung beobachtet werden. Zum Teil weisen die Laven ein glomerophyrisches und häufig auch ein serialporphyrisches Gefüge auf. Mafische Phänokristalle treten nur untergeordnet auf (meist weniger als 3 Vol.%). Sie sind alteriert und verhältnismäßig klein (bis 0,3 cm).

Die Lavabänke sind in der Regel stark zerklüftet und weisen häufig Quarz und Karbonat als Kluftfüllungen auf. Auch Kupfermineralisationen sind lokal entlang dieser Klüfte zu beobachten.
In die Basisbereiche der Laven sind vielfach vulkanische Lithoklasten eingearbeitet worden. Unabhängig von der Mächtigkeit der Laven sind die Topbereiche häufig blasenreich (amygdaloid) und entsprechend stärker verwittert. Vereinzelt lassen sich auch Blasen an der Basis und innerhalb der Lavaflüsse beobachten. Die Blasen erreichen Größen bis zu 10 cm. Ihr Anteil kann bis zu 40 Vol.% betragen. Eine unterschiedlich stark ausgeprägte längliche Ausrichtung der Blasen ist zu beobachten. Diese wird hauptsächlich durch das Fließverhalten der Lava bedingt, aber auch ein Einfluss durch eine spätere Auflast vor dem vollständigen Erkalten der Lava ist denkbar. Ebenso wie in den Klüften sind in den Hohlräumen der Blasen Quarz-, Karbonat- und Kupfermineralisationen zu beobachten.
Die blasen- und/oder feldspatreichen bzw. grobfeldspatporphyrischen Laven sind häufig stark verwittert. Stark verwitterte Laven machen einen großen Teil der Abfolge in der La Negra-

Formation des Cerro del Difunto-Profils aus. Stellenweise erreichen die verwitterten Bereiche Mächtigkeiten, die mehreren 100 m entsprechen.

Die vulkanogene Abfolge wird von zahlreichen Gängen durchschlagen. Diese Gänge sind wie die Laven feldspatporphyrisch und haben Mächtigkeiten zwischen 1 und 10 m. Ferner sind feldspatporphyrische Schmelzen in die Folge von Vulkaniten eingedrungen und haben Lagergänge gebildet, die ebenfalls Mächtigkeiten im 1 bis 10 m Bereich aufweisen.

Zusätzlich wird die Abfolge von annähernd N-S verlaufenden Tälern unterbrochen, die mit jüngerem Erosionsschutt verfüllt worden sind und in denen versteckte Störungen vorhanden sein können. Die daraus resultierenden Schichtlücken sind in dem schematischen Profil Abb. 3.6 vernachlässigt worden. Bei der Mächtigkeitsberechnung wurden die Schichtlücken (unter Annahme des Standardeinfallens) dem jeweiligen Unterabschnitt zugerechnet, in dem sie sich befinden. Dadurch wurden die Mächtigkeiten nicht aufgeschlossener Bereiche geschätzt und die einzelnen Ablagerungen mit einer größeren Mächtigkeit dargestellt. Die Mächtigkeitsverhältnisse innerhalb eines Unterabschnittes bleiben dafür erhalten. Aufeinanderfolgende Ablagerungen der gleichen Art sind aus darstellerischen Gründen zu einem großen Block zusammengefasst worden. Die dargestellten Mächtigkeiten entsprechen somit den Mächtigkeitsverhältnissen ohne Berücksichtigung der nicht aufgeschlossenen Bereiche.

Das Profil Cerro del Difunto lässt sich im mittleren bis ?oberen Jura in die folgenden 4 Schichtenfolgen untergliedern (Abb. 3.6). Dabei weist die weitgehend vulkanogene Abfolge bis zur AFZ (Atacama fault zone = Atacama Störungssystem) eine Mächtigkeit von 7450 m auf.

Abschnitt I (0 - 610 m):

Der Abschnitt I erstreckt sich von Pkt. 7 bis Pkt. 10 (Abb. 3.6b und Abb. A4). Die Abfolge der La Negra-Formation beginnt im Cerro del Difunto-Profil an der Basis mit einem 1 m mächtigen hydroklastischen Kristalltuff. Es folgt eine aphyrische Lava.

Die Abfolge besteht aus feldspatporphyrischen, rotbraunen bis dunkelgrauen Laven, die mit Sedimenten wechsellagern. Der Anteil der Laven beträgt im Abschnitt I 54 Vol.%.

In diese Abfolge sind Laven mit vergleichsweise großen Feldspäten eingeschaltet. Die Feldspat-Phänokristalle dieser Lava weisen Durchmesser bis zu 4 cm auf. Auch in anderen Profilen im Arbeitsgebiet treten zu Beginn des La Negra-Vulkanismus, nach der Korngrößenskala für kristalline Gesteine von TEUSCHER (aus WIMMENAUER 1985), riesenkörnige, feldspatporphyrische Vulkanite auf, die zum Teil ein Fluidalgefüge zeigen.

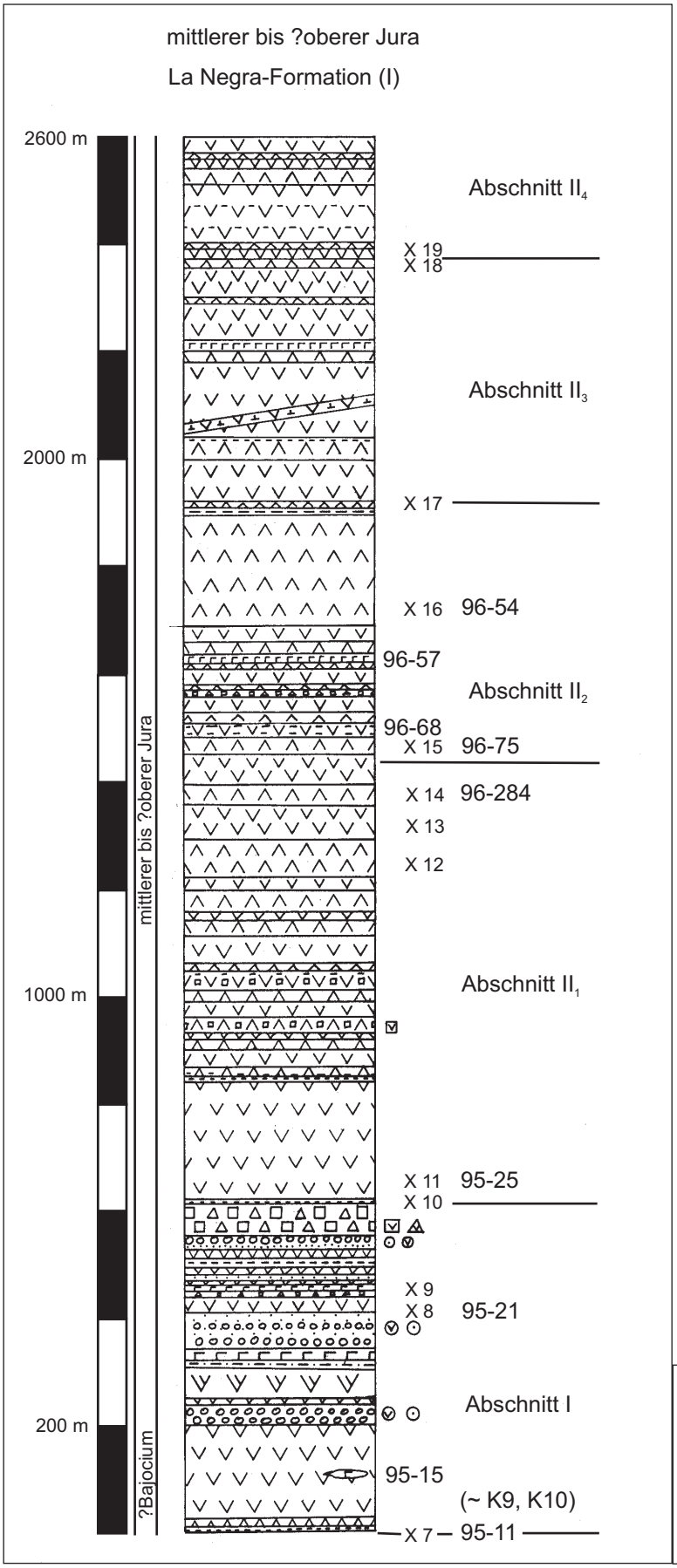


Abb. 3.6b: Fortsetzung des Cerro del Difunto-Profils mit den mittel- bis ?oberjurassischen Abschnitten I - II_4 der La Negra-Formation. Profillegende: Abb. 3.3b.

Hinweise auf eine explosive vulkanische Tätigkeit liefert ein hellgrauer, schwach verschweißter, saurer Ignimbrit, der reliktisch als Linse von 2 m Mächtigkeit und ca. 10 m lateraler Ausdehnung erhalten geblieben ist und diskordant die Laven überlagert. Die exakte stratigraphische Stellung dieser Linse, die andesitische Lithoklasten enthält, ist auf Grund des fehlenden Kontaktes zum überlagernden Profilabschnitt unsicher. Weitere rotbraune bis lila gefärbten Ignimbrite, Tuffite und Kristalltuffe mit Mächtigkeiten bis 5 m sowie bis 15 m mächtige Tuffbrekzien sind in die Abfolge vom Abschnitt I eingeschaltet. Ihr Anteil beträgt 24 Vol.%.

Als sedimentäre Einschaltungen (22 Vol.%) treten meist rötliche, fossilleere und folglich vermutlich terrestrische Sedimente wie z. B. feldspatreiche Sandsteine (Mächtigkeiten dm- bis m-Bereich) und Konglomeratlagen (Mächtigkeiten im m-Bereich) mit vulkanischen und sedimentären Geröllen auf. Dünne Sandsteinlagen sind häufig zwischen die einzelnen Lavaflüsse eingeschaltet.

Abschnitt II (610 - 3190 m):

Der Abschnitt II erstreckt sich von Pkt. 10 bis Pkt. 22 (Abb. 3.6b-c und Abb. A4). Er ist ausschließlich vulkanogen und besteht überwiegend aus einer Wechselfolge von feldspatporphyrischen Lavendecken mit feldspatarmen, annähernd aphyrischen Vulkaniten. Die Mächtigkeiten der Schichten schwanken zwischen 0,2 m und 20 m (in der Nähe des Förderzentrums). Es gibt Abfolgen von mehr als 100 m Mächtigkeit, in denen sich verwitterungsbedingt keine Einzelereignisse erkennen bzw. voneinander trennen lassen.
Laven, deren Gehalte an Feldspat-Phänokristallen über 5 Vol.% und deren Feldspatgrößen über 0,3 cm liegen, werden im folgenden als feldspatporphyrische Laven bezeichnet. Die maximalen Feldspatgehalte liegen bei 25 Vol.% und die maximalen Feldspatgrößen bei 1,5 cm. Gehalte an Feldspat-Phänokristallen um 10 Vol.% bei Feldspatgrößen zwischen 0,5 und 1 cm sind im Mittel typisch für diese Laven. Die feldspatporphyrischen Laven sind dunkel, rotbraun, grün, grau oder schwarz mit Mächtigkeiten zwischen 1,5 und 15 m. Größere Mächtigkeiten bilden die Ausnahme. Häufig führen die Laven geringe Mengen an Quarz und kleine mafische Phasen bis 0,3 cm. Quarz- und karbonatgefüllte Blasen sind meist rundlich, aber auch längliche, unregelmäßige oder plattgedrückte Blasen kommen vor. Sie haben Durchmesser bis 1 cm. Die feldspatporphyrischen und blasenreichen Laven sind anfällig für die Verwitterung und bilden häufig als Verwitterungsprodukt einen feinen Grus.

Ähnlich wie die feldspatporphyrischen Laven weisen die feldspatarmen Vulkanite eine dunkle, rotbraune, braune, blaugraue oder schwarze Färbung auf. Der Gehalt an Feldspat-Phänokristallen ist mit weniger als 5 Vol.% gering und die Kristalle sind mit maximal 0,3 cm Durchmesser verhältnismäßig klein im Vergleich zu den feldspatporphyrischen Laven. Der Blasengehalt schwankt und kann bis zu 50 Vol.% erreichen. Die kleineren Blasen mit

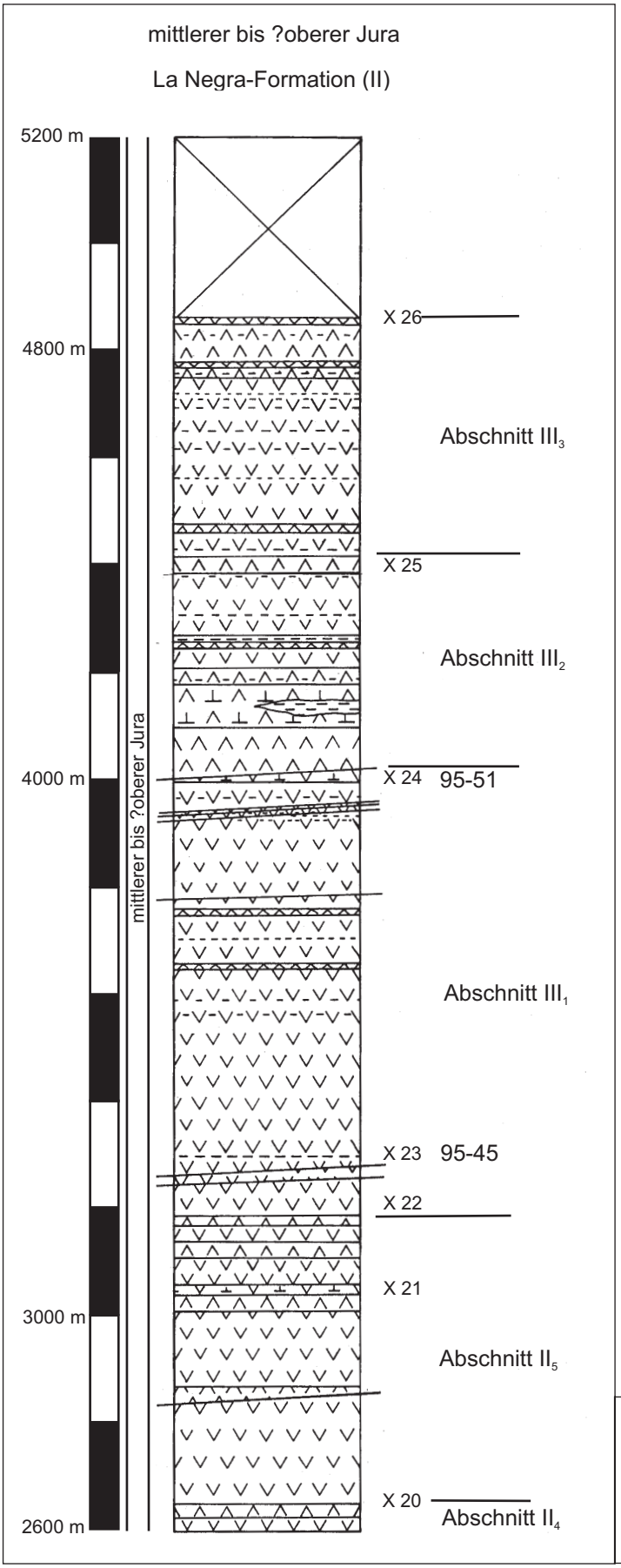


Abb. 3.6c: Fortsetzung des Cerro del Difunto-Profils mit den mittel- bis ?oberjurassischen Abschnitten II_4 -III_3 der La Negra-Formation. Profillegende: Abb. 3.3b.

Durchmessern bis 0,3 cm sind rundlich und mit Quarz gefüllt. Die größeren Blasen (bis 1 cm) sind häufig beim Fließen oder durch eine spätere Auflast ausgelängt bzw. vollständig zusammengedrückt worden, so dass makroskopisch eine dunkle Lamellierung entstanden ist. Die feldspatarmen Laven ähneln sehr stark den Ignimbriten, die ebenfalls eine Lamellierung aufweisen können. Überwiegend sind die feldspatarmen Vulkanite und Laven ähnlich massig und bankig ausgebildet wie die Ignimbrite (s. u. Beschreibung der Ignimbrite) und wie diese verhältnismäßig verwitterungsresistent. Für einige feldspatarme Vulkanite ist erst mikroskopisch die Entscheidung zwischen einer Fließablagerung (Lavafluss) und einer Stromablagerung (Schweißtuff/Ignimbrit) möglich.
Einige feldspatarme Laven weisen eine rotschwarze Melierung auf. Die roten Bereiche entstehen durch Tuffe, die beim Fließen der Lava vom Untergrund aufgenommen oder die kurz vor dem Erkalten des Lavaflusses zusammen mit der bereits abgekühlten Oberfläche eingearbeitet worden sind. Dunkle, schwarzbraune Flecken in den Laven sind durch Alterationen (Ausfällungen von Eisenoxiden und -hydroxiden) entlang von Wegbarkeiten wie Klüfte und Poren innerhalb des Gesteins entstanden.

Ab Pkt. 15 (Abb. 3.6b und A4) sind vereinzelt Ignimbrite in die Abfolge eingeschaltet. Die Ignimbrite sind ebenfalls dunkel, rotbraun, braun oder grau. Sie haben relativ verwitterungsresistente Bänke mit “plattigen“ Verwitterungsformen ausgebildet. Lamellierungen durch “Fiamme“ (plattgedrückte Bimse in stark verschweißten Ignimbriten) sind selten zu beobachten. Die Ignimbrite weisen wie die feldspatarmen Vulkanite weniger als 5 Vol.% Feldspat-Phänokristalle bis maximal 0,3 cm Durchmesser auf. Die Blasen der Ignimbrite sind überwiegend klein und rund. Im plattgedrückten Zustand erreichen sie Längen von maximal 2 cm. Quarz ist in den Blasenhohlräumen der Ignimbrite weit verbreitet. Mafische Kristalle, die bis zu 0,2 cm und 2 Vol.% erreichen können sind selten. Die Mächtigkeiten der meistens nur schwach verschweißten Ignimbrite liegen zwischen 1 m und 12 m.
Weitere pyroklastische Ablagerungen haben nur einen geringen Volumenanteil an der Abfolge. Dabei handelt es sich um rötliche und zum Teil lila Tuffe, Kristall- und Lapillituffe sowie Tuffbrekzien. Sie sind vereinzelt als geringmächtige Schichten von maximal 2 m Mächtigkeit oder als Linsen von wenigen Metern Breite erhalten geblieben. Häufig sind Relikte von Tuffen in cm bis m breiten Klüften innerhalb von brekziösen Bereichen der Laven und feldspatarmen Vulkanite zu beobachten. Der Anteil des ursprünglich geförderten Lockermateriales an der Gesamtmenge der Förderprodukte hat folglich wesentlich höher gelegen, als es dem fossil überlieferten Anteil entspricht.

Ab dem Beginn des Abschnittes II_1 (Pkt. 10, Abb. 3.6b und Abb. A4) bis zum Beginn des Abschnittes II_2 (Pkt. 15, Abb. 3.6b und Abb. A4) wechsellagern feldspatporphyrische Laven (55 Vol.%) mit feldspatarmen Vulkaniten (37 Vol.%). Die restlichen 8 Vol.% verteilen sich auf

pyroklastische Ablagerungen wie Tuffe bis Tuffbrekzien und Ignimbrite. Im anschließenden Bereich des Abschnittes II_2 von Pkt. 15 bis Pkt. 17 (Abb. 3.6b und Abb. A4) erreichen die feldspatarmen Vulkanite einen Volumenanteil von 64 Vol.%. Die feldspatporphyrischen Laven haben mit 27 Vol.% einen wesentlich geringeren Anteil an der Abfolge. Der Anteil an Ignimbriten liegt bei 3 Vol.%. Den verbleibenden Rest stellen mit 6 Vol.% Pyroklastite wie Tuffe, Lapillituffe und Tuffbrekzien. Ab dem Punkt Pkt. 17 (Abschnitt II_3, Abb. 3.6b und Abb. A4) bis zum Ende des Abschnittes II_4 (Pkt. 20, Abb. 3.6c und Abb. A4) dominieren feldspatporphyrische Laven mit 79 Vol.% die Abfolge. Die Unterscheidung der feldspatarmen Vulkanite in Laven und Ignimbrite ist sehr schwierig. Beide stellen zusammen 21 Vol.%. Der Anteil der feldspatarmen Laven geht dabei auf ca. 14 Vol.% zurück und der Anteil der Ignimbrite liegt bei ca. 7 Vol.%. Im sich anschließenden Abschnitt II_5 dominieren ab Pkt. 20 (Abb. 3.6c und Abb. A4) zunächst feldspatporphyrische Laven, danach steigt der Anteil an feldspatarmen Laven beginnend bei Pkt. 21 im oberen Teil von Abschnitt II_5 wieder auf ca. 40 Vol.% an. Der Anteil an feldspatporphyrischen Laven geht damit im oberen Teil auf 60 Vol.% zurück.

Abschnitt III (3190 - 7040 m):

Der Abschnitt III reicht von Pkt. 22 bis Pkt. 31 (Abb. 3.6c-d und Abb. A4). In diesem Abschnitt fehlen im Vergleich zu Abschnitt II die Ignimbrite und der Anteil an feldspatarmen Laven geht zunächst stark zurück. Der Abschnitt III besteht aus einer monotonen Wechselfolge von den für die La Negra-Formation typischen, feldspatporphyrischen Laven mit feldspatarmen Vulkaniten.

Bei den feldspatarmen Vulkaniten handelt es sich im Abschnitt III ausschließlich um Laven. Die Mächtigkeiten der feldspatarmen Lavadecken liegen bei 2 bis 5 m. Im Bereich der Fördergebiete erreichen sie Mächtigkeiten bis 20 m. Die Laven haben zumeist eine dunkle braune oder graue Färbung, aber auch eine hellere rotgrüne Färbung konnte beobachtet werden. Besonders im Abschnitt III_3 (Abb. 3.6c) weisen die Laven die für sie typischen dunkelbraunen bis schwarzen Flecken (Ausfällungen von Eisenoxiden und -hydroxiden) bis 0,2 cm und eine bankige Ausbildung bei einer vergleichsweise großen Verwitterungsresistenz auf. Entsprechend ihrer Definition haben die Laven nur kleine Feldspat-Phänokristalle bis 0,3 cm mit einem Anteil von 5 Vol.%. Sie führen vereinzelt bis zu 0,2 cm große mafische Kristalle. Quarzgefüllte, rundliche Blasen bis 1 cm sowie unregelmäßig geformte und ausgelängte Blasen bis 1,5 cm sind häufig besonders in den Topbereichen der Laven anzutreffen. In Ausnahmefällen erreichen die quarz- und karbonatgefüllten rundlichen Blasen Größen bis 8 cm und längliche Blasen eine Ausdehnung bis 30 cm. Die feldspatarmen Laven haben oftmals höhere Gehalt an Blasen, als die feldspatporphyrischen Laven. Die Gehalte an Phänokristallen und Blasen variieren innerhalb der Lavaflüsse.

Wie die feldspatarmen Laven haben auch die feldspatporphyrischen Laven im Abschnitt III eine dunkle braune oder graue Färbung. Auch hellere grünliche und rötliche Färbungen treten auf. Die Mächtigkeiten liegen ebenfalls zwischen 2 und 5 m, untergeordnet bei 10 m. Die anstehenden Bänke sind selten mächtiger als 2 m. Der restliche Teil des Lavaflusses steht als stark verwitterter Topbereich an. Die porphyrischen Laven weisen mit 5 bis 10 Vol.% eher niedrige Gehalte an Feldspat-Phänokristallen auf. Die Gehalte erreichen nur vereinzelt 15 Vol.%. In wenigen Ausnahmefällen beträgt der Feldspatanteil bis 25 Vol.%. In der Regel sind die Feldspäte nicht größer als 1,5 cm. Nur vereinzelt treten Feldspäte mit Größen bis 2,5 cm auf. Häufig zeigen die Laven ein glomerophyrisches Gefüge. Die mafischen Kristalle sind alteriert und erreichen Größen bis zu 0,3 cm. Blasen sind in den porphyrischen Laven stark verbreitet. Ihr Anteil kann bis zu 30 Vol.% betragen. Rundliche Blasen erreichen bis zu 0,5 cm und ausgelängte Blasen bis 1 cm. Durchmesser bis 3 cm bilden vereinzelte Ausnahmen. Insgesamt sind die Blasen der feldspatporphyrischen Laven kleiner als die der feldspatarmen Laven.

Die pyroklastischen Ablagerungen im Abschnitt III beschränken sich auf Tuffe und Kristalltuffe. Sie sind als reliktische Einschlüsse in den brekziösen Topbereichen beider Laventypen sehr verbreitet. Als Schicht stehen sie mit geringen Mächtigkeiten von maximal 2 m an. Der Anteil der Tuff-Fragmente am Vulkanitvolumen liegt im Abschnitt III bei nur 1 Vol.%. In dem Abschnitt III_4 fehlen die Tuffe mit Ausnahme einer 2 m mächtigen Linse. Lithoklasten sind vereinzelt in den Tuffen vorhanden und erreichen Durchmesser von wenigen Dezimetern.

Die Lagergänge und Gänge dieser Abfolge sind nur schwer von den anstehenden Laven zu unterscheiden. Die Matrix der Lagergänge ist grobkörniger als die der Laven. Ferner zeichnen sie sich zum Teil durch größere, mafische Kristalle aus.
Die gesamte Abfolge wird von einem feinen Netz aus Quarz- und Karbonatadern durchzogen. Die Breite der Adern liegt im Bereich weniger Millimeter. Der Anteil an sekundär mit Quarz und Karbonat gefüllten Adern und Blasen kann in einer Schicht bis zu 50 Vol.% betragen. Die gesamte Abfolge im Abschnitt III ist sehr blasenreich.

Insgesamt stellen die feldspatarmen Laven 36 Vol.% der Ablagerungen im Abschnitt III, die feldspatporphyrischen Laven erreichen 57 Vol.%. Der Anteil an subvulkanischen Intrusionen inklusive der Gangintrusionen beträgt 7 Vol.%.
Zu Beginn des Abschnittes III, im Abschnitt III_1 (Abb. 3.6c), treten überwiegend feldspatreiche, porphyrische Laven mit relativ großen Feldspat-Phänokristallen bis 1,5 cm auf. Ein großer Teil der feldspatarmen Laven konzentriert sich auf zwei Teilabschnitte des Abschnittes III. Ab Pkt. 24 bis Pkt. 25 (Abschnitt III_2, Abb. 3.6c und Abb. A4) geht der Feldspatgehalt in den Laven zurück und feldspatarme Laven stellen 60 Vol.% der Abfolge. In diesen Bereich sind einige

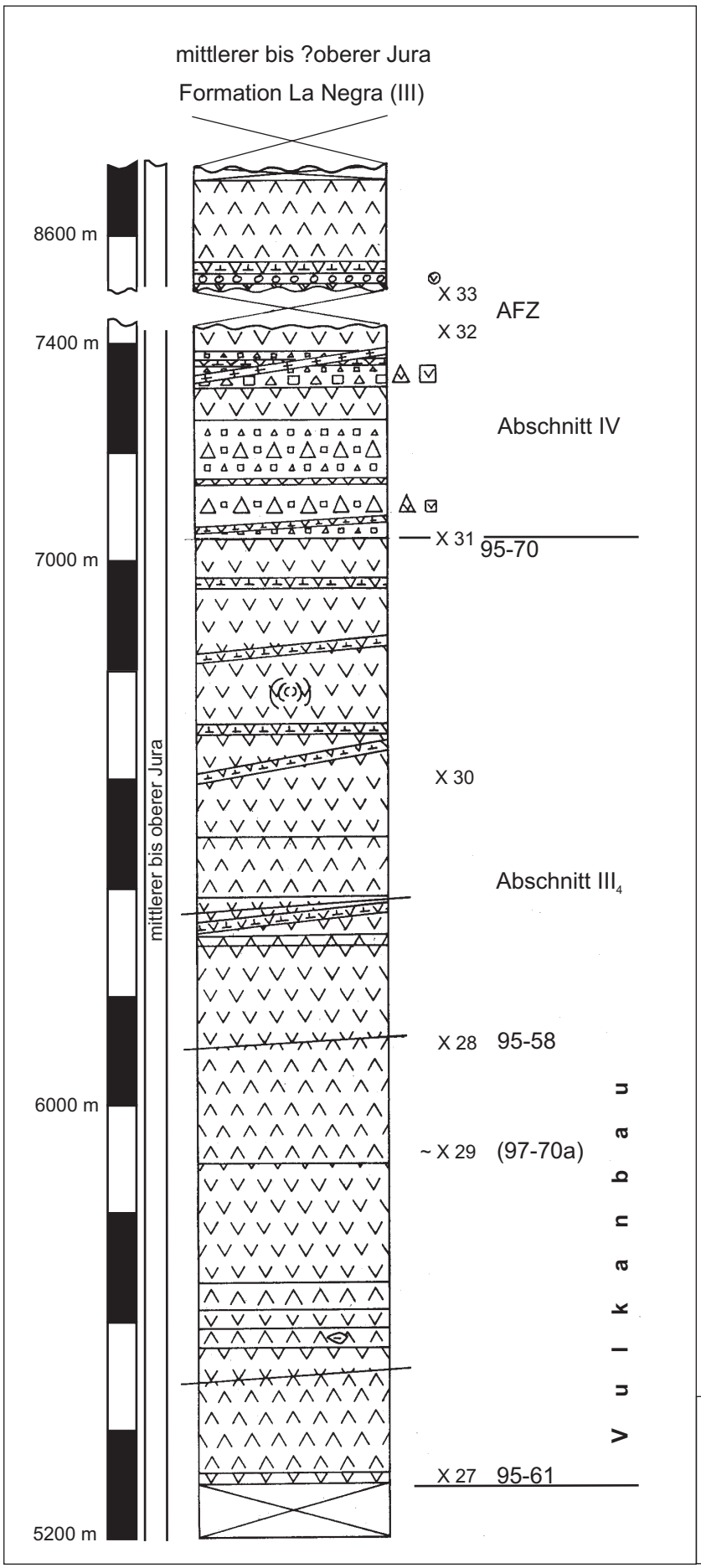


Abb. 3.6d: Fortsetzung des Cerro del Difunto-Profils mit dem Ende der mittel- bis oberjurassischen La Negra-Formation (Abschnitt III_4 - IV).

ebenfalls feldspatärmere Lagergänge eingedrungen. Die Mächtigkeiten und Lagerungsverhältnisse sprechen für eine große Nähe zum Förderzentrum. Ein Vulkanbau ist nicht zu erkennen. Im Abschnitt III_3, weisen ab Pkt. 25 die vereinzelt eingeschalteten, feldspatärmeren Vulkanite die typischen plattigen Verwitterungsbänke auf und eine bräunliche Farbe der Vulkanite herrscht bis Pkt. 28 (Abb. 3.6d und Abb. A4) vor.

Als Besonderheit befindet sich ein gut erhaltener Vulkanbau im Abschnitt III_4 zwischen Pkt. 27 und Pkt. 28 (Abb. 3.6d und Abb. A4), der den zweiten Schwerpunkt für feldspatarme Laven bildet. Dieser kegelige Vulkanbau hat eine Höhe von ca. 130 m und einen Durchmesser von ca. 2 km. Die Mächtigkeiten der hier erstarrten Lavadecken erreichen häufig 10 bis 20 m. Dabei führen horizontal variierende Mächtigkeiten zu unregelmäßigeren Lagerungsverhältnissen, die die bisherige bankige Abfolge auflockern. Die Fronten der am Hang des Vulkanbaus erstarrten Lavaflüsse sind gut erhalten geblieben und zeigen ein umlaufendes Streichen (Abb. 3.6e) um einen zentralen Kraterbereich. Es handelt sich überwiegend um Laven mit relativ kleinen Feldspat-Phänokristallen (bis 0,5 cm). An den Vulkanbau schließt sich ab Pkt. 28 erneut eine monotone Abfolge von bankigen, überwiegend feldspatporphyrischen, rötlichen Laven an. Die rötliche Färbung der Laven bleibt bis einschließlich zu den Laven der unteren Kreide erhalten. Die großen Mächtigkeiten der schwer voneinander zu trennenden Lavaflüsse ab Pkt. 30 sprechen erneut für die Nähe zu einem Förderzentrum. Im Gegensatz zum Vulkanbau bei Pkt. 27 bis Pkt. 28 konnte in diesem Fördergebiet weder die Oberflächen der Lavaflüsse noch ein vollständiger Vulkanbau beobachtet werden. In diesem Bereich treten unterhalb von Pkt. 31 (Abb. 3.6d) konzentrische Abkühlungsklüfte innerhalb eines Lavaflusses auf. Die Kluftflächen

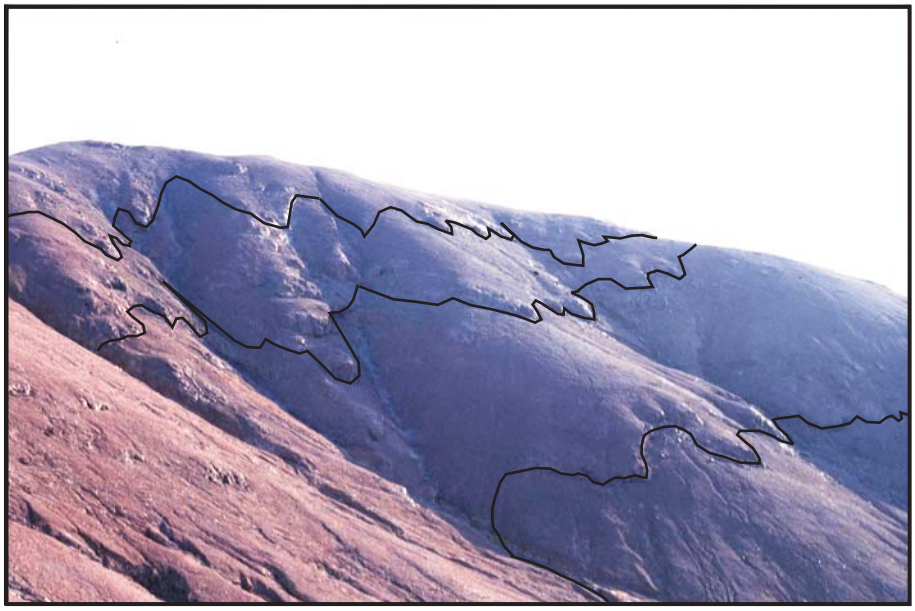


Abb. 3.6e: Der Vulkanbau zwischen Pkt. 27 und Pkt. 28 des Profilabschnittes III (s. Abb. 3.6d und Abb. A4) zeigt Lavaflüsse mit umlaufendem Streichen. Der nachbearbeitete Fotoausschnitt gibt Lavavorstöße wieder, die sich entgegen dem üblichen Einfallen (Richtung Osten) den Hang nach Westen herunterziehen. Die schwarzen Linien geben den Verlauf der Fronten einzelner Lavavorstöße wieder.

haben einen maximalen Durchmesser von 3,5 m. Ähnliche Abkühlungsklüfte wurden auch im Cerro Plomo-Profil (s. Beschreibung Cerro Plomo-Profil) beobachtet. Dort sind die Laven mit den konzentrischen Abkühlungsklüften älter und treten in dem Zeitabschnitt zwischen Sinemurium und Bajocium auf. Die Lava mit der konzentrischen Abkühlungsklüftung im Cerro del Difunto-Profil weist mit 25 Vol.% gegenüber den restlichen Laven des Profils einen erhöhten Anteil an Feldspat-Phänokristallen auf. Im oberen Teil von Abschnitt III_4 treten einige Lagergänge auf, deren Feldspat-Phänokristalle weniger alteriert sind und eine dunkle Färbung aufweisen.

Abschnitt IV (7040 - 8700 m):

Der Abschnitt IV erstreckt sich von Pkt. 31 bis Pkt. 32 (Abb. 3.6d und Abb. A4). Die Vulkanite bei Pkt. 33 (östlich der Carretera Panamericana, Abb. 3.6d und Abb. A4) lassen sich auf Grund ihrer Lage innerhalb der AFZ (Atacama fault zone) nicht stratigraphisch zuordnen, ihre Ausbildung spricht aber für eine jurassische Förderung.

Der Beginn des Abschnittes IV ist durch pyroklastische Ablagerungen gekennzeichnet, die je nach Profillinie bereits auf der Höhe von Pkt. 30 auftreten können. Deren Mindestmächtigkeit beträgt jeweils 4 m. Eine Trennung der pyroklastischen Ablagerungen in Schichten, die verschiedenen Eruptionsereignissen zugerechnet werden können, ist oftmals nicht möglich. Bei diesen Pyroklastiten handelt es sich um polymikte Lapillituffe und Tuffbrekzien mit ausschließlich vulkanogenen Lapillis und Blöcken, die maximal einen Durchmesser von 1 m erreichen. Normalerweise liegen die Durchmesser der Pyroklasten in diesem Abschnitt bei weniger als 30 cm. Die Tuffbrekzien haben eine schlechte Sortierung. Die Größen der Feldspat-Phänokristalle, die Feldspat- und Blasengehalte sowie die Färbung der einzelnen Pyroklasten variieren. Die Pyroklasten sind rötlich, grünlich oder dunkelgrau gefärbt, während die Matrix der Pyroklastite gräulich gefärbt ist. Neben den Pyroklasten weist auch die Matrix Feldspat-Phänokristalle auf. Ähnliche Pyroklastite sind im Gebiet des nördlich gelegenen Cerro Plomo-Profils (s. Beschreibung Cerro Plomo-Profil) weit verbreitet.

In die pyroklastische Abfolge sind feldspatporphyrische Laven eingeschaltet. Die vulkanogene Folge von Abschnitt IV endet mit Laven. Die Laven haben Mächtigkeiten von 3 bis 8 m und zum Teil ein serialporphyrisches Gefüge. Die Feldspäte erreichen Größen bis 1 cm und die Feldspatgehalte liegen bei maximal 20 Vol.%. Quarz- und Karbonatmandeln sind in fast allen Laven des Abschnittes IV vorhanden. Die maximale Blasengröße liegt bei 5 cm. Die amygdaloiden Bereiche sind meist stark verwittert. Wie im oberen Teil des vorhergehenden Abschnittes sind die Laven auch im Abschnitt IV bis zur Carretera Panamericana rot bis rotbraun gefärbt. Die Laven östlich der Panamericana liegen im Bereich der Alterationszone der AFZ und weisen graue, ocker oder grüne Alterationsfärbungen auf. Auf Grund der großen Versetzungsbeträge entlang der AFZ ist eine eindeutige stratigraphische Fortsetzung des

Profils in diesem Bereich nicht möglich. Die grüne Lava im unteren Profilabschnitt innerhalb der AFZ (Pkt. 33, Abb. 3.6d und Abb. A4) erinnert mit ihren ausgerichteten bis 2 cm großen Feldspäten und einem Feldspatgehalt von 35 Vol.% an die grobfeldspatporphyrischen Laven zum Beginn des La Negra-Vulkanismus im Bajocium. Es folgt ein 2 m mächtiger, konglomeratischer Aufarbeitungshorizont und ein ebenfalls 2 m mächtiger, feldspatporphyrischer Lagergang, dessen Gefüge typischen für die Vulkanite der unteren Kreide ist. Die Folge endet mit einer monotonen Serie von feldspatarmen Laven, die sich nur schwer voneinander abgrenzen lassen und auf eine große Nähe zum Fördergebiet hinweisen, obwohl kein Vulkanbau erkennbar ist. Diese Abfolge wird durch überschotterte Störungsbahnen der AFZ abgeschnitten.

Im Abschnitt IV werden sowohl die Pyroklastite als auch die Laven von zwei verschiedenen Gangtypen durchschlagen. Es treten die typischen feldspatporphyrischen Gänge auf, die NW-SE streichen. Ihre Mächtigkeiten liegen zwischen 2 und 8 m. Die Feldspat-Phänokristalle dieser mittelgrauen Gänge erreichen Größen bis 2 cm und sind damit vergleichsweise groß, haben aber nur einen Anteil von 5 Vol.%. Entlang der Kontaktzone zum Nebengestein ist häufig ein wenige Zentimeter breites, rotes Alterationsband, bedingt durch eine feine Hämatitdurchstäubung, zu beobachten.
Diese Gänge werden von einer zweiten Ganggeneration durchschlagen, die nur im Abschnitt IV auftritt. Diese jüngeren, rosagrauen Gänge sind aus einer entglasten, mikrokristallinen Matrix mit über 50 Vol.% Feldspat- und ca. 10 Vol.% Hämatit-Phänokristallen aufgebaut und können stark variierende Gangbreiten bis maximal 13 m Mächtigkeit erreichen.

Der Abschnitt IV besteht mit Ausnahme des stratigraphisch unsicheren Abschnittes innerhalb der AFZ zu 65 Vol.% aus pyroklastischen Ablagerungen. Der Anteil der Laven liegt bei 15 Vol.%. Die beiden Gangtypen sind zusammen mit maximal 20 Vol.% an der Abfolge beteiligt. Der gesamte Abschnitt IV wird von einem feinen Kluftnetz durchzogen, das mit Quarz- und Karbonat gefüllt ist.

Untere Kreide

Die Abfolge setzt sich ab Pkt. 34 (Abb. 3.6f) nach Osten mit einer Wechselfolge von rötlichen Laven sowie pyroklastischen und epiklastischen Ablagerungen fort, die zur unterkretazischen Aeropuerto-Formation (s. o. Beschreibung der Formation, ULRIKSEN 1979) gezählt werden.

Die Volumenanteile für die einzelnen Ablagerungsprodukte lassen sich für die untere Kreide nicht abschätzen, weil die gesamte Abfolge durch zahlreiche Teilstörungen der AFZ unterbrochen wird. Die einzelnen Auf- oder Abschiebungsbeträge der Störungen in den zahlreichen Schichtlücken sind nicht bekannt. Es kann also nur eine grobe Übersicht über die

Variationsbreite der in der unteren Kreide abgelagerten Schichten in der Verlängerung des Juraprofils gegeben werden.

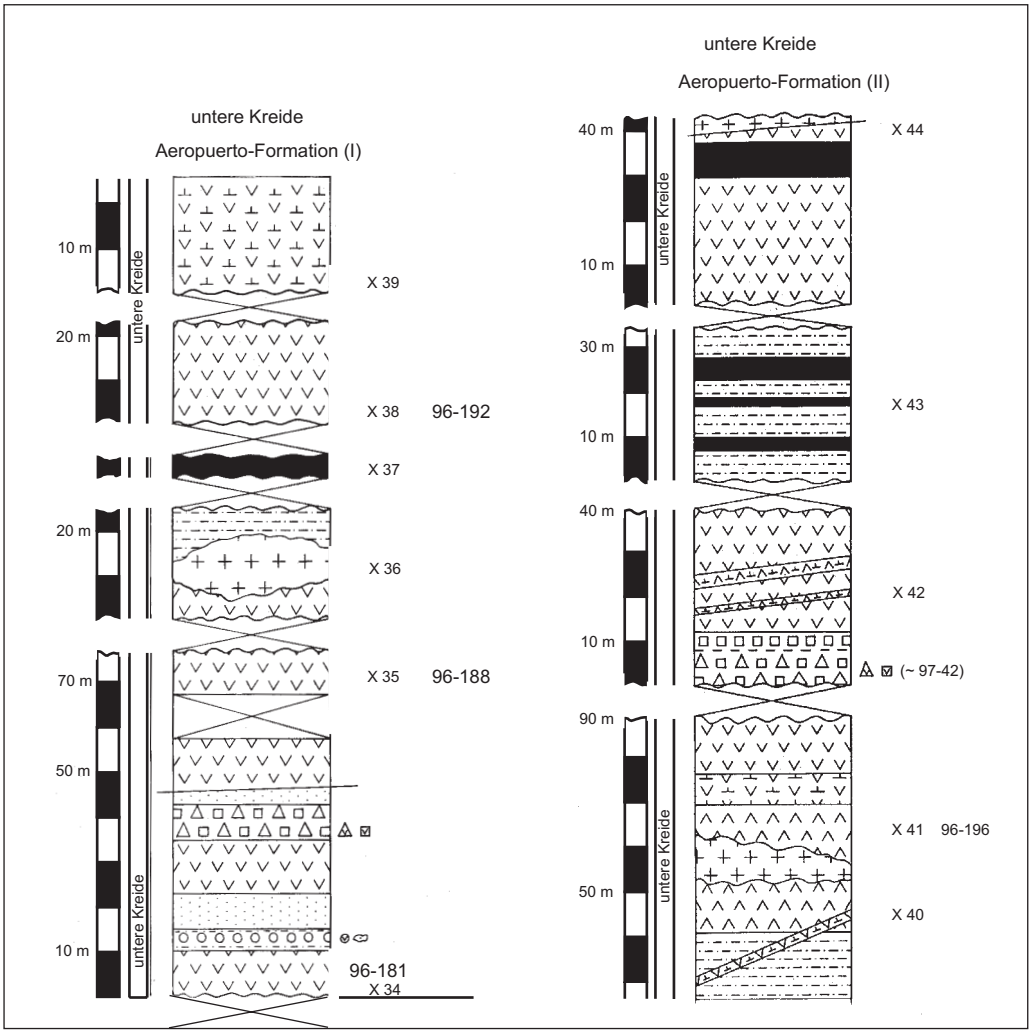


Abb. 3.6f: Fortsetzung des Cerro del Difunto-Profils mit dem unterkretazischen Abschnitt der Aeropuerto-Formation. Profillegende: Abb. 3.3b.

Bei den Laven der Aeropuerto-Formation handelt es sich überwiegend um feldspatporphyrische und untergeordnet um feldspatarme Laven, deren deckenartige Ausbildung große Ähnlichkeiten mit den Laven der La Negra-Formation aufweist. Die Mächtigkeiten der Laven liegen bei 10 m.

Die feldspatporphyrischen Laven haben eine rötliche oder bei starker Alteration eine grünliche Färbung. Sie führen, im Vergleich mit den entsprechenden Laven der La Negra-Formation, mit 10 bis 30 Vol.% relativ viel Feldspat-Phänokristalle. Mit 0,2 bis 0,6 cm sind die Feldspäte zunächst relativ klein im Vergleich mit den entsprechenden feldspatporphyrischen Laven der La Negra-Formation. Trotz der geringeren Größe der Feldspat-Phänokristalle treten auch in der unteren Kreide serialporphyrische Laven auf und die Feldspatdurchmesser innerhalb eines Lavaflusses variieren. Die mafischen Kristalle haben mit 0,2 cm ähnliche Größen wie im Jura. Ab Pkt. 42 (Abb. 3.6f und Abb. A4) werden die Phänokristalle der Laven größer. Die Feldspäte erreichen Größen von 1,5 cm und die mafischen Kristalle haben Größen um 1 cm. Obwohl die

Feldspatkristalle in den Laven der jurassischen La Negra-Formation ebenfalls Phänokristallgrößen von 1,5 cm erreichen, sind ihre mafischen Kristalle deutlich kleiner als 1 cm.

Feldspatarme Laven bilden in der Abfolge der unteren Kreide die Ausnahme. Durch ihre massige Ausbildung (sie bilden keine herausragenden, verwitterungsresistenten Bänke), die sehr kleinen Feldspäte und die dunkle, graue bis schwarze Färbung der Laven unterscheiden sie sich deutlich von den feldspatarmen Laven und Ignimbriten der La Negra-Formation.
Wie für die jurassischen Laven ist auch für alle Laven der Aeropuerto-Formation ein amygdaloides Gefüge mit quarz- und karbonatgefüllten Blasen typisch.

Als pyroklastische Ablagerungen treten rote Tuffe, Lapillituffe und Tuffbrekzien auf. Die Tuffbrekzien führen feldspatporphyrische, vulkanische und plutonische Lapilli bis Blöcke von maximal 0,5 m. Die Matrix ist ebenfalls feldspatführend.

Bei den epiklastischen Ablagerungen handelt es sich überwiegend um rote, vulkanische bis tuffitische Sandsteine von 3 bis 15 m Mächtigkeit. Die Epiklastite weisen häufig Feldspäte und damit einen weitgehend vulkanischen Detritus auf. Nur vereinzelt treten vulkanische Epiklasten bis 5 cm auf. Die Epiklasten führen kleine Feldspat-Phänokristalle und Feldspatgehalte von mehr als 10 Vol.%, wie sie für die Vulkanite der unteren Kreide in diesem Profilabschnitt typisch sind. Teilweise sind Schichtungen und Erosionsrinnen in den Epiklastiten zu erkennen. In Bereichen, die auf Grund ihrer Nähe zu einer Intrusion kontaktmetamorph überprägt wurden, sind die Sandsteine grün gefärbt. Die älteren Epiklastite sind zum Teil karbonathaltig. Neben den epiklastischen Sandsteinen treten rote, polymikte, tuffitische Konglomerate mit kantigen, vulkanischen und sedimentären Geröllen (rote Sandsteine) bis 25 cm Größe auf.

Die Mächtigkeiten der subvulkanischen Intrusionen, die die Ablagerungen der unteren Kreide durchschlagen, liegen bei 1 bis 5 m. Diese sind feldspatporphyrisch und führen Amphibol. Die subvulkanischen Intrusionen bei Pkt. 42 (Abb. 3.6f und Abb. A4) sind dunkler als die feldspatporphyrischen Gangintrusionen, führen ebenfalls Amphibole und zeigen ein eher aphyrisches Gefüge. Bei den Intrusionen (Pkt. 36 und bei Pkt. 41, Abb. 3.6f und Abb. A4) handelt es sich um Diorite, die dem kretazischen, plutonischen Komplex der Cerro del Pingo-Gruppe zugeordnet werden können.

In der Nähe zu den Intrusionen der Cerro del Pingo-Gruppe treten stark verkieselte Horizonte auf, die Mächtigkeiten bis zu 10 m erreichen. Bei den verkieselten Horizonten handelt es sich überwiegend um verkieselte Bereiche in Epiklastiten, aber auch die Laven sind zum Teil verkieselt worden.

Schlussfolgerungen:

Obere Trias

Mit einem tektonischen Kontakt folgen die Ablagerungen der oberen Trias auf das kontinentale, metamorphe, paläozoische Basement. Die massiven, pyroklastischen Ablagerungen der Trias sind Produkte einer explosiven Förderung. Danach setzte eine Phase vulkanischer Ruhe ein, in der es zur Ausbildung von Wäldern und der Ablagerung von kontinentalen Sedimenten gekommen ist (siehe BEBIOLKA, in Vorbereitung). Die verkieselten Bereiche in einer Konglomeratlage laufen parallel zu der schmalen Intrusion, die in den Grenzbereich von der oberen Trias zum unteren Jura eingedrungen ist. Ein Zusammenhang der Verkieselungen durch die Zirkulation von SiO_2-reichen fluiden Phasen entlang von Schwächezonen bei der Platznahme der Intrusion ist daher denkbar.

Unterer Jura bis Bajocium

Die im unteren Jura (Hettangium und unteres Sinemurium) abgelagerten, marinen Tuffite sind ein Hinweis auf einen erneut einsetzenden, weiter entfernten Vulkanismus im Westen (QUINZIO 1987 und BEBIOLKA, in Vorbereitung). Es handelte sich um einen sehr heftigen explosiven Vulkanismus, dessen Auswirkungen im gesamten Arbeitsgebiet zwischen Taltal und Chañaral nachgewiesen werden konnte. Die heutige geographische Position der Fördergebiete mit vermutlich phreatomagmatischen Eruptionen kann überwiegend westlich der paläozoischen Küstenaufschlüsse angenommen werden (QUINZIO 1987 und BEBIOLKA, in Vorbereitung).

In der südlichen Profilhälfte weist das nachfolgende Konglomerat an der Basis der vulkanogenen Abfolge im Sinemurium eine Schrägschichtung auf und zeigt damit ein Ablagerungsmilieu an, das immer noch subaquatisch ist. Möglicherweise ist eine marine Flachwasserablagerung denkbar (BEBIOLKA, in Vorbereitung). Für die nachfolgenden Pyroklastite kann von einer weitgehend subaerischen Förderung und Ablagerung ausgegangen werden.

In der nördlichen Profilhälfte treten zunächst subaquatische, pyroklastische Ablagerungen auf, die eine gradierte Schichtung, geringe Mächtigkeiten und Abschreckungssäume um die Pyroklasten haben. Einen Hinweis für eine zunehmende Verlandung und damit für einen Wechsel zu einer subaerischen Förderung der Vulkanite im Sinemurium liefern aufgeschäumte Bimse, die an der Verbindungsstraße (B 900) von der Posada de los Hidalgo zur Carretera Panamericana aufgeschlossen sind. Während die rötliche Färbung der Brekzien ebenfalls auf eine subaerische Förderung schließen lässt, kann die zum Teil grünliche Färbung entweder auf eine kurzzeitige subaquatische Förderung, auf hydrothermale Tätigkeiten oder auf Alterationen im Zusammenhang mit der Platznahme von Intrusivkörpern im Untergrund zurückgeführt werden. Im oberen Abschnitt der Abfolge nehmen die Schichtmächtigkeiten und damit die Fördermengen der einzelnen Eruptionen zu.

Die zum Teil sehr mächtigen, pyroklastischen Ablagerungen in beiden Teilprofilen sind in der Regel massiv und schlecht sortiert. Derartige Ablagerungen sind typisch für pyroklastische Block- und Ascheströme (FISHER & SCHMINCKE, 1984). Diese Ablagerungsformen sind durch ein subaerisches Förderungs- und Ablagerungsmilieu bedingt. Die Mächtigkeiten und die Klastgrößen der im Sinemurium (BEBIOLKA, in Vorbereitung) abgelagerten vulkanogenen Brekzien sind ein Hinweis auf eine proximale Ablagerung zum Förderzentrum und damit auf eine erneute Verlagerung des Vulkanismus im Sinemurium. Diese Verlagerung des Vulkanismus von Westen nach Osten in den Bereich der Küstenkordillere lässt sich im gesamten Arbeitsgebiet zwischen Taltal und Chañaral nachweisen.

In dem Zeitabschnitt zwischen Sinemurium und Bajocium kam es nur vereinzelt zu vulkanischen Aktivitäten und überwiegend zur Ablagerung von Sedimenten (BEBIOLKA, in Vorbereitung). Die Größen (bis 1 m) der vulkanischen Gerölle in den Konglomeraten und der geringe Rundungsgrad sind die Folge geringer Transportweiten.
Eine niedrige Eruptionstemperatur und eine hohe Viskosität des Magmas sowie eine vergleichsweise hohe Verwitterungsresistenz des kleinräumigen, intermediären Förderzentrums bei Pkt. 5 (Abb. 3.6a und Abb. A4) haben dazu geführt, dass die Oberflächen der einzelnen Ergüsse gut erhalten geblieben sind. Ähnliche, lokal stark begrenzte, dacitische Ergüsse überlagern jurassische Vulkanite unterschiedlichen Alters (s. auch Profil Cerro Plomo). Obwohl die exakte stratigraphische Position des Zentrums bei Pkt. 5 durch den diskordanten Verlauf zu den unterlagernden Schichten und den fehlenden Kontakt zu den überlagernden Schichten unsicher ist, kann von einer Förderung im unteren bis mittleren Jura ausgegangen werden. Bei einem wesentlich jüngeren Ablagerungsalter wäre eine starke Erosion notwendig gewesen, um die Schichten des unteren bis mittleren Jura freizulegen. Hinweise auf derartig starke Erosionen sind im Arbeitsgebiet nicht gefunden worden.

Insgesamt handelt es sich bei den vom unteren Jura bis in das Bajocium geförderten Vulkaniten überwiegend um subaerische Förderprodukte eines explosiven Vulkanismus. Als Ursache für einen phreatomagmatischen Vulkanismus ist ein erhöhter Volatilgehalt der Magmen durch die Zufuhr von Meerwasser in die Förderkanäle der Magmen denkbar, da die Vulkanite um bzw. etwas oberhalb des Meeresspiegelniveaus gefördert worden sind. Die 40 m mächtige Abfolge von Laven im nördlichen Teilprofil zeigt, dass der Einfluss durch die Nähe zum Meeresspiegelniveau regional variiert.
Für die Lage des unterjurassischen Profilabschnittes im Übergangsbereich zwischen Arc und Backarc-Becken und nicht in einem “intra-arc“ Becken wie von SUÁREZ et al. (1985) favorisiert, spricht das Fehlen eines weiter östlich gelegenen Vulkanismus. Dagegen existieren östlich des Arbeitsgebietes marine Aufschlüsse (s. Kapitel 2.2.2.2), die die Ausbildung eines Meeresbeckens von der Präkordillere bis in den Bereich der heutigen Küstenkordillere

anzeigen. Nach der ostwärts gerichteten Verlagerung der vulkanisch aktiven Zone während des Sinemurium in den Bereich der heutigen Küstenkordillere hat sich das Meeresbecken nach Osten zurückgezogen, bis es sich kurzzeitig im Bajocium erneut bis in das Arbeitsgebiet ausdehnen konnte (HILLEBRANDT et al. 1986, QUINZIO 1987, GRÖSCHKE et al. 1988, PRINZ et al. 1994, BEBIOLKA, in Vorbereitung). Noch im Bajocium wird das Meeresbecken bis zur Kreide durch die starken magmatischen Aktivitäten endgültig aus diesem Bereich verdrängt (s. u. Mittlerer bis ?oberer Jura).

Mittlerer bis ?oberer Jura

Im mittleren Jura (im Bajocium, BEBIOLKA, in Vorbereitung) wurden Sedimente abgelagert, die einen vulkanischen Detritus aufweisen und damit eine teilweise Abtragung der im unteren Jura bis Bajocium geförderten Vulkanite anzeigen. Ab dem Bajocium (BEBIOLKA, in Vorbereitung) kam es zur Förderung und Ablagerung von Vulkaniten. Diese vulkanogenen Ablagerungen bilden den Hauptanteil der mächtigen Abfolge der La Negra-Formation.

Die geringe laterale Verbreitung der Förderprodukte (maximal einige 100 m) und der damit verbundene laterale Fazieswechsel sind bedingt durch eine Vielzahl von kleineren Förderzentren, deren Produkte in der Nähe der Fördergebiete abgelagert worden sind. Die Aktivitätsphasen dieser Zentren waren entsprechend kurz und haben sich auf wenige Förderereignisse beschränkt, so dass es nicht zu großen Reliefunterschieden und der Ausbildung von größeren Vulkanbauten gekommen ist. Eine Ausnahme bildet der Vulkanbau im Abschnitt III_4 zwischen Pkt. 27 und Pkt. 28. Große Schichtmächtigkeiten um 10 m ohne erkennbaren bzw. erhaltenen Vulkanbau werden durch den Vergleich mit den Mächtigkeiten am Vulkanbau des Abschnittes III_4 als förderzentrumnahe Bildungen interpretiert.

Die Laven der La Negra-Formation haben unterschiedliche Gehalte und Größen der Feldspat-Phänokristalle. Diese Unterschiede werden bedingt durch unterschiedliche Kristallisationsbedingungen, u. a. durch die chemische Zusammensetzung des Magmas, dessen Viskosität, die Kristallisationsparagenese, den H_2O-Gehalt, die Temperaturdifferenz zur Umgebung und die Aufenthaltsdauer in Zwischenherden. Dabei können große Phänokristalle auf längere Verweildauern in Zwischenherden beim Aufstieg der Magmen von der Unterkruste bis an die Oberfläche hindeuten. Die häufig auftretenden, serialporphyrischen Gefüge der Magmen sind ein Indiz für mehrere Zwischenstationen mit unterschiedlichen Kristallisationsbedingungen beim Aufstieg der Magmen.

Die Variationen der Phänokristallanteile und -größen innerhalb eines Lavaflusses sind auf unterschiedliche Fließgeschwindigkeiten innerhalb eines Stromes zurückzuführen, die u. a. durch unterschiedliche Temperaturen und Reibungsverluste des Lavaflusses im Kontakt mit der Umgebung und durch unterschiedliche Abkühlungsregime im Lavafluss bedingt sein können.

Die abrupten und alternierenden Wechsel der Feldspatgrößen von aufeinander folgenden Lavadecken lassen sich mit unterschiedlichen Magmenkammern bzw. Zwischenherden, aus denen die Laven gefördert worden sind, vereinbaren. Bei Förderprodukten aus unterschiedlichen Bereichen einer zonierten Magmenkammer sind die Übergänge zwischen den Phänokristallgrößen fließender und nicht alternierend ausgebildet.

Die Vulkanite der La Negra-Formation sind mindestens von zwei Alterationphasen erfasst worden. Während die eine Alterationsphase zu einer Silifizierung der Vulkanite geführt hat, bewirkte die andere Alteration eine Karbonatisierung der Vulkanite. Dabei kam es vom feinen Kluftsystem ausgehend zu den Quarz- und Karbonatfüllungen in den Blasenhohlräumen und im Kluftsystem. In der Regel erfolgte zuerst die Silifizierung der Vulkanite.

Abschnitt I:

Die bis 4 cm großen Feldspat-Phänokristalle, die nur zu Beginn des La Negra-Vulkanismus und in Gängen auftreten, sind auf Phasen ungestörten Kristallwachstums in Zwischenherden zurückzuführen. Die nachfolgenden Laven führen kleinere Feldspäte. Sie sind demzufolge nach kürzeren Verweilzeiten gefördert worden oder hatten schlechtere Kristallisationsbedingungen.

Zum Beginn des La Negra-Vulkanismus im Bajocium sind in Abschnitt I in die vulkanogene Abfolge Sedimente eingeschaltet. Der Vulkanismus war somit zunächst durch kurze, vulkanisch aktive Phasen gekennzeichnet, die von längeren Ruhezeiten unterbrochen wurden. Bei den abgelagerten Vulkaniten könnte es sich um die Ausläufer der sich erneut weiter nach Osten verlagernden Fördergebiete handeln. Die rötliche Farbe der eingeschalteten Sedimente und Tuffe ist auf eine feine Durchstäubung mit Eisenoxiden (Hämatit) zurückzuführen und deutet damit eine subaerische Förderung an. Die Fossilleere der Sedimente lässt auch ein subaerisches Ablagerungsmilieu vermuten. Eine alterationsbedingte, rötliche Färbung ist ebenfalls nicht auszuschließen.

Der Anteil an pyroklastischen Ablagerungen ist in Abschnitt I vergleichsweise hoch. Das kann zum einen auf eine Förderung der Vulkanite nur knapp oberhalb des Meeresspiegelniveaus zurückzuführen sein. Dabei kann die Zufuhr von Meerwasser in die Förderkanäle der Magmen neben der Wasserzufuhr aus wasserleitenden Horizonten zu phreatomagmatischen Ausbrüchen geführt haben. Zum anderen ist es denkbar, dass die Pyroklastite im Abschnitt I besser erhalten geblieben sind, weil sie nicht durch nachfolgende Magmenschübe erodiert bzw. durch diese aufgearbeitet worden sind.

Es ist auffällig, dass im Untersuchungsgebiet die ersten Ignimbrite schon zum Beginn des La Negra-Vulkanismus gefördert worden sind. In der Regel handelt es sich bei Ignimbriten zu

einem großen Anteil um aufgeschmolzenes Krustenmaterial. Sie werden gefördert, wenn das Krustenmaterial durch energiereiche Magmenherde entsprechend erwärmt und aufgeschmolzen worden ist. Die hier geförderten Ignimbrite haben im Vergleich zu den jungtertiären Ignimbriten der CVZ (Zentralen Vulkanischen Zone), die in der Prä- und Hochkordillere gefördert worden sind, nur geringe Mächtigkeiten von wenigen Metern und kleine Bimse im cm-Bereich.

Abschnitt II:

Die Abfolge von Abschnitt II wird durch feldspatarme Vulkanite geprägt. Feldspatarme Magmen wurden nach der Eruption sowohl als Fließablagerungen (Laven) als auch als Stromablagerungen (Ignimbrite) abgelagert. Es handelt sich bei den Laven und Ignimbriten um das gleiche Ausgangsmagma, welches z. B. auf Grund eines variierenden Volatilgehaltes unterschiedlich gefördert und abgelagert worden sein kann. Wie im Abschnitt I sind auch im Abschnitt II die Bimsgehalte der Ignimbrite und die Größe der Bimse gering. Neben einem anderen Chemismus kann eine kurze Verweildauer der Magmen in einem Zwischenherd und damit eine schnelle Förderung der Magmen oder eine Abtrennung feldspatreicher Fraktionen für die geringen Feldspatgehalte verantwortlich sein. Die zum Teil nicht voneinander trennbaren, aufeinanderfolgenden Magmenschübe sind ein Hinweis auf größere homogene Magmenkammern im Untergrund.
Die länglichen bis stark langgezogenen Blasen sind Folge einer Verformung in der fließenden Lava bzw. einer Kompaktion der Ablagerungen durch nachfolgende vulkanische Ablagerungen noch vor dem vollständigen Erkalten und damit ein Indiz für eine vulkanisch sehr aktive Phase mit schnell aufeinanderfolgenden Eruptionsereignissen.

Pyroklastische Fall(Fallout-)ablagerungen, wie z. B. Tuffe, sind zum Teil erodiert oder in den Fließablagerungen aufgearbeitet worden, so dass sich ihr ursprünglicher Anteil am gesamten Fördervolumen nicht mehr ermitteln lässt. Die zahlreichen, mit Tuffen gefüllten Klüfte in den Laven zeigen, dass die Eruptionen häufig von einer Eruptionswolke und von einem Fallout aus dieser Wolke begleitet worden sind.

Abschnitt III:

Der Abschnitt III wird geprägt durch die Wechselfolge von feldspatarmen und feldspatporphyrischen Laven. Die Aktivität von mindestens zwei voneinander unabhängigen Förderzentren oder -herden bleibt somit auch in diesem Abschnitt erhalten. Die rundlichen Blasenhohlräume zeigen eine geringe bis fehlende Kompaktion der Laven durch überlagernde Vulkanite an. Die nachfolgenden Vulkanite wurden häufig erst nach der Abkühlung der Laven abgelagert. Das feine Netz aus Quarz- und Karbonatadern zeigt in diesem Abschnitt ebenfalls eine hydrothermale Überprägung der Vulkanite an. Die rote Farbe der Vulkanite und das Fehlen

von volatilreicheren Ignimbriten kann ein Hinweis auf ein zunehmend höher gelegenes subaerisches Ablagerungsmilieu sein.
Die Größe der Lithoklasten in den pyroklastischen Ablagerungen und der hohe Anteil an Laven spricht für eine Ablagerung der Förderprodukte in der Nähe des jeweiligen Förderzentrums.

Als Förderzentrum für die feldspatarmen Vulkanite kommt der Vulkanbau zwischen Pkt. 27 und Pkt. 28 in Betracht. Nach der Ausbildung des aufgeschlossenen Teiles des Vulkanbaus handelt es sich dabei um den Gipfelbereich des Vulkans. Der Rest des Vulkans liegt unter Erosionsschutt begraben.

Bei den konzentrischen Abkühlungsklüften innerhalb einer Abkühlungseinheit im oberen Bereich des Abschnittes III handelt es sich um einen Lavatunnel. Dieser Tunnel hat sich nach der Abkühlung der äußeren Hülle innerhalb eines Lavaflusses ausgebildet. Die letzten Magmenschübe konnten nicht mehr aus dem Tunnel herausfließen und sind steckengeblieben. Sie sind später, als ihre Umgebung bereits stark abgekühlt war, ebenfalls erstarrt. Die Abkühlung erfolgte von allen Seiten der Tunnelwand aus gleichmäßig, so dass es zu der Ausbildung von konzentrischen Abkühlungsfronten kam, die bedingt durch die Volumenverringerung ein entsprechendes Kluftsystem ausgebildet haben.

Abschnitt IV:

Im Abschnitt IV werden die vulkanischen Förderprodukte wieder explosiver, wie der große Anteil an proximal abgelagerten Pyroklastiten zeigt. Häufig haben die Lithoklasten auf Grund unterschiedlicher Vorgeschichten eine andere Färbung als die Matrix. Die Xenoklasten sind ein Hinweis auf sehr starke explosive, phreatomagmatische Eruptionen, bei denen auch Material des Nebengesteines in die Luft gesprengt wurde. Die Xenoklasten-reiche und polymikte Zusammensetzung der pyroklastischen Ablagerungen im Übergangsbereich zwischen dem Jura und der unteren Kreide zeigen damit eine Förderung der Vulkanite um das Meeresspiegelniveau herum an. Dies könnte z. B. durch einen Anstieg des Meeresspiegels durch eine verstärkte Subsidenz in dem Gebiet bedingt sein.
Es gibt keine Hinweise auf eine subaquatische Ablagerung der Vulkanite. Die rote Färbung der Laven spricht ebenfalls, trotz der Nähe zum Meeresspiegelniveau, auch im Abschnitt IV für eine subaerische Förderung der Vulkanite.
Im Abschnitt IV haben quarz- und karbonathaltige Lösungen wie in den vorherigen Abschnitten zu Mineralisationen geführt.

Untere Kreide

Die zur Aeropuerto-Formation gehörende Abfolge wird nach NARANJO & PUIG (1984) durch lithologische Vergleiche mit biostratigraphisch datierbaren Schichten südlich von Diego de

Almagro und durch Fossilienfunde in einer südlich des Flughafens “Breas de Taltal“ eingeschalteten Kalkbank zur unteren Kreide gezählt. In der unteren Kreide sind sowohl Laven als auch pyroklastische Produkte gefördert worden. Diese wurden mit Blockgrößen bis 0,5 m proximal abgelagert. Zu phreatomagmatischen Eruptionen ist es wie am Ende des jurassischen Vulkanismus, auch in der unteren Kreide durch den Kontakt von Magmen mit dem Meerwasser gekommen. Einen Hinweis auf ein zum Teil marines Ablagerungsmilieu liefern die oben erwähnten, unterkretazischen, marinen Sedimente südlich des Flughafens “Breas de Taltal“. Diese Sedimente sind in die Abfolgen innerhalb der AFZ, aber nicht in die Abfolge der Profillinie eingeschaltet. Die rote Farbe der Ablagerungen in der Profillinie spricht dagegen eher für subaerische Ablagerungen. Die Förderung der Vulkanite knapp oberhalb des Meeresspiegelniveaus setzt sich damit bis in die untere Kreide fort.
Ein Unterschied zu den älteren, jurassischen Laven sind die zunächst kleineren Feldspat-Phänokristalle mit einem Anteil über 10 Vol.% und die zum Teil recht großen Amphibole in den Laven. Sie deuten eine modifizierte Genese der in der unteren Kreide geförderten Magmen an (s. Kap. 3.4 Gesteinschemische und isotopische Befunde).

Die Vulkanite der unteren Kreide weisen starke Alterationen auf. Die zum Teil sehr starke Epidotisierung der Laven kann sowohl durch hydrothermale Tätigkeiten als auch durch eine schwache metamorphe Überprägung bedingt worden sein.
Quarz- und Karbonatausscheidungen in den Kluftsystemen sind auf hydrothermale Aktivitäten zurückzuführen. Dagegen können die starken Verkieselungen in den Ablagerungen neben einer hydrothermalen Ursache auch durch mobile SiO_2-reiche, fluide Phasen ausgehend von unterlagernden flachen Plutonen und den benachbarten Intrusionen der Plutone des Cerro del Pingo-Komplexes zurückzuführen sein. Die Nähe zu den Plutonen, schichtübergreifende verkieselte Bereiche und ihr schräger Verlauf zur Schichtung lassen einen Zusammenhang mit der Platznahme der Intrusionen vermuten.

Ganggesteine

Das gesamte Arbeitsgebiet wird von Gangschwärmen durchzogen, die auf ein extensionales Regime hindeuten (SCHEUBER & GONZÁLEZ 1999, KURTH 2000). Die Gänge gehören hauptsächlich zwei unterschiedlichen Generationen an. Der Anteil an Gängen ist im Abschnitt III größer als in den Abschnitten I und II. Die Ablagerungen der La Negra-Formation in der Küstenkordillere zwischen 22° - 26°S werden nach SCHEUBER & GONZÁLEZ (1999) von 2 Gangsystemen durchschlagen, die sich ungefähr senkrecht zueinander durchkreuzen. Das erste besteht aus NE-SW streichenden Gängen, die vor 155 bis 147 Mill. J. an der Grenze vom Oxfordium zum Kimmeridgium bis in das Tithonium (nach PÁLFY et al. 2000) intrudiert sind. NW-SE streichende Gänge bilden das zweite Gangsystem. Sie sind im Tithonium bis Berriasianium (nach GRADSTEIN et al. 1994 und PÁLFY et al. 2000) vor 147 bis 140 Mill. J. intrudiert. Die im

Untersuchungsgebiet beobachteten Gänge streichen i. d. R. NW-SE und sind daher dem jüngeren Gangsystem (147 bis 140 Mill. J.) zuzuordnen. Die beiden Gangsysteme müssen sich noch vor der Aktivität der AFZ gebildet haben, da sie sonst die Wegbarkeiten dieser Schwächezone genutzt hätten (SCHEUBER & GONZÁLEZ 1999). Bei den Vulkaniten bis in den Abschnitt IV handelt es sich folglich noch um jurassische Gesteine, da sie insbesondere auch vom jüngeren Gangsystem durchschlagen werden.

Ein ebenfalls NW-SE verlaufender, feldspatporphyrischer Gang durch die unterkretazischen Einheiten bei Pkt. 40 (Abb. 3.6f und A4) unterstützt die Annahme, dass ein großer Teil der unterkretazischen Vulkanite in der Profillinie noch in der untersten Kreide im Berriasianium gefördert und abgelagert worden ist, da das minimale Alter dieser Gänge von SCHEUBER & GONZÁLEZ (1999) mit 140 Mill. J. angegeben wird.

Ein weiterer Gangtyp, der einmalig im Abschnitt IV auftritt, besteht aus ca. 5 Vol.% Lithoklasten, Feldspat-Phänokristallen (> 50 Vol.%) und xenomorph ausgebildetem Hämatit (ca. 10 Vol.%) in einer feinen Matrix. Der hohe Hämatitanteil ist untypisch für magmatische Förderprodukte. Zusammen mit den konkaven Formen und die Anpassung des Hämatits an Korngrenzen primärer Phänokristalle, kann man auf eine hydrothermale Alteration mit einer Hämatitisierung feinkörniger Matrixbereiche und der mafischen bzw. opaken Minaralphasen schließen. Ein Zusammenhang mit zirkulierenden Restlösungen flacher Intrusionen kann ebenfalls nicht ausgeschlossen werden. Einige jurassische Plutone, wie die Plutone am Cerro Cristales südlich von Antofagasta, haben nach HERVÉ & MARINOVIC (1989) Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter und K-Ar-Alter der Biotite von 147 bis 144 Mill. J. (Thitonium, nach PÁLFY et al. 2000). Weitere Generationen von Plutonen (Zusammenstellung in SCHEUBER & GONZÁLEZ 1999) sind jünger als 140 Mill. J. (Berriasianium, nach GRADSTEIN et al. 1994 und PÁLFY et al. 2000) und kämen ebenfalls als Fluidquellen für später an Eisen angereicherte und anschließend ausgefällte Lösungen in Betracht.

Zusammenfassung Cerro del Difunto-Profil:

Für die gesamte vulkanische Abfolge kann von der Trias (mit Ausnahme des unteren Jura) bis in die untere Kreide von einer subaerischen Förderung der Vulkanite ausgegangen werden. Dabei wird die Nähe zum Meeresspiegelniveau durch zwischengelagerte, marine Sedimente und zum Teil sehr mächtige pyroklastische Ablagerungen belegt. Der schichtige Aufbau der Abfolge spricht, wenn man von den wenigen kleineren Förderzentren und dem Vulkanbau bei Pkt. 27 bis Pkt. 28 (Abschnitt III_4) absieht, für ein flaches Relief. Das flache Relief und die mächtigen Ablagerungen von vulkanischem Material um das Meeresspiegelniveau herum deuten auf eine gleichzeitige, starke Subsidenz in diesem Gebiet hin, die nach SCHEUBER & GONZÁLEZ (1999) im Zusammenhang mit der Extension auf Grund der Konvergenzschiefe der

abtauchenden Platte steht. Die besonders große Mächtigkeit der La Negra-Formation im Cerro del Difunto-Profil ist vergleichbar mit der Mächtigkeit der Formation bei Antofagasta (GARCÍA 1967, BUCHELT & TELLEZ 1988) und stützt die Auffassung von PICHOWIAK et al. (1990), SCHEUBER (1993) und GONZÁLEZ & SCHEUBER (1997), dass die Vulkanite der La Negra-Formation in einer pull-apart Struktur mit einem System von Horsten und Gräben abgelagert worden sind, so dass es zur Ausbildung ganz unterschiedlicher Mächtigkeiten kam. Die Magmen konnten entlang der Störungszonen aufdringen und sind überwiegend entlang von Spalten gefördert worden. Die Abfolge des Cerro del Difunto-Profils spricht für die Ablagerung in einem solchen Extensionsgraben. Dabei sind die feldspatporphyrischen Laven überwiegend entlang von Spalten gefördert worden. Diesen Spalten sitzen nur vereinzelt kleine Vulkanbauten auf. Aus einem dieser Vulkanbauten bei Pkt. 27 bis Pkt. 28 (Abschnitt III_4) könnte ein großer Anteil der feldspatarmen Laven und Ignimbrite stammen.

Die La Negra-Formation besitzt im Cerro del Difunto-Profil eine Mächtigkeit von 7430 m bis zur AFZ. Sie setzt sich zusammen aus 85 Vol.% (6344 m) Laven, 2 Vol.% (110 m) Ignimbriten, 6 Vol.% (450 m) pyroklastischen Ablagerungen (ohne Ignimbrite), 5 Vol.% (392 m) subvulkanischen Intrusionen einschließlich der Gangintrusionen und 2 Vol.% (134 m) Sedimenten. Der Anteil der Laven setzt sich aus 56 Vol.% (4179 m) feldspatporphyrischen Laven und 29 Vol.% (2165 m) feldspatarmen Laven zusammen.

Nach NARANJO & PUIG (1984) ist die La Negra-Formation als eine vukanogene Abfolge charakterisiert, in die untergeordnet Konglomerate, rote Arenite und marine, fossilführende Sedimente eingeschaltet sind. GARCÍA (1967) hat dagegen eine Unterteilung der jurassischen Abfolge in die Posada de los Hidalgos- und die La Negra-Formation vorgenommen. Die Geländebefunde haben gezeigt, dass die Unterteilung in eine vulkanosedimentäre, unter bis mitteljurassische (bis zum marinen Bajocium) und eine nachfolgende, überwiegend vulkanogen geprägte Abfolge ab dem mittleren Jura (oberhalb des marinen Bajocium) sinnvoll ist.

Insgesamt lässt sich in der unteren Kreide ein Rückgang der vulkanischen Aktivitäten und eine beginnende Abtragung der Vulkanite feststellen. Dadurch kommt es in der Kreide, im Unterschied zum Ende der jurassischen Abfolge, zur Ablagerung von Epiklastiten und Sedimenten. Die Erosion scheint sich dabei auf unterkretazische Vulkanite und Sedimente zu beschränken. Die Gerölle weisen einen geringen Rundungsgrad auf und wurden folglich nur kurz transportiert.

3.2.3.2 Küstenprofile

3.2.3.2.1 Profil Cerro Plomo

Das Hauptprofil an der Küste bei Taltal ist das Cerro Plomo-Profil (Abb. 3.7a-c und A5). Es beginnt an der Küste ca. 7 km südwestlich von Taltal am Ausgang der Quebrada del Bronce in der Bahía Isla Blanca mit Abfolgen der unterjurassischen Pan de Azúcar-Formation. Das Profil verläuft in nordöstlicher Richtung und endet am Cerro Barazarte bei Taltal am AFZ im Übergangsbereich der jurassischen zu den kretazischen Vulkaniten der Aeropuerto-Formation. Die Alterseinstufung der Vulkanite erfolgt auch in diesem Profil auf der Grundlage der geologischen Karte 1:250.000 (Nos. 62-63, NARANJO & PUIG 1984) und der biostratigraphischen Arbeit von BEBIOLKA (in Vorbereitung). Die Abfolgen des Cerro Plomo-Profiles lassen sich abseits vom Profil in der Quebrada del Bronce und der Quebrada la Blanca entsprechend wiederfinden. Auch die unter- bis mitteljurassischen Abfolgen in der Quebrada del Gritón lassen sich gut mit den entsprechenden Folgen des Cerro Plomo-Profils korrelieren. Sie werden als separates Profil beschrieben (s. u. Profil Quebrada del Gritón).

Regionale Geologie:
Der untersuchte Küstenbereich südwestlich von Taltal wird von NARANJO & PUIG (1984) mit Ausnahme des Intrusivkomplexes und eines marinen Aufschlusses der Pan de Azúcar-Formation in der Quebrada del Gritón ausschließlich der La Negra-Formation zugerechnet. Die La Negra-Formation wurde von GARCIA (1967) als Wechselfolge von vulkanogenen (Laven und Brekzien) und sedimentären Ablagerungen (marine Ablagerungen und rote Arenite) definiert (s. Regionale Geologie, Profil Cerro del Difunto), die u. a. die marine Pan de Azúcar-Formation überlagert.

Geländebefund:
Wichtige Punkte abseits des Profils:
Südwestlich des Profils stehen paläozoische und obertriassische Abfolgen der Las Tórtolas- und der Cifuncho-Formation an. Ausgehend von der Quebrada Los Amarillos sind bei Pkt. A (Abb. A5) verfaltete, metamorphe, sedimentäre Abfolgen der Las Tórtolas-Formation mit einer Mindestmächtigkeit von 150 m aufgeschlossen, die von feldspatporphyrischen Gängen mit Mächtigkeiten bis zu 20 m durchschlagen werden. Es handelt sich dabei um tonige bis sandige Metasedimente, die im cm- bis m-Bereich wechsellagern. Sie werden überlagert von einer 100 – 200 m mächtigen, nur schwach verfalteten sedimentären Abfolge aus Psammiten, Sandsteinen und Konglomeraten der obertriassischen Cifuncho-Formation, die ebenfalls im cm- bis m-Bereich wechsellagern und von feldspatporphyrischen Gängen durchschlagen werden. Es folgt eine Wechsellagerung (Pkt. B) von hellen Tuffen, Karbonaten und Sandsteinen, die zum Teil Ammoniten (wahrscheinlich des Sinemurium) und Brachiopoden führen.

Bei Pkt. C wurde die Probe 96-36 genommen, die stratigraphisch mit der Probe 96-201 aus dem unteren Jura bis Bajocium der Cerro Plomo-Profillinie gleichzusetzen ist.

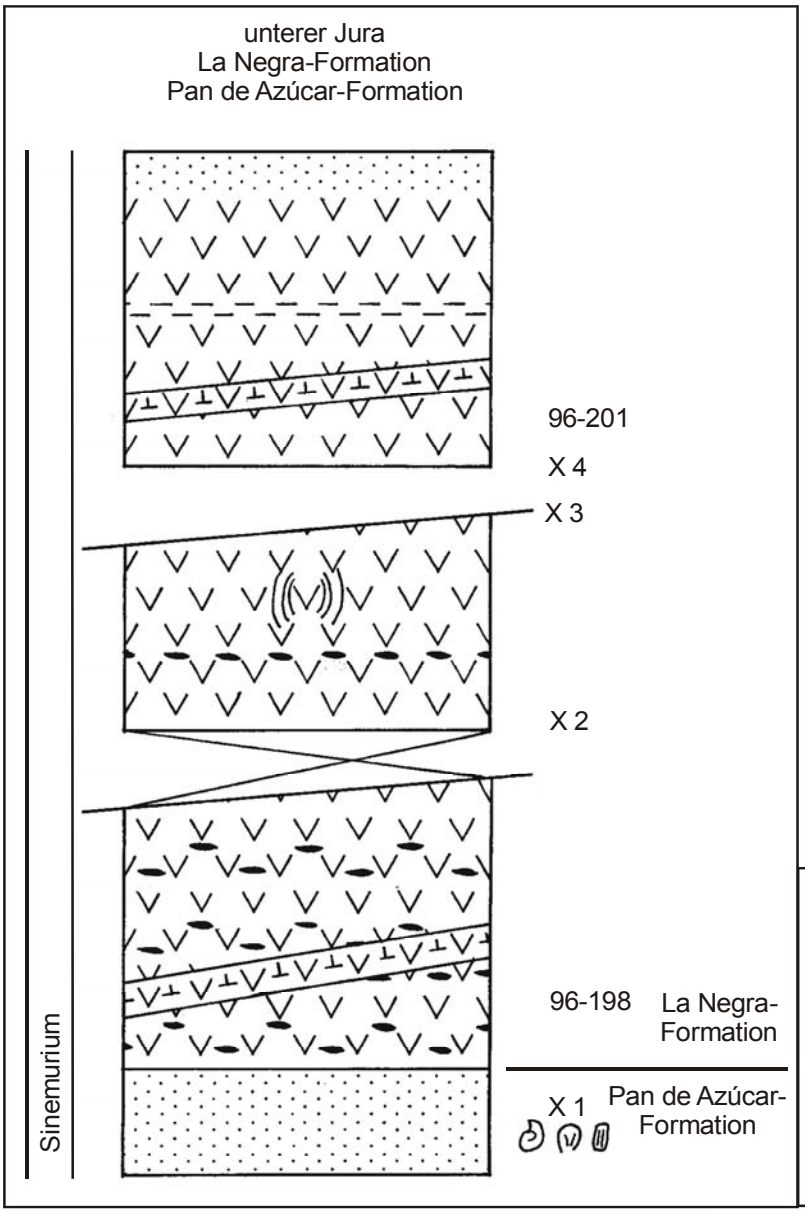


Abb. 3.7a: Die ergänzende Skizze zum Cerro Plomo-Profil gibt schematisch die ca. 200 m mächtige, unterjurassische Abfolge am Ausgang der Quebrada del Bronce wieder. Die Punkte Pkt. x1 - x4 entsprechen den Punkten im Luftbild Abb. A5. Profillegende: Abb.3.3b.

Unterer Jura bis Bajocium

Der Beginn des Profils liegt in den Abfolgen der Pan de Azúcar-Formation bei W 70° 31' 13" und S 25° 27' 45" (Pkt. 1, Profilskizze Abb. 3.7a und Abb. A5). Am Ausgang der Quebrada del Bronce stehen zuunterst sedimentäre Ablagerungen an. Dabei handelt es sich um eine mehrere Meter mächtige Abfolge von grünen, epiklastischen, vulkanischen Sandsteinen mit unterschiedlichen Karbonatgehalten, die Muscheln, Korallen und Ammoniten des Sinemurium enthalten, die jünger als die marinen Ablagerungen des Sinemurium im Cerro del Difunto-Profil (Abschnitt Posada) sind (BEBIOLKA, in Vorbereitung). Sie werden konkordant von grünen, feldspatporphyrischen Laven überlagert (Probe 96-198). Neben Feldspat führen die Laven auch mafische Mineralphasen (Pyroxene). Die Laven werden von Quarz- und Karbonat-reichen Klüften durchzogen und weisen amygdaloide Bereiche mit Quarz und Karbonat als Blasen-

füllungen auf. Der Saum der Blasen ist in der Regel chloritisiert. Die Blasen sind zum Teil ausgelängt und überwiegend klein, können aber Größen bis zu 10 cm erreichen. Zum Teil weisen die massigen Laven konzentrische Abkühlungsklüfte (Abb. 3.8) mit Durchmessern bis 20 m (Pkt. 2, Abb. A5) auf. Die Abfolge wird von zahlreichen feldspatporphyrischen, subvulkanischen Gängen mit Mächtigkeiten im m- bis 10 m-Bereich (Probe 95-134, etwas nördlich von Pkt. 6) und Störungen unterbrochen. Bei Pkt. 3 (Probe 96-201) und Pkt. 4 stehen rote, feldspatporphyrische Laven an, die ebenfalls massig sind und keine Einzelereignisse erkennen lassen. Auch diese Laven weisen Quarz-reiche Blasenfüllungen auf. Die roten Laven setzen sich am Einschnitt in die Quebrada del Bronce fort und wechsellagern mit roten epiklastischen, vulkanischen Sandsteinen und Konglomeraten.

Abb. 3.8: Konzentrische Abkühlungsklüfte eines gefüllten Lavatunnels im Gebiet des Cerro Plomo-Profils (zwischen Pkt. 5 und Pkt. 6, Abb. A5).

Entlang des Strandes von Pkt. 1 bis Pkt. 5 stehen marine, epiklastische, vulkanische Sandsteine und Konglomerate mit variierenden Karbonatanteilen an, die Korallen, Muscheln und Ammoniten führen. Die Mächtigkeiten der Schichten liegen im m- bis 10 m-Bereich. Ca. 20 m unterhalb des konkordanten Überganges von den Sedimenten zu vulkanogenen Ablagerungen (bei Pkt. 5) zeigt eine Ansammlung von Ammoniten aus mindestens drei unterschiedlichen Zeitabschnitten an, dass es sich zum Teil um umgelagertes Material handelt (HILLEBRANDT 2002). Die jüngsten Fossilien in den grünen Sedimenten unterhalb der vulkanogenen Folge lassen sich auf basales, oberes Sinemurium datieren (HILLEBRANDT 2002,BEBIOLKA in Vorbereitung). Die überlagernde, vulkanogene Folge besteht, wie bei Pkt. 2, aus einer massigen, grünen, feldspatporphyrischen Lavenfolge mit einer Mindestmächtigkeit von 40 m, bei der sich keine Einzelereignisse unterscheiden lassen. Nachdem der Basisbereich zunächst blasenfrei ist, treten stark amygdaloide Bereiche auf. Die Blasen sind unregelmäßig geformt und haben die typischen Quarz- und Karbonat-Füllungen. In dem Gebiet bei Pkt. 5

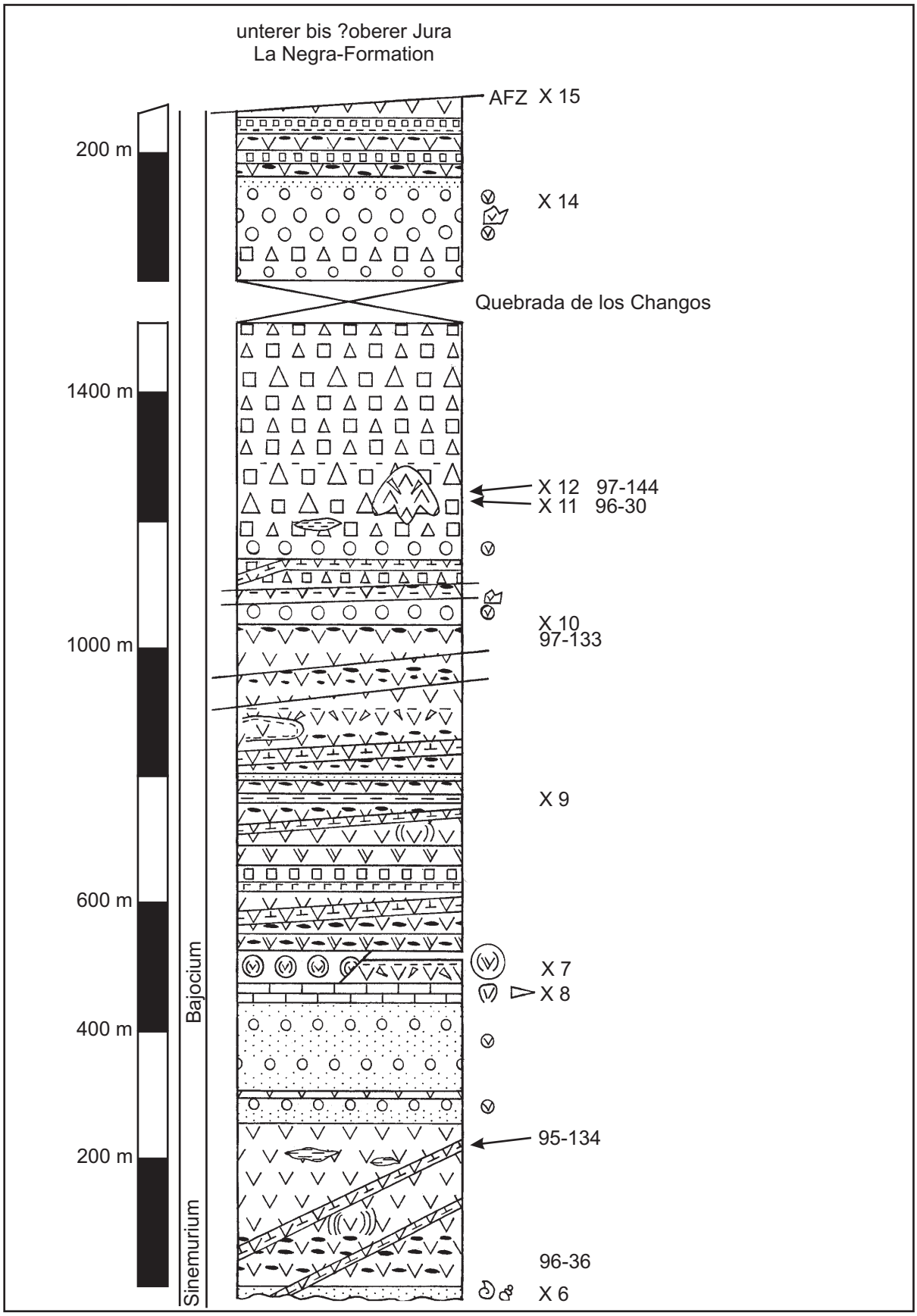


Abb. 3.7b: Das Cerro Plomo-Hauptprofil verläuft an der Küste südlich von Taltal (Punkte Pkt. x6 - x15, Abb. A5) durch den unteren bis ?oberen Jura (La Negra-Formation) bis zum Atacama Störungssystem am Übergang zur Kreide. In Abb. 3.7c sind Ausschnittsvergrößerungen zwischen den Punkten Pkt. x8 - x9 und Pkt. x14 - x15 wiedergegeben. Die Abfolge im Hauptprofil ist für diese Bereiche nicht maßstabsgerecht sondern nur schematisch dargestellt. Profillegende: Abb. 3.3b.

treten besonders viele konzentrische Abkühlungsklüfte mit unterschiedlichen Durchmessern von 5 – 10 m in verschiedenen Höhen gegeneinander versetzt auf. Weiter oben am Hang (Pkt. 3 und 4) ändert sich die Farbe der vulkanogenen Folge und rötliche Laven stehen an.

Auch im Abschnitt von Pkt. 6 zu Pkt. 7, der die Grundlage bildet für die unter- bis mitteljurassischen Abfolgen im Profil Cerro Plomo (Abb. 3.7b), findet man die bisher beobachteten Abfolgen wieder. Hier durchschlagen ebenfalls feldspatporphyrische Gänge mit Mächtigkeiten im 10er m-Bereich die Abfolgen. An der Basis bei Pkt. 6 stehen zunächst die typischen epiklastischen, vulkanischen Sedimente mit mindestens 5 m Mächtigkeit an. In diesem Abschnitt weisen sie Ammoniten und Schnecken auf. Es folgt mit einem konkordanten Kontakt die massige, vulkanogene Folge mit einer Mächtigkeit von 250 m. Auch hier lassen sich in der Abfolge von Laven, die feldspatporphyrisch sind und mafische Phasen führen, keine Einzelereignisse unterscheiden. Die unteren Bereiche haben eine grüne Färbung, sind amygdaloid und besitzen Bereiche mit konzentrischen Abkühlungsklüften. Die oberen Bereiche sind rötlich und weisen vereinzelt Tufflinsen von mehreren Metern Ausdehnung auf. Es schließt sich eine 180 m mächtige Folge mit roten, epiklastischen, vulkanischen Sandsteinen und Konglomeraten an, in der die Sandsteine dominieren. Bei den Konglomeraten treten vulkanische Gerölle bis 10 cm Durchmesser auf. In der Regel liegen die Durchmesser bei 1 cm. Eine 5 m mächtige rötliche, feldspatporphyrische Lava ist in diese Folge eingeschaltet. Überlagert werden die roten Sandsteine und Konglomerate von einer hellen, weißlichen Mergelkalkfolge von 30 m Mächtigkeit. Diese Mergelkalke enthalten Muscheln, die auf Bajocium datiert werden können (HILLEBRANDT mündliche Mitteilung). Die nachfolgenden, feldspatporphyrischen Laven weisen normale Feldspäte bis 1 cm Größe auf. Riesenkörnige Feldspäte, wie sie in anderen Profilen und Profilbereichen auftreten, fehlen hier. In den autobrekziösen Topbereichen einiger Lavadecken sind Tuffeinlagerungen erhalten geblieben.

Mittlerer bis ?oberer Jura

Das in Abb. 3.7b dargestellte Profil findet seine Fortsetzung nach einem Versatz zu Pkt. 8 (Abb. A5). Das Hauptprofil (Abb. 3.7b) gibt nur einen schematischen Überblick über die Abfolge zwischen Pkt. 8 und Pkt. 9. Details sind dem vergrößerten Ausschnitt (Abb. 3.7c) zu entnehmen. Bei Pkt. 8 stehen an der Basis die oben erwähnten, marinen Mergelkalke aus dem Bajocium an, die hier überwiegend Muscheln und vereinzelt Belemiten führen (BEBIOLKA, in Vorbereitung). Die marinen Sedimente werden konkordant von einer vulkanogenen Abfolge überlagert. Dabei handelt es sich zunächst um grüne “Pillow“-ähnliche Strukturen (Abb. 3.9) mit riesenkörnigen Feldspäten bis maximal 5 cm, die konzentrisch angeordnet sind. Das Fundstück Probe 95-136 stammt aus diesem Bereich. Die Durchmesser dieser kugeligen bis wurstartigen Strukturen liegt bei 30 - 60 cm und erreicht in Ausnahmefällen bis 1 m. An den Rändern weisen sie zum Teil mehrere cm breite Abschrecksäume auf. Die Tuffmatrix um diese kugeligen

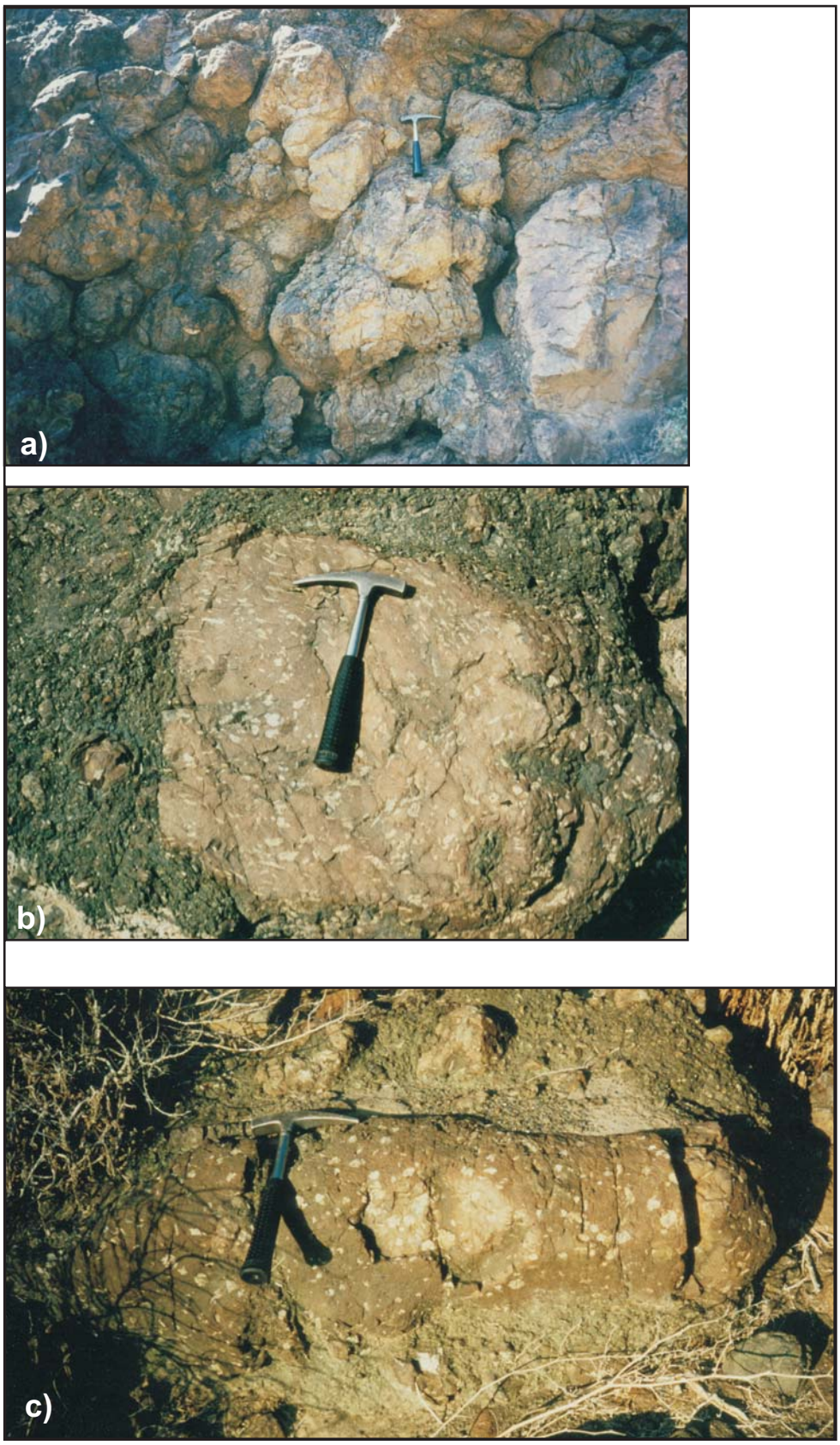


Abb. 3.9: “Pillow”-ähnliche Strukturen (a) mit riesenkörnigen Feldspat-Phänokristallen bei Pkt. 8 (Abb. A5 und Profil Abb.3.7). Konzentrisch ausgerichteten Feldspatphänokristallen (Querschnitt (b)) in zum Teil länglichen, “wurstähnlichen” Gebilden (c). Die Ausrichtung der Feldspat-Phänokristalle spricht für eine Rotation der “Pillow”-ähnlichen Strukturen. Als Maßstab dient in allen drei Abbildungen der Hammer.

Gebilde besteht aus dem selben Material und ist stark chloritisiert und zum Teil auch epidotisiert. Die “Pillow“-ähnlichen Strukturen gehen am Top der 50 m mächtigen Ablagerung in Laven mit amygdaloiden Bereichen über (Probe 96-304). Einzelereignisse lassen sich nicht unterscheiden. Diese Ablagerungen setzen sich nach Norden bis kurz vor den Cerro Blanco fort und sind auch lokal weiter südlich in der Quebrada del Bronce über sedimentären, marinen Ablagerungen zu finden (Pkt. D). Dort stehen ein paar Meter weiter nach Südwesten in einer Kurve ebenfalls riesenkörnige, feldspatporphyrische Vulkanite an, aber ausschließlich als Laven. Am Top des Cerro Blanco (Probe K 1) und bei Pkt. 7 sind dagegen feldspatporphyrische Laven mit Feldspäten um 1 cm zu finden.

Oberhalb von Pkt. 8 schließt sich an die in Laven übergehenden “Pillow“-ähnlichen Strukturen eine feldspatporphyrische Lavenfolge mit einer Mächtigkeit von 32 m an, in der sich mindestens 3 Einzelereignisse unterscheiden lassen. Die Probe 95-140 stammt aus dem unteren Bereich dieser Folge mit riesenkörnigen Feldspäten. Innerhalb der Folge werden die Größen der Feldspat-Phänokristalle nach oben geringer (< 1,5 cm). Die Laven sind amygdaloid mit Quarz-, Karbonat- und Chlorit-führenden Blasen im cm-Bereich (maximal 6 cm). Ein 2 m mächtiger, grüner, feldspatporphyrischer Gang mit Feldspäten < 0,5 cm durchschlägt die Laven. Die nachfolgenden, feldspatporphyrischen, grünen Laven sind Blasen-ärmer. Diese 56 m mächtige Folge wird ebenfalls von einem feldspatporphyrischen Gang durchschlagen. Die Feldspäte des Ganges sind mit maximal 3 cm vergleichsweise groß. Der nachfolgende Ignimbrit (Probe 96-308) ist verhältnismäßig hell und zeigt eine plattige Verwitterung, die für die Ignimbrite im Arbeitsgebiet typisch ist. Er weist nur sehr untergeordnet Feldspäte und mafische Phasen auf. Seine Mächtigkeit beträgt 17,5 m. Der Kontakt zum überlagernden Lapillituff ist wellig ausgebildet. Teilweise geht der 24 m mächtige Lapillituff in eine Tuffbrekzie über. Die Färbung variiert zwischen grünlichen, blaugrauen und dunklen, rötlichen Farbtönen. Die polymikten Lapillis und Blöcke sind feldspatporphyrisch. Im unteren Bereich sind ignimbritische Anteile aufgenommen worden. Auch der obere Kontakt ist leicht wellig ausgebildet mit einer halben Wellenlänge von 5 m. Es folgen die letzten, riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Laven in diesem Profil (Probe 96-310). Dabei variieren die Feldspatgrößen innerhalb der 32 m mächtigen Lavafolge. Vereinzelt sind Tuffe in dem autobrekziösen, oberen Bereich erhalten geblieben.

Daran schließt sich eine 76 m mächtige, monotone Abfolge von feldspatporphyrischen Laven an (Proben 96-311 und 95-144), deren Feldspäte maximale Größen von 1,5 cm erreichen. Als mafische Phase treten Pyroxene auf. Es lassen sich mindestens 6 Einzelereignisse unterscheiden. Die grünlichen Laven sind zum Teil amygdaloid. Die Blasen sind mit Quarz, Karbonat und Chlorit gefüllt, teilweise ausgelängt und maximal 5 cm groß. Vereinzelt sind bis zu 5 cm mächtige Tufflinsen in autobrekziösen Bereichen erhalten geblieben, die u. a. auch an der Basis der dritten Lava eine Faltenbildung bei der Fließbewegung der Lava nachzeichnen. Die vierte Abkühlungseinheit weist konzentrische Abkühlungsklüfte auf, während die fünfte Lava von einem dunkelgrünen, fast aphyrischen Gang durchschlagen wird. Am Ende des

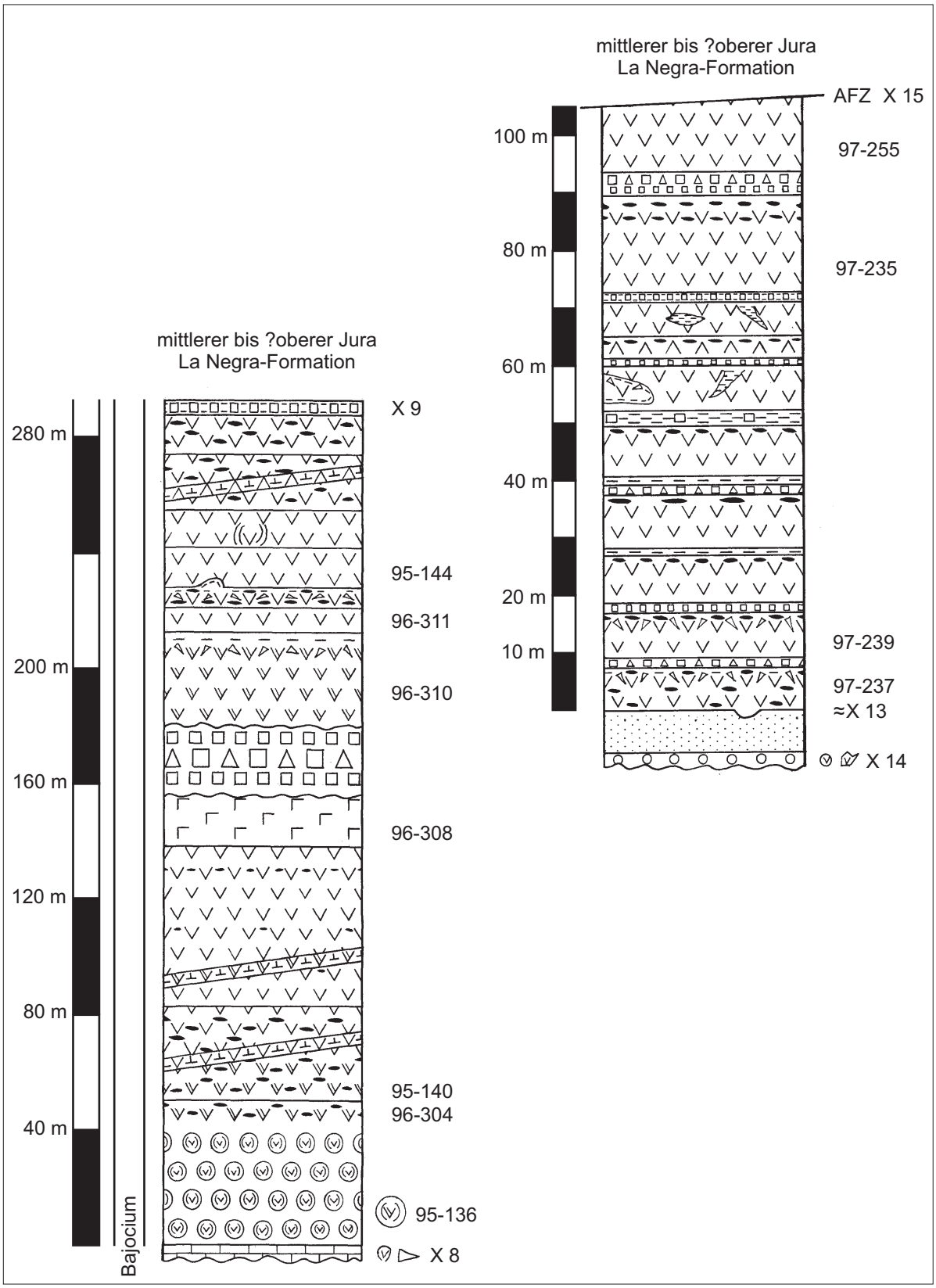


Abb. 3.7c: Ausschnittsvergrößerungen aus dem mittleren bis ?oberen Jura des Cerro Plomo-Profils zwischen den Punkten Pkt. x8 - x9 und Pkt. x14 - x15 (Abb. 3.7b und Abb. A5). Profillegende: Abb. 3.3b.

Taleinschnittes werden die Laven von einer 4,5 m mächtigen Abfolge von Tuffen und Lapillituffen überlagert (Pkt. 9).

Die nachfolgende Laven bilden eine monotone Abfolge von feldspatporphyrischen Laven, die vereinzelt von Störungen und ebenfalls feldspatporphyrischen Gängen (Feldspat-Phänokristallgrößen: maximal 1 cm; Gangbreiten im Bereich mehrerer Meter) durchschlagen werden. Insgesamt hat dieser Abschnitt eine Mächtigkeit von 260 m. Die Mächtigkeiten der einzelnen Abkühlungseinheiten im Profil Abb. 3.7b entsprechen nicht den tatsächlichen Mächtigkeiten sondern skizzieren die typischen Merkmale dieser Folge. Sie stimmen weitgehend mit den im Abschnitt Pkt. 8 – 9 ermittelten Mächtigkeiten überein. Wie bei Probe 96-311 können mehrere Abkühlungseinheiten des selben Magmas aufeinander folgen, die sich nur schwer trennen lassen. Serialporphyrische Gefüge sind verbreitet. Die Feldspatgrößen der überwiegend blau-grünlichen Laven (rötliche Laven treten nur vereinzelt auf) variieren zwischen 0,75 und 2,5 cm, liegen aber überwiegend um 1 cm bei der größeren Generation. Im mittleren Bereich dieses Abschnittes ist eine Abnahme der Größen der Feldspat-Phänokristalle sowie eine Abnahme des Anteiles an mafischen Mineralphasen zu beobachten. Vereinzelt konnten blasenreiche Topbereiche der Laven beobachtet werden. Die bis zu 15 cm großen, zum Teil unregelmäßig ausgelängten Blasen besitzen häufig einen chloritisierten Randbereich und einen Quarz-reichen Kern. In den größeren Blasen ist vereinzelt auch Karbonat zu finden. Ihre Größe liegt vielfach um 1 cm und steigt zu den Topbereichen der Laven an. In autobrekziösen Topbereichen sind Tuffeinlagerungen erhalten geblieben. Zum Teil zeichnen mehrere cm dicke Tuffstreifen im Fluss erstarrte Lavafronten nach. Eine 2 m mächtige grüne, tuffitische Sandsteinlage mit vulkanischen Klasten ist in die vulkanogene Folge von Laven eingelagert. Unterhalb der ersten tuffitischen Konglomerate bis Tuffbrekzien treten auch bei den Laven rötliche Färbungen auf.

Ab Pkt. 10 stehen tuffitische Konglomerate an, die in pyroklastische Tuffbrekzien übergehen. Der Kontakt zwischen den Laven und den Konglomeraten ist nicht gut aufgeschlossen, scheint aber nur gering gestört zu sein. Die bis zu 0,5 m großen Gerölle bis Pyroklasten (überwiegend < 0,15 m) sind zunächst schwach eingeregelt und haben gerundete Kanten. Die relativ kleinen Feldspat-Phänokristalle bis maximal 0,5 cm und ihr vergleichsweise hoher Anteil sind ein Hinweis darauf, dass es sich bei den Geröllen bis Pyroklasten nicht um Lithoklasten aus den unterlagernden Laven handelt. Die Matrix hat eine blau-grünliche Färbung und ist ebenfalls reich an entsprechend kleinen Feldspat-Phänokristallen. Die Konglomerate bis Tuffbrekzien werden von Störungen durchzogen. In die Folge sind noch einmal rötliche Laven eingelagert, die blasenreiche Topbereiche und eine 2 m mächtige Tufflage aufweisen. Eine Verdoppelung der durch Störungsflächen begrenzten Laven kann nicht ausgeschlossen werden. Die Versätze entlang der Störungsflächen scheinen in der gesamten Abfolge von Pkt. 8 – 10 im m- bis 10er m-Bereich zu liegen. Bei den überlagernden Schichten handelt es sich um grünliche, tuffitische Brekzien bis Konglomerate mit vulkanischen, zum Teil ebenfalls gerundeten Geröllen, die in

pyroklastische Tuffbrekzien übergehen. Die polymikten, vulkanischen Gerölle bis Klasten sind zunächst kleiner als 0,15 m und werden nach oben größer bis maximal 0,5 m. Sie werden zunehmend monomikter, schwächer gerundet und ähneln in ihren Phänokristallgehalten und -größen (maximal 1,5 cm) den unterlagernden Laven. Die Feldspat-Phänokristalle der Matrix sind in der Regel kleiner als die der Klasten, was ein Hinweis auf Lithoklasten sein kann. Ein rötlicher bis grünlicher, feldspatporphyrischer Lagergang ist in die Folge von Konglomeraten und Brekzien eingedrungen. In den nachfolgenden Tuffbrekzien erreichen die Klasten bis 1 m Durchmesser. Ein 2 m mächtiger Pyroklast ist ein Ausnahme. Vereinzelt sind reine Tufflinsen, die nur wenige Meter aushalten, in der brekziösen Folge erhalten geblieben, was auf eine Beteiligung von Umlagerungsprozessen bei den pyroklastischen Ablagerungen schließen lässt. Die blau-grünlichen bis rötlichen Tuffbrekzien erstrecken sich über einen großen Bereich. Im Westen verläuft die Grenze zu den unterlagernden Schichten entlang der Linie Pkt. E (Quebrada la Blanca), Pkt. 9, Pkt. 10 und östlich vom Cerro Blanco (Abb. A5). Dabei verlaufen die Tuffbrekzien über die Nordspitze der Punta Taltal hinaus ins Meer. Im Süden sind Ausläufer der Tuffbrekzien auch in der Quebrada del Bronce zu beobachten. Die östliche Grenze reicht an vielen Stellen bis kurz vor die Straße nach Taltal.

In der Abfolge von Tuffbrekzien sind vereinzelt kleinräumige, intermediäre (dacitische) Förderzentren eingeschaltet , die als Kegel (umlaufendes Streichen) von wenigen hundert Metern Durchmesser erhalten geblieben sind (Abb. A5, Pkt. 11 Cerro Plomo (Probe 96-30) und Pkt. 12 (Probe 97-144)). Die Mächtigkeiten dieser Förderzentren variieren je nach Vorkommen zwischen 5 und einigen 10er Metern, wobei einzelne Lavavorstöße überwiegend Mächtigkeiten zwischen 1 und 2 m aufweisen. Die Laven dieser Förderzentren sind gräulich und damit heller als die übrigen Laven. Zum Teil sind sie stark autobrekziös und weisen vereinzelt auch Lithoklasten auf. Der Anteil an Feldspat-Phänokristallen und ihre Größen (bis 1 cm) variieren. Die kleineren, mafischen Mineralphasen sind vergrünt.

Östlich der Quebrada de los Changos ist der Übergang von den brekziösen Ablagerungen, die ab Pkt. 10 die Westseite der Quebrada dominieren, zu überlagernden Laven aufgeschlossen (nahe Pkt. 13 und 14). Dabei handelt es sich im oberen Abschnitt der brekziösen Ablagerungen erneut um epiklastische, vulkanische Brekzien und Konglomerate. Die leicht bis gut gerundeten Gerölle sind polymikt und besitzen unterschiedliche vulkanische Ursprünge (Laven und pyroklastische Tuffbrekzien). Der Kontakt zu den überlagernden Laven ist konkordant. Nahe des Weges bei Pkt. 13 füllt die unterste Lava Erosionskanäle des unterlagernden Konglomerates aus. In dem Profilabschnitt zwischen Pkt. 14 und Pkt. 15 schwankt der Anteil der Gerölle (überwiegend < 10 cm) in den epiklastischen, vulkanischen Brekzien bis Konglomeraten zwischen 30 und 60 Vol.%. Zunehmend ist eine Schichtung erkennbar. Der Anteil der Gerölle geht in den oberen Schichten stark zurück, so dass ca. 160 m ü. N. N. nur

noch im 10er cm-Bereich gebankte, epiklastische, vulkanische Sandsteine mit Mächtigkeiten zwischen 2 und 3 m anstehen. Diese Sedimente werden konkordant von einer vulkanogenen Abfolge überlagert. Das Hauptprofil (Abb. 3.7b) gibt diese Abfolge nur schematisch wieder. Die tatsächlichen Mächtigkeiten und eine detailliertere Darstellung sind dem vergrößerten Ausschnitt (Abb. 3.7c) zu entnehmen. In dieser vulkanogenen Folge dominieren feldspatporphyrische Laven. Aus dem unteren Abschnitt stammen die beiden Proben 97-237 und 97-239. Die Mächtigkeiten der Laven liegen zwischen 5 und 17 m. Bei den größeren Mächtigkeiten kann nicht ausgeschlossen werden, dass es sich um mehrere Abkühlungseinheiten handelt. Die Laven sind im unteren Abschnitt grünlich und führen Feldspat-Phänokristalle bis 1 cm Durchmesser und kleinere mafische Phasen. Zum Teil weisen die Laven autobrekziöse und/oder amygdaloide Topbereiche (Blasendurchmesser bis 20 cm) auf, in denen Tuffeingelagerungen erhalten geblieben sind. Im oberen Abschnitt der Lavenfolge treten auch Tufflinsen innerhalb der Lavaflüsse und tuffreiche Bereiche entlang von einzelnen Lavavorstößen auf. Geringmächtige (0,3 – 2,5 m) Tuffe, Lapillituffe und Tuffbrekzien sind über den gesamten Abschnitt in die Abfolge von Laven eingeschaltet. Die Größe der Pyroklasten erreicht maximal 0,3 m. In den Tuffen ist zum Teil eine leichte Schichtung im 10er cm-Bereich vorhanden. Die Färbung der Vulkanite ändert sich ab der Lava unterhalb von Probe 97-235 von grünlich zu rötlich, so dass rötliche Laven das Profilende bei Pkt. 15 (Probe 97-255) nördlich des Cerro Barazarte an der AFZ dominieren.

3.2.3.2.2 Profil Quebrada del Gritón

Das Quebrada del Gritón-Profil (Abb. 3.10) liegt in der gleichnamigen Quebrada ca. 19 km südwestlich von Taltal (Abb. A6). Es gehört zusammen mit dem Cerro Plomo-Profil zum Küstenprofil, dessen Abfolge in den nachfolgenden Kapiteln häufig der Abfolge im weiter südlich gelegenen Cerro del Difunto-Profil gegenübergestellt wird. Im Quebrada del Gritón-Profil sind nur die unter- bis mitteljurassischen Schichten bis zum Bajocium aufgeschlossen, daher dient es nur als regionale Ergänzung zum Hauptprofil an der Küste. Es beginnt mit marinen Sedimenten der Pan de Azúcar-Formation und verläuft in nordwestlicher Richtung annähernd senkrecht zum Streichen bis zu den marinen Sedimenten des Bajocium in der La Negra-Formation. Die regionale Geologie und die Alterseinstufung baut auf derselben Grundlage wie im Cerro Plomo-Profil auf.

Geländebefund:
Die Basis des Profils bildet eine marine, sedimentäre Abfolge (Pkt. 1: W 70° 31’ 49’’ und S 25° 33’ 03’’, Abb. 3.10 und Abb. A6). Dabei handelt es sich um helle, Karbonat-haltige, zum Teil Fossilien (Ammoniten, Schnecken, Brachiopoden und Muscheln) führende Sedimente des unteren Jura (bis Sinemurium), die von BEBIOLKA (in Vorbereitung) beschrieben und datiert worden sind. Vereinzelt treten grünliche, vulkanische Sandsteine auf.

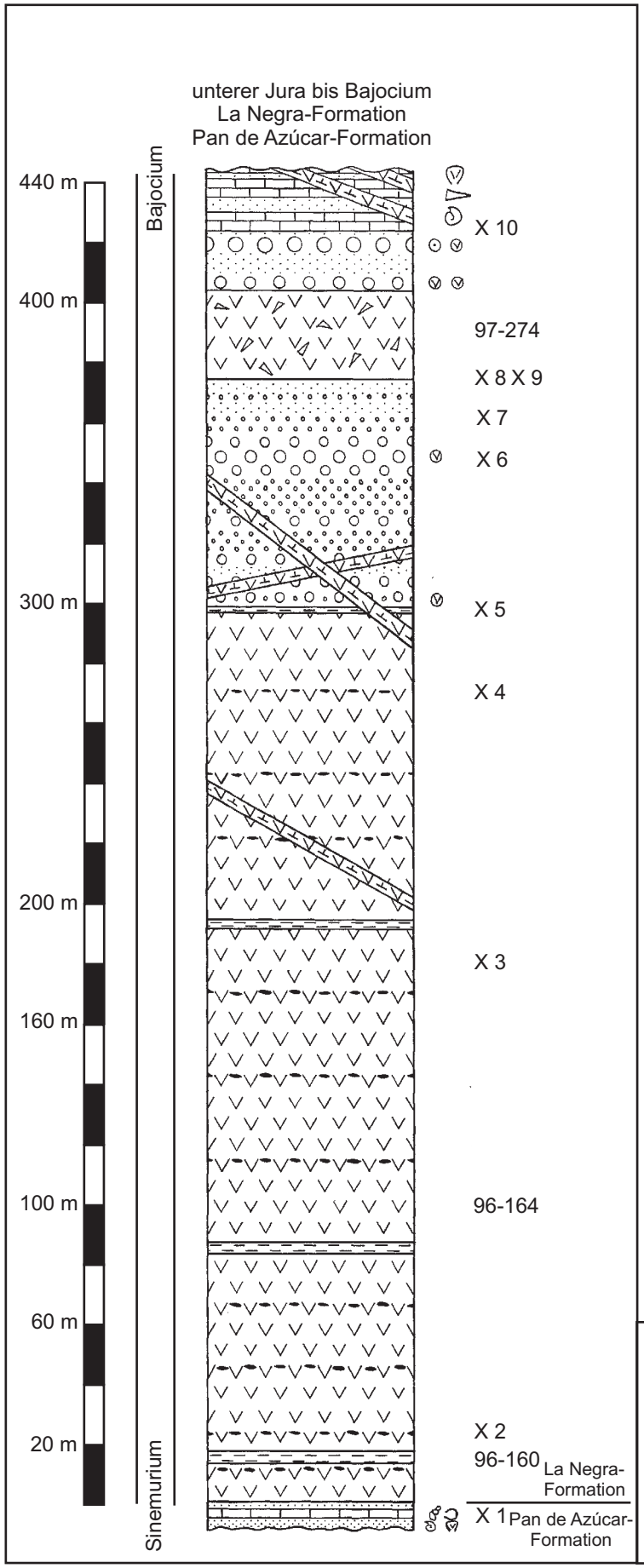


Abb. 3.10: Das Quebrada del Gritón-Profil verläuft vom unteren Jura (Pan de Azúcar-Formation) bis in das Bajocium (La Negra-Formation). Die Punkte x1 - x10 entsprechen den Punkten aus dem Luftbild Abb. A6. Profil-legende: Abb. 3.3b.

Die Sedimente werden konkordant von einer Wechselfolge aus feldspatporphyrischen Laven und Kristalltuffen, die in diesem Gebiet der La Negra-Formation zugerechnet werden, überlagert. Der Anteil an Feldspat-Phänokristallen in den Vulkaniten ist klein (≤ 10 Vol.%) und auch ihre Größe ist mit max. 0,5 cm vergleichsweise gering. Die Mächtigkeiten der Laven variieren zwischen 3 und 15 m, die Tuffe haben geringe Mächtigkeiten (< 4 m). Mehrere Meter mächtige, stark verwitterte, amygdaloide Topbereiche der Laven mit Quarz als Hohlraumfüllung sind verbreitet. Die Laven und Kristalltuffe weisen blaugraue bis grünliche Färbungen auf. Ab Pkt. 3 dominieren rote Färbungen. Die Laven werden von feldspatporphyrischen Gängen mit Gangbreiten im Bereich mehrerer Meter (max. 7 m mächtig) durchschlagen. Die Feldspat-Phänokristalle dieser Gänge sind mit 1,5 cm Durchmesser vergleichsweise groß, da die Feldspäte der Laven auch hier überwiegend Größen um 0,5 cm aufweisen. Eine seltener auftretender zweiter Gangtyp (3 m Mächtigkeit), der älter ist und ebenfalls von den gröberen feldspatporphyrischen Gängen durchschlagen wird, weist ähnliche Größen der Feldspat-Phänokristalle wie die Laven auf. Bis kurz vor Pkt. 5 setzen sich die rötlichen Laven (zum Teil gebleicht, Pkt. 4) fort. Vereinzelt sind amygdaloide Topbereiche ausgebildet. Bei Pkt. 5 steht dann erneut eine Tufflage an, die eine Mächtigkeit von 2,5 m aufweist. Sowohl der Tuff als auch die unterlagernden Laven haben wieder eine grünliche Färbung. Vereinzelt sind Bomben und Lapilli-reichere Lagen in dem geschichteten Tuff enthalten.

Es folgen ab Pkt. 5 überwiegend rötliche, im cm-Bereich geschichtete Konglomerate mit gut gerundeten, vulkanischen Geröllen bis 5 cm Durchmesser die nach oben in reine Sandsteine übergehen. Besonders im unteren Bereich handelt es sich um tuffitische Konglomerate, die nach oben zunehmend größere sedimentäre Anteile besitzen. Die vulkanischen Gerölle sind schichtparallel ausgerichtet und entsprechen im Feldspatgehalt und der Größe der Phänokristalle den unterlagernden Laven, wobei die einzelnen Gerölle leicht unterschiedliche Färbungen sowie Phänokristall-Gehalte und –Größen besitzen. Die Matrix weist Feldspatbruchstücke bis 0,1 cm auf. Ab Pkt. 6 sind die im cm- bis dm-Bereich geschichteten Konglomerate grünlich gefärbt und die Geröllduchmesser betragen maximal 8 cm. Diese werden bei Pkt. 7 von rötlich-braunen Sandsteinen, die vereinzelt mit entsprechenden Konglomeraten wechsellagern überlagert. Der sedimentären Abfolge schließen sich konkordant bei Pkt. 8 erneut Laven an, die “plattig“ verwittern und zum Teil autobreckziöse Bereiche mit Klasten bis 0,3 m Durchmesser aufweisen. Die Mächtigkeit der Lavenfolge beträgt 30 m. Den Abschluss bilden weißliche Sandsteine bis Karbonate und grobe Konglomerate (maximaler Geröllduchmesser: 20 cm) mit zum Teil sedimentären Klasten aus der Trias (maximal 3 % der Gerölle) und vulkanischen Geröllen, die größere Feldspat-Phänokristalle und größere Phänokristallanteile als die unterlagernden Laven aufweisen. Der Anteil an sedimentären Geröllen steigt zu den jüngeren Schichten bis auf 20 % der Gerölle an und die vulkanischen Klasten erreichen Durchmesser bis zu 0,5 m. Diese ca. 20 m mächtige, rötliche, klastische Abfolge wird zunehmend kalkreicher und es folgen fossilreiche, marine Schichten (Sandsteine

und Karbonate, ab Pkt. 10) mit Brachiopoden, Belemiten und Muscheln, die dem Bajocium zugerechnet werden (BEBIOLKA, mündliche Aussage) und helle, grünliche bis gelbliche Färbungen aufweisen. Diese Folge wird ebenfalls von feldspatporphyrischen Gangscharen durchzogen und ist vermutlich durch einen unterlagernden Ausläufer des Plutons beim Cerro Argolla gefrittet worden.

Schlussfolgerungen

Unterer Jura bis Bajocium

Die grünliche Färbung einiger vulkanischer Sandsteine des unteren Jura (bis Sinemurium) ist in beiden Profilen durch den hohen Tuff-Anteil dieser epiklastischen Ablagerungen bedingt. Sie sind damit ein Hinweis auf eine weiter im Westen gelegene, vulkanische Tätigkeit (HILLEBRANDT et al. 2000). Die massigen, blasenreichen, grünen Laven des Cerro Plomo-Profils und die weniger blasenreichen, grünen Laven des Quebrada del Gritón-Profils, die die Sedimente des Sinemurium überlagern, lassen auf Grund ihrer grünen Farbe und dem konkordanten Kontakt zu den unterlagernden marinen Sedimenten ebenfalls eine subaquatische Abgelagerung vermuten. Bei den überlagernden roten Laven kann dagegen, ebenso wie für die sich anschließenden Rotsedimente, von einer subaerischen Ablagerung ausgegangen werden. Erst in den marinen Ablagerungen des Bajocium gibt es im Cerro Plomo-Profil wieder Hinweise auf einen submarinen Ablagerungsraum, während im Quebrada del Gritón-Profil der ständige Wechsel zwischen rötlichen und grünlichen Färbung der Abfolge für Ablagerungen um das Meeresspiegelniveau spricht.

Die Abfolge im Quebrada del Gritón-Profil ähnelt der an der Küste (Cerro Plomo-Profil), aber die Laven haben mehr und kleinere Feldspat-Phänokristalle als die Laven im Cerro Plomo-Profil und die Konglomerate sind gröber. Auffällig ist in beiden Profilen eine eingeschaltete Lava in der überwiegend rötlichen Sandstein- bis Konglomeratabfolge. In der Konglomerat- bis Sandsteinfolge des Quebrada del Gritón-Profiles zeigen die Gerölle eine Aufarbeitung der unterlagernden Laven (entsprechende Phänokristall-Gehalte und Geröll-Durchmesser bis 0,5 m) sowie die Zufuhr aus anderen Gebieten (abweichende Phänokristall-Gehalte) an, z. B. aus dem Bereich des Cerro Plomo-Profils. Die triassischen Gerölle sprechen dafür, dass es Gebiete mit einer geringen Überlagerung durch jurassische Vulkanite und/oder mit einer starken Erosion gegeben haben muss. Zusammen mit dem Übergang von den marinen Sedimenten des unteren Jura (Hettangium und Sinemurium) zu den überwiegend terrestrischen Vulkaniten und Konglomeraten, spricht daher das Auftreten der triassischen Gerölle für eine weitläufige Hebung des Gebietes.

Im gesamten Arbeitsgebiet zwischen Taltal und Chañaral (von der Sierra Minillas über die Posada de los Hidalgo bis zur Küste südwestlich von Taltal) lässt sich für den unteren bis mittleren Jura eine ähnliche zeitliche Entwicklung in den einzelnen Profilen ablesen. So treten

zu Beginn der jurassischen Ablagerungen marine Sedimente (Hettangium und Sinemurium) mit einer Beeinflussung durch einen westlich des Arbeitsgebietes gelegenen Vulkanismus auf. Im Sinemurium folgen vulkanogene Ablagerungen, bedingt durch einen im Arbeitsgebiet einsetzenden Vulkanismus. Diese vulkanogenen Ablagerungen werden von roten, epiklastischen Sedimenten mit vereinzelt eingeschalteten Laven überlagert. Im Bajocium wurden jeweils helle, sehr Karbonat-reiche, marine Sedimente abgelagert, die in beiden Profilen von einer mächtigen, meist rein vulkanogenen Abfolge überlagert werden. Trotz dieser ähnlichen Entwicklung weisen die unter- bis mitteljurassischen Vulkanite aus dem Profil Cerro del Difunto (Abschnitt: Posada) eine deutlich abweichende, chemische Zusammensetzung von den übrigen jurassischen Vulkaniten auf (s. Kapitel 3.4 Gesteinschemische und isotopische Befunde). Die Zuordnung der Abfolgen vom vulkanogenen Sinemurium bis zum marinen Bajocium zur selben Formation wäre, trotz der chemischen Unterschiede, sinnvoll.

Mittlerer bis ?oberer Jura (Cerro Plomo-Profil)

Die riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Vulkanite sind im Arbeitsgebiet zwischen Taltal und Chañaral typisch für den Beginn des La Negra-Vulkanismus im Bajocium. Die “Pillow“-ähnlichen Strukturen treten aber nur im Bereich des Küstenprofils und in der Sierra Minillas auf, in den anderen Profilen handelt es sich um reine Laven. Die konzentrische Anordnung der Plagioklas-Phänokristalle spricht gegen “normale“ Pillows, bei denen die Phänokristalle durch die Fließbewegung des Magmas eher eine lagige, parallele Anordnung haben. Die konzentrische Orientierung der Feldspäte und die rundlichen (kugeligen bis wurstartigen) Strukturen der “Pillows“ sprechen für eine Rotation von Magmenfetzen. Die Nähe zu den marinen Sedimeten des Bajocium und die breiten Abschreckungssäume sowie die grünliche Farbe der “Pillow“-ähnlichen Strukturen lassen eine subaquatische Ablagerung vermuten. Dabei muss von einem steilen Relief ausgegangen werden, so dass die Magmenfetzen einen Hang herunterrollen konnten.

Die guten Wachstumsbedingungen für Plagioklase könnten durch lange Verweilzeiten in einer flach gelegenen Magmenkammer bedingt sein. Dies stände im Einklang mit der sedimentären Folge im Übergang vom unteren Jura bis in das Bajocium, die für eine längere Pause bzw. einen starken Rückgang der vulkanischen Tätigkeiten im Vorfeld der Förderung der riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Magmen spricht.

Das serialporphyrische Gefüge vieler Laven ist ein Hinweis auf zeitlich variierende Wachstumsbedingungen, wie sie z. B. bei der Lagerung der Magmen in unterschiedlichen Zwischenherden auftreten können. Die Monotonie der Abfolge zwischen Pkt. 9 und Pkt. 10 lässt mehrmalige Eruptionen an einem oder mehreren Förderzentren, die eine sehr ähnliche Magmengenese aufweisen, vermuten. Für die Eruption an einem Förderzentrum sprechen die im mittleren Bereich dieses Abschnittes systematisch leicht abnehmenden Phänokristallgrößen und -Anteile. Die Variationsbreite der Magmengenese ist in diesem Profil wesentlich geringer

als in dem weiter südlich gelegenen Cerro del Difunto-Profil. Die geringere Mächtigkeit des Küstenprofils Cerro Plomo im Vergleich zum Profil Cerro del Difunto lässt sich durch eine geringere Anzahl aktiver Förderzentren im Cerro Plomo-Profil erklären.
Bei den konzentrischen Abkühlungsklüften (Abb. 3.8), die in Laven unterschiedlichen Alters auftreten, handelt es sich um Lavatunnel, wie sie auch im Cerro del Difunto-Profil im Abschnitt III beobachtet worden sind.
Der wellige Kontakt des Lapillituffes im Abschnitt zwischen Pkt. 8 und Pkt. 9 zu der jeweils hangenden und liegenden Schicht, spricht für eine Deformation der unterlagernden Schichten durch nachfolgende Auflasten und damit für eine schnelle Abfolge der vulkanogenen Ereignisse. Vor der endgültigen Abkühlung bzw. Verfestigung einer Schicht erfolgte bereits die Ablagerung eines weiteren vulkanischen Ereignisses, wobei die Schichten z. B. auf Grund eines Gefälles leicht zusammengeschoben worden sind.
Vereinzelt in autobrekziösen Bereichen der Laven erhalten gebliebene Tuffe zeigen, dass die Effusion der Laven von pyroklastischen Fallablagerungen begleitet wurde. Diese Fallablagerungen wurden aber weitgehend erodiert oder in nachfolgende Fließablagerungen eingearbeitet. Wie im Cerro del Difunto-Profil lässt sich auch hier ihr ursprünglicher Anteil am gesamten Fördervolumen nicht mehr ermitteln.

Zu Beginn der tuffbrekziösen Abfolge ab Pkt. 10 (Abb. 3.7b und Abb. A5) zeigen die polymikten Ablagerungen, mit zum Teil gerundeten Geröllen, Umlagerungsprozesse an. In den nachfolgenden Tuffbrekzien weisen nur eingelagerte Tufflinsen auf Umlagerungsprozesse hin. Die mit maximal 2 m Durchmesser sehr großen Pyroklasten deuten auf eine große Nähe zum Fördergebiet hin. Derartig mächtige pyroklastische Ablagerungen fehlen weiter südlich im Cerro del Difunto-Profil. Als Ursache für den großen Anteil an pyroklastischen Ablagerungen wäre ein Eindringen von Meerwasser in flachgelegene Magmenherde denkbar.
Die oberen Folgen lassen erneut auf sedimentäre Umlagerungsprozesse schließen, bevor die Brekzien und Konglomerate wiederum von vulkanogenen Ablagerungen überlagert werden. Der Wechsel der Färbung (von grün auf rot) bei den nachfolgenden Laven und Pyroklastiten am Ende des Profils könnte ein Hinweis auf einen erneuten Wechsel von einem subaquatischen zu einem subaerischen Ablagerungsmilieu sein. Eine Förderung der Vulkanite um das Meeresspiegelniveau ist daher für den gesamten Jura in diesem Bereich anzunehmen.

3.2.4.1 Profil Las Bombas

Das Profil Las Bombas (Abb. 3.11 und A7) liegt ca. 1,7 km nördlich vom Cerro Las Bombas, 2,3 km östlich der Carretera Panamericana. Die Alterseinstufung der mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite erfolgt auch hier auf der Grundlage der geologischen Karte 1:250.000 (Nos. 62-63, NARANJO & PUIG 1984). Die Profilaufnahme erfolgte, weil das 15 km südlich des Cerro del

Difunto gelegene Profil vergleichbar mit Abschnitt II der mittel- bis ?oberjurassischen, vulkanogenen Abfolge des Cerro del Difunto-Profils ist.

Geländebefund:

Der Beginn des Profils liegt in den mittel- bis ?oberjurassischen Einheiten der La Negra-Formation bei W 70° 26’ 30’’ und S 25° 56’ 10’’ und verläuft entlang einer Erosionsrinne in nordöstlicher Richtung (40°) bergauf bis auf den vom Nordwesten in den Südosten verlaufenden Bergrücken. Die Hangneigung in dem Profil variiert von ca. 18° im unteren Profilabschnitt auf 26° - 30° in den oberen Profilbereichen. Das nordöstliche Einfallen der Schichten weicht mit einem durchschnittlichen Einfallswinkel von 14° (10° - 18°) und einem durchschnittlichen Streichen von 147° (146° - 148°) von dem östlichen Einfallen der Schichten im Cerro del Difunto-Profil (Streichen: 172°, Einfallswinkel: 32°) ab.

Das Profil beginnt mit einer mindestens 2 m mächtigen, feldspatporphyrischen Lava mit einer dunkelgrünen bis grauen Matrix, deren Feldspäte Größen bis 1 cm erreichen und deren Feldspatanteil mit 20 – 25 Vol.% vergleichsweise hoch ist. Die Lava weist rundliche und ovale, bis zu 2 cm große Blasen auf. Die nachfolgenden Laven haben überwiegend eine bräunliche Färbung und kleinere Feldspat-Phänokristalle bis 0,3 cm, wobei die unterste Lavabank eine Ausnahme bildet, da sie in ihrem braunen Basisbereich zum Teil schwarze Melierungen und bis zu 5 Vol.% Feldspat-Phänokristalle mit Größen von 1 cm aufweist. Ansonsten sind auch in diesen Laven amygdaloide Topbereiche verbreitet. Die Blasen sind überwiegend mit Quarz gefüllt, zum Teil sehr unregelmäßig geformt, mit Größen bis 4 cm. Sie machen bis zu 10 Vol.% aus. Aus diesem Bereich stammt die Probe 97-149 die geochemisch untersucht worden ist. Die Laven in diesem unteren Profilabschnitt sind zum Teil ähnlich arm an Feldspat-Phänokristallen wie die weitgehend aphyrischen Laven und Ignimbrite im zweiten Abschnitt des Cerro del Difunto-Profils.

Erste Variationen in der monotonen Abfolge quarzführender und feldspatarmer Laven weist die Probe 97-150 auf. Sie besitzt etwas größere Feldspat-Phänokristalle und mafische Mineralphasen bis 0,1 cm. Vereinzelt treten Feldspat-Phänokristalle bis 0,5 cm und Blasen bis 8 cm Größe auf. Ab Probe 97-152 treten weiter Veränderungen in der Abfolge der feldspatarmen, amygdaloiden, bräunlichen Laven auf. Eine grünliche, serialporphyrische Lava mit Feldspat-Phänokristallen von 0,3 und 1 cm weist wenige cm-breite Tuffbänder auf, die die oberen 1,5 m der Lava durchziehen. Die Feldspat-Phänokristalle der nachfolgenden Lava haben wieder geringe Größen bis 0,3 cm. Neben grünlichen treten auch blaugraue und rötliche Färbungen innerhalb dieser Lava auf. Die nachfolgenden Laven zeigen ähnliche Farbvariationen.

Mit dem Anstieg der Hangneigung ändert sich auch das Erscheinungsbild der Laven. Sie werden kurzzeitig blasenreicher (20 – 25 Vol.%) und die Größe der Feldspat-Phänokristalle steigt über 0,5 cm auf 1 cm an. Auch der Anteil der Feldspat-Phänokristalle steigt auf ca. 10 Vol.% an. Die nachfolgenden Laven sind zum Teil erneut serialporphyrisch und weisen nur

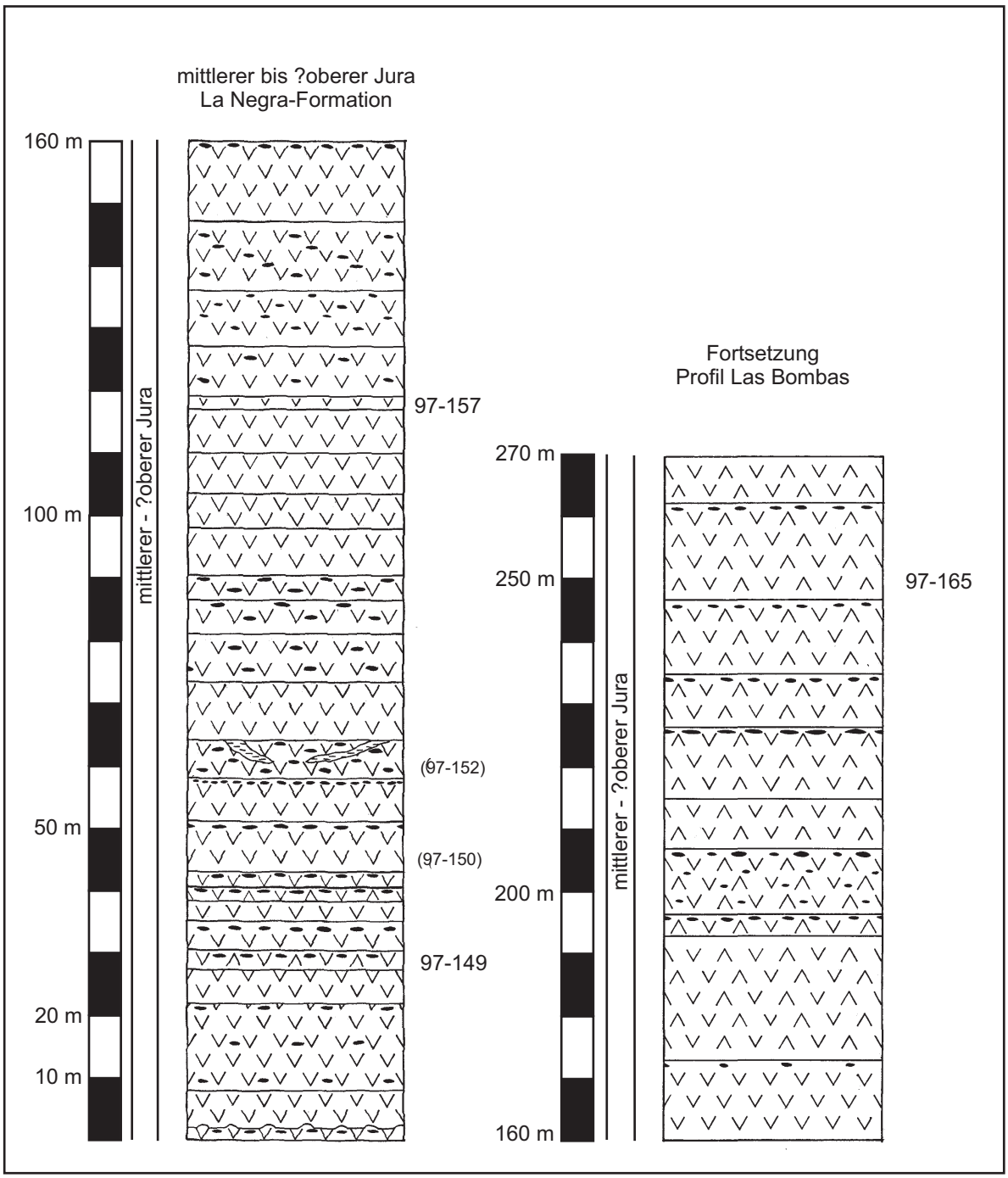


Abb. 3.11: Das Las Bombas-Profil verläuft durch den mittleren bis ?oberen Jura (La Negra-Formation). Die aphyrischen Laven weisen große Ähnlichkeiten mit den aphyrischen Laven und Ignimbriten im Cerro del Difunto-Profil auf. Die Lage des Profil wird in dem Luftbild Abb. A7 wiedergegeben. Profillegende: Abb. 3.3b.

untergeordnet kleine, überwiegend rundliche Blasen auf. Die Größe der Feldspat-Phänokristalle steigt bis auf 1,25 cm (Probe 97-157). Es folgen erneut blasenreichere Laven mit kleinen Feldspat-Phänokristallen bis 0,3 cm. Die Phänokristallgrößen innerhalb einer Lava können dabei variieren und in einzelnen Bereichen bis zu 1,5 cm erreichen. Zusätzlich werden die Laven von bis zu 20 cm breiten Karbonatadern durchzogen.

Die erste Lava-Bank, die sich mit einigen Unterbrechungen am gesamten Hang über ca. 500 m verfolgen lässt, ist im Profil ca. 6 m mächtig mit einem 14 m mächtigen Topbereich. Sie ähnelt

mit ihrem massigen Erscheinungsbild, der bräunlichen Färbung und den dunklen Flecken mit kleinen, rundlichen Quarz-Einschlüssen (bis 0,1 cm) ebenfalls stark den Ignimbriten bis aphyrischen Laven im zweiten Abschnitt des Cerro del Difunto-Profils. Auch die nachfolgenden, 7 bis 15 m mächtigen Laven mit Feldspat-Phänokristallen überwiegend zwischen 0,3 und 0,5 cm (in Ausnahmefällen bis 1 cm) weisen ein ähnliche massiges Erscheinungsbild auf. Zum Teil sind die mächtigen Topbereiche der Laven amygdaloid, wobei eine Sortierung der Blasen von kleinen Blasen in den mittleren Bereichen der Lava zu länglichen Blasen bis 8 cm in den obersten Topbereichen beobachtetet werden konnte. Nur sehr vereinzelt treten mafische Mineralphasen bis 0,3 cm auf.

Schlussfolgerungen

Die durch aphyrische Laven geprägte Abfolge im Las Bombas-Profil findet ihre Entsprechung im Abschnitt II des Cerro del Difunto-Profils, der aus aphyrischen Laven und Ignimbriten besteht.

Melierungen und Größen der Feldspat-Phänokristalle, die denen der unterlagernden Laven entsprechen, deuten auf eine Aufarbeitung von unterlagerndem Material in die Basisbereiche einiger Magmen hin. Dabei kann es sich sowohl um aufgearbeitete Tuffe als auch um aufgearbeitete, brekziöse Topbereiche der unterlagernden Laven handeln. Auch die feinen Tuffbänder in dem brekziösen Topbereich einer Lava (Probe 97-152) weisen auf Fallablagerungen hin, die nicht als eigenständige Schichten erhalten geblieben sind sondern abgetragen bzw. aufgearbeitet wurden.

Das gleichzeitige Auftreten von dunkleren, blaugrauen sowie rötlichen oder grünlichen Färbungen innerhalb einer Lava spricht für eine alterationsbedingte Ursache der rötlichen und grünlichen Färbungen, die vermehrt in den Topbereichen auftreten, der im Kern ursprünglich eher blaugrauen Laven.

Serialporhyrische Laven können ein Hinweis auf Magmenmischungen sein. Insbesondere Laven in denen die Bereiche unterschiedlicher Phänokristallgrößen voneinander getrennt sind können sich durch Magmenmischungen kurz vor bzw. während der Förderung ergeben haben. Eine Größensortierung der Phänokristalle auf Grund von unterschiedlichen Fließeigenschaften in den Laven lässt sich ebenso wenig ausschließen wie die Ausbildung von mehreren Feldspatgenerationen durch unterschiedliche Wachstumsbedingungen und Zonierungen in Zwischenherden beim Aufstieg der Magmen.

Blasen in den Topbereichen der ignimbritähnlichen Ablagerungen sprechen im Las Bombas-Profil für Fließ- und nicht für Stromablagerungen. Die Mächtigkeiten der Laven mit zum Teil über 15 m deuten auf eine große Nähe zum Fördergebiet hin.

3.2.4 Regionale Geologie und Profilaufnahme von Detailprofilen aus dem Jura und der unteren Kreide in der Küsten- und Präkordillere

3.2.4.1 Profil Sierra Minillas

Das Profil Sierra Minillas (Abb. 3.12 und Abb. A8) liegt ca. 33 km NNE von Chañaral und ca. 4 km westlich der Carretera Panamericana. Da die Vulkanite östlich der Carretera Panamericana zu stark durch den Sierra Minillas Batholith alteriert bzw. metamorphisiert wurden, konnte das Profil in diesem Bereich nicht fortgesetzt werden.

Das von DAVIDSON et al. (1976) von der Quebrada Pan de Azúcar ausgehende Profil in der Sierra Minillas liegt ca. 2,5 km weiter nördlich und beschreibt eine ca. 200 m mächtige, vulkanoklastische Abfolge, die mit einer Winkeldiskordanz die unterjurassischen, marinen Sedimente der Pan de Azúcar-Formation überlagert. Bei den vulkanogenen Ablagerungen handelt es sich um eine Wechselfolge von andesitischen Laven und Brekzien. Die Laven sind porphyrisch und amigdaloid mit chloritisierten Pyroxenen und Amphibolen. In den Brekzien treten Bomben bis 50 cm Durchmesser auf. Die Überlagerung einiger Vulkanite mit korallenführenden Sedimenten sowie die zwei eingelagerten, fossilführenden, marinen Sandsteine und Grauwacken des Bajocium (4 und 20 m mächtig) sprechen nach DAVIDSON et al. (1976) für einen flachen, submarinen Charakter dieser vulkanogenen Abfolge, die mit Vulkaniten der La Negra-Formation korreliert. Überlagert werden die marinen Sedimente und Tuffe des Bajocium von einer weiteren vulkanogenen Abfolge (300 m mächtig) aus feinkörnigen, zum Teil blasenreichen Laven und Tuffen, die einem kontinentalen Vulkanismus zugerechnet werden. Die Vulkanite der Sierra Minillas bilden nach DAVIDSON et al. (1976) den westlichen Rand einer Vulkankette auf kontinentaler Kruste, die im Osten durch die Vulkanite der Sierra Fraga begrenzt wird. Nach DAVIDSON & GODOY (1975) sind sie typische Vulkanite eines kontinentalen Vulkanbogens an einem pazifischen, aktiven Kontinentalrand. VICENTE (1974) geht neben dem andesitischen Vulkanbogen des unteren bis mittleren Jura noch von der Existenz eines zweiten, saureren Vulkanbogen aus, der von der Trias bis in den mittleren Jura parallel zu dem andesitischen Vulkanbogen verlief.
Auch NARANJO (1978) beschreibt für den Profil-Bereich eine konkordante Überlagerung der Sedimente der Pan de Azúcar-Formation mit vulkanischen Brekzien, vulkanischen Sandsteinen und bräunlich-rötlichen Andesiten der La Negra-Formation. Bei den 2 bis 10 m mächtigen Andesiten handelt es sich um feldspatporphyrische Laven mit Phänokristallen zwischen 0,1 und 1 cm, mit opaken Mineralphasen und einer mikrokristallinen Quarz-Feldspat Matrix. Die vulkanischen Brekzien weisen Klasten von 2 – 5 cm auf, die den Laven in Farbe und Phänokristallgehalt stark ähneln. Eingeschaltet in die Abfolge sind 5 – 20 m mächtige, rötlich und grünliche, sedimentäre Ablagerungen unterschiedlicher Korngrößen, die als kontinentale,

epiklastische Ablagerungen dicht oberhalb des Meeresniveaus angesehen werden. Auch marine Einschaltungen des unteren Bajocium werden von NARANJO (1978) beschrieben.

Geländebefund:

Der Beginn des Profils liegt bei Pkt. 1 (Abb. A8) im Übergang von der Schichtenfolge e-6 zu e-7, die QUINZIO (1987) beschrieben und in das untere Obersinemurium gestellt hat. Auf den an Fossilien reichen, grünen Tuffit folgt eine Wechselfolge von zwei geringmächtigen Laven (2 – 3 m mächtig) mit sedimentären Ablagerungen (Konglomeraten, Sandsteinen und Grauwacken), die den unteren Teil des Profils dominieren. Eine ähnliche Abfolge findet sich stark alteriert auch weiter südlich bei Pkt. 7 (Abb. A8).

Die Laven sind feldspatporphyrisch und zum Teil durch Alteration stark gebleicht bzw. epidotisiert. Die Topbereiche können autobrekziöse und mit Quarz gefüllte amygdaloide Bereiche aufweisen.

In den Konglomeraten lassen sich wechselnde Anteile an sedimentären und vulkanischen Geröllen aus dem Paläozoikum, der Trias und dem unteren Jura finden. Die Konglomerate haben Geröllgrößen von weniger als 10 cm bis 40 cm, weisen zum Teil eine starke Rundung der Gerölle und eine Größensortierung auf. Die Sandsteine und Grauwacken zeigen interne Variationen der Korngrößen.

Die Laven und Sedimente werden durch 4 bis 15 m mächtige, rötliche Tuffbrekzien ergänzt, die die Sedimente weitgehend ablösen. Die bis zu 80 cm Durchmesser aufweisenden Pyroklasten der Tuffbrekzien bestehen aus monomiktischem Material. Es wurden wenige, granitoide Xenoklasten aus dem paläozoischen Basement beobachtet. Die Tuffbrekzien zeigen eine schlechte Sortierung. Nur vereinzelt wurde zu den Topbereichen eine gradierte Schichtung mit zunehmend kleineren Klastgrößen und einem Übergang zu Lapillituffen bis hin zu Tuffen gefunden. Derartige Tuffbrekzien stehen auch etwas südlich der Profillinie bei Pkt. 8 (Abb. A8) an. Eine geringmächtige sedimentäre Schicht, die in die Tuffbrekzien eingelagert ist, ist stark gebleicht und in die Basalbrekzie der nachfolgenden Lava eingearbeitet worden. Diese Lava (Pkt. 2, Abb. A8) ist stark autobrekziös, enthält Linsen mit rötlichen Sandsteinen und geht im Topbereich in eine Tuffbrekzie über. Die nachfolgenden mindestens 15 m mächtigen Tuffbrekzien mit wechselnden Anteilen an Bomben (50 – 80 cm Durchmesser) und Lapilli werden von zwei stark gestörten Zonen begrenzt, so dass eine Verdoppelung der Abfolge für diesen Bereich nicht ausgeschlossen werden kann. Auch hier finden sich kleine Sandsteinlinsen. Die Störungszonen sind zum Teil gebleicht und weisen starke mineralisierte Bereiche von 2 bis 3 m Breite mit oxidierten Fe-Mineralen entlang von Kluftflächen auf. Auch die nachfolgenden Tuffbrekzien sind von kleineren Störungen mit mineralisierten Bereichen durchzogen, so dass es schwer ist die tatsächliche Mächtigkeiten dieser Abfolge von Tuffbrekzien zu bestimmen. Sie zeigen wechselnde Anteile an Bomben und Lapilli mit Übergängen zu Tuffen. In diese Tuffbrekzien sind zwei 3 und 4 m mächtige Laven eingelagert.

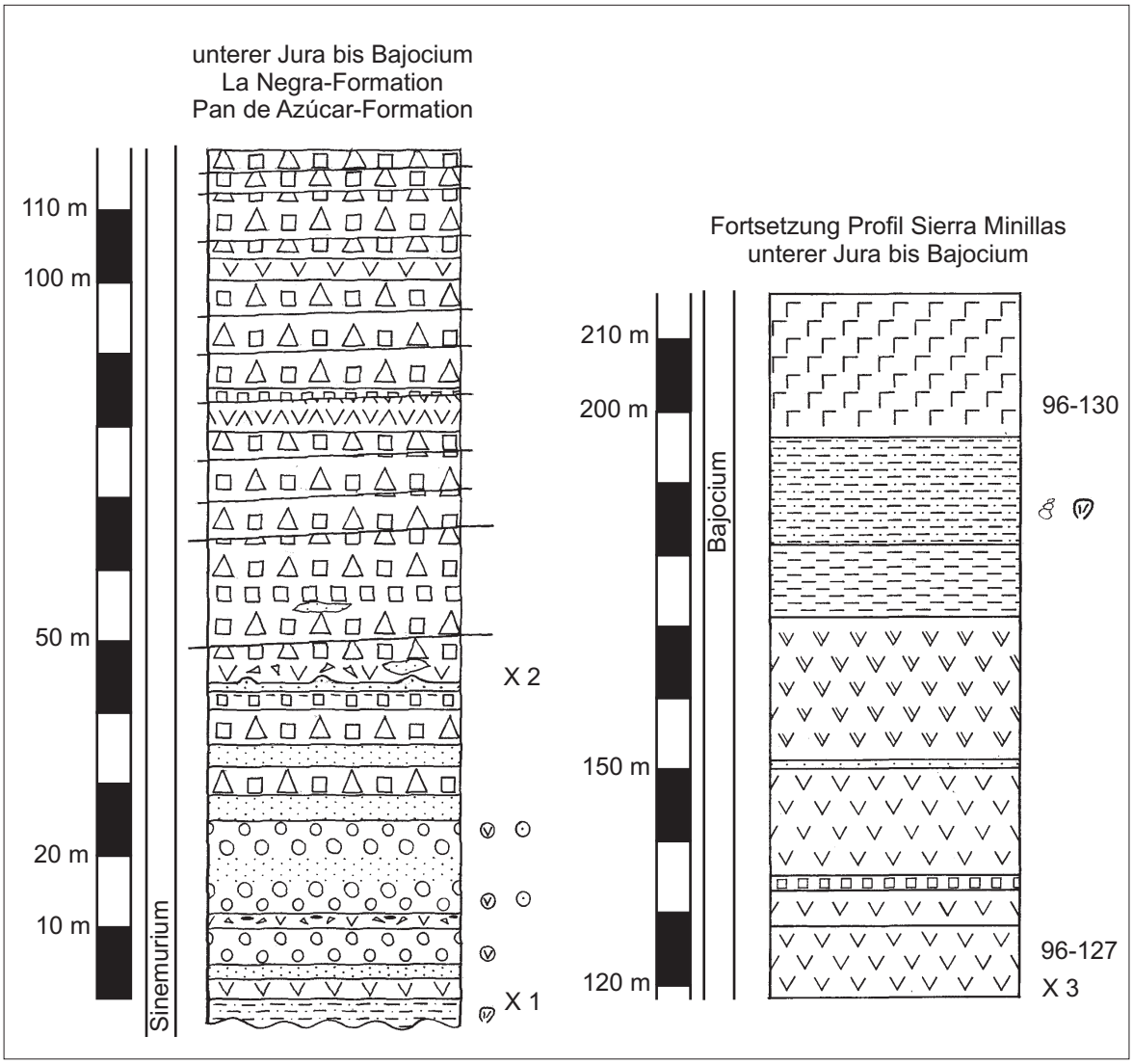


Abb. 3.12: Das Sierra Minillas-Profil verläuft vom unteren Jura (Pan de Azúcar- und La Negra-Formation) bis in das Bajocium (La Negra-Formation). Die Punkte Pkt. x1 - x3 geben die entsprechenden Punkte aus dem Luftbild Abb. A8 wieder. Profillegende: Abb. 3.3b.

Sie sind feldspatporphyrisch mit kleinen Phänokristallen (max. 0,2 cm) bis aphyrisch und ebenfalls stark alteriert.

Es folgen feldspatporphyrische Laven mit 5 bis 20 m Mächtigkeit (Pkt. 3, Abb. A8). Diese Laven sind zunächst rötlich, können Topbrekzien aufweisen und verwittern eher "plattig". Die Größe der Feldspat-Phänokristalle nimmt von einem Lavafluss zum nächsten zu. Die oberste, mindestens 20 m mächtige, grünliche Lava, oberhalb einer 1 m mächtigen Sandsteinlage und unterhalb der grünlichen Tuffe, entspricht den riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Vulkaniten, die zum Beginn des La Negra-Vulkanismus in den Profilen Cerro Plomo und Cerro del Difunto gefördert wurden. Dort stehen sie aber erst oberhalb des marinen Bajocium an. Im Sierra Minillas-Profil erreichen die Feldspat-Phänokristalle Durchmesser bis 4 cm und zeigen ein Fließgefüge an.

Die nachfolgenden, ca. 25 m mächtigen, grünlichen Tuffe und Tuffite weisen Fossilien auf, die dem Bajocium zugeschrieben werden (BEBIOLKA, in Vorbereitung). Derartige Tuffe und Tuffite sind auch bei Pkt. 10 (Abb. A8) aufgeschlossen. Das Profil endet mit einer Abfolge von rötlichen Ignimbriten, die eine Mindestmächtigkeit von 20 m haben und ebenfalls etwas südlich der Profillinie bei Pkt. 9 (Abb. A8) anstehen.

Bei Pkt. 6 (Abb. A8) werden marine Sedimente des Bajocium (BEBIOLKA, in Vorbereitung) überlagert von braunen “Pillow“-ähnlichen Strukturen mit riesenkörnigen Feldspäten bis 6 cm Durchmesser, die konzentrisch angeordnet sind. Ähnliche Strukturen wurden auch über den marinen Sedimenten im Cerro Plomo-Profil gefunden. Die Matrix um diese kugel- bis wurstförmigen Gebilde ist grün und enthält ebenfalls große Feldspat-Phänokristalle, die häufig zerbrochen und etwas kleiner als in den “Pillow“-ähnlichen Strukturen sind. Im unteren Bereich sind Fossilien (Schnecken und Brachiopoden; BEBIOLKA, in Vorbereitung) aufgearbeitet worden. Im oberen Bereich der ca. 15 m mächtigen Schicht gehen die “Pillow“-ähnlichen Strukturen in eine Lava mit Fließgefüge über. Es folgen, wie im Sierra Minillas-Profil oberhalb von Pkt. 3, dunkelgrüne Tuffe und hellgrüne, marine Tuffite (hier mit Ammoniten, ebenfalls aus dem Bajocium; BEBIOLKA, in Vorbereitung) sowie die überlagernden Ignimbrite. Eine ähnliche Abfolge lässt sich auch zwischen den Punkten Pkt. 4 und Pkt. 5 finden (BEBIOLKA, in Vorbereitung).

Südlich des Profils bei den Punkten Pkt. 11a und 11b stehen marine Sedimente des unteren Jura an, die von Konglomeraten überlagert werden. Beim Punkt Pkt. 12 konnten mit grünen Kristalltuffen und einer Lava wieder vulkanogene Ablagerungen beobachtet werden. Sie stehen oberhalb von Sandsteinen und Mergeln aus dem unteren Sinemurium (HILLEBRANDT, persönliche Mitteilung) an und sind alteriert.

Schlussfolgerungen

Die rötliche Farbe der Laven und Tuffbrekzien spricht für eine subaerische Ablagerung der Vulkanite im Sierra Minillas-Profil zwischen dem marinen Sinemurium und dem Bajocium. Nach einer kurzen marinen Phase im Bajocium kam es mit den rötlichen Ignimbriten erneut zu subaerischen Ablagerungen.

Im unteren Jura bis Bajocium sprechen die Größe der Bomben (bis 80 cm) und die schlechte Sortierung der Tuffbrekzien für eine förderzentrumsnahe Ablagerung. Die Nähe zum Meeresspiegelniveau kann auch hier, wie im unteren Jura bis Bajocium im Cerro del Difunto-Profil (Abschnitt Posada), zu einer phreatomagmatischen Eruption durch das Eindringen von Meerwasser in die Förderkanäle der Laven geführt haben.

Die rötlichen Sandsteinlinsen in einer Lava und einer Tuffbrekzie sind vermutlich Relikte eines alten Reliefs oder vom Lavafluss mitgerissene Randbereiche des anstehenden Gesteins. Es

könnten auch Ablagerungen sein, die sich zwischen zwei Ausbrüchen gebildet haben. Dagegen spricht, dass es sich um eine Lava zu handeln scheint und nicht um viele kleine Lavaergüsse, die durch große zeitliche Ruhephasen voneinander getrennt waren. Rötliche Sandsteine sind auch in den Profilen Cerro Plomo und Cerro del Difunto (Posada) typisch für diesen Zeitabschnitt. Insgesamt ist der Anteil an vulkanogenen Ablagerungen im unteren Jura bis Bajocium des Sierra Minillas-Profils hoch im Vergleich mit den Anteilen der sedimentären Ablagerungen in anderen Profilen gleichen Alters im Arbeitsgebiet. Besonders die vulkanischen Ruhe-Phasen vor den marinen Ablagerungen des Bajocium fehlen. Die in anderen Profilen für die La Negra-Formation erst oberhalb des marinen Bajocium typischen Laven treten im Sierra Minillas-Profil bereits unterhalb des marinen Bajocium auf.

Auch die für den Beginn des La Negra-Vulkanismus im Arbeitsgebiet typischen riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Vulkaniten treten im Sierra Minillas-Profil im Bajocium auf. Oberhalb von Pkt. 3 ähnelt die riesenkörnige, feldspatporphyrische Lava den Laven im Cerro del Difunto-Profil während die ebenfalls riesenkörnigen, feldspatporphyrischen “Pillow“-ähnlichen Strukturen bei Pkt. 6 ihre Entsprechung über dem marinen Bajocium des Cerro Plomo-Profils finden. Die bei Pkt. 6 im unteren Bereich eingelagerten und gut erhaltenen Fossilien sprechen dabei für Fallablagerungen, evtl. verbunden mit Rutschungen, aber nicht für einen Ausfluss von Lava, der unter subaquatischen Bedingung zur Ausbildung von Pillows geführt hat. Auch die typische konzentrische Anordnung der Feldspat-Phänokristalle spricht, wie im Cerro Plomo-Profil diskutiert, für die Rotation von Magmenfetzen (in der Luft oder einem reliefbedingten Herunterrollen) und nicht für eine Fließbewegung.

Auffällig ist das frühe Auftreten von Ignimbriten im Sierra Minillas-Profil im Vergleich zum Cerro del Difunto-Profil. Besonders in den Aufschlüssen nördlich von Pkt. 13 (Abb. A8) kommen Ignimbrite im direkten Wechsel mit riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Laven vor, die für den Beginn des La Negra-Vulkanismus im Bajocium typisch sind. Dort spricht die rötliche Färbung der Vulkanite für eine subaerische Ablagerung der Laven und Ignimbrite.

3.2.4.3 Profil Mina Julia

Das Profil Mina Julia (Abb. A9) liegt nördlich vom Hauptarbeitsgebiet Taltal - Chañaral an der B-800 zwischen Paposo und der Carretera Panamericana (Abb. 3.2). Es verteilt sich auf drei Teilprofile, die südlich und nördlich der B-800 liegen. Ziel der Profilaufnahme war der geochemische Vergleich der Vulkanite der La Negra-Formation in unterschiedlichen Gebieten südlich von Antofagasta mit den Vulkaniten der La Negra-Formation im Gebiet Taltal – Chañaral.

Im Gebiet zwischen S 24° und 25° liegt die geschätzte Mächtigkeit der La Negra-Formation bei 2300 m (FERRARIS 1978b). Sie besteht aus andesitischen Laven und eingelagerten, kontinentalen Sedimenten, die die unterjurasssichen Einheiten bei Paposo überlagern, deren

Alter mit Hettangium bis Sinemurium angenommen wird (MARINOVIC et al. 1995). Es treten sowohl porphyrische als auch aphyrische, amygdaloide Laven unterschiedlicher Färbung auf. In die Laven sind entsprechende Brekzien und andesitische Tuffe eingeschaltet (FERRARIS 1978b, MARINOVIC et al. 1995). Quarz, Karbonat und Cu-Oxide treten als Blasenfüllungen auf. Auch Alterationsminerale wie Tonminerale, Chlorit und Epidot sind verbreitet (MARINOVIC et al. 1995). An der Basis der Folge, u. a. im Gebiet um die Mina Julia, stehen grüne und rote, kontinentale Sandsteine an (FERRARIS 1978b). Im Gegensatz zu den roten Sandsteinen in anderen Profilen des unteren Jura bis Bajocium ist im Mina Julia-Profil ein häufiger Wechsel zwischen Sandsteinen und feldspatporphyrischen Laven zu beobachten. Die Laven besitzen bis 40 Vol.% Feldspat-Phänokristalle von maximal 0,8 cm Durchmesser, die zum Teil albitisiert sind (MARINOVIC et al. 1995). Auch Amphibole und Pyroxene sind vertreten, die Chloritisierungen aufweisen. Eine Na-Metamorphose wurde bei den Laven nachgewiesen. Die Laven zeigen eine Entwicklung von tholeiitischen, über kalkalkalische zu alkalischen Laven, was typisch für eine aktive Subduktion im Jura spricht (MARINOVIC et al. 1995). Viele Laven in der Nähe von Intrusivkörpern und Mineralisationszonen weisen eine Anreicherung an Na auf, wie sie überall in der Küstenkordillere zu finden sind. Das minimale Alter wird mit Oxfordium angenommen, da eine radiometrische Altersbestimmung bei 160±4 Mill. J. liegt und die Einheiten von 138 – 149 Mill. J. alten Gesteinen intrudiert wurden (MARINOVIC et al. 1995).

Geländebefund:

Südliches Profil Mina Julia

Das südliche Profil liegt bei W 70° 15’ 39’’ und S 24° 54’ 54’’ und verläuft von Pkt. 1 bis Pkt. 3 (Abb. A9) auf der Südseite der B-800 nahe der Mina Julia. Die starke Verwitterung der Schichten erlaubte nur eine Schätzung der Mächtigkeiten, da der Einfallswinkel der Schichten nicht bestimmt werden konnte. Daher folgt nur eine Beschreibung des Profils aber keine Zeichnung.

Es handelt sich bei dem südlichen Profil um eine Wechselfolge von Sandsteinen und feldspatporphyrischen Laven, die von subvulkanischen Intrusionen durchdrungen werden und nach Osten einfallen. Die Sandsteinen sind grünlich und zum Teil fein geschichtet. Sie erreichen Mächtigkeiten bis 15 m. Die Laven haben ebenfalls eine überwiegend grünliche Färbung, vereinzelt rötlich. Sie weisen Mächtigkeiten zwischen 5 und 15 m auf. Die Durchmesser der mafischen Mineralphasen liegen bei maximal 0,5 cm mit einem Anteil von 7 bis 13 Vol.%. Der Feldspatgehalt in den Laven variiert von fast aphyrischen Laven mit 5 Vol.% Feldspat-Phänokristallen und maximal 0,2 cm Durchmesser bis zu porphyrischen Laven mit 20 Vol.% Feldspat-Phänokristallen und maximal 1,3 cm Durchmesser. Dabei stehen die pophyrischen Laven zwischen Pkt. 1 und Pkt. 2 an. In diesen Bereich sind auch subvulkanische Intrusionen eingedrungen. Die Probe 97-294 stammt aus diesem unteren Profilabschnitt. Es ist die jüngste anstehende Lava, bevor es nach den Störungen zu einem Fazieswechsel kommt.

Zwischen den Störungen bei Pkt. 2 und Pkt. 3 sind die Laven dagegen fast aphyrisch mit kleinen Feldspat-Phänokristallen und die subvulkanischen Intrusionen fehlen. Auch die Sandsteine sind etwas feiner und weniger geschichtet.

Nördliches Profil Mina Julia

Das nördliche Profil liegt nördlich der Mina Julia und der B-800, westlich des Cerro Cometa in der Sierra del Muerto. Da die Gesteine des Profils nur auf den einzelnen Erhebungen anstehen und in den Tälern durch den unterlagernden Intrusiv-Komplex des oberen Jura unterbrochen werden, folgt auch für dieses Profil nur eine Beschreibung ohne Zeichnung. Es beginnt mit den ältesten Ablagerungen bei Pkt. 4 (W 70° 19’ 00’’ und S 24° 51’ 54’) und verläuft von Pkt. 4 bis Pkt. 14 (Abb. A9).

Als älteste Gesteine in diesem Profil stehen bei Pkt. 4 fein geschichtete, rote Sandsteine mit einer Mindestmächtigkeit von 10 m an. Die Sandsteine entsprechen den geschichteten Sandsteinen im unteren Abschnitt des südlichen Mina Julia-Profils. Auch rötliche Laven treten innerhalb der Sandsteinfolge auf. Sie sind, mit Feldspat-Phänokristallen von 10 – 15 Vol.% und mit Durchmessern bis 0,9 cm, ähnlich feldspatporphyrisch wie die Laven in dem unteren Abschnitt des südlichen Profils. Es folgen im Störungs- und im Übergangsbereich zum Intrusivkörper stark kontaktmetamorph überprägte Bereiche mit dem Randbereich der Intrusion und rekristallisierten, feldspatporphyrischen Laven (Pkt. 5, 6, 7, 8). Bei Pkt. 9 konnte das Einfallen der nachfolgenden Laven mit 18° (15° bis 20°) in Richtung ENE bei einem Streichen von 150° (140° bis 160°) gemessen werden. Die hier anstehende, feldspatporphyrische Lava (Probe 97-306) weist eine Mindestmächtigkeit von 6 m auf. Ab Pkt. 9 bis Pkt. 13 stehen ähnliche, feldspatporphyrische, überwiegend grünliche Laven mit Feldspat-Phänokristallen mit Durchmessern bis 1 cm und 10 – 20 Vol.% Feldspat an. Die Abfolge besteht nun ausschließlich aus Laven und wird in den Tälern durch die unterlagernde Intrusion unterbrochen. Die Porbe 97-305 stammt aus einer mindestens 10 m mächtigen Lava bei Pkt. 10. Bei Pkt. 11 steht eine stark epidotisierte Lava an. Epidot ist als Alterationsmineral in allen Laven in unterschiedlichen Anteilen vorhanden, auch bei den Proben 97-305 und 97-306. Die feldspatporphyrische Lava (Probe 97-302) bei Pkt. 12 ist ebenfalls mindestens 10 m mächtig. Die Lava (97-304) bei Pkt. 13 hat eine Mindestmächtigkeit von 15 m und wird von einer Gangintrusion durchschlagen. Der Anteil an Feldspat-Phänokristallen mit ca. 20 Vol.% ist in der Gangintrusion im Vergleich zu den Laven hoch. Die Größe der Phänokristalle ist mit maximal 0,4 cm dagegen geringer als bei den anstehenden Laven. Die überlagernden Laven bis Pkt. 14 sind wieder stark kontaktmetamorph überprägt worden.

Nordöstliches Profil Mina Julia

Das nordöstliche Profil liegt ebenfalls nördlich der B-800 und südöstlich des Cerro Cometa. Auch für dieses Profil erfolgt nur eine Beschreibung und keine Zeichnung, da das Profil durch

zahlreiche Gesteins-Schuttflächen unterbrochen wird. Es beginnt mit den ältesten Ablagerungen bei Pkt. 15 (W 70° 19’ 00’’ und S 24° 51’ 54’) und verläuft von Pkt. 15 bis Pkt. 20 (Abb. A9).

Die Alteration ist in diesem Profil sehr stark, wie der hohe Anteil an Epidotisierungen zeigt. Bei Pkt. 15 steht eine feldspatporphyrische Lava mit einer Mindestmächtigkeit von 6 m an. Zwischen den Punkten Pkt. 16 und 17 stehen ebenfalls feldspatporphyrische Laven an. Sie weisen Mindestmächtigkeiten zwischen 5 und 10 m und rötliche, gräuliche und grünliche Färbungen auf. Die Feldspat-Phänokristalle haben Größen um 1 cm Durchmesser. Die Topbereiche der Laven sind zum Teil brekziös und weisen Tuffeinschlüsse auf. 3 bis 10 m mächtige Tuffe und Lapillituffe trennen die einzelnen Laven voneinander. Sie sind i. d. R. schlecht erhalten und bilden mit ihren Verwitterungsprodukten die Gesteins-Schuttflächen. Bei Pkt. 18 wurde Probe 97-318 von einer mindestens 10 m mächtigen feldspatporphyrischen Lava genommen. Stark alterierte Laven stehen bei Pkt. 19 an.

Schlussfolgerungen

Alle auftretenden Laven entsprechen typischen Laven der La Negra-Formation. Die im südlichen Mina Julia-Profil vorhandenen Sandsteine werden als kontinentale Ablagerungen interpretiert (FERRARIS 1978b). Auch bei den Laven konnten keine Hinweise auf eine subaquatische Ablagerung gefunden werden. Die überwiegend grüne Färbung ist auf Alterationen zurückzuführen. Die Wechselfolge von kontinentalen Sandsteinen mit Laven spricht zusammen mit der geringeren Gesamtmächtigkeit der La Negra-Formation im Gebiet Mina Julia für einen schwächeren Vulkanismus als im Gebiet Taltal – Chañaral. Die längeren vulkanischen Ruhephasen sprechen für eine einzelne bzw. wenige Förderzentren oder für eine größere Entfernung zum Förderzentrum, so dass nicht alle vulkanischen Ereignisse das Gebiet um die Mina Julia erreicht haben. Die Ablagerung von kontinentalen Sandsteinen im Wechsel mit vulkanogenen Ablagerungen erinnert an die Abfolgen oberhalb des marinen Bajocium im Profil Cerro del Difunto. Allerdings weist das Cerro del Difunto-Profil in diesem Abschnitt I einen höheren Sediment- und Konglomeratanteil auf. Im unteren Jura bis Bajocium im Cerro del Difunto-Profil (Abschnitt Posada) und im Cerro Plomo-Profil ist der Anteil an vulkanogenen Ablagerungen ebenfalls wesentlich geringer als im südlichen Mina Julia-Profil und es gibt keine Wechsellagerung der Vulkanite mit den Sedimenten sondern auf die Vulkanite, von denen ein großer Anteil im Abschnitt Posada pyroklastisch ist, folgen fast ausschließlich rote Sedimente.

Im nördlichen Mina Julia-Profil kann, wie im Cerro del Difunto-Profil, ein Übergang von einer vulkanogen-sedimentären zu einer reinen vulkanogenen Abfolge beobachtet werden. Auch im nördlichen und nordöstlichen Mina Julia-Profil sind die Förderprodukte dieser vulkanogenen Folge überwiegend feldspatporphyrische Laven, die typisch für die La Negra-Formation sind. Die Mächtigkeiten der Laven (häufig > 10 m) sprechen für proximal abgelagerte Laven. Im nördlichen und nordöstlichen Mina Julia-Profil scheinen die Fließereignisse jeweils von heftigen

Fallablagerungen begleitet worden zu sein. Ein stratigraphischer Vergleich mit anderen Profilen im Arbeitsgebiet ist für die nördlichen Profile nicht möglich.

3.2.4.4 Profil Caleta el Cobre

Das Profil Caleta el Cobre (Abb. A10) liegt ebenfalls nördlich vom Hauptarbeitsgebiet Taltal - Chañaral an der Verbindungsstraße zwischen der Küstenstraße bei Rada Blanco Encalada (ca. 90 km nördlich Paposo) und Caleta el Cobre zur Carretera Panamericana (Abb. 3.2). Ziel der Profilaufnahme war, wie bei dem Profil Mina Julia, der geochemische Vergleich mit Vulkaniten der La Negra-Formation aus verschiedenen Gebieten und die Ergänzung der von LUCASSEN & FRANZ (1994) bearbeiteten Proben. Im Gegensatz zum Mina Julia-Profil ist das Caleta el Cobre-Profil westlich der “Falla Paposo“ aufgeschlossen. Da die Folge häufig durch stark verwitterte Bereiche unterbrochen wird, wurde keine Profilzeichnung angefertigt.

Während LUCASSEN & FRANZ (1994) ca. 11 km NNW des Caleta el Cobre-Profil die älteren Einheiten der La Negra untersucht haben, verläuft das Profil Caleta el Cobre über vergleichsweise junge Einheiten im Kontaktbereich zum Pluton der “Unidad Paranal“ (MARINOVIC et al. 1995). Die Beschreibung der La Negra-Formation zwischen 24° und 25° S (s. Profil Mina Julia) bezieht sich auch auf die Einheiten im Profil Caleta el Cobre.

Geländebefund:
Das Profil liegt bei W 70° 24’ 47’’ und S 24° 16’ 30’’ und verläuft von Pkt. 1 in einer WE-verlaufenden Haarnadelkurve bis Pkt. 2, wo es erneut auf die Straße trifft (Abb. A10). Es handelt sich um eine vulkanogene Folge, die nur wenige epiklastische, vulkanische Konglomerate aufweist. Einzelne Ereignisse lassen sich in der Abfolge von feldspatporphyrischen Laven häufig schwer voneinander unterscheiden. Die Mächtigkeiten der dunkelgrauen bis leicht grünlichen Laven liegen im m- bis 10er m-Bereich. Amygdaloide Bereiche mit Quarz-Ausfällungen treten in vielen Laven auf.

Bei den Laven im Profil Caleta el Cobre handelt es sich um die typischen, feldspatporphyrischen Laven der La Negra-Formation. Sie weisen Feldspat-Phänokristall-gehalte von 10 – 20 Vol.% mit Größen von bis zu 0,8 cm (vereinzelt bis 1,2 cm) auf. Der Anteil der mafischen Mineralphasen ist mit maximal 5 Vol.% und Größen bis 0,5 cm gering. Ein stratigraphischer Vergleich mit anderen Profilen im Arbeitsgebiet ist auch für dieses Profil nicht möglich.

3.2.4.5 Profil Sierra Fraga

Das Profil Sierra Fraga (Abb. 3.13a und b sowie Abb. A11) ist das südlichste Profil und liegt ca. 30 km SSE von Inca de Oro, ca. 50 km NE von Copiapó und ca. 10 km östlich der Straße C-17

von Diego de Almagro (Pueblo Hundido) über Inca de Oro nach Copiapó. Das Profil befindet sich in der Quebrada Pulpo und erstreckt sich über den mittleren Jura. Ziel der Profilaufnahme war der geochemische und zeitliche Vergleich mit dem Beginn des Vulkanismus im Gebiet Taltal – Chañaral.

Das Sierra Fraga Profil liegt in der Desierto-Formation (MERCADO 1978). Es handelt sich überwiegend um andesitische Laven aus dem mittleren Jura. Nach DAVIDSON et al. (1976) überlagern die Vulkanite Sedimente des mittleren bis oberen Bajocium, die am Rande einer Vulkankette auf kontinentaler Kruste abgelagert worden sind. Im Osten schloss sich ein marines Becken an, so dass die Vulkanite der Sierra Fraga den Ostrand eines kontinentalen Vulkanbogens bilden. Der Westrand dieses Bogens ist in der Sierra Minillas aufgeschlossen. Der zunächst submarine Vulkanismus in der Sierra Fraga ging in einen subaerischen Vulkanismus über. In dem von DAVIDSON et al. (1976) aufgenommenen Sierra Fraga-Profil von der Quebrada Pulpo bis zum Cerro Fraga handelt es sich um Laven, Brekzien und rote, kontinentale Tuffe. Während in die untere, marine Serie amygdaloide Laven und andesitische Brekzien eingeschaltet sind, treten im oberen Abschnitt kontinentale Brekzien mit eckigen, feldspatporphyrischen, andesitischen Lithoklasten in einer Kristalltuff-Matrix auf. Die ebenfalls abgelagerten Laven sind porphyrisch und amygdaloid und zeigen eine metamorphe Überprägung der Prehnit-Pumpellyit-Zone.

Geländebefund:
Das aufgenommene Profil Sierra Fraga ist in mehrere Teilprofile untergliedert (Abb. 3.13a und b sowie Abb. A11). Die ältesten Schichten stehen auf der Südwestseite der Quebrada Pulpo an (Abb. 3.13a). Sie bilden den Profil-Beginn mit marinen Sedimenten im Wechsel mit Lapillituff- bis tuffitischen Lagen. Für die Schichten in diesem Profilabschnitt liegt das durchschnittliche Streichen bei 117° (bei Werten zwischen 114° und 119°) und der durchschnittliche Einfallswinkel bei 32° (bei Werten zwischen 30° und 34°) in Richtung SSW. Das aufgenommene Profil beginnt mit einer mindestens 40 m mächtigen Abfolge von grünen Tuffiten, die marine, fossilreiche Sandsteinen überlagern, die dem Aalenium oder dem unteren Bajocium zugerechnet werden können (HILLEBRANDT, mündliche Mitteilung). Es folgt eine ca. 20 m mächtige Wechselfolge von kalkhaltigen, epiklastischen, vulkanischen Sandsteinen und Tuffitten, die in den oberen 7 m kalkreicher wird und in rot-grün gebänderte Kalke übergeht. Es konnten sowohl in den überwiegend rötlichen Sandsteinen als auch in den hellen, zum Teil grünlichen, tuffitischen Lagen Erosionsrinnen nachgewiesen werden, die mit tuffitischen Konglomeraten oder tuffitischen Brekzien gefüllt und überlagert wurden. Die Mächtigkeiten der einzelnen, miteinander wechsellagernden Schichten liegen in dieser Folge im 10er cm-Bereich und sind in der Regel geringer als 50 cm.

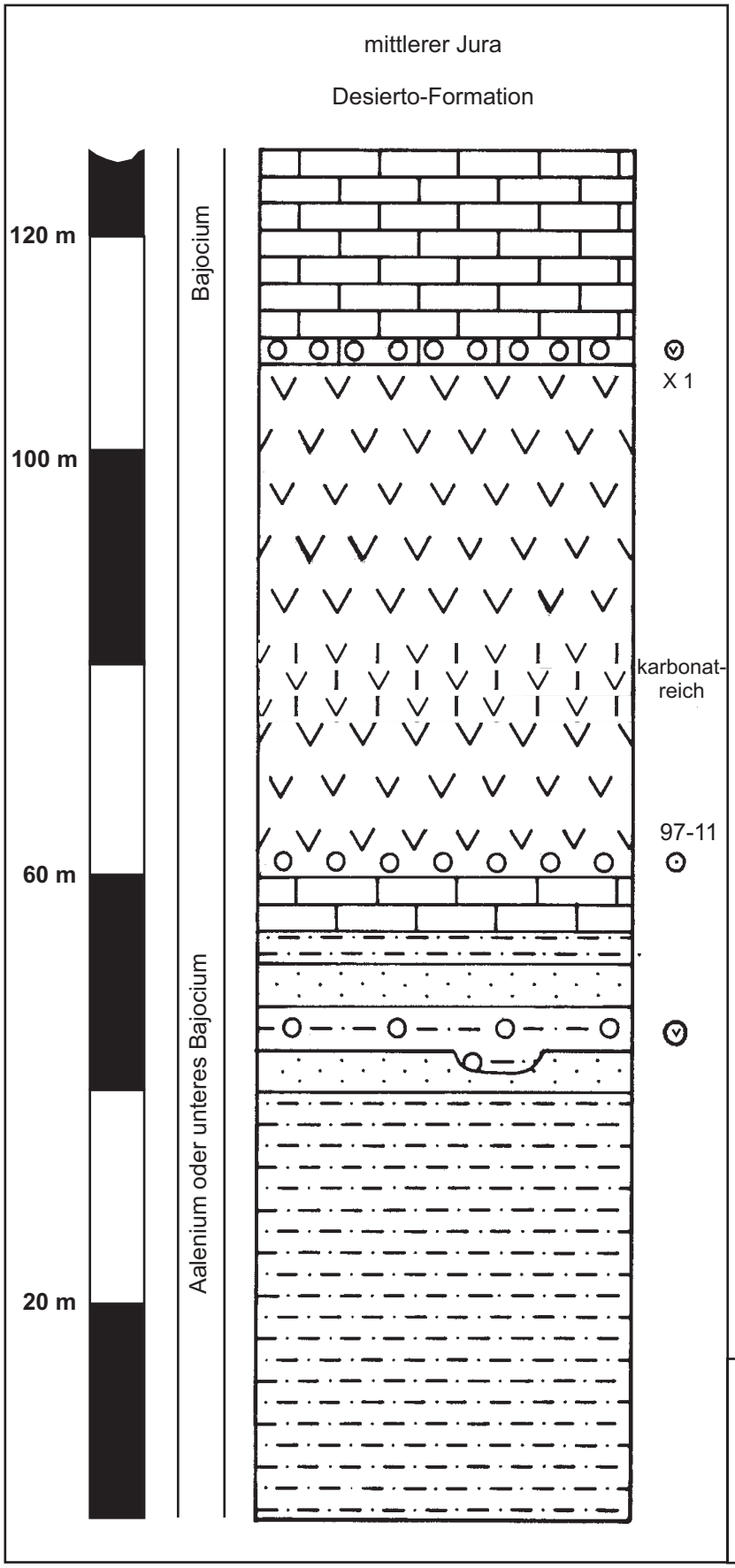


Abb. 3.13a:
Profilbeginn (Abschnitt I) des Sierra Fraga-Profils mit den mitteljurassischen Einheiten der Desierto-Formation. Profillegende: Abb. 3.3b.

Das Profil setzt sich fort mit einer massigen Folge von zum Teil stark brekziierten und kalkreichen Laven. In den unteren Bereich der Laven, mit einem konkordanten Kontakt zu den Kalken, kann ein ca. 50 cm mächtiger Aufarbeitungshorizont in der Basalbrekzie beobachtet werden. Dieser Bereich hat rötliche, stark karbonathaltige Sedimente eingearbeitet. Einzelne Förderereignisse lassen sich weder in der nachfolgenden 15 m (Probe 97-11) noch in der 25 m mächtigen, magmatischen Folge eindeutig unterscheiden. Auch die Ausbildung von Pillow-Laven konnte nur ansatzweise beobachtet werden. Blasenreiche Lagen im Wechsel mit blasenarmen Bereichen sprechen für zwei bis drei Förderereignisse in den unteren 15 m. Die Laven sind fast aphyrisch, zum Teil chloritisiert und hämatitisiert und haben nur wenige, kleine Feldspat-Phänokristalle. In den unregelmäßig geformten amygdaloiden Bereichen weisen sie Karbonatfüllungen auf, die bis zu mehrere cm lang sind. Es lassen sich auch blasenreiche Entgasungskanäle beobachten. In einem 7 m mächtigen Bereich stehen extrem karbonatreiche Vulkanite an.
Der Profil-Abschnitt I endet bei Pkt. 1 (W 69° 48’ 09“ und S 27° 00’ 53“) im Übergangsbereich zu den überlagernden Kalken. Dort steht eine 3 m mächtige Kalkbank mit vulkanogenen Geröllen an, die ein “Pillow“-ähnliches Erscheinungsbild haben (s. jedoch Schlussfolgerungen). Dieser Aufarbeitungshorizont überlagert die magmatische Folge konkordant. Die gerundeten Gerölle unterschiedlicher Größe haben Durchmesser bis 1 m. Es folgen fossilhaltige Kalke mit einer Mindestmächtigkeit von 70 m, die dem Bajocium zugeordnet werden können (HILLEBRANDT, mündliche Mitteilung).

Das Profil setzt sich mit seinem zweiten Abschnitt nach einem Versatz in die östliche Quebrada Pulpo fort (Abb. 3.13b und Abb. A11). Der Profil-Abschnitt II beginnt etwas westlich von Pkt. 2 und verläuft zunächst bergauf und danach auf dem Kamm entlang bis zu Pkt. 3. Bei Pkt. 2 steht ein Wechsel von Sandsteinen mit unterschiedlichen Kalkgehalten an, die Muscheln (Austern), Schnecken (Nerineen) und Ammoniten des Bajocium enthalten (HILLEBRANDT, mündliche Mitteilung). Die Sandsteine sind im dm- bis m-Bereich gebankt. Zum Teil haben sie tuffitische Anteile. 1 – 5 m mächtige Gänge durchschlagen vereinzelt mit einem basischen, fast aphyrischen Magma die sedimentäre, marine, mindestens 130 m mächtige Abfolge. Das Alter der Ammoniten deutet darauf hin, dass diese sedimentäre Folge sehr schnell, d. h. vermutlich innerhalb von 2 Mill. J. (eine Ammoniten-Zone, HILLEBRANDT 2001) abgelagert wurde. Bei den jüngsten Fossilien handelt es sich um Flachwasser-Nerineen (HILLEBRANDT, mündliche Mitteilung).
Im oberen Bereich gehen die Sandsteine in feine, im cm-Bereich geschichtete, tuffitische Sandsteine und polymikte Konglomerate über. Die Gerölle sind vulkanogenen Ursprungs, nur mäßig gerundet und feldspatporphyrisch. Die maximale Mächtigkeit der Bänke liegt bei 1 m. Die Gerölle dieser Bänke weisen Durchmesser bis maximal 40 cm auf.

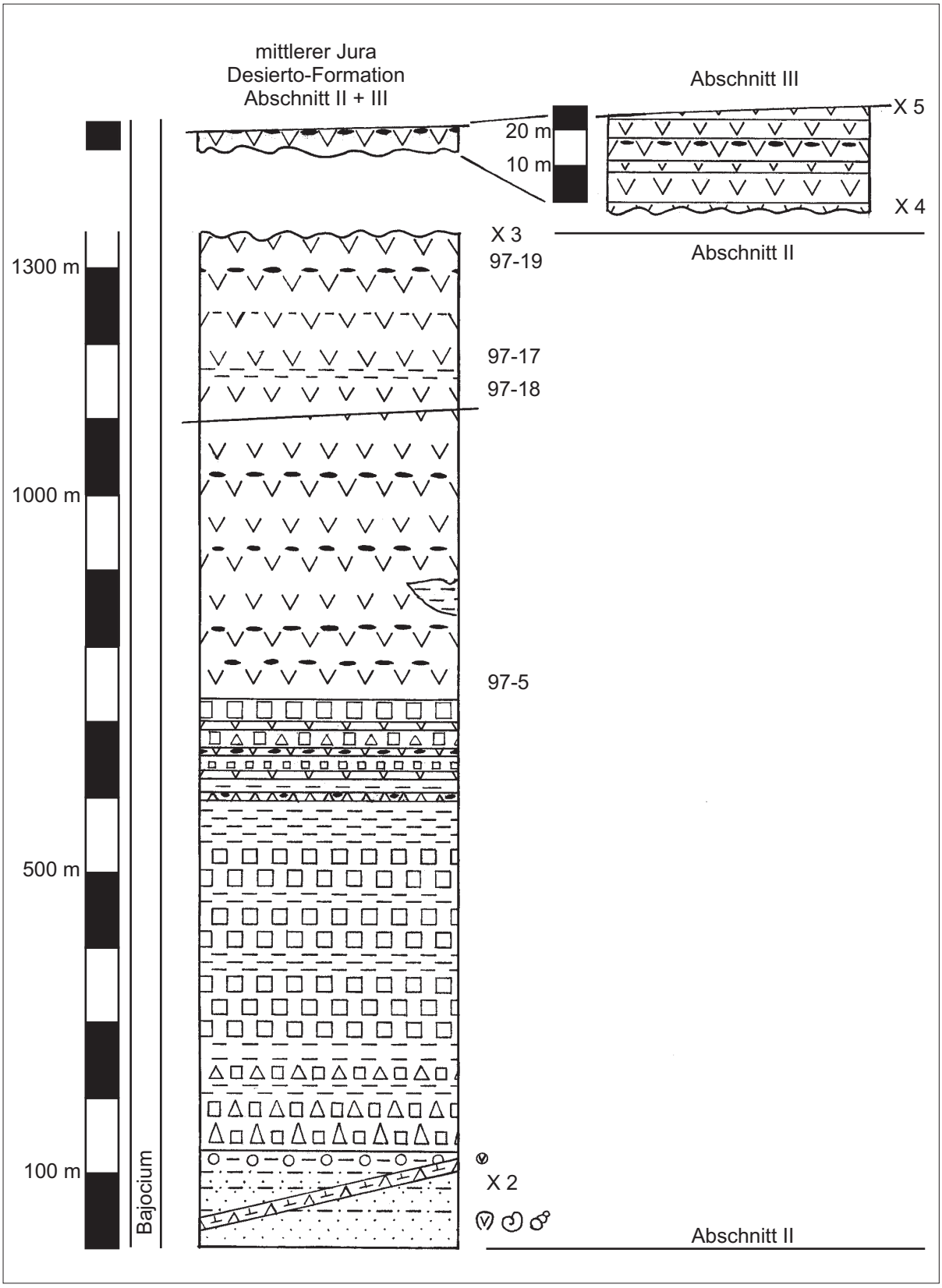


Abb. 3.13b: Das Sierra Fraga-Profil (Abschnitt II + III) verläuft durch den mittleren Jura (Desierto-Formation). Die Punkte Pkt. x2 -x 5 geben die entsprechenden Punkte aus dem Kartenausschnitt Abb. A11 wieder. Profillegende: Abb. 3.3b.

Überlagert werden die Sedimente von einer überwiegend rötlichen bis lilafarbenen Abfolge von Kristall- und Lapillituffen sowie von Tuffbrekzien mit geringen Mächtigkeiten (maximal 2 m). Diese pyroklastische Folge wird von Lapillituffen dominiert, die zum Teil leicht gerundete, ausschließlich vulkanogene Klasten aufweisen. Die zu Beginn geförderten Tuffbrekzien (mit andesitischen Pyroklasten bis maximal 1,5 m Durchmesser) gehen in Lapillituffe und fein geschichtete Tuffe über. Es treten nur vereinzelt feldspatporphyrische und aphyrische Laven auf. Die unterste Lava ist aphyrisch und hat mit 1 – 2 m nur eine geringe Mächtigkeit. In die Tuffbrekzien ist eine zweite, etwas jüngere Abfolge mit amygdaloiden, feldspatporphyrischen Laven eingeschaltet, die eine Gesamtmächtigkeit von ca. 20 m hat.

Auf die pyroklastischen Ablagerungen folgt eine mehrere hundert Meter mächtige Abfolge von feldspatporphyrischen Laven. Die Laven haben Mächtigkeiten von 2 – 5 m, vereinzelt bis 10 m. Sie weisen Feldspat-Phänokristalle mit Größen um 1 cm und einem Anteil von 5 – 15 Vol.% auf, während die mafischen Mineralphasen einen geringeren Volumenanteil (maximal 10 Vol.%) ausmachen und kleiner sind. Die Topbereiche der Laven sind häufig amygdaloid mit Quarz- und Karbonat-Füllungen. Die Laven werden von einem feinen Kluftsystem durchzogen, dass ebenfalls Karbonatausscheidungen aufweist.
Vereinzelt treten Tuffe in der Abfolge von Laven auf. Sie bilden auskeilende schmale Bänder von wenigen cm Mächtigkeit, in deren Topbereichen Erosionserscheinungen beobachtet wurden oder es handelt sich um Tuff-Füllungen in den Topbereichen autobrekziöser Laven. Eine 1,5 m mächtige Tufflage bildet die Ausnahme. Der Profil-Abschnitt II endet bei Pkt. 3 mit feldspatporphyrischen und amygdaloiden Laven.

Der Abschnitt III des Sierra Fraga-Profils verläuft von Pkt. 4 zu Pkt. 5, in der Verlängerung der Quebrada Corrales bis an die Störungszone und ist ein kleiner Ausschnitt aus der Abfolge von Laven, mit einer Mächtigkeit von 22 m. Die zum Teil amygdaloiden Laven sind hier mit 3 – 8 m etwas mächtiger als zu Beginn der Abfolge im Abschnitt II. Es handelt sich im Abschnitt III ebenfalls um massige, feldspatporphyrische Laven, die mit 15 – 30 Vol.% an Feldspat-Phänokristallen einen höheren Anteil an Feldspäten aufweisen als die Laven im Abschnitt II. Die Laven werden von einem feinen Kluftsystem mit Quarz-Füllungen durchzogen und sind ebenfalls chloritisiert und hämatitisiert.

Schlussfolgerungen

Die grünliche Färbung der Tuffite, im unteren Abschnitt I des Profiles in der Quebrada Pulpo, weist zusammen mit den kalkhaltigen Sandsteinen und den marinen Fossilien auf eine subaquatische Ablagerung hin. Der Rundungsgrad der unterschiedlichen, vulkanogenen Klasten spricht für umgelagerte Lapillituffe. Es handelt sich um von Westen geschüttete, vulkanogene Abtragungsprodukte eines distalen Vulkanismus. Bei den Sandsteinen konnten

zum Teil Schrägschichtungen und Strömungssignaturen um einzelne Gerölle beobachtet werden. Daher können sie als im flachen Wasser abgelagerte Strandsedimente interpretiert werden (HILLEBRANDT, mündliche Mitteilung).

Für den hohen Karbonatgehalt der ältesten, magmatischen Abfolge (Probe 97-11) des Profils kann sowohl eine subaquatische Ablagerung als auch eine sekundäre Alteration durch karbonatreiche, fluide Phasen eine Rolle gespielt haben. Die Einbettung zwischen marinen Kalken und die zum Teil sehr hohen Karbonatanteile sprechen für eine subaquatische Ablagerung, bei der es z. B. auf Grund von großen Fördermengen nicht zur Bildung von Pillow-Laven sondern zu einer stark brekziösen Ausbildung der Laven gekommen ist. Da es sich trotz der massigen Ausbildung der magmatischen Folge um mehrere Förderereignisse handelt, die von marinen Sedimenten eingeschlossen wird, ist die Förderung aus einer Magmenkammer denkbar. Die unregelmäßig geformten Blasenhohlräume sprechen für eine Fließstruktur, die erstarrt ist, bevor sie durch das Gewicht überlagernder Schichten zusammengedrückt werden konnten. Durch die subaquatische, marine Ablagerung sind u. a. erhöhte Gehalte an Na bei der geochemischen Untersuchung zu erwarten.

Im Übergangsbereich von der magmatischen zur karbonatischen Folge im oberen Bereich des Abschnittes I spricht der scharfer Kontakt der vulkanogenen Einschlüsse zu der umgebenden Karbonatmatrix für einen Aufarbeitungshorizont und gegen die Ausbildung von Pillow-Laven, die zusätzlich einen Abschreckungssaum aufweisen sollten. Die Größe der Gerölle deutet auf geringe Transportweiten hin.

Der Übergang von den kalkigen Sandsteinen zu den pyroklastischen Ablagerungen im Abschnitt II markiert den Übergang von sedimentären, subquatischen Ablagerungen zu einer vulkanogenen, terrestrischen Abfolge, die weder Fossilien, noch Kalke aufweist und rötliche Färbungen besitzt, wie sie für terrestrische Ablagerungen typisch sind. Pyroklasten mit einem Durchmesser von 1,5 m lassen auf eine proximale Ablagerung zum Förderzentrum schließen. Die Zufuhr von Meerwasser in niedrig gelegene Magmenkammern kann ein Trigger für phreatomagmatische Eruptionen gewesen sein.

Die für das Gebiet zwischen Taltal und Chañaral typischen, riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Vulkanite, die zum Beginn der vulkanischen Phase im Bajocium gefördert wurden, treten im Sierra Fraga-Profil nicht auf. Mit Feldspat-Phänokristallen von 1 cm entsprechen die Laven des Sierra Fraga-Profils in ihrem Habitus den typischen Laven der La Negra-Formation, die u. a. im Gebiet Taltal - Chañaral gefördert wurden. Im Unterschied zum Profil Cerro del Difunto tritt im Bereich der Sierra Fraga der erste Vulkanismus erst im Aalenium oder dem unteren Bajocium auf, während im Cerro del Difunto-Profil schon im Sinemurium starke vulkanische Aktivitäten nachgewiesen werden konnten. Das Auftreten des Vulkanismus erst im Aalenium oder dem unteren Bajocium kann aber auch durch das Fehlen von Aufschlüssen älterer Schichten bedingt sein. Die Hauptphase der vulkanischen Aktivitäten setzt

aber ebenfalls etwas später ein und ist zunächst von pyroklastischen Ablagerungen geprägt, die im Gebiet Taltal – Chañaral typisch für die etwas älteren Abfolgen zwischen dem Sinemurium und dem Bajocium sind. Damit beginnt auch die Förderung der feldspatporphyrischen Laven im Sierra Fraga-Profil entsprechend später.

3.2.4.6 Profil Piedras de Fuego

Das Profil Piedras de Fuego (Abb. 3.14, Abb. 3.15 und Abb. A12) liegt ca. 25 km westlich vom Profil Sierra Fraga im Llano Piedras de Fuego. Es teilt sich in zwei Teilprofile. Das südliche Teilprofil, im östlichen Llano Piedras de Fuego, befindet sich im Übergangsbereich vom Jura in die untere Kreide, das zweite liegt ca. 4,5 km NNE in den Einheiten der unteren Kreide. Ziel der Profilaufnahme war es, den Übergangsbereich des Vulkanismus vom Jura in die untere Kreide zu erfassen, da dieser im Arbeitsgebiet zwischen Taltal und Chañaral, bedingt durch das Atacama Störungssystem, nicht aufgeschlossen ist.

Die jurassischen Gesteine des Profils Piedras de Fuego gehören der Desierto-Formation (MORAGA 1977), die unterkretazischen der Bandurrias-Formation (SEGERSTROM 1960) an. Die oberjurassische Desierto-Formation ist südwestlich von Inca de Oro aufgeschlossen und besteht überwiegend aus amygdaloiden, andesitischen Laven, die zum Teil brekziiert und im unteren Teil des Profils stark vertreten sind, aus rötlichen und kalkhaltigen Areniten, die im oberen Profil-Abschnitt dominieren sowie aus vulkanogenen Brekzien und Konglomeraten (MORAGA 1977, MERCADO 1978). Die Desierto-Formation wird auf eine Gesamtmächtigkeit von 4000 m geschätzt. Sie korreliert mit der La Negra-Formation und weist ebenfalls eine hydrothermale Überprägung und Quarzausscheidungen in Hohlräumen auf. Die unteren 2095 m stehen in der Typlokalität an der Ostflanke des zentralen Berges im Llano Piedras de Fuego an (MORAGA 1977).
Überlagert wird die Desierto-Formation mit einer Winkeldiskordanz durch die unterkretazische Bandurrias-Formation (SEGERSTROM 1960, MORAGA 1977). Diese ähnelt in ihrer Lithologie der jurassischen La Negra-Formation (MERCADO 1978). Sie besteht aus einer 2400 m mächtigen Folge von Andesiten und eingeschalteten, fossilhaltigen, marinen Sedimenten. Die Bandurrias-Formation besteht aus 3 Abschnitten (SEGERSTROM 1960). Das aufgenommene Profil erstreckt sich über den unteren und den mittleren Abschnitt. Der untere Abschnitt ist gekennzeichnet durch andesitische Laven wechsellagernd mit roten Areniten, Brekzien, Tuffen und andesitischen Agglomeraten mit fossilhaltigen, kalkigen, marinen Sedimenten. Der mittlere Abschnitt besteht aus Areniten, Kalken, Tuffen, andesitischen Brekzien und dacitischen Laven.

Geländebefund:

Südliches Profil Piedras de Fuego

Das Profil Piedras de Fuego ist in zwei Teilprofile untergliedert. Die ältesten Schichten stehen im südlichen Teilprofil bei W 70° 03' 09'' und S 26° 57' 26'' an (Abb. 3.14 und Abb. A12). Hier ist der Übergang vom Jura in die Kreide aufgeschlossen (Pkt. 1). Für die Schichten in diesem Profilabschnitt liegt das durchschnittliche Streichen bei 82° (bei Werten zwischen 81° und 84°) und der durchschnittliche Einfallswinkel bei 45° (bei Werten zwischen 38° und 50°) in Richtung SSE.

Das Profil beginnt mit einer mindestens 150 m mächtigen Folge von schlecht sortierten Tuffbrekzien (Probe 97-21), die der Desierto-Formation zugerechnet werden. Der maximale Durchmesser der feldspatporphyrischen Pyroklasten liegt bei 0,75 m. Die Lagerungsverhältnisse sind unklar, da sich keine Schichtung in den Brekzien erkennen lässt. Eine eindeutige Diskordanz zu den überlagernden Schichten konnte daher in diesem Profil nicht beobachtet werden.

Überlagert werden die jurassischen Tuffbrekzien von geringmächtigen, feinschichtigen Kalkbänken im 10er cm-Bereich, die auf Grund ihrer Fossilien bereits dem unteren Abschnitt der unterkretazischen Bandurrias-Formation zugerechnet werden können (HILLEBRANDT, mündliche Mitteilung). Die Kalke enthalten im unteren Bereich aufgearbeitete, vulkanogene Gerölle bis 4 cm Durchmesser und werden zum Teil durch ebenfalls geringmächtige, vulkanische Konglomerate (konglomeratische Sandsteinbrekzien) und tuffitische Sandsteine abgelöst. Eine Mächtigkeit von maximal 5 m wird bei den einzelnen Schichten der sedimentären Ablagerungen nicht überschritten. Die ebenfalls auftretenden Tuffbrekzien sind besser sortiert als die jurassischen Tuffbrekzien, feldspatporphyrisch mit mafischen Mineralphasen und Durchmessern bis 1 m bei den Pyroklasten.

Es folgt eine ca. 600 m mächtige Abfolge von unterschiedlich gut sortierten Tuffbrekzien. Die Mächtigkeiten der einzelnen Förderereignisse liegt zum Teil bei mehreren 10er m. Der maximale Durchmesser der Pyroklasten ist mit 2,1 m größer als bei den vorangegangenen Ereignissen. Auch der Anteil der Blöcke in den Tuffbrekzien bis pyroklastischen Brekzien (Pkt. 2) nimmt vorrübergehend zu. Die Matrix und die Pyroklasten sind feldspatporphyrisch. Im oberen Abschnitt der Tuffbrekzien ist eine ca. 3 m mächtige Lava eingeschaltet, die Quarz in Hohlraumfüllungen aufweist. Eine Probe der Tuffbrekzien (97-28) ist etwas nördlich der Profillinie bei Pkt. 3 aus einem Block genommen worden.

Bei den überlagernden Schichten des mittleren Abschnitts der Bandurrias-Formation handelt es sich um ca. 18 m fein geschichtete, rote und grüne, tuffitische Sandsteine bis Sandsteine mit Einzel-Mächtigkeiten von maximal 3 m. Bei Pkt. 5, ca. 1,2 km nördlich der Profillinie, stehen neben den tuffitischen Sandsteinen auch pyroklastische Brekzien und Tuffbrekzien an. Ein tuffitischer Aufarbeitungshorizont an der Basis der tuffitischen Sandsteine in der Profillinie weist gut gerundete, vulkanische Gerölle bis 20 cm Durchmesser auf. Den Abschluss bilden im cm-

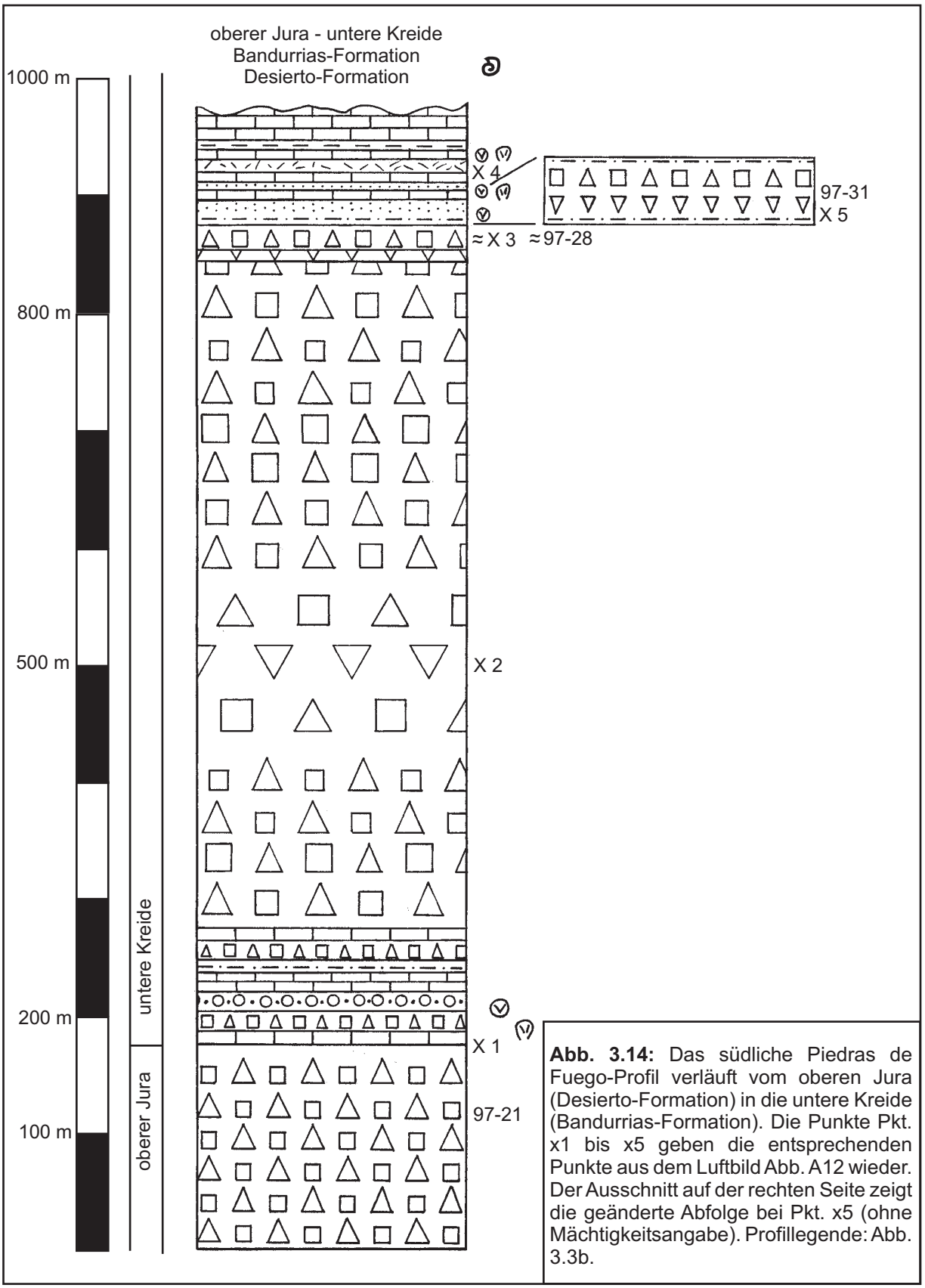


Abb. 3.14: Das südliche Piedras de Fuego-Profil verläuft vom oberen Jura (Desierto-Formation) in die untere Kreide (Bandurrias-Formation). Die Punkte Pkt. x1 bis x5 geben die entsprechenden Punkte aus dem Luftbild Abb. A12 wieder. Der Ausschnitt auf der rechten Seite zeigt die geänderte Abfolge bei Pkt. x5 (ohne Mächtigkeitsangabe). Profillegende: Abb. 3.3b.

bis dm-Bereich gebankte Kalke, die als Fossilschutt Austernreste enthalten (HILLEBRANDT, mündliche Mitteilung) und untergeordnet mit Sandsteinen wechsellagern. In die Kalke ist eine sehr quarzreiche, vermutlich rhyolithische Lava eingeschaltet (Pkt. 4). An der Basis der Kalke befindet sich ein 0,70 m mächtiger Aufarbeitungshorizont mit vulkanogenen Geröllen bis 20 cm Durchmesser. Auch in den überlagernden Kalken wurden vulkanogene Gerölle (bis 1 m Durchmesser) gefunden. Diese Kalke weisen als Fossilschutt Austern- und vereinzelt Ammonitenreste auf (HILLEBRANDT, mündliche Mitteilung).

Nördliches Profil Piedras de Fuego

Das nördliche Teilprofil liegt bei W 70° 01' 13'' und S 26° 55' 39'' (Pkt. 6, Abb. A12 und Abb. 3.15). Hier sind ausschließlich Vulkanite und Sedimente der unteren Kreide aufgeschlossen, die dem unteren Abschnitt der Bandurrias-Formation zugerechnet werden.

Die Abfolge besteht aus einem Wechsel von pyroklastischen Ablagerungen mit marinen Kalken. Die Tuffbrekzien haben i. d. R. eine helle, feldspatführende Matrix. Darin befinden sich im unteren Profilabschnitt Pyroklasten bis 5 m Durchmesser. Bei den Pyroklasten wurden scharfe Kontakte zur umgebenden Matrix und keine Abschreckungssäume beobachtet. Der Anteil dieser Blöcken ist hoch im Vergleich zum Lapillianteil. Die nachfolgenden pyroklastischen Ablagerungen werden durch Kalkbänke getrennt. Einzelne Ereignisse lassen sich innerhalb der pyroklastischen Ablagerungen nicht unterscheiden. Die Mächtigkeiten der Ablagerungen liegen bei 3 bis 15 m. Der Anteil an Pyroklasten und deren Größen (maximal 0,5 bis 1,5 m) werden geringer. Auch zwei Lapillituffe und ein ca. 5 m mächtiger Tuff, mit nur wenigen Pyroklasten, konnten beobachtet werden. Erst im oberen Bereich der Tuffbrekzie (bei Probe 97-33) weisen die Pyroklasten wieder Durchmesser bis 5 m auf.

Die Kalke weisen nur geringe Mächtigkeiten im 10er cm-Bereich auf. Sie enthalten Muscheln (Exogyra; HILLEBRANDT, mündliche Mitteilung), Ammoniten und tuffitische Anteile. Die Ammoniten können dem Hauterive zugeordnet werden (WILKE, mündliche Mitteilung). In den jüngeren Kalken wurden Aufarbeitungshorizonte mit mäßig gerundeten, vulkanogenen Geröllen beobachtet. Die Durchmesser der Gerölle sind mit 5 cm zunächst gering, steigen bei den jüngeren Kalken aber auf maximal 20 cm Durchmesser an. Auch ein kalkiger Sandstein und ein Tuffit mit Ammoniten und vulkanogenen Geröllen bis 0,5 m sind in die pyroklastischen Ablagerungen eingelagert.

Schlussfolgerungen

Der Vulkanismus im Übergang vom oberen Jura in die untere Kreide ist geprägt durch pyroklastische Ablagerungen. Dabei scheint der Übergang ohne abrupten, vulkanogenen Fazieswechsel fließend zu sein. Nur der Wechsel der mafischen Mineralphasen von Pyroxen zu Amphibol ist ein Hinweis auf eine geänderte Magmengenese. Durchmesser bis 0,7 m bei den Pyroklasten der oberjurassischen Tuffbrekzien weisen auf eine proximale Ablagerung zum

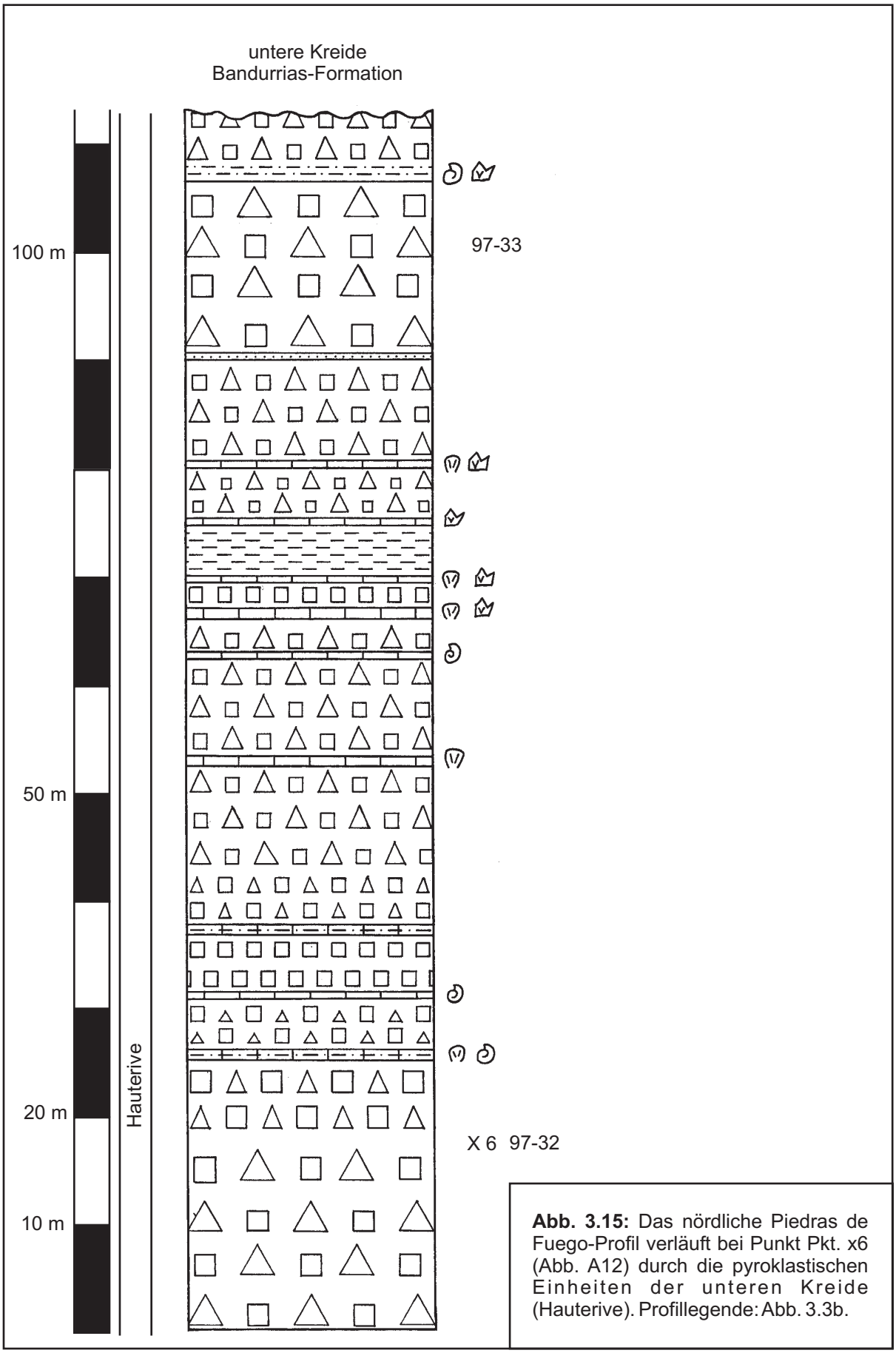


Abb. 3.15: Das nördliche Piedras de Fuego-Profil verläuft bei Punkt Pkt. x6 (Abb. A12) durch die pyroklastischen Einheiten der unteren Kreide (Hauterive). Profillegende: Abb. 3.3b.

Förderzentrum hin. Mit 2,1 m Durchmesser und einem höheren Anteil an Blöcken scheinen die Ablagerungen in der unteren Kreide noch näher am Förderzentrum abgelagert worden zu sein oder der Vulkanismus war, auf Grund seiner Nähe zum Meeresspiegelniveau, phreatomagmatisch und dadurch entsprechend stärker. Für die Nähe zum Meeresspiegelniveau sprechen die fossilhaltigen Kalke, die sich mit den pyroklastischen Ablagerungen abwechseln. Der Anteil an pyroklastischen Ablagerungen im Vergleich zu Laven, im Übergang vom Jura in die Kreide, ist im Profil Piedras de Fuego größer als im Profil Cerro del Difunto. Aber auch im Cerro del Difunto-Profil und im Cerro Plomo-Profil konnten pyroklastische Ablagerungen im Übergang vom Jura in die Kreide beobachtet werden. In den Profilen sind auch sedimentäre Ablagerungen der Kreide zu beobachten, wobei die Kalke im Profil Piedras de Fuego für eine größere Nähe zum Meeresspiegelniveau sprechen als die Sandsteine und Konglomerate im Profil Cerro del Difunto. Auch der größere Anteil an pyroklastischen Ablagerungen lässt sich so erklären.

Die bei Pkt. 5 anstehenden pyroklastischen Brekzien sprechen für eine größere Nähe zu einem Förderzentrum als bei den entsprechenden Schichten in dem Profilverlauf zwischen Pkt. 3 und 4, die durch Umlagerungsprozesse charakterisiert sind. Es scheinen daher auch hier, wie im Gebiet zwischen Taltal und Chañaral, abwechselnd mehrere, kleinere Förderzentren mit Spalteneruptionen aktiv gewesen zu sein, da es nicht zu einer Ausbildung von Vulkanbauten gekommen ist.

Fehlende Abschreckungssäume um die Pyroklasten der Tuffbrekzien sprechen für lithoklastische Blöcke und gegen Bomben. Ein hoher Anteil an Lithoklasten und eine schlechte Sortierung sind typisch für hydroklastische Ablagerungen (FISHER & SCHMINKE 1984). Die Ammoniten in den Kalken im nördlichen Profil bei Pkt. 6 sprechen für eine entsprechend große Wassertiefe in diesem Bereich (HILLEBRANDT, mündliche Mitteilung). Andererseits können derartig heftige Explosionen nur in vergleichsweise geringen Wassertiefen entstehen, wenn in Magmenkammern und Förderkanäle bis maximal 300 m Tiefe in die Erdkruste Wasser eindringt und der Druckunterschied zu der Umgebung bei der Förderung groß genug ist, was i. d. R. nur bei geringeren Wassertiefen < 30 m der Fall ist (DECKER & DECKER 1992). Es wird daher von einer küstennahen, submarinen Ablagerung der Pyroklastite ausgegangen. Die Förderung kann dagegen auch subaerisch in einem nahe gelegenen Förderzentrum gewesen sein.

3.2.4.7 Profile Sierra de Candeleros und Quebrada La Tranquita

Die Profile Sierra de Candeleros und Quebrada La Tranquita liegen in der Präkordillere im Osten des Arbeitsgebietes (Abb. 3.2). Die geochemisch untersuchten Proben stammen aus zwei Profilen (Abb. 3.16) veröffentlicht in HILLEBRANDT et al. (1994) und BEBIOLKA et al. (1995).

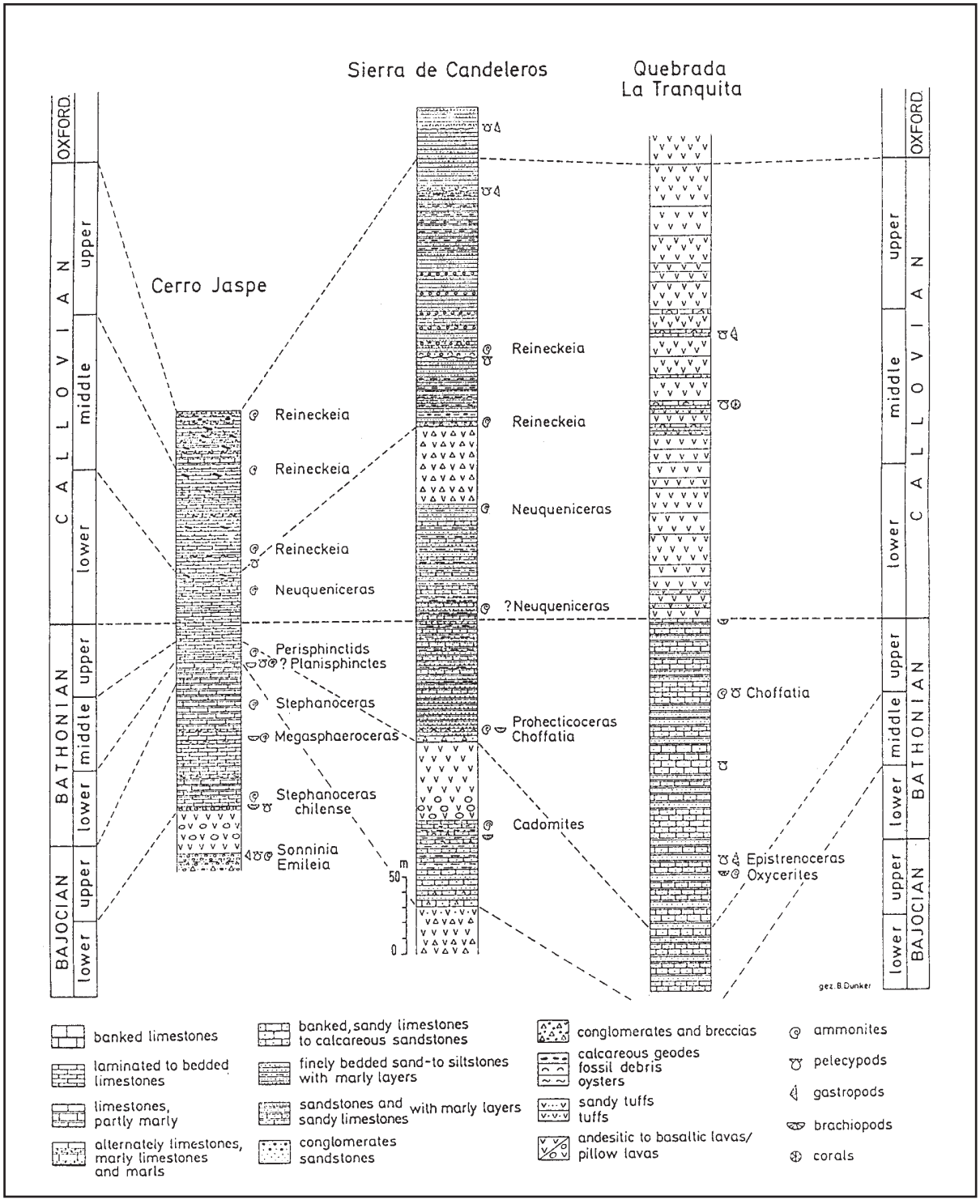


Abb. 3.16: Die mittel- bis oberjurassischen Profile Sierra de Candeleros und Quebrada La Tranquita aus HILLEBRANDT et al. (1994) und BEBIOLKA et al. (1995).

3.2.5 Dynamik der Vulkanzone

Von der Trias bis in die untere Kreide ist es immer wieder zu einer W/E-Verlagerung des Vulkanismus gekommen. Am Ende der Trias bis in den unteren Jura (Hettangium und tiefes, unteres Sinemurium) hat sich die aktive, vulkanische Zone nach Westen verlagert. Anschließend (ab dem oberen Teil des unteren Sinemurium) verlagerte sich der Vulkanismus bis zum mittleren Jura nach Osten und damit erneut in das Gebiet der Küstenkordillere zwischen Taltal und Chañaral (QUINZIO 1987, HILLEBRANDT et al. 2000, BEBIOLKA, in Vorbereitung), wobei in die Vulkanite (bis in das Bajocium) verbreitet marine und terrestrische Sedimente eingeschaltet sind. Im Arbeitsgebiet lag die vulkanisch aktivste Phase in der Küstenkordillere im mittleren bis ?oberen Jura. In den beiden östlichsten Profilen Sierra de Candeleros und Quebrada La Tranquita setzt der Vulkanismus erst später ein (im Bathonium bzw. Callovium). Auch im Sierra Fraga-Profil beginnt die Förderung von Laven, die denen der La Negra-Formation entsprechen, etwas später als in der Küstenkordillere. In der unteren Kreide nahm die Intensität der vulkanischen Aktivitäten in der Küstenkordillere des Arbeitsgebietes ab und die vulkanische Zone verlagerte sich im Laufe der Kreide ein weiteres mal in Richtung Osten.
Für das Arbeitsgebiet ergibt sich damit eine ostwärts gerichtete Migration der Vulkanzone seit dem unteren Jura (HILLEBRANDT et al. 2000). Die Platznahme zahlreicher Plutone und subvulkanischer Intrusionen, inklusive der Gangintrusionen, lösen dabei im oberen Jura und in der unteren Kreide nach GROCOTT et al. (1994) und DALLMEYER et al. (1996) zeitweise die vulkanischen Aktivitäten ab.

Der im Sinemurium im Gebiet zwischen Taltal und Chañaral beginnende Vulkanismus setzt in den einzelnen Profilen zu leicht unterschiedlichen Zeiten ein (BEBIOLKA in Vorbereitung, HILLEBRANDT mündliche Mitteilung). Die ältesten jurassischen Vulkanite stehen im Cerro del Difunto-Profil (Abschnitt Posada) an. Während die erste, aktive Phase in diesem Profil-Abschnitt vermutlich bereits beendet war, beginnt nun zeitversetzt der Vulkanismus im Cerro Plomo-Profil. Das Einsetzen des Vulkanismus in den Profilen Sierra Minillas und Cerro Yumbes lag dazwischen. Auch die markanten, zu Beginn des La Negra-Vulkanismus geförderten, riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Vulkanite des Bajocium wurden in den einzelnen Profilen zu unterschiedlichen Zeiten abgelagert.
Mit dem Einsetzen vulkanisch aktiver Phasen im Sinemurium und im Bajocium scheint der Vulkanismus von der großtektonischen Entwicklung abhängig zu sein. Leichte zeitliche und phänomenologische sowie geochemische Unterschiede (s. Kapitel 3.4 Gesteinschemische und isotopische Befunde) des Vulkanismus sprechen für regional begrenzte Fördergebiete mit einer eigenen, leicht abweichenden, tektonischen Entwicklung.

3.3 Petrographie und Mineralchemie

Für die petrographischen Untersuchungen wurden ca. 350 Dünnschliffe ausgewertet. Die Befunde aus der petrographischen Untersuchung mit Hilfe des Polarisationsmikroskopes an Dünnschliffen von Laven, Pyroklastiten (inkl. Ignimbriten) und subvulkanischen Intrusionen einschließlich von Ganggesteinen bildeten die Grundlage für die Probenauswahl zur Bestimmungen des Gesamtgesteinschemismus sowie der mineralchemischen Untersuchungen mit Hilfe der Mikrosonde. Für die Auswahl von charakteristischen Proben der einzelnen Zeitabschnitte stand ein möglichst geringer postmagmatischer Alterationsgrad im Vordergrund. Im folgenden wurden relevante Gesteinsparagenesen für gesteinschemisch charakterisierte Vulkanitproben zusammengestellt.

Bei den untersuchten Proben handelt es sich überwiegend um Vulkanite mit einem porphyrischen Gefüge. An 17 ausgewählten Dünnschliffen wurden daher vorwiegend Phänokristalle mineralchemisch untersucht, um Aussagen über Druck- und Temperaturbedingungen bei ihrer Kristallisation sowie anhand von Zonierungsprofilen über interne Prozesse in den Magmenkammern und die Aufstiegsgeschichte der Magmen treffen zu können. Die untersuchten Proben stehen dabei jeweils stellvertretend für die Entwicklung in den unterschiedlichen Profilen bzw. für unterschiedliche zeitliche Abschnitte oder Fördermechanismen in einem Gebiet.

3.3.1 Petrographie

Wie den vorangestellten Profilbeschreibungen zu entnehmen ist, weisen die Vulkanite im Arbeitsgebiet sehr unterschiedliche Gehalte an Phänokristallen auf. Der Phänokristallanteil variiert zwischen 5 und 50 Vol.%. Feldspäte und dabei bilden besonders die Plagioklase die dominierende Phänokristallphase. Mit wechselnden Anteilen sind Klinopyroxene, Orthopyroxene, Amphibole und Quarz als Hauptkomponenten vertreten. Als Nebenbestandteile treten verbreitet Fe-Ti-Oxide und vereinzelt Olivin und Biotit auf. Apatit und Titanit sind als akzessorische Mineralphasen vorhanden.

Die Laven weisen fein- bis grobporphyrische, serialporphyrische und glomerophyrische Gefüge auf. Trachytische Gefüge sind selten. Die Matrix ist in der Regel holo- bis hypokristallin ausgebildet. Feldspäte (bis 80 Vol.%), Pyroxene (bis 20 Vol.%), Quarz (bis 10 Vol.%) und Fe-Ti-Oxide (bis 15 Vol.%) bilden typische Mikrolithe in den Vulkaniten. Der Anteil an Quarz kann in den häufig auftretenden, mikrolitischen Qz-Fsp-Verwachsungen der entglasten Matrixbereiche über 10 Vol.% liegen. Die Unterscheidung von primären Qz-Spätkristallisaten von sekundär aus wässrigen Lösungen ausgefälltem Quarz in unregelmäßig geformten Hohlräumen ist zum Teil sehr schwierig. Der primäre und sekundäre Qz-Anteil in der Matrix kann zusammen bis 30 Vol.% erreichen. Entsprechend dem Quarz sind auch sekundäre Ausfällungen von Karbonat zu beobachten, die bis zu 25 Vol.% ausmachen. Eine feine

Durchstäubung mit Hämatit und amygdaloide Texturen sind typisch für die Laven im gesamten Arbeitsgebiet. In Profilabschnitten in der Nähe größerer Intrusivkörper treten zusätzlich Epidote auf (Cerro Plomo-, Mina Julia-, Caleta el Cobre- und untere Kreide des Cerro del Difunto-Profiles). Dagegen fehlen Epidote weitgehend in den Profilabschnitten der oberen Trias und des unteren Jura, die im Falle einer Belastungsmetamorphose am stärksten betroffen worden wären.

Bei den Ignimbriten sind vitrophyrische Gefüge verbreitet. In der Regel ist die Matrix entglast und besteht aus mikrokristallinen Quarz-Feldspat-Verwachsungen (Abb. 3.17). In der Matrix der Ignimbrite befinden sich neben den Phänokristallen entglaste und unterschiedlich stark verschweißte Bimse, die besonders in den obertriassischen Ignimbriten beobachtet wurden. Ein Teil der Ignimbrite ist unter hohen Temperaturen im noch plastischen Zustand verschweißt worden.

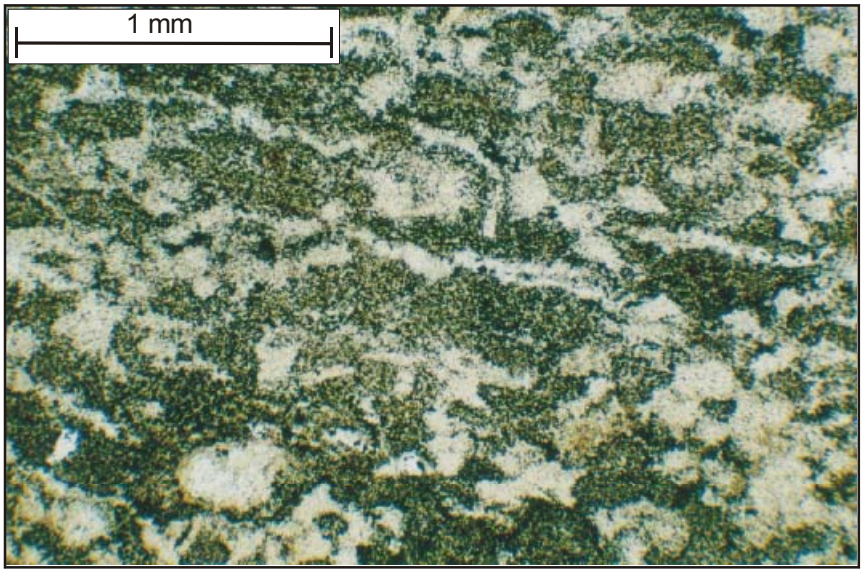


Abb. 3.17: Ignimbrit (Dünnschlifffoto: IIN) aus dem mittleren Jura im Sierra Minillas-Profil. Die Matrix ist teilweise entglast und fein mit Fe-Ti-Oxiden bzw. Hydroxiden durchstäubt.

In der Abb. 3.18-I - V sind die typischen Kristall- und Phänokristall-Paragenesen von 78 Dünnschliffen in Abhängigkeit vom Gesteinschemismus [Klassifikation nach dem TAS-Diagramm (Kapitel 3.4.1.1 Klassifzierung der Vulkanite), s. auch Kapitel 3.1.1 Klassifikation der Vulkanite und Epiklastite] und des Gesteinsalters zusammengestellt. Dabei wurden die Maximalgehalte der einzelnen Mineralgehalte addiert. Die Anorthitgehalte der Plagioklase wurden polarisationsmikroskopisch ermittelt. Folgende Abkürzungen wurden für die Minerale verwendet: **Plag** = Plagioklas, **Kfs** = Alkalifeldspat, **Amp** = Amphibol, **Ol** = Olivin, **Px** = Pyroxen (**Opx** = Orthopyroxen, **Cpx** = Klinopyroxen), **Qz** = Quarz, **Bio** = Biotit, **Ap** = Apatit, **Spn** = Titanit. Akzessorische Anteile unter 1 Vol.% werden mit 0,5 Vol.% dargestellt.

Kristall- und Phänokristall-Paragenesen der oberen Trias:

Bei den obertriassischen, vulkanogenen Förderprodukten (Abb. 3.18-I) handelt es sich weitgehend um saure, porphyrische Laven und Pyroklastite (Tuffe und Ignimbrite). Der Volumenanteil der Phänokristalle variiert von 8 % in den Laven bis zu 35 % Kristallanteil in den Ignimbriten und 40 % in den Tuffen.

Als Phänokristalle treten immer Plagioklase, Quarz oder Amphibole und zum Teil Alkalifeldspäte auf. Mit geringen Anteilen sind Klinopyroxene, Eisen-Titan-Oxide und bei den Ignimbriten Biotit vorhanden. In der Matrix sind die Laven holo- bis hypokristallin und zum Teil trachytisch ausgebildet. Die Mikrolithe werden von Feldspäten und Quarz dominiert. Der Eisen-Titan-Oxid-Anteil in der Matrix ist mit insgesamt 2 Vol.% gering. Trotz eines geringen Anteils mafischer Minerale in den triassischen Vulkaniten sind die zum Teil hohen An-Gehalte der Plagioklase (Abb. 3.18-Ib) bis hin zum Labradorit ein Indiz für die Beziehung zu basischen Ausgangsmagmen aus dem Erdmantel.

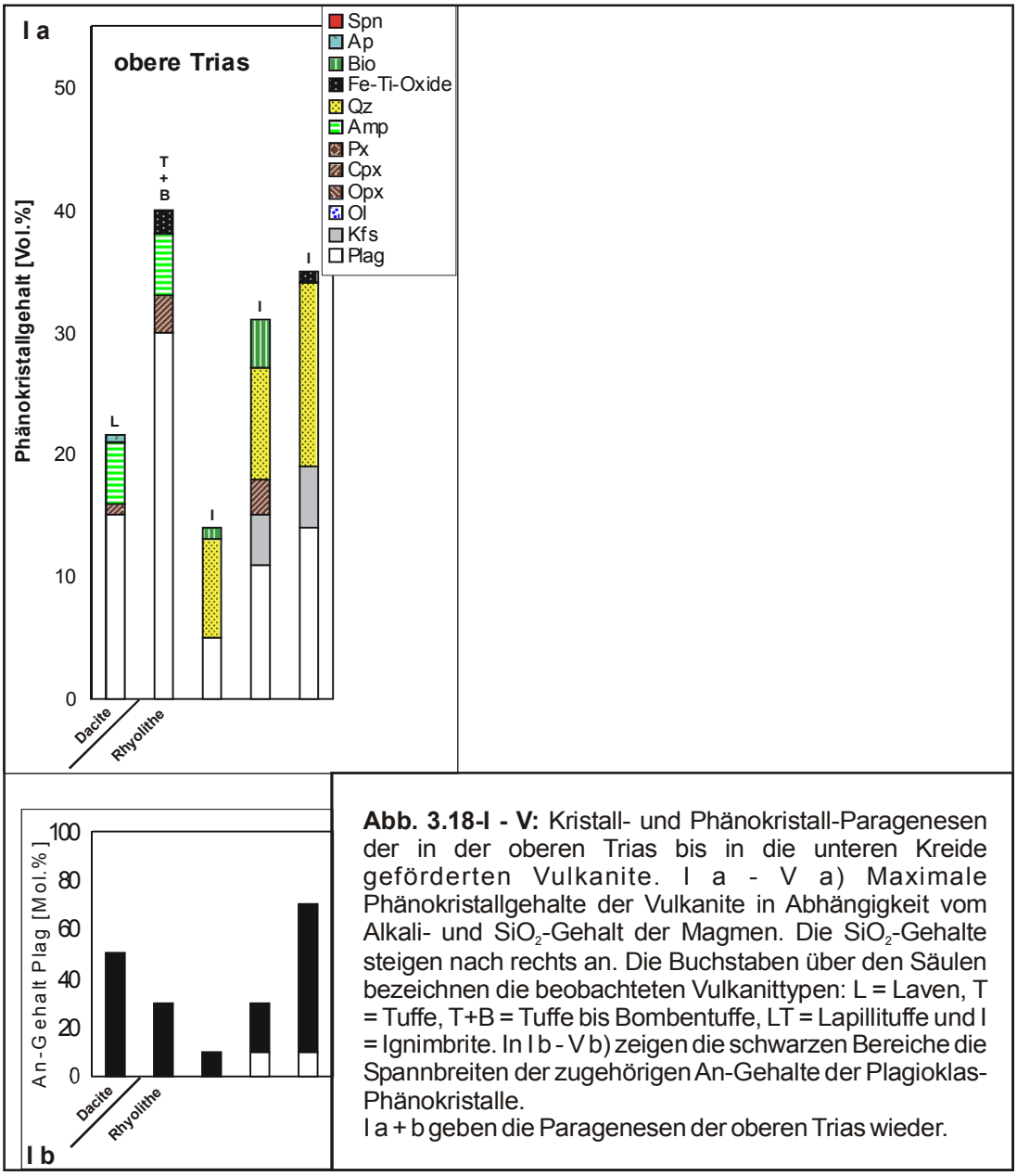


Abb. 3.18-I - V: Kristall- und Phänokristall-Paragenesen der in der oberen Trias bis in die unteren Kreide geförderten Vulkanite. I a - V a) Maximale Phänokristallgehalte der Vulkanite in Abhängigkeit vom Alkali- und SiO_2-Gehalt der Magmen. Die SiO_2-Gehalte steigen nach rechts an. Die Buchstaben über den Säulen bezeichnen die beobachteten Vulkanittypen: L = Laven, T = Tuffe, T+B = Tuffe bis Bombentuffe, LT = Lapillituffe und I = Ignimbrite. In I b - V b) zeigen die schwarzen Bereiche die Spannbreiten der zugehörigen An-Gehalte der Plagioklas-Phänokristalle.
I a + b geben die Paragenesen der oberen Trias wieder.

Kristall- und Phänokristall-Paragenesen des unteren Jura bis Bajocium:

Die Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium (Abb. 3.18-II) sind mit überwiegend intermediären Zusammensetzungen SiO_2-ärmer als die triassischen Vulkanite. Der Phänokristall- bzw. Kristallanteil ist bei den in diesem Zeitabschnitt geförderten Laven und Tuffe mit 20 - 44 Vol.% sehr hoch. Neben Plagioklasen treten überwiegend Pyroxene auf (Abb. 3.19). Der maximale Anteil liegt bei den Orthopyroxenen um 15 Vol.% und bei den Augiten um 17 Vol.%. Er liegt damit höher als in den übrigen Zeiträumen. Quarze und Amphibole, die für die triassischen Vulkanite typisch sind, fehlen im unteren Jura bis Bajocium als Phänokristalle. Eisen-Titan-Oxide sind in fast allen Proben vorhanden. Die hypokristalline Matrix in den Laven ist hyaloophitisch und zum Teil trachytisch ausgebildet. Neben Feldspäten, Quarz, Fe-Ti-Oxiden und Pyroxenen tritt vereinzelt auch Amphibol als mikrolithische Matrixphase auf. Insgesamt ist der Anteil der mafischen Mineralphasen gegenüber den triassischen Vulkaniten stark angestiegen.

Die An-Gehalte der Plagioklase in den alkalireicheren Vulkaniten des unteren Jura bis Bajocium (Abb. 3.18-IIb) sind erwartungsgemäß geringer als bei den alkaliärmeren Vulkaniten.

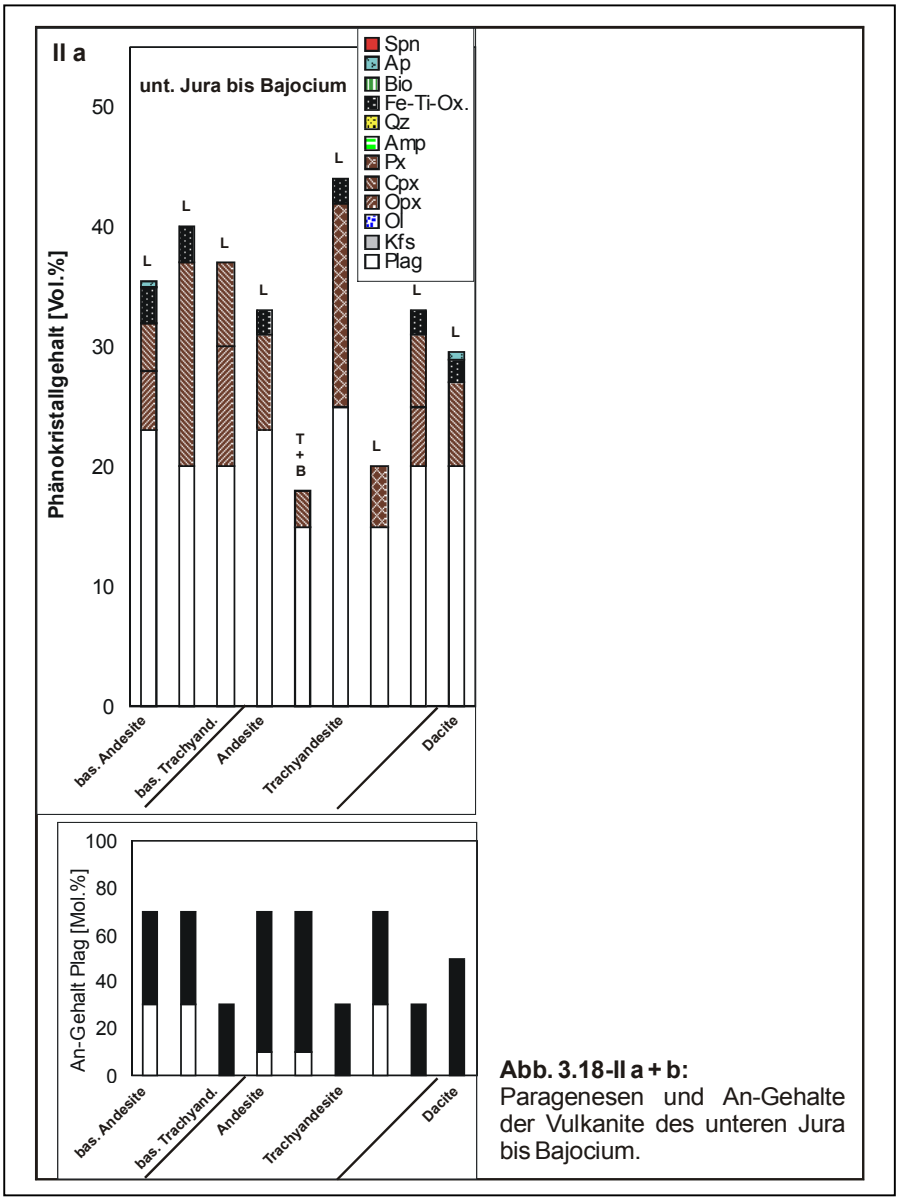


Abb. 3.18-II a + b: Paragenesen und An-Gehalte der Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium.

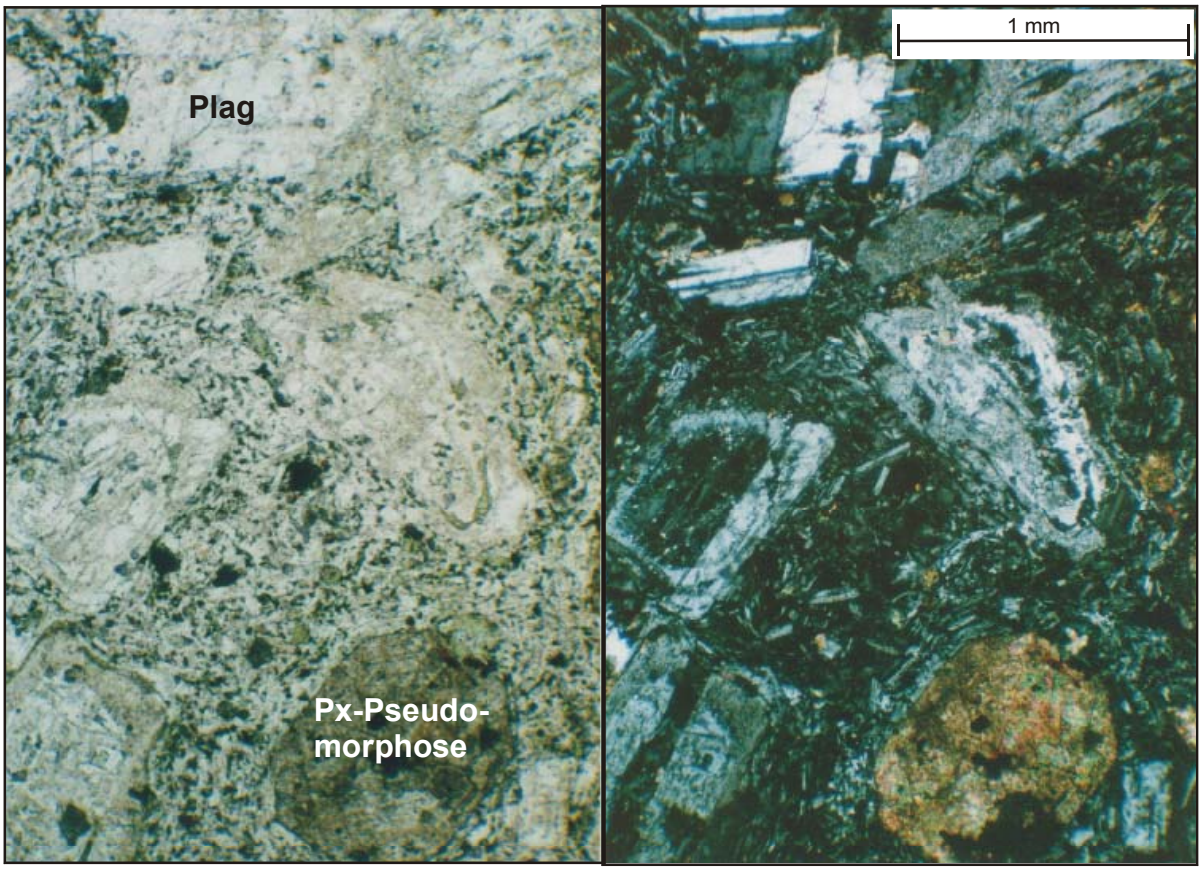


Abb. 3.19: Plagioklas- und Pyroxen-porphyrische, basaltisch andesitische Lava (Dünnschlifffoto: IIN und +N) aus dem unteren Jura bis Bajocium des Cerro del Difunto-Profiles (Abschnitt: Posada). Die Plagioklase weisen zum Teil resorbierte Kerne und Kern-Rand-Zonierungen auf, während die Pyroxene nur als karbonatisierte Pseudomorphosen erhalten geblieben sind. Die intergranulare Matrix besteht überwiegend aus Plagioklas-Mikrolithen mit opaken Fe-Ti-Oxiden und karbonatisierten Pyroxenen in den Kristallzwischenräumen.

Kristall- und Phänokristall-Paragenesen des mittleren (Bajocium) bis ?oberen Jura ("La Negra-Vulkanismus"):

Die Vulkanite des mittleren bis ?oberen Jura (Abb. 3.18-III) decken ein weites chemisches Spektrum ab, das von Basalten bis zu Daciten und deren alkalireicheren Zusammensetzungen reicht. Die intermediären Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium im Profil Cerro Plomo an der Küste werden im mittleren bis ?oberen Jura durch SiO_2-ärmere Laven ergänzt, die sich durch Orthopyroxen-haltige Paragenesen auszeichnen. Plagioklase, Ortho- (maximal 6 Vol.%) und Klinopyroxene (Augite mit maximal 13 Vol.%) bilden auch im mittleren bis ?oberen Jura die Hauptmineralphasen bei den Phänokristallen. Die Eisen-Titan-Oxide sind ebenfalls in vielen Paragenesen vorhanden.

Die alkalireicheren Vulkanite führen zum Teil Alkalifeldspäte. Häufig ist der vergleichsweise hohe Kaliumgehalt durch hydrothermale Alteration an Umwandlungsphasen (z. B. Sericit) der Plagioklase und der Matrix gebunden und damit nicht ausschließlich auf den primären Alkaligehalt der Magmen zurückzuführen. In den basischeren, alkalireichen Trachybasalten und basaltischen Trachyandesiten können Pseudomorphosen nach Olivin auftreten. In den übrigen Zeitabschnitten konnte kein Olivin beobachtet werden. Wie im unteren Jura bis Bajocium fehlen

auch im mittleren bis ?oberen Jura Quarz und Amphibol als Phänokristallphasen, mit Ausnahme eines Amphibol-führenden Ignimbrites im Profil Sierra Minillas. Die Abwesenheit von Amphibolen ist nicht zwangsläufig auf einen niedrigen Wassergehalt zurückzuführen. Bei niedrigen bis mittleren Na-Gehalten in Basalten bis basaltischen Andesiten und H_2O-Gehalten von weniger als 6 Gew.% kristallisieren Amphibole (Hornblenden) nach SISSON & GROVE (1993a) nur bei niedrigen Temperaturen aus. Pyroxen- und Olivin-führende Paragenesen werden dagegen bei niedrigen Sauerstoff-Fugazitäten bevorzugt (s. Kapitel 3.3.2.3.1 Eisen-Titan-Oxide).

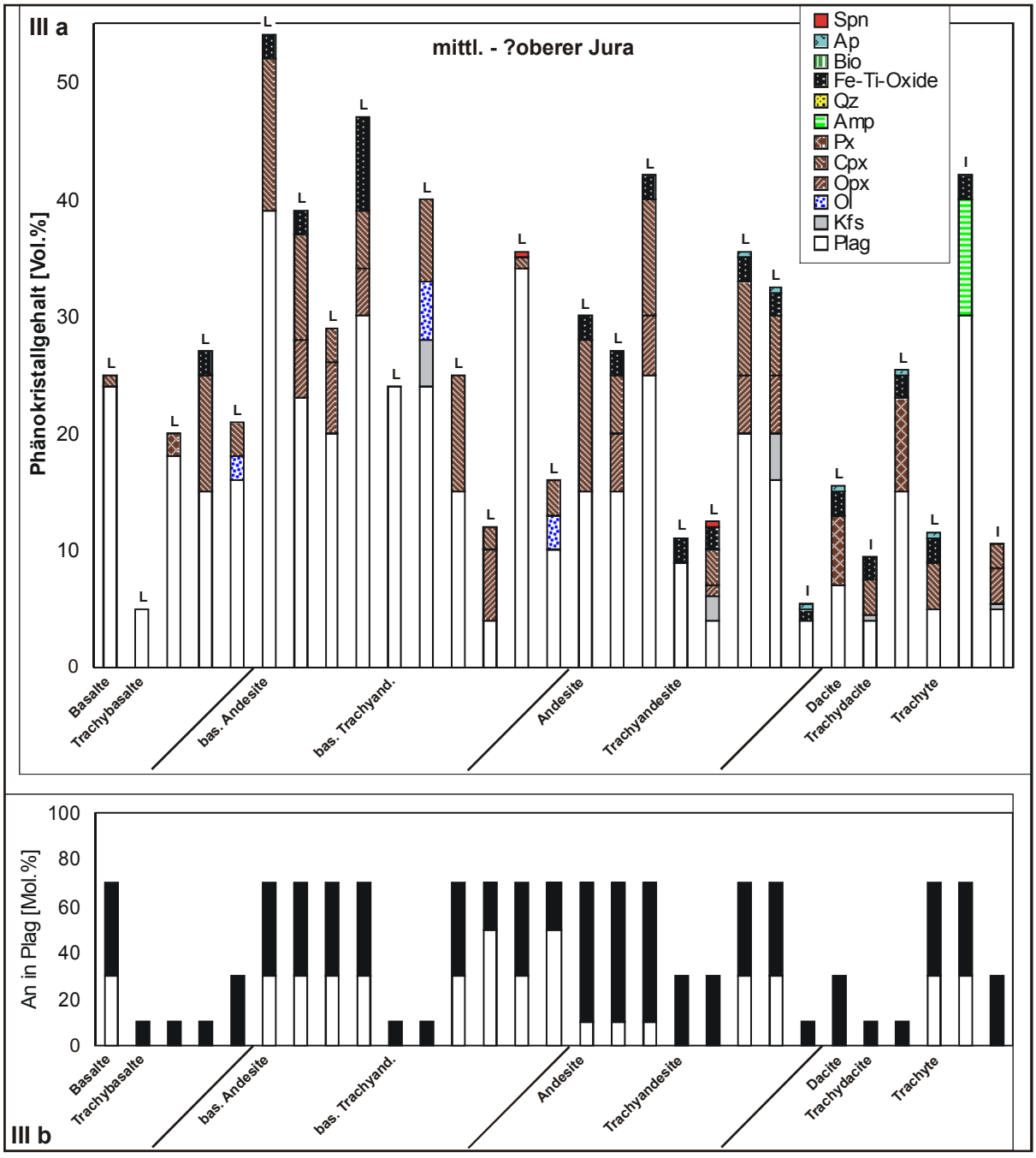


Abb. 3.18-III a + b: Paragenesen und An-Gehalte der mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite.

Die holo- bis hypokristalline Matrix ist in den Laven hyaloophitisch bis ophitisch/intergranular (Abb.3.20) und zum Teil ebenfalls trachytisch ausgebildet (Abb. 3.21). Als Mikrolithe treten Feldspäte, Pyroxene, Fe-Ti-Oxide und Quarz auf.

Bei den alkaliarmen Laven ist ein Rückgang der An-Gehalte in den Plagioklasen mit Zunahme der SiO_2-Gehalte zu beobachten (Abb. 3.18-IIIb). Dieser Trend ist bei den alkalireichen Vulkaniten nicht ausgebildet. Eine mögliche Ursache dafür sind hydrothermale Überprägungen, die zu albitreicheren Zusammensetzungen bei den Plagioklasen geführt haben.

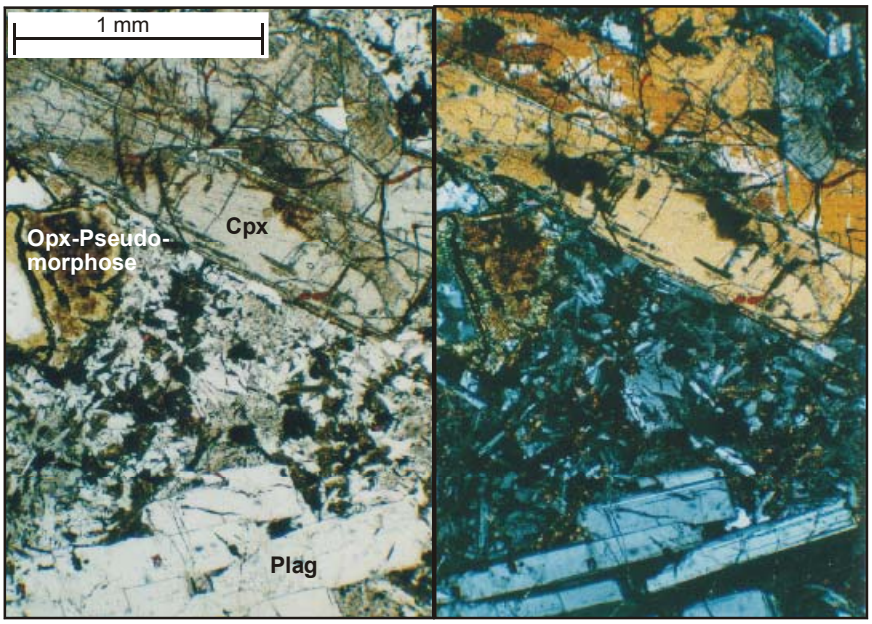


Abb. 3.20: Plagioklas- und Pyroxen-porphyrische, trachy-andesitische Lava (Dünnschliff-foto: IIN und +N) aus dem mittleren bis ?oberen Jura im Cerro del Difunto-Profil. Die Matrix ist intergranular bis hyaloophitisch mit Plagioklas-, Fe-Ti-Oxid- und Pyroxen-Mikrolithen.

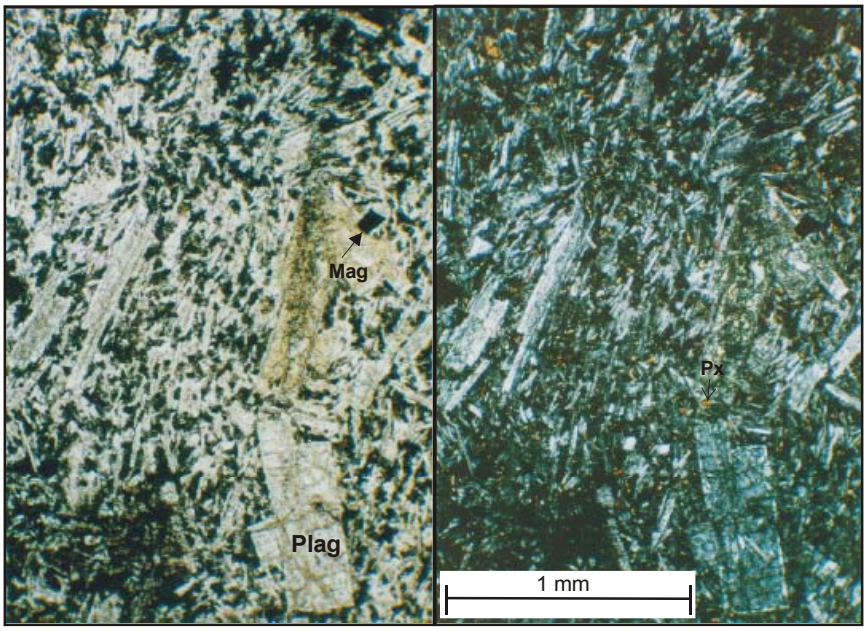


Abb. 3.21: Plagioklas-porphyrische, trachyandesitische Lava (Dünnschlifffoto: IIN und +N) aus dem mittleren Jura des Cerro del Difunto-Profiles. Die Plagioklas-Phäno- und Matrixkristalle zeigen ein trachytisches Gefüge. Neben Plagioklas treten Pyroxene und Fe-Ti-Oxide (Mag = Magnetit) als Mikrolithe auf.

Kristall- und Phänokristall-Paragenesen der unteren Kreide:

In der unteren Kreide sind alkalireiche Vulkanite mit einem hohen Phänokristall- bzw. Kristallanteil zwischen 32 und 45 Vol.% gefördert worden (Abb. 3.18-IV). Den Hauptanteil der Phänokristalle stellen auch hier die Plagioklase mit 24 - 35 Vol.%. Im Profil Cerro del Difunto geht die durchschnittliche Größe der Plagioklas-Phänokristalle im Übergangsbereich zwischen dem Jura und der Kreide zunächst zurück. Auch der Anteil von Pyroxen geht gegenüber dem Jura stark zurück. Die Augite liegen bei einem maximalen Anteil von 3 Vol.%. Der maximale Gehalt an Orthopyroxenen entspricht mit 5 Vol.% den Phänokristallgehalten in den mittel- bis ?oberjurassischen Vulkaniten. In den unterkretazischen Vulkaniten treten, ähnlich wie in den triassischen Vulkaniten, wieder Amphibole (Abb. 3.22) und Quarz auf. Der maximale Amphibolanteil liegt bei 7 Vol.%, der von Quarz bei 3 Vol.%. Alle Proben führen Eisen-Titan-Oxide als opake Mineralphase. Die ebenfalls holo- bis hypokristalline Matrix der unterkretazischen Laven ist hyaloophitisch bis intergranular ausgebildet. Auch diese Laven weisen teilweise trachytische Matrixgefüge auf. Die Mikrolithe werden von Feldspäten und Quarz dominiert. Des weiteren treten Amphibole, Pyroxene und Fe-Ti-Oxide auf.

Die An-Gehalte in den Plagioklasen variieren stark (Abb. 3.18-IVb). Mit Maximalgehalten von An_{50-70} deuten sie auf basische Ausgangsmagmen hin.

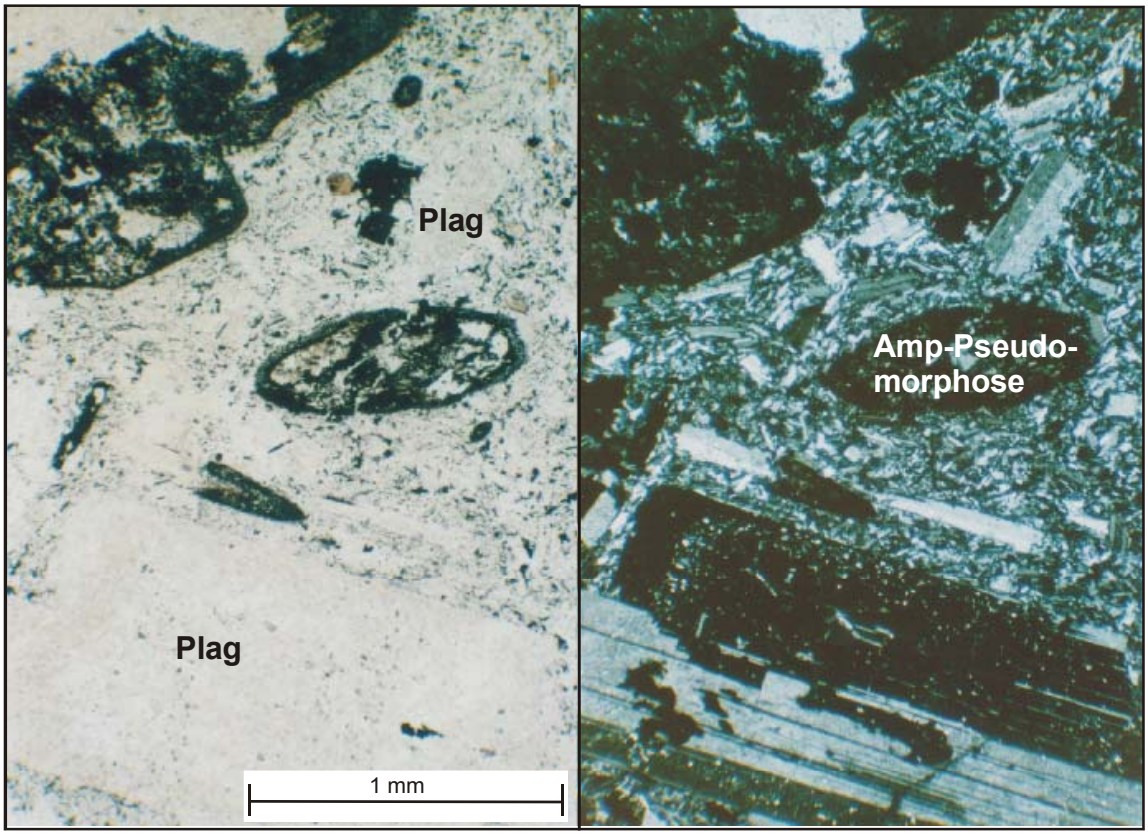


Abb. 3.22: Plagioklas- und Amphibol-porphyrische, trachytische Lava (Dünnschlifffoto: IIN und +N) aus der unteren Kreide des Cerro del Difunto-Profiles. Amphibole sind nur noch als opazitisierte Pseudomorphosen erhalten. Die Matrix-Plagioklase befinden sich in einer entglasten Matrix aus mikrokristallin verwachsenem Quarz und Feldspat.

Phänokristall-Paragenesen der kleinräumigen, intermediären Förderzentren:

Die kleinräumigen, intermediären Förderzentren des Cerro Plomo-Profils, deren Altersstellungen nicht ganz eindeutig sind und überwiegend mit ?oberen Jura bzw. unterer Kreide angenommen werden, förderten alkalireiche Magmen deren Hauptmineralphase mit 20 - 34 Vol.% Ca-arme Plagioklas-Phänokristalle (Abb. 3.18-V) sind. Die Gehalte an Klinopyroxen sind mit maximal 5 Vol.% gering im Vergleich mit den jurassischen Vulkaniten. Der Orthopyroxengehalt entspricht den Gehalten in den mittel- bis ?oberjurassischen und den unterkretazischen Vulkaniten. Außerdem können in den Magmen dieser kleinräumigen Förderzentren, ähnlich wie in den obertriassischen und unterkretazischen Vulkaniten, Amphibole (maximal 9 Vol.% Oxyhornblenden) und Quarz auftreten (Abb. 3.23). Eisen-Titan-Oxide sind ebenfalls in diesen Magmen vorhanden. Die holo- bis hypokristalline Matrix ist intergranular bis hyaloophitisch und kann ebenfalls trachytisch ausgebildet sein. Die Mikrolithe bestehen aus Feldspäten und Quarz, die zum Teil mikrolithische Verwachsungen bilden. Nur

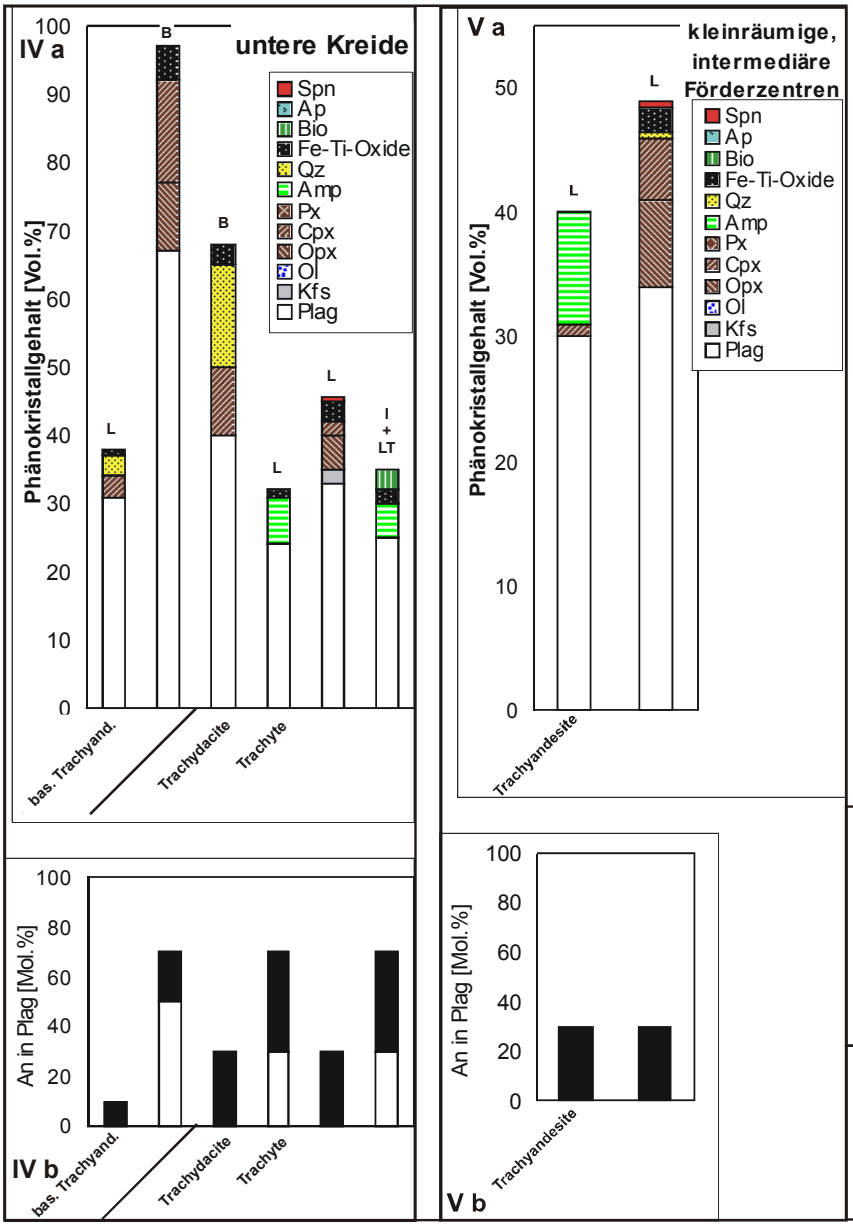


Abb. 3.18-IV a + b: Paragenesen und An-Gehalte der unterkretazischen Vulkanite. Bei IV a ist der gegenüber (I + II + III + V) a geänderte Maßstab zu beachten.

Abb. 3.18- V a + b: Paragenesen und An-Gehalte der kleinräumigen, intermediären Förderzentren.

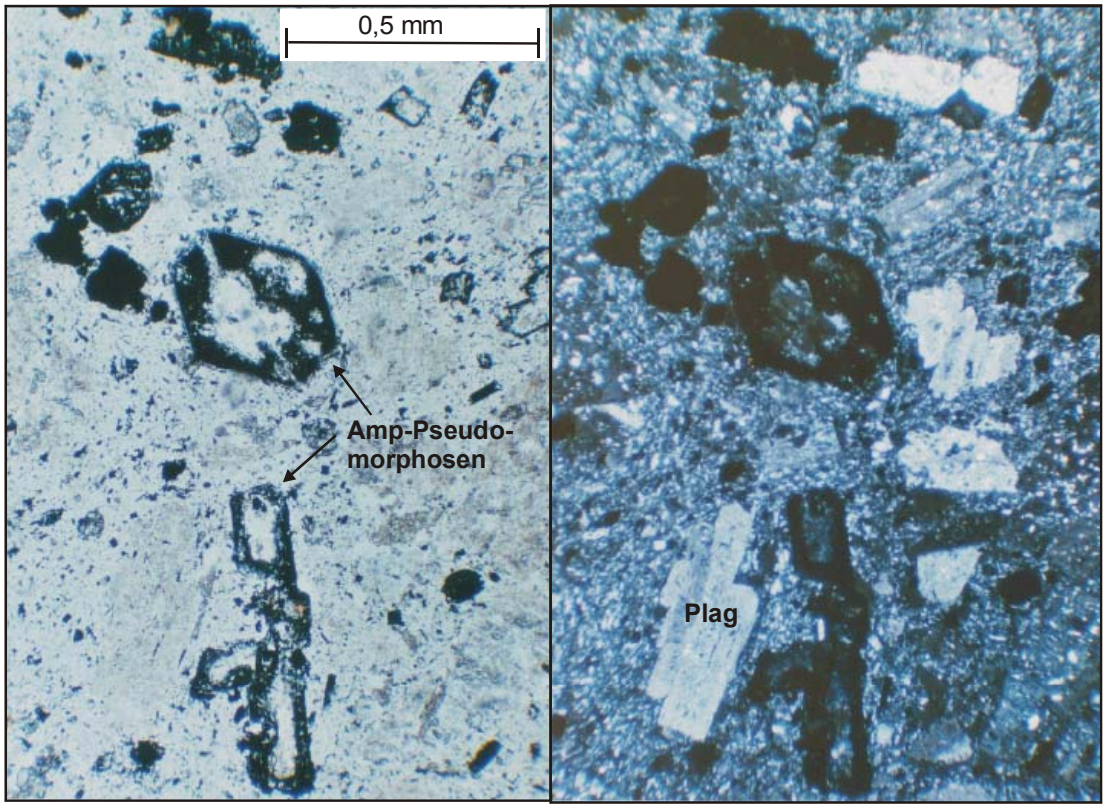


Abb. 3.23: Porphyrische Lava eines kleinräumigen, intermediären Förderzentrums aus dem mittleren bis ?oberen Jura des Cerro Plomo-Profils (Dünnschlifffoto: IIN und +N). Plagioklas- und opazitisierte Amphibol-Phänokristalle in einer holokristallinen Matrix aus mikrolithisch verwachsenen Quarz und Feldspat.

3.3.2.1 Feldspäte

Strukturformelberechnung und Nomenklatur

Feldspäte eignen sich im Bereich der untersuchten Vulkanzone besonders gut für die Rekonstruktion der Magmenentwicklung. Sie sind in allen Proben vertreten, meistens als Phänokristalle. Über ihre Gefügeausbildung und die Variabilität ihrer Zusammensetzung liefern sie detaillierte Aussagen zu ihrer Kristallisations-Geschichte und erlauben darüber hinaus Rückschlüsse auf die beteiligten Magmen und ihre Entwicklung. Ein weiterer Vorteil ist die gute Resistenz der Feldspäte gegen Reequilibrierungen im festen Zustand, bedingt durch die Trägheit des (Ca, Al)- und (Na, Si)-Diffusionsaustausches bei magmatischen Temperaturen (NIXON & PEARCE 1987).

Die Ergebnisse der Feldspat-Mikrosondenanalysen und die Strukturformelberechnung befinden sich im Anhang in Tab. A1. Die Berechnung der Strukturformel erfolgte auf der Basis von 8 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit. Neben der Berechnung der Strukturformel erfolgte eine Berechnung der vier Feldspatendglieder über die Verhältnisse der Kationen (K, Na, Ca und Ba):

Kalium-Feldspat (Or)	=	K $[AlSi_3O_8]$
Albit (Ab)	=	Na $[AlSi_3O_8]$
Anorthit (An)	=	Ca $[Al_2Si_2O_8]$
Celsian (Ce)	=	Ba $[Al_2Si_2O_8]$

Die Zusammensetzung der Feldspäte in Bezug auf ihre Endglieder sind in der Abb. 3.24 unter Angabe der Probennummern wiedergegeben.

Feldspäte aus der Mischungsreihe Ab - Or werden als Alkalifeldspäte und diejenigen aus der Mischungsreihe Ab - An als Plagioklase bezeichnet. Die Plagioklase werden abhängig von den Mol.% an An unterteilt in: Albit ($An_{0 - 10}$), Oligoklas ($An_{10 - 30}$), Andesin ($An_{30 - 50}$), Labradorit ($An_{50 - 70}$), Bytownit ($An_{70 - 90}$) und Anorthit ($An_{90 -100}$). Bei den in vulkanischen Gesteinen auftretenden Alkalifeldspäten handelt es sich i. d. R. um Hochtemperaturmodifikationen, da bei hohen Temperaturen auskristallisierte Alkalifeldspäte durch die schnelle Abkühlung nach der Förderung der Magmen nicht mehr umkristallisieren können. Polysynthetische Verzwillingungen mit Mikroklin-Gitterung, die typisch für die Tieftemperaturmodifikation sind, konnten nicht beobachtet werden. Die Hochtemperaturmodifikationen werden von $Or_{0 - 10}$ als Albit, von Or_{10} bis ca. Or_{36} als Anorthoklas und bei höheren Or-Gehalten temperaturabhängig als Orthoklas bzw. Sanidin (Hochtemperaturmodifikation) bezeichnet.

Die in den nachfolgenden Abbildungen (Abb. 3.25 – 3.38) angegebenen FeO*-Gehalte geben die als FeO gemessenen Fe-Gesamtgehalte wieder.

Petrographische Befunde

Plagioklase:

Innerhalb einer Probe liegen häufig 2 Plagioklasgenerationen als Phänokristalle vor. Eine dritte Generation stellt in der Regel einen hohen Anteil der Matrixmikrolithe. Die Phänokristalle sind idio- bis hypidiomorph, tafelig bis stängelig ausgebildet. Komplexe Zonierungen sind bei den Plagioklasen üblich und treten zusammen mit unzonierten Plagioklas-Phänokristallen auf. Neben Kern-Rand- und oszillierenden Zonierungen sind Siebstrukturen sowie Resorptionserscheinungen in den Phänokristallkernen weit verbreitet.

Häufig treten vom Rand ausgehende Sericitisierungen der Plagioklase auf. Auch eine Propylitisierung der Plagioklase ist oftmals zu beobachten.

Alkalifeldspäte:

Alkalifeldspäte sind nur in wenigen Proben vorhanden und treten dort mit einem geringen Volumenanteil als Nebenbestandteil auf. Sie befinden sich häufig in der Matrix und als xenomorphe Füllung in den resorbierten Randbereichen der Plagioklas-Phänokristalle und stellen damit eine späte Kristallisationsphase dar. Kleine idiomorphe, dünntafelige Phänokristalle sind nur selten ausgebildet und zum Teil ophitisch mit den Rändern der Plagioklas-Phänokristalle verwachsen.

Analytische Ergebnisse

Der Celsian-Gehalt liegt bei fast allen Proben bei maximal 0,1 Mol.%. Ausnahmen bilden die beiden Alkalifeldspat führenden Proben 96-57 und 96-181. Bei der Probe 96-57 handelt es sich

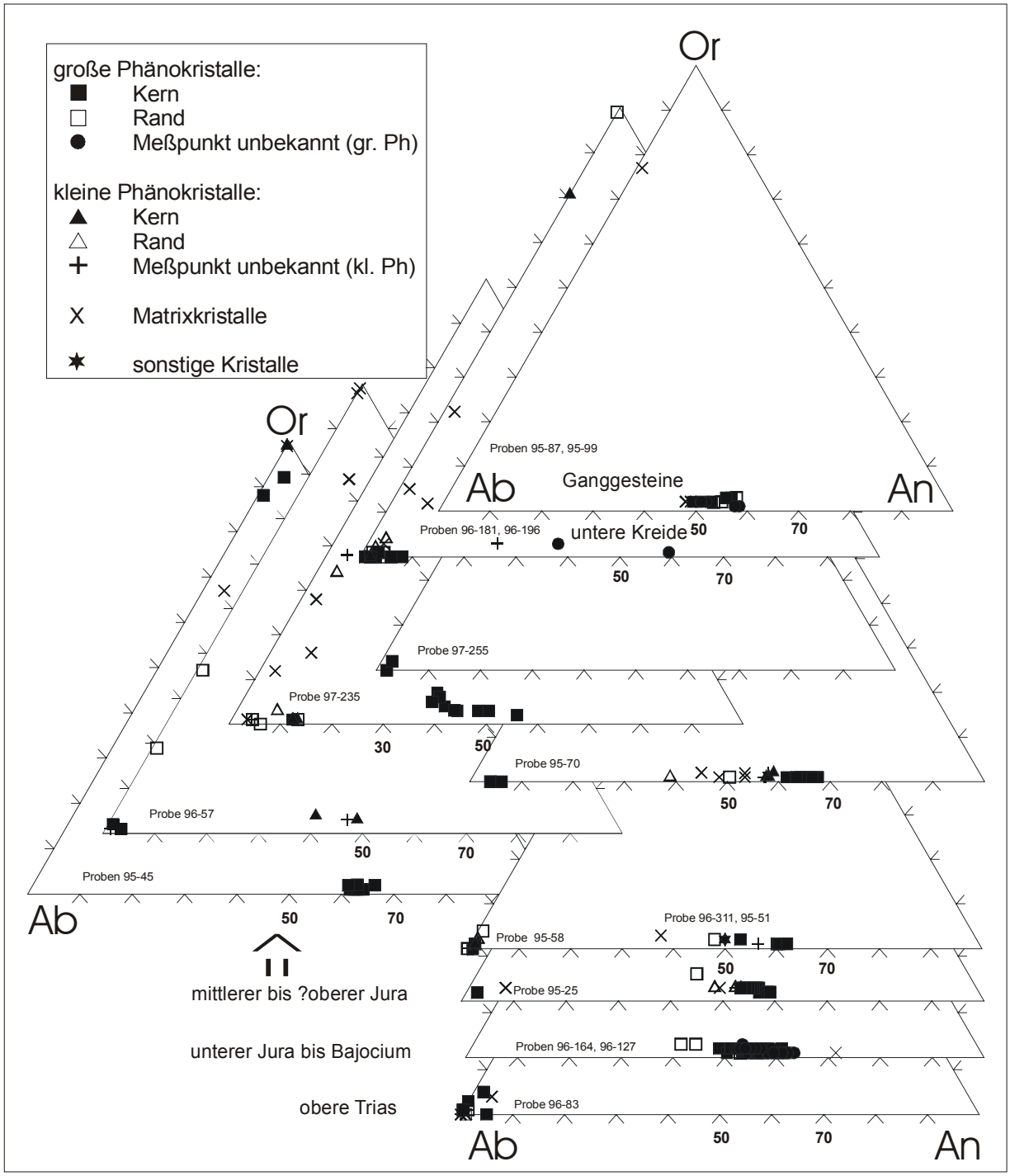


Abb. 3.24: Feldspat-Zusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite und Ganggesteine. Ausführliche Beschreibungen der einzelnen Proben sind dem Text zu entnehmen. Nach links verschobene Dreiecke enthalten Proben mit Alkalifeldspat.

um einen Ignimbrit aus dem mittleren bis ?oberen Jura des Cerro del Difunto-Profiles. Alkalifeldspäte mit $Or_{36 - 54}$, im Kontakt mit einem Anwachssaum aus alterierten Pyroxenen, können erhöhte Celsian-Gehalte bis 0,9 Mol.% aufweisen. Die Probe 96-181 stammt ebenfalls aus dem Cerro del Difunto-Profil und wird zeitlich der unteren Kreide zugeordnet. Die Alkalifeldspäte haben Gehalte zwischen Or_{79} und Or_{97}. Ihr Celsian-Gehalt kann bis zu 1,2 Mol.% betragen. Auch die Gang-Probe (95-99) und die jurassischen Proben 95-45, 97-235 und 97-255

führen Alkalifeldspäte. Alle anderen Proben weisen weder Alkalifeldspäte noch erhöhte Celsian-Gehalte sondern ausschließlich Albite und Plagioklase auf.

Obere Trias:

Bei den analysierten Feldspäten einer dacitischen Lava (Probe 96-83) aus dem Quebrada Cachina-Profil handelt es sich ausschließlich um Albite (Abb. 3.24). Die Ab-Gehalte sowohl der kleinen und großen Phänokristalle als auch die Gehalte der Matrixfeldspäte liegen unter An_{10} und zeigen nur geringe Schwankungen in den An-Gehalten (< An_5). Systematische Kern-Rand-Zonierungen konnten nicht beobachtet werden. Die Phänokristalle haben Einschlüsse von Magnetit, alterierten Pyroxenen, Feldspat und Quarz, des weiteren weisen sie karbonatisierte, chloritisierte und sericitisierte Bereiche auf.

Unterer Jura bis Bajocium:

Es wurden aus dem Quebrada del Gritón-Profil eine vermutlich noch im Sinemurium geförderte, andesitische Lava (Probe 96-164) und aus dem Sierra Minillas-Profil eine vermutlich erst im Bajocium geförderte, basaltisch andesitische Lava (Probe 96-127) untersucht. Für den Zeitabschnitt unterer Jura bis Bajocium konnten hauptsächlich Labradorite und Andesine mit unterschiedlichen Zonierungen nachgewiesen werden.

Im Quebrada del Gritón-Profil (Probe 96-164) handelt es sich bei den zonierten Plagioklas-Phänokristallen mit Gehalten von An_{48} bis An_{63} weitgehend um Labradorite (Abb. 3.24). Diese zeigen oszillierende (Fsp 4, Abb. 3.25) und bei einem leicht resorbierten Kristall eine normale Zonierung (Fsp 2, Abb. 3.26). Der An-Gehalt der zonierten Plagioklase korreliert weitgehend mit dem FeO*-Gehalt. Entlang der oszillierenden Zonierungen können vielfach feine Schmelz-

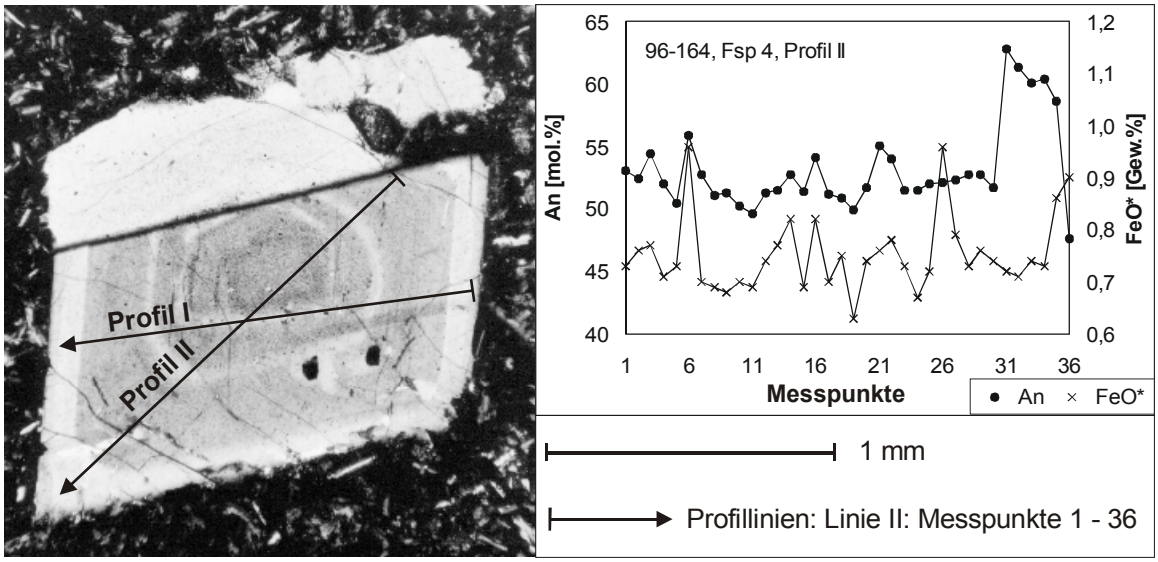


Abb. 3.25: Dünnschlifffoto (+N) und Zonierungsprofil mit An- und FeO*-Gehalten eines kleinmaßstäblich, oszillierend zonierten, großen Phänokristalles (Fsp 4) der andesitischen Lava Probe 96-164. Der Phänokristall zeigt einen abrupten, großmaßstäblichen Anstieg des An-Gehaltes zum Rand und einen starken Abfall am äußersten Rand.

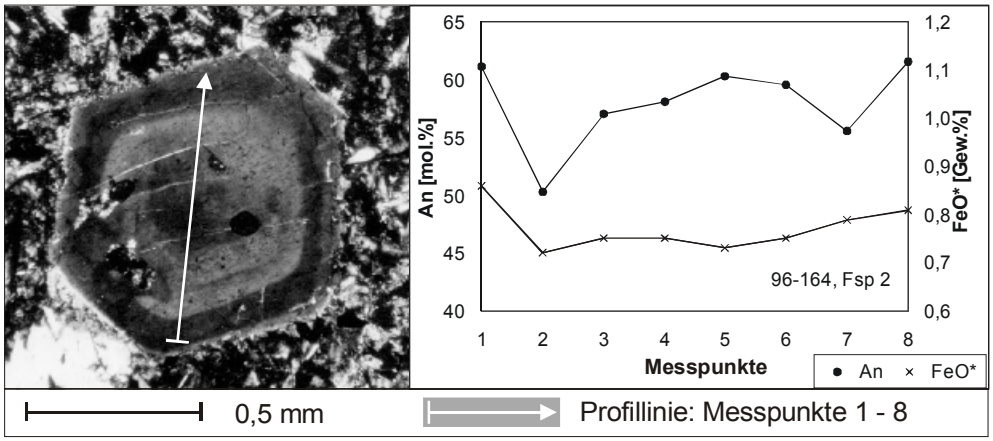


Abb. 3.26: Dünnschlifffoto (+N) und Zonierungsprofil mit An- und FeO*-Gehalten vom Plagioklas-Phänokristall Fsp 2 (Probe 96-164). Der Plagioklas weist einen schwach resorbierten, normal zonierten Xenokristall im Kern auf und zeigt zu den Rändern eine starke Abnahme des An-Gehaltes auf Werte, die den oszillierend zonierten Plagioklasen entsprechen. Die abrupte, großmaßstäbliche Zunahme des An-Gehaltes an den Rändern lässt sich ebenfalls bei den oszillierend zonierten Plagioklasen beobachten. Der Xenokristall weist Konzentrationsgrenzen überschreitende Schmelzeinschlüsse auf.

Einschlüsse beobachtet werden. Bei einem anderen Phänokristall (Fsp1, Abb. 3.27) konnte ein resorbierter, An-reicher Kern (An_{59}) beobachtet werden, der von einem An-ärmeren Anwachssaum (An_{51}) ummantelt wird (normaler Zonarbau). Bei diesem Phänokristall sind der An- und der FeO*-Gehalt gegenläufig korreliert.

Mit $An_{57 - 60}$ weist der normal zonierte Phänokristall (Fsp 1) zusammen mit dem ebenfalls normal zonierten, resorbierten Kern (An_{55}) von Fsp 2 die höchsten An-Gehalte in den Plagioklaskernen auf. Die niedrigsten An-Gehalte des normal zonierten Phänokristalles entsprechen den Kern-Zusammensetzungen der oszillierenden Phänokristalle ($An_{50 - 55}$, Fsp 4). Wie die oszillierenden Phänokristalle hat auch der im Kern An-reiche, normal zonierte Phänokristall (Fsp 2) einen An-reichen Rand ($An_{56 - 63}$) und damit eine inverse Zonierung. Bei den oszillierenden

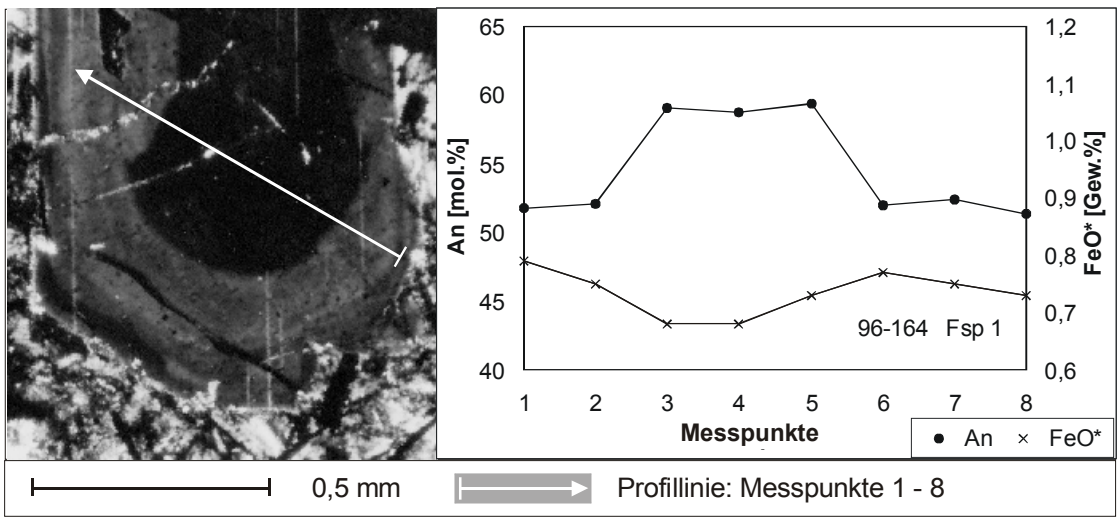


Abb. 3.27: Dünnschlifffoto (+N) und Zonierungsprofil mit An- und FeO*-Gehalten eines Plagioklas-Phänokristalles (Fsp1) von Probe 96-164. Der Plagioklas besitzt einen kantengerundeten, resorbierten, An-reichen Kern. Der Rand weist niedrigere An-Gehalte auf, die den Gehalten der oszillierend zonierten Plagioklas-Phänokristalle entsprechen.

Phänokristallen konnten zum Teil wieder niedrigere An-Gehalte (An_{48}) am äußersten Saum dieses An-reichen Randes nachgewiesen werden (Fsp 4, Abb. 3.25).
Parallel zu den Kristallflächen wurden zum Teil mehrere Zonen mit ca. 1 µm großen, rundlichen Schmelz-Einschlüssen in den Kernen der Feldspat-Phänokristalle beobachtet. Ein zweiter Typ von Schmelz-Einschlüssen ist etwas größer, unregelmäßig geformt und überschreitet die Zonengrenzen der oszillierend zonierten Phänokristalle.

Bei der Lava aus dem Sierra Minillas-Profil (Probe 96-127) konnten zwei Plagioklas-Generationen beobachtet werden. Beide Generationen weisen normale Zonierungen und die zweite (jüngere) Generation weist darüber hinaus noch schwache oszillierende Zonierungen auf. Die Plagioklas-Phänokristalle erscheinen mit Ausnahme von Resorptions- bzw. Skelettstrukturen optisch unzoniert. Die Gehalte der Phänokristallkerne und die Gehalte der kleinen Phänokristalle liegen, ähnlich wie im Quebrada del Gritón-Profil, mit $An_{48\ -\ 60}$ überwiegend bei den Labradoriten (Abb. 3.24).
Bei den normal zonierten Plagioklas-Phänokristallen (Fsp 2 und Fsp 8, Abb. 3.28 und Abb. 3.29) haben die Kerne beider Generationen einen Gehalt von $An_{54\ -\ 60}$. Die Ränder dieser zonierten Kristalle sind An-ärmer ($An_{40\ -\ 52}$). Der FeO*-Gehalt ist bei diesen Phänokristallen gegenläufig zum An-Gehalt.

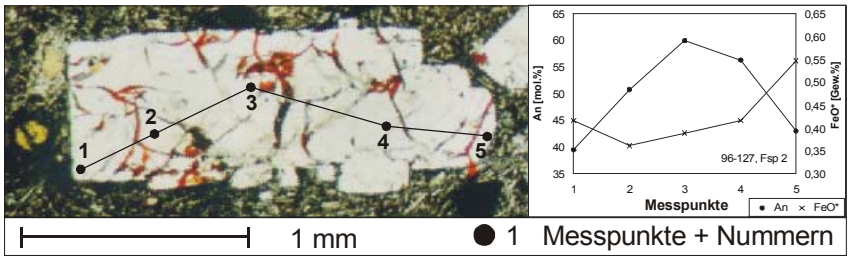


Abb. 3.28: Dünnschlifffoto (IIN) und Zonierungsprofil mit An- und FeO*-Gehalten eines normal zonierten Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 2) von Probe 96-127.

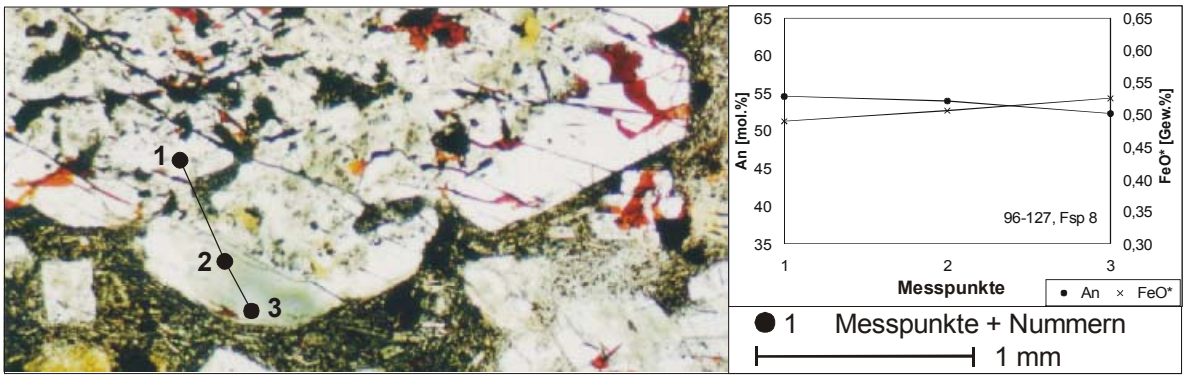


Abb. 3.29: Dünnschlifffoto (IIN) und Zonierungsprofil mit An- und FeO*-Gehalten eines extrem großen Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 8, Probe 96-127) mit einem skelettartig aufgebauten, einschlussreichen Kern und einem einschlussfreien, normal zonierten Rand.

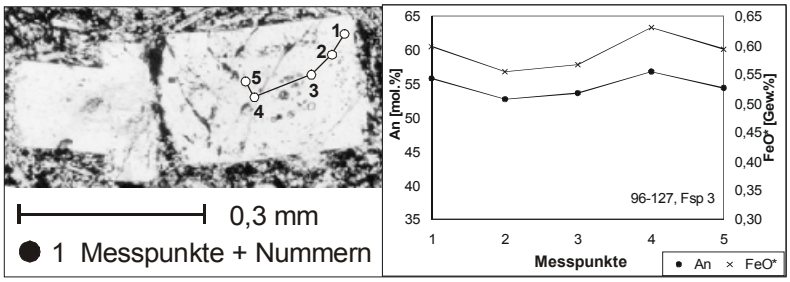


Abb. 3.30: Dünnschlifffoto (IIN) und Zonierungsprofil mit An- und FeO*-Gehalten eines kleinmaßstäblich, oszillierend zonierten Plagioklases (Fsp 3) von Probe 96-127 mit zwei Resorbtionsereignissen.

Die Gehalte der oszillierend zonierten Phänokristalle variieren zwischen An_{48} und An_{60}. Die Schwankungen innerhalb eines Phänokristalles sind mit den FeO*-Gehalt im Plagioklas korreliert und betragen weniger als An_5 (Bsp.: Fsp 3, Abb. 3.30). Die oszillierend zonierten Phänokristalle zeigen häufig ein oder zwei Resorptionsereignisse mit der Ausbildung von gerundeten Lösungsoberflächen an oder weisen kleine (wenige µm), rundliche Schmelz-Einschlüsse entlang ehemaliger Kristallflächen auf.

Die Kerne der extrem großen Phänokristalle der ersten Generation (Fsp 8, Abb. 3.29) haben Durchmesser von mehreren cm und zeigen Skelettstrukturen, die von einem einschlussfreien Rand überwachsen worden sind. Dieser Rand entspricht in der Größe der normalen Zonierung und in seiner Zusammensetzung der zweiten Generation von Plagioklas-Phänokristallen.

Bei den mikrolithischen Plagioklasen der Matrix handelt es sich mit Gehalten zwischen An_{56} und An_{71} hauptsächlich um Labradorite. Sie weisen die höchsten An-Gehalte auf (Abb. 3.24).

Mittlerer bis ?oberer Jura:

Auch bei den Plagioklasen aus diesem Zeitabschnitt (Abb. 3.24) handelt es sich überwiegend um Labradorite und Andesine. Bei mehreren Proben (95-25, 96-57, 95-58, 95-70, 97-235 und 97-255) treten auch Albite und bei einer Probe auch Oligoklase (97-235) auf. Alkalifeldspäte sind selten (Probe 95-45, 96-57, 97-235 und 97-255, s. o. Alkalifeldspäte). Auch die Vulkanite des mittleren bis ?oberen Jura weisen sehr unterschiedliche Zonierungen auf. Größere Phänokristalle können Siebstrukturen und/oder resorbierte Kerne enthalten. Die Reihenfolge der nachfolgenden Proben entspricht ihrer stratigraphischen Lage in den Profilen.

Cerro del Difunto-Profil

In einer trachyandesitischen Lava (Probe 95-25) aus dem unteren Abschnitt des Cerro del Difunto-Profiles weisen die großen Phänokristalle teilweise einen oszillierenden Zonarbau (Bsp.: Fsp 8, Abb. 3.31) auf. Es handelt sich bei den Plagioklas-Phänokristallen um nur kleinmaßstäblich zonierte Labradorite (An_{53-58}, Abb. 3.24). Die kleineren Phänokristalle weisen mit An_{47-54} etwas geringere Gehalte auf. Auch die An-Gehalte der Mikrolithe liegen

überwiegend unter denen der Phänokristalle. Sie können bis unter An_{10} absinken (Abb. 3.24). Bei einem Phänokristall konnte ein einschlussreicher (Klinopyroxene, Eisen-Titan-Oxide und Schmelze), resorbierter Kern beobachtet werden (Fsp 3, Abb. 3.32), dessen Rand eine karbonatisierte und chloritisierte Siebstruktur aufweist, die sich zum Teil in das Innere des Kernes fortsetzt. An einer alterierten Zone im Inneren des resorbierten Kernes hat der Kern einen Gehalt von An_3 (Pkt. 3), während der unalterierte Rand dieses Kernes An-reicher ist und Gehalte bis max. An_{55} aufweisen kann. Die karbonatisierte und chloritisierte äußere Zone hat dagegen wieder einen niedrigen An-Gehalt (An_1, Pkt. 1). Die Gehalte des einschlussfreien Anwachsaumes des Phänokristalles liegen ähnlich wie bei den übrigen großen Phänokristallen bei $An_{53 - 55}$. Der An-Gehalt ist bei allen Phänokristallen weitgehend mit dem FeO*-Gehalt korreliert.

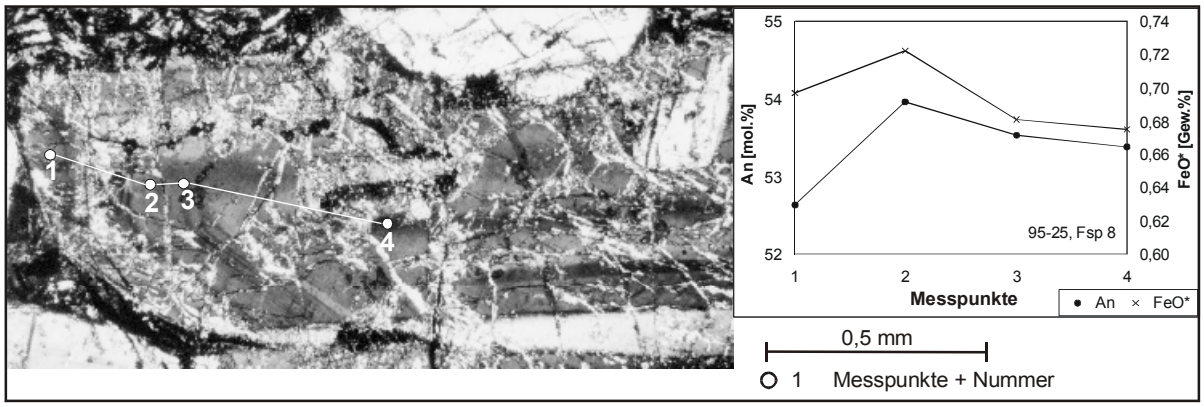


Abb. 3.31: Dünnschlifffoto (+N) und Zonierungsprofil mit An- und FeO*-Gehalten eines oszillierend zonierten Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 8, Probe 95-25).

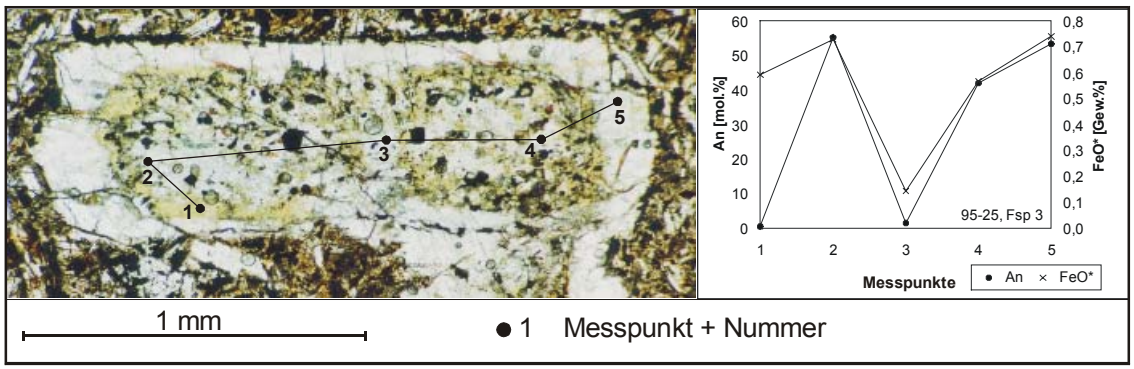


Abb. 3.32: Dünnschlifffoto (IIN) und Zonierungsprofil mit An- und FeO*-Gehalten eines resorbierten, einschlussreichen Phänokristalles (Fsp 3, Probe 95-25) mit einem einschlussfreien Anwachssaum. Die An-Gehalte des Kernes und des Anwachssaumes entsprechen den Gehalten der übrigen Plagioklas-Phänokristalle von Probe 95-25. Die niedrigen An-Gehalte bei Pkt. 1 und 3 gehen auf eine Albitisierung der Plagioklase im Zuge einer hydrothermalen Überprägung zurück.

Der trachydacitische Ignimbrit (Probe 96-57) aus dem Cerro del Difunto-Profil weist neben Plagioklas auch Alkalifeldspat auf (Abb. 3.24). Bei den größten Phänokristallen handelt es sich um idiomorphe und zum Teil zerbrochene Albite mit einem geringeren Anteil als An_5 (Abb. 3.33). Bei einigen kann eine Kern-Rand-Zonierung beobachtet werden. Bei den Rändern

handelt es sich um Alkalifeldspäte mit Anorthoklas-Zusammensetzung (bis Or_{36}). Die kleineren Phänokristalle weisen neben Albiten und verschiedenen Plagioklasen mit maximal An_{50} auch Alkalifeldspäte mit maximal Or_{54} auf. Die Feldspat-Phänokristalle bilden zusammen mit den Pyroxenen und der opaken Phase ein ophitisches Gefüge, das glomerophyrisch in der feinen Matrix aus Quarz-, Alkalifeldspatmikrolithen mit mindestens Or_{78} und rekristallisierten Glasscherben verteilt ist.

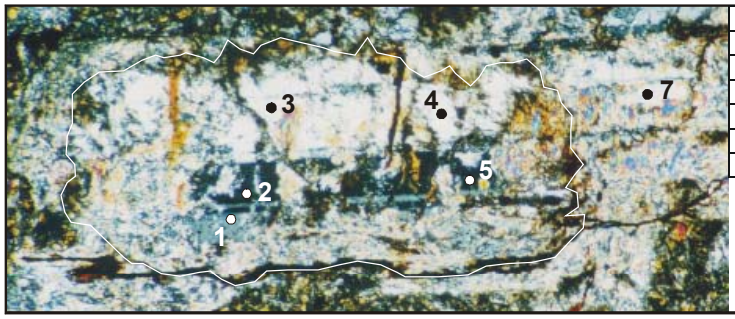
Messpunkte	Or	Ab	An
2	98	2	0
4	54	45	1
8	24	74	2
9	0	99	1
20	3	49	47
21	3	51	45
22	19	80	1
24	1	98	2
26	36	62	1

● 2 Messpunkte + Nummern

1 mm

Abb. 3.33: Dünnschlifffoto (+N) der ignimbritischen Probe 96-57. Die Probe weist glomerophyrische Pyroxen-Feldspat-Nester auf. Der Feldspat-Phänokristall mit den Messpunkten 22, 24 und 26 ist von einem sekundär alterierten Pyroxen überwachsen worden. In der Tabelle sind die berechneten Feldspatendglieder für die markierten Messpunkte zusammengestellt.

Ein basaltischer Trachyandesit (Probe 95-45) weist in den großen Plagioklas-Phänokristallen resorptionsbedingt gerundete und teilweise sericitisierte Kerne mit Gehalten von An_{61} bis An_{66} auf (Abb. 3.24 und Abb. 3.34). Auch die kleineren Phänokristalle haben im Kern entsprechende An-Gehalte. Die Ränder der großen Phänokristalle und die kleineren Phäno- sowie die mikrolithischen Matrixkristalle sind fast vollständig sericitisiert worden. Vereinzelt konnte in diesen stark sericitisierten Bereichen Alkalifeldspat als Anwachssaum um die Plagioklase nachgewiesen werden (Abb. 3.34). Auch in einer stark resorbierten Pseudomorphose von Chlorit nach Olivin konnte reliktischer Alkalifeldspat beobachtet werden.



Messpunkt	Or	Ab	An
1	1	37	62
2	1	35	63
3	2	37	62
4	1	36	62
5	2	36	62
7	92	5	3

0,5 mm

○/● 1 Messpunkte + Nummern

Rand resorbierter Kern

Abb. 3.34: Dünnschlifffoto (+N) eines resorbierten Feldspat-Phänokristalles von Probe 95-45. Während der labradoritische Kern des Phänokristalles (weiße Linie) noch erhalten ist, hat der stark sericitisierte Rand eine Or-reiche Zusammensetzung. In der Tabelle sind die berechneten Feldspatendglieder für die markierten Messpunkte zusammengestellt.

Der subvulkanische, basaltische Trachyandesit (Probe 95-51) weist überwiegend unzonierte Labradorite ($An_{52 - 61}$, Abb. 3.24) auf. Die kleineren Phänokristalle haben mit ca. An_{56} etwas niedrigere An-Gehalte als die großen Phänokristalle (An_{59} - An_{61}).

Ein Trachydacit (Probe 95-58) weist sowohl bei den Phänokristallen als auch in den Mikrolithen der Matrix weitgehend unzonierte, zum Teil im Kern resorbierte Albite mit weniger als An_5 auf (Albite der Abb. 3.24).

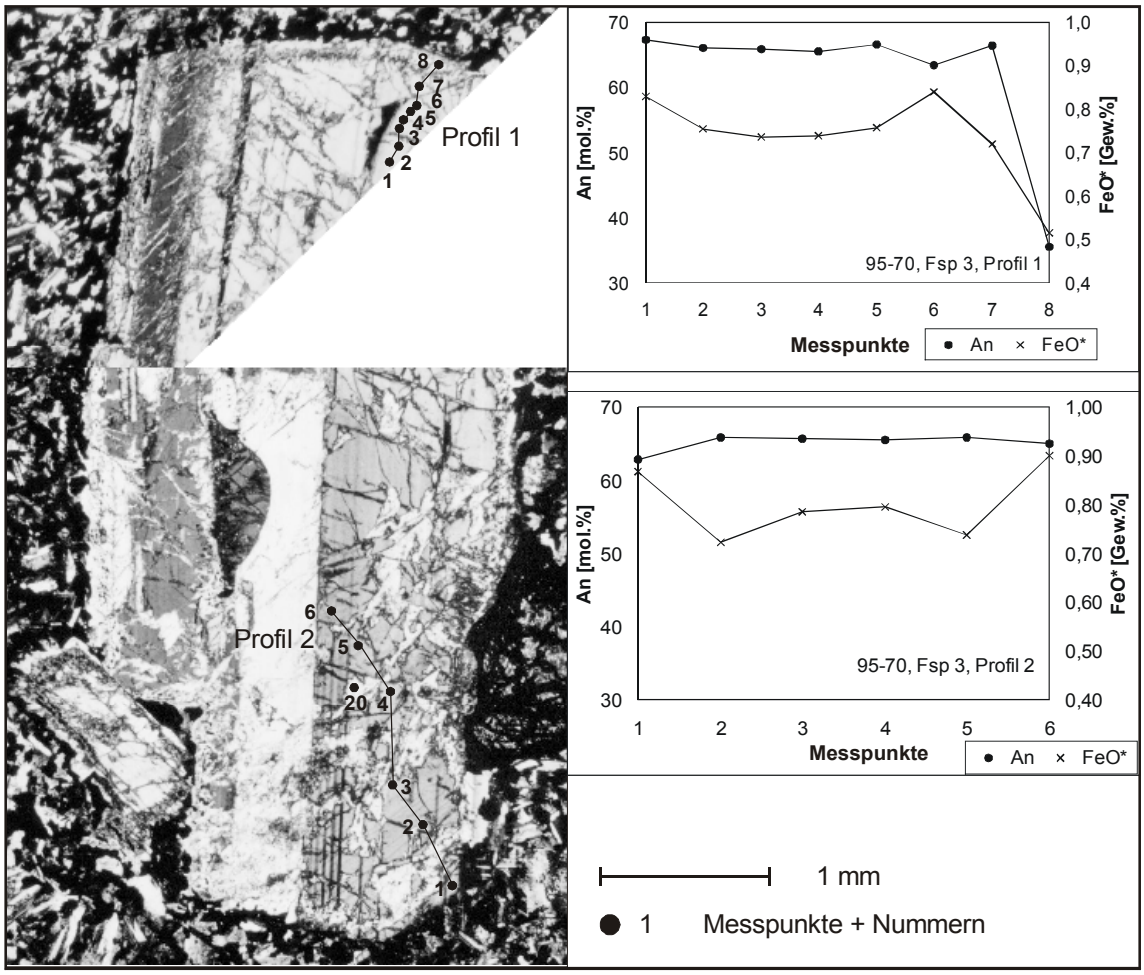


Abb. 3.35: Zusammenstellung von zwei Dünnschlifffotos (+N) und den Zonierungsprofilen 1 und 2 mit An- und FeO*-Gehalten eines normal zonierten, labradoritischen Phänokristalles (Fsp 3) von Probe 95-70. Der Phänokristall zeigt einen Resorptionssaum und einen An-ärmeren Anwachssaum. Das Profil 1 verläuft vom Kern zum Rand. Das Profil 2 ist gegenläufig und beginnt am Rand. Der Rand im Profil 1 ist wesentlich An-ärmer als im Profil 2. Der resorbierte Bereich bei Messpunkt 20 (bei Profil 2) weist einen Gehalt vonAb_{98} auf.

Ein Dacit (Probe 95-70) aus dem oberen Bereich des jurassischen Cerro del Difunto-Profiles besitzt überwiegend Andesine und Labradorite (Abb. 3.24). Bei den Phänokristallen (An_{60} und An_{67}) handelt es sich um unzonierte (Abb. 3.35, Fsp 3, Profil 2) und oszillierend zonierte Labradorite (Abb. 3.26, Fsp 2). Die unzonierten Phänokristalle können einen resorbierten Rand mit einem dünnen Andesin (An_{36})-Anwachssaum aufweisen (Abb. 3.35, Fsp 3, Profil 1). Zum Teil sind die kleineren Phänokristalle mit Gehalten von $An_{56 - 58}$ etwas Ab-reicher als die großen

Phänokristalle. Die Mikrolithe sind mit $An_{44 - 53}$ noch Ab-reicher (Abb. 3.24). In den großen Labradorit-Phänokristallen wurden albitisierte Bereiche nachgewiesen. In den oszillierend zonierten Bereichen der Phänokristalle konnten kleine (wenige µm große), rundliche Schmelz-Einschlüsse parallel zu der Zonierung beobachtet werden.

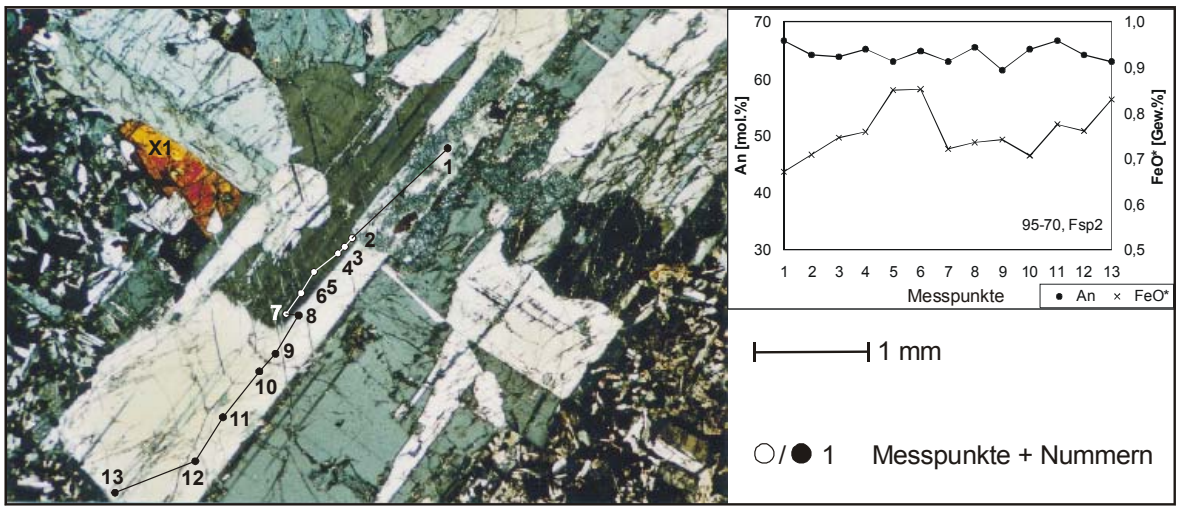


Abb. 3.36: Dünnschlifffoto (+N) und Zonierungsprofil mit An- und FeO*-Gehalten eines oszillierend zonierten, labradoritischen Phänokristalles (Fsp 2) von Probe 95-70. X1 = Klinopyroxen-Phänokristall.

Cerro Plomo-Profil

Der Andesit (Probe 96-311) aus dem unteren Abschnitt des mittel- bis ?oberjurassischen Cerro Plomo-Profiles weist wie die Probe 95-51 aus dem Cerro del Difunto-Profil überwiegend unzonierte Labradorite ($An_{52 - 61}$, Abb. 3.24) auf. Bei den extrem großen Feldspat-Phänokristallen kann eine normale Zonierung am Rand (An_{47}) beobachtet werden. Damit haben die Ränder höhere Ab-Gehalte als die Kerne (An_{52}). Die Mikrolithe dieser Probe sind noch Ab-reicher (An_{36}, Abb. 3.24).

Der Trachyandesit (Probe 97-235) aus dem oberen Abschnitt des Cerro Plomo-Profiles führt neben Plagioklasen auch Alkalifeldspäte (Abb. 3.24). Die annähernd idiomorphen Plagioklas-Phänokristalle sind, normal zoniert ($An_{37 - 43}$, Fsp 2, Abb. 3.37). Die Zusammensetzungen der etwas kleineren Phänokristalle ist Ab-reich (< An_{14}, Abb. 3.24). Beide Phänokristalle treten zusammen mit Klinopyroxenen in glomerophyrischen Nestern auf. Sie zeigen vom Rand ausgehend eine ausgeprägte Siebstruktur. Nur bei den größeren Phänokristallen ist partiell ein resorptionsfreier Kern erhalten geblieben. In den überwiegend sericitisierten, resorbierten Bereichen konnte neben Albit auch Anorthoklas nachgewiesen werden. Die Mikrolithe der Matrix weisen sowohl Albite als auch Anorthoklase mit maximal Or_{28} auf (Abb. 3.24). Eine Ausnahme bildet ein Kristall (Fsp 3, Abb. 3.38) mit einem skelettartig aufgebauten, einschlussreichen Kern. Die überwiegend labradoritische Zusammensetzung ($An_{47 - 55}$) in diesem normal zonierten Kern ist etwas An-reicher als bei den übrigen Phänokristallen. Bei den Einschlüssen handelt es sich hauptsächlich um Klinopyroxene, Eisen-Titan-Oxide, Epidote und

kleine (wenige µm große) Schmelz-Einschlüsse. Der resorbierte Anwachssaum dieses Phänokristalles zeigt eine albitische Zusammensetzung, die für die etwas kleineren Phänokristalle typisch ist.

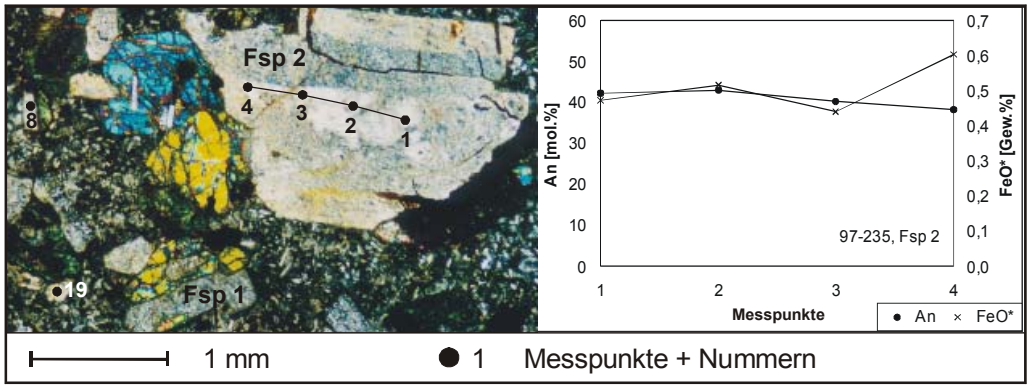


Abb. 3.37: Dünnschlifffoto (+N) und Zonierungsprofil mit An- und FeO*-Gehalten eines resorbierten Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 2, Probe 97-235) der einen resorptionsfreien Kern aufweist. Bei den Mikrolithen in der Matrix handelt es sich mit Ab_{96} um Albite (Messpunkt 8) und Anorthoklase (Or_{12}, Messpunkt 19). Der Phänokristall Fsp 1 entspricht kleinen Phänokristallen mit Oligoklas-Zusammensetzung (um Ab_{87} und An_{13}).

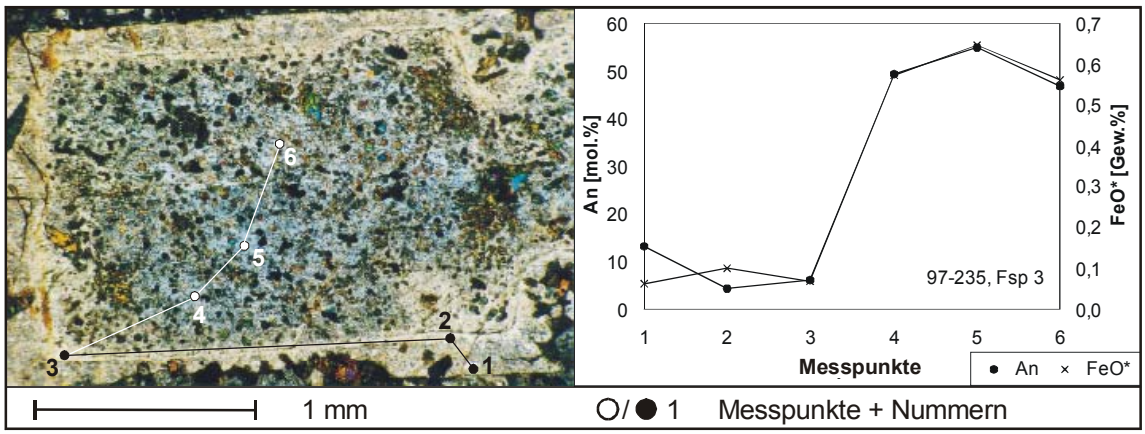


Abb. 3.38: Dünnschlifffoto (+N) und Zonierungsprofil mit An- und FeO*-Gehalten eines einschluss- und An-reichen, resorbierten Plagioklaskernes mit einem Ab-reichen Anwachssaum (Fsp 3, Probe 97-235).

Die albitischen Phänokristalle des Trachyandesit (Probe 97-255, Abb. 3.24) zeigen, bedingt durch viele Einschlüsse von Epidot und vereinzelten Eisen-Titan-Oxiden, einen skelettartigen Aufbau. In den Siebstrukturen der Phänokristalle konnten des weiteren Quarz und Or-reiche Alkalifeldspäte nachgewiesen werden. Die Matrix weist Mikrolithe mit albitischer Zusammensetzung auf. Eine Sericitisierung ist bei allen Feldspäten zu beobachten.

Untere Kreide:

In den untersuchten Proben der unteren Kreide aus dem Cerro del Difunto-Profil ließen sich sowohl Alkalifeldspäte (Probe 96-181) als auch Albite (Probe 96-181) und Plagioklase (Probe 96-196) nachweisen.

Die trachytische Lava (Probe 96-181) führt neben Albiten auch Anorthoklase und Or-reiche Alkalifeldspäte (Abb. 3.24). Bei den kleineren und größeren Phänokristallen handelt es sich überwiegend um unzonierte bis schwach normal zonierte Albite mit Gehalten unter An_{10}. Im Kern der meisten Albite zeigen Trübungen, Einschlüsse und Unterbrechungen der Verzwillingung ein Resorptionsereignis an. Zahlreiche Albite besitzen zusätzlich einen schwach gerundeten Rand mit einem dünnen albitischen Anwachssaum, der auf ein weiteres Resorptionsereignis hinweist. Die resorbierten Bereiche sind stark sericitisiert und haben alterierte Schmelz-Einschlüsse. Im resorbierten Randbereich eines großen Phänokristalles und im äußeren Resorptionsbereich eines kleinen Phänokristalles konnten neben der albitischen Zusammensetzung der dominierenden Feldspatphase auch Alkalifeldspäte mit Gehalten zwischen Or_{79} und Or_{97} nachgewiesen werden. In den resorptionsfreien Anwachssäumen um die albitischen Phänokristalle wurden keine Alkalifeldspäte gefunden. Bei einem Teil der Mikrolithe handelt es sich um Anorthoklase mit einem maximalen Gehalt von Or_{32}. Die restlichen Mikrolithe haben eine albitische Zusammensetzung.

Die Feldspäte des Andesites (Probe 96-196) zeigen ähnliche Zusammensetzungen wie die Feldspäte der Juravulkanite. Bei den größeren Phänokristallen handelt es sich um Labradorite und Andesine mit Gehalten zwischen An_{37} und An_{59}, bei den kleineren Phänokristallen mit höheren Ab-Gehalten und ca. An_{25} um Oligoklase (Abb. 3.24).

Gänge im paläozoischen Basement:
Das exakte Alter der beiden untersuchten Ganggesteine (Probe 95-87 und 95-99) durch das paläozoische Basement an der Küste (Cerro Plomo-Profil) ist nicht bekannt. Die Feldspat-Phänokristalle bestehen bei beiden Ganggesteinen mit Gehalten von $An_{50 - 57}$ aus Labradorit (Abb. 3.24). Die Mikrolithe von Probe 95-87 sind mit Gehalten von $An_{47 - 48}$ etwas Ab-reicher. In der Probe 95-99 wurde ein Alkalifeldspat-Mikrolith mit Or_{77} nachgewiesen.

3.3.2.1.1 Ursachen der Feldspatzonierungen

Neben der Schmelzzusammensetzung, insbesondere dem H_2O-Gehalt der Schmelze spielen auch die Kristallisationstemperatur, der Druck sowie Druckentlastungen, Ungleichgewichts-kristallisation und Magmenmischung eine Rolle für die Zusammensetzung der Feldspäte.
Das Auftreten mehrerer Generationen von Plagioklasen ergibt sich durch sprunghafte Änderungen dieser physikalischen und/oder chemischen Parameter während des Kristallisationsverlaufes, z. B. durch Druckentlastungen und Konzentrationsänderungen beim Verweilen in Zwischenherden.

Das gleichzeitige Auftreten von zonierten und unzonierten Plagioklasen zeigt unterschiedliche Kristallisationsbedingungen an und ist damit ein Hinweis auf Magmenmischungen oder Mischungen von unterschiedlichen Bereichen zonierter Magmenkammern.

Unzonierte Feldspäte

Große, unzonierte Phänokristalle, die im mittleren bis ?oberen Jura auftreten (Proben 96-311, 95-51 und 95-58), sind die Folge einer Gleichgewichtskristallisation (Abb. 3.39: 1). Diese kann bedingt sein durch eine geringe Viskosität des Magmas, einen hohen H_2O- und Alkaligehalt sowie durch sehr lange Verweilzeiten der Schmelze in einer unzonierten Magmenkammer.

Zonierte Feldspäte

In den Feldspäten lassen sich unterschiedliche Zonierungsarten unterscheiden. Im folgenden werden die bei den untersuchten Proben auftretenden Zonierungen und ihre jeweils auslösenden Ursachen diskutiert.

Normale Zonierung und normale Kristallisationsfolgen

Typisch für viele Vulkanite sind Ungleichgewichtskristallisationen durch Unterkühlung bzw. Übersättigung. Dabei kommt es in der Regel zu einer normalen Kristallisationsfolge mit zunehmend Ab-reicheren Kristallisaten (Abb. 3.39: 2). In den Kernen der großen Phänokristalle dominieren Zusammensetzungen mit mittleren An-Gehalten, es folgen Ab-reichere Zusammensetzungen in den Rändern der großen und in den kleineren Phänokristallen, deren Kristallisation später als bei den großen Phänokristallen eingesetzt hat. Diese normale Zonierung in den Feldspat-Phänokristallen mit einer kontinuierlichen Abnahme des An-Gehaltes ist bei den Feldspäten des unteren Jura bis Bajocium und zu Beginn des mittleren bis ?oberen Jura zu beobachten (Probe 96-127 (Fsp 2, Abb. 3.28 und Fsp 8, Abb. 3.29), 96-311 und in dem Xenokristallkern von Probe 96-164 (Fsp 2, Abb. 3.26)). Bei Probe 96-127 kann die vergleichsweise starke, normale Zonierung von Fsp 2 auch durch eine Fraktionierung von Plagioklas unterstützt worden sein. Eine normale Kristallisationsfolge, die große und kleine Phänokristalle sowie die Mikrolithe der Matrix umfasst, ist bei den untersuchten Vulkaniten weit verbreitet. Sie tritt sowohl im mittleren bis ?oberen Jura als auch in der unteren Kreide und in Ganggesteinen auf (Probe 96-311, 95-25, 95-51, 95-70, 96-196 und 95-87, Abb. 3.24).

Der Vergleich der Ab-Gehalte der Or-reichen Alkalifeldspäte (max. Ab_{33}) in der Matrix von Probe 95-99 (Abb. 3.24) mit den Ab-reichen Zusammensetzungen der Plagioklas-Phänokristalle (Ab_{43-50}) spricht ebenfalls für eine normale Kristallisationsfolge mit einer späten Kristallisation der Matrixkristalle.

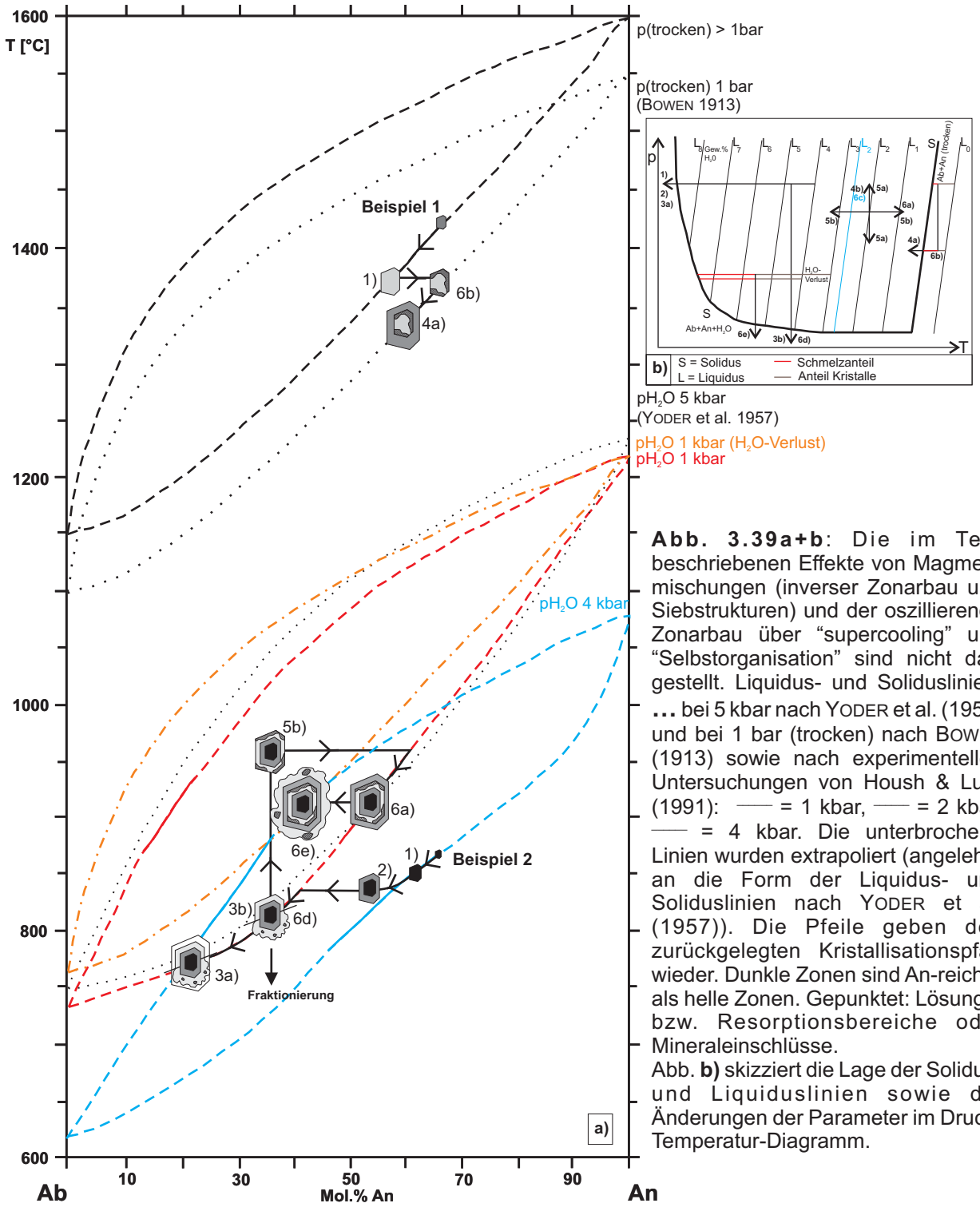


Abb. 3.39a+b: Die im Text beschriebenen Effekte von Magmenmischungen (inverser Zonarbau und Siebstrukturen) und der oszillierende Zonarbau über "supercooling" und "Selbstorganisation" sind nicht dargestellt. Liquidus- und Soliduslinien: **...** bei 5 kbar nach YODER et al. (1957) und bei 1 bar (trocken) nach BOWEN (1913) sowie nach experimentellen Untersuchungen von Housh & Luhr (1991): —— = 1 kbar, —— = 2 kbar, —— = 4 kbar. Die unterbrochene Linien wurden extrapoliert (angelehnt an die Form der Liquidus- und Soliduslinien nach YODER et al. (1957)). Die Pfeile geben den zurückgelegten Kristallisationspfad wieder. Dunkle Zonen sind An-reicher als helle Zonen. Gepunktet: Lösungs- bzw. Resorptionsbereiche oder Mineraleinschlüsse.
Abb. **b)** skizziert die Lage der Solidus- und Liquiduslinien sowie die Änderungen der Parameter im Druck-Temperatur-Diagramm.

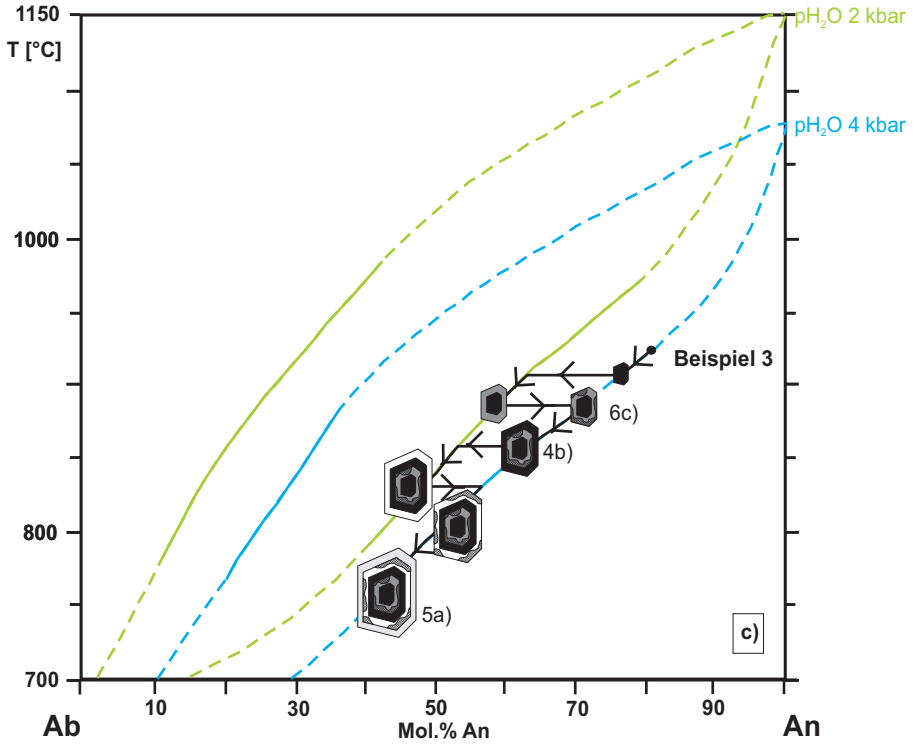


Abb. 3.39a+c: Wichtige Zonierungen bei Plagioklasen (Literaturhinweise s. Text): **1) Gleichgewichts-kristallisation**, **2) Normale Zonierung**, **3) Normale Kern-Rand-Zonierung**: **3a)** durch fraktionierte Kristallisation bei isobarer Abkühlung, 3b) durch adiabatischen Aufstieg einer wasserreichen Schmelze, **4) Inverser Zonarbau**: **4a)** durch adiabatischen Aufstieg eines relativ trockenen Magmas, **4b)** Anstieg pH_2O (s. 5a, 6c), **5) Oszillierender Zonarbau** durch Konvektion in einer Magmenkammer: **5a)** Variation des pH_2O (hier aus darstellerischen Gründen überzeichnet), **5b)** Variationen der Temperatur bei annähernd konstantem pH_2O (s. 2 für normale Zonierug (Abkühlung) und 6a für inverse Zonierung (Temperaturanstieg)), **6) Lösungs-** bzw. **Resorptions-** und **Siebstrukturen**: **6a)** Resorption durch Temperaturanstieg mit inversem Zonarbau, **6b)** Resorption durch adiabatischen Aufstieg eines relativ trockenen Magmas (s. 4a), **6c)** Resorption bei Anstieg pH_2O durch Senkung der Liquidustemperatur (s. 4b, 5a und Abb. b)), **6d)** Siebstruktur durch schnelles Kristallwachstum bei einem schnellen adiabatischen Aufstieg (s. 3b), **6e)** Siebstrukturen durch H_2O-Verlust in einem hohen Krustenstockwerk.

Die **drei Beispiele** geben schematisch den Verlauf der Kristallisation bei der Entstehung des komplexen Zonarbaus der Kristalle wieder.

Bsp.1: a) oben: trockenes System: 1) Gleichgewichtskristallisation, 6b) Resorption durch adiabatischen Aufstieg, 4a) nach adiabatischem Aufstieg durch Gleichgewichtskristallisation verursachter inverser Zonarbau.

Bsp. 2: a) unten: H_2O-haltiges System: 1) Gleichgewichtskristallisation, 2) normale Zonierung durch fehlende Gleichgewichtseinstelllung,

6d) ein schneller adiabatischer Aufstieg führt zu Siebstrukturen, 3a) normale Kern-Rand-Zonierung bei isobarer Abkühlung durch fraktionierte Kristallisation.

3b) normale Kern-Rand-Zonierung durch adiabatischen Aufstieg, 5b) ein Temperaturanstieg bei konstantem Druck führt zu Resorptionen und 6a) bei anschließender Gleichgewichtseinstellung zu einem inversen Zonarbau, 6e) Ausbildung von Siebstrukturen durch Unterkühlung der Schmelze bei einem H2O-Verlust.

Bsp. 3: c) H_2O-haltiges System: Gleichgewichtskristallisation (s.1) und eine normale Kern-Rand-Zonierung (s. 3b) nach adiabatischem Aufstieg, 6c) Resorption bei Anstieg pH_2O (z. B. durch Konvektion), 4b) durch fehlende Gleichgewichtseinstellung mit dem Kern folgt ein inverser Zonarbau, 5a) durch eine weitere Druckentlastung (bei einer Konvektion) ensteht erneut eine normale Kern-Rand-Zonierung, die bei einem Druckanstieg wieder zu einem inversen Zonarbau führt. Es ensteht damit bei der Konvektion ein oszillierender Zonarbau.

Normale Kern-Rand-Zonierungen

Des weiteren treten im gesamten Jura normale Kern-Rand-Zonierung auf (Probe 96-164, 96-57, 95-58, 95-70, 97-235, 97-255). Eine normale Kern-Rand-Zonierung kann mit einer abrupten, großmaßstäblichen Abnahme des An-Gehaltes (> An_{10}) durch fraktionierte Kristallisation (Abb. 3.39: 3a) bei einer isobaren Abkühlung oder bei einem adiabatischen Aufstieg (Abb. 3.39: 3b) des Magmas durch das Erreichen der Wassersättigung (KRAEMER 1999) entstehen. Der sprunghafte Anstieg des Ab-Gehaltes von mehr als An_{10} in Verbindung mit Sieb- bzw. Resorptionsstrukturen, die durch ein schnelles Kristallwachstum bei einer Unterkühlung der Schmelze entstanden sind, kann auch durch eine Übersättigung, durch den Verlust an Volatilen in einem höheren Krustenstockwerk (s. u. Siebstrukturen: schneller, adiabatischer Aufstieg und Abb. 3.39: 6e), bedingt sein (ANDERSON 1984).

Inverser Zonarbau

Im unteren Jura bis Bajocium konnte ein inverser Zonarbau bei einer andesitischen Lava aus dem Quebrada del Gritón-Profil (Probe 96-164) nachgewiesen werden. Ein inverser Zonarbau kann im Zusammenhang mit resorbierten bzw. angeschmolzenen Kernen oder bei Kernen mit Siebstrukturen (s. u. Lösungs- und Resorptionsstrukturen) auf einen schnellen, adiabatischen Aufstieg eines trockenen Magmas (NELSON & MONTANA 1992, Abb. 3.39: 4a) oder auf eine Magmenmischung (DUNGAN & RHODES 1978, TSUCHIYAMA 1985) zurückzuführen sein. Für eine eindeutige genetische Aussage sind Zusatzinformationen notwendig, da die beiden Prozesse nur anhand ihrer sehr ähnlichen Ergebnisse nicht unterschieden werden können.

Ebenso können wechselnde H_2O-Partialdrücke in einer Magmenkammer neben einem oszillierenden (s. u. oszillierender Zonarbau) auch für einen inversen Zonarbau verantwortlich sein. Die Variation des An-Gehaltes (< An_{10}, meistens < An_5) der innerhalb einer Magmenkammer auskristallisierten Plagioklas-Phänokristalle ist gering im Vergleich mit den Variationen durch Magmenmischung (bis zu An_{50}; PEARCE & KOLISNIK 1990). Ein Anstieg des pH_2O-Gehaltes in der Schmelze führt dabei zu einer Absenkung des Plagioklas-Liquidus (s. Abb. 3.39: b) L_2: 4b, 6c) sowie einer geringen Absenkung des Solidus und damit zu An-reicheren Zusammensetzungen (HOUSH & LUHR 1991, s. oszillierender Zonarbau).

Inverse Zonierungen in Verbindung mit Resorptionen sind von vielen Autoren in orogenen vulkanischen Gesteinen beschrieben worden (z. B. NIXON & PEARCE 1987 und Referenzen darin). Ihre Genese wird zusammen mit den Lösungs-, Resorptions- und Siebstrukturen (s. u.) ausführlicher diskutiert.

Oszillierender Zonarbau

Im gesamten Jura sind oszillierend zonierte Plagioklase verbreitet. Geringe Schwankungen des An-Gehaltes mit einer Amplitude von weniger als An_{10} (das entspricht 5 Mol.% Zu- bzw. Abnahme des An-Gehaltes) sind nach TSUCHIYAMA (1985), RUTHERFORD & DEVINE (1988),

HOUSH & LUHR (1991) und SINGER et al. (1995) auf geänderte Bedingungen während des Kristallwachstums zurückzuführen, wie sie z. B. bei einer langsamen und nicht-turbulenten Konvektion innerhalb zonierter Magmenkammern auftreten können. In den Topbereichen der Magmenkammern ist die Temperaturdifferenz zum Nebengestein am größten, daher kann es dort zur Ausbildung von Konvektionszellen kommen, die über mehrere hundert Jahre aktiv sein können (SINGER et al. 1995). Neben der Größe und Form der Magmenkammer spielt auch die Temperaturdifferenz zum umgebenden Gestein bei der Ausbildung mehrerer, meist unterschiedlicher Konvektionszellen in einer Magmenkammer eine Rolle (SINGER et al. 1995). Die Konvektion des Magmas führt zu periodischen Wachstumsschüben und einer oszillierenden Zonierung der Plagioklase. Häufig werden diese oszillierenden Schwankungen des An-Gehaltes von Lösungserscheinungen begleitet (Abb. 3.39: 6a, 6c), wie Beobachtungen von PEARCE & KOLISNIK (1990) und SINGER et al. (1995) zeigen. TSUCHIYAMA (1985) und SUNAGAWA (1992) konnten mit ihren experimentellen Untersuchungen diese Beobachtungen nachvollziehen. Durch das Absaigern z. B. von Plagioklasen, Pyroxenen oder anderen Phänokristallen kommt es innerhalb einer Magmenkammer neben den Druck- und Temperaturunterschieden (Abb. 3.39: 5a, 5b) auch zu Unterschieden in der Magmenzusammensetzung inklusive des H_2O-Gehaltes. Experimentelle Untersuchungen von RUTHERFORD & DEVINE (1988) haben eine positive Korrelation zwischen Druckanstieg und Anstieg des An-Gehaltes in den Plagioklasen eines dacitischen Magmas ergeben. Der gleiche Effekt ergibt sich bei der Erhöhung des H_2O-Partialdruckes. Durch die Druckzunahme wird die Liquidus-Temperatur herabgesetzt und bei einer gleichbleibenden Temperatur kristallisieren unter Gleichgewichtsbedingungen An-reichere Plagioklase aus (HOUSH & LUHR 1991, (Abb. 3.39c: 5a). Unter Gleichgewichtsbedingungen ist der Einfluss der Parameter Druck, Wassergehalt und Temperatur aber eher gering. Experimentelle Untersuchungen haben gezeigt, dass sich der An-Gehalt bei einem Druckunterschied von 1 kbar nur um $An_{0,5}$ (LINDSLEY 1968), < $An_{0,7}$ (NIXON & PEARCE 1987) bzw. um $An_{1,4}$ (GHIORSO et al. 1983), bei einer entsprechenden Änderung des Wasserdruckes nur um An_1 (JOHANNES 1978) und bei einer Temperaturerhöhung von 10 °C ebenfalls nur um An_1 (KUDO & WEILL 1970, NIXON & PEARCE 1987) bzw. um An_{2-3} (LOFGREN 1974, TSUCHIYAMA 1985) verändert (weitere Referenzen s. ANDERSON 1984). Bei der Ausbildung der oszillierend zonierten Plagioklase müssen daher noch andere Effekte eine Rolle gespielt haben.

Andere Autoren wie PEARCE et al. (1987) gehen nur bei großmaßstäblichen Schwankungen des An-Gehaltes (> An_{10}) von einer Veränderung der physikochemischen Bedingungen aus. Dabei dürfte die fehlende Einstellung von Gleichgewichtsbedingungen einen verstärkenden Einfluss auf die Änderung des An-Gehaltes gegenüber den geringfügigen Änderungen haben, die im Labor unter Gleichgewichtsbedingungen nachvollzogen worden sind. Das Modell des “supercooling“ von SIBLEY et al. (1976) macht dagegen einen lokalen, chemischen Gradienten an der Grenze zwischen Kristall und Schmelze für die kleinmaßstäblich (< An_{10}), oszillierenden

Zonierungen verantwortlich (weitere Referenzen s. ANDERSON 1984). Im Bereich des Gradienten treten im direkten Kontakt zum Kristall niedrigere An-Gehalte auf, als bei der durchschnittlichen Schmelzzusammensetzung. Daher kristallisiert zunächst bei einer niedrigeren Liquidus-Temperatur ein Ca-ärmerer Plagioklas aus, als der mit einer durchschnittlichen Schmelze im Gleichgewicht befindliche Plagioklas ("supercooling"). Mit fortschreitendem Kristallwachstum verringert sich der Gradient und die Schmelzzusammensetzung an der Grenze Kristall/Schmelze nähert sich der durchschnittlichen Schmelzzusammensetzung. Dadurch ändert sich auch die Zusammensetzung und Wachstumsgeschwindigkeit des Kristalles, bis es zu einem Stillstand des Wachstums und evtl. zu Lösungserscheinungen kommt. Durch den erneuten Aufbau des Gradienten in dieser Phase beginnt der Zyklus des "supercooling" von vorn. Oszillierende Zonierungen können nur entstehen, wenn die Diffusion in der Schmelze größer als das Kristallwachstum ist, damit es zur Ausbildung eines Gradienten kommen kann. Die Amplitude und die Wellenlänge der Zonierung sind dabei abhängig von der Zusammensetzung der Schmelze. Dabei zeigen höhere An-Gehalte höhere Temperaturen und damit höhere Diffusionsraten in der Schmelze an. Hohe Diffusionsraten in der Schmelze führen zu geringeren Amplituden und Wellenlängen, da sie zur schnelleren Einstellung der Ausgangsbedingungen führen. PEARCE & KOLISNIK (1990) sprechen von einer "Selbstorganisation", bei der es durch ein periodisches Kristallwachstum bis zum Stillstand und durch anschließende Lösungsreaktionen immer wieder zur Einstellung des Gleichgewichtes zwischen Kristall und Schmelze kommt.

Gemeinsame Zonierungsmerkmale aller Phänokristalle deuten auf eine Änderung der magmatischen Bedingungen (Druck, Temperatur, Wasserdruck) in der gesamten Schmelze hin (SINGER et al. 1995). Derartige Änderungen können auch durch periodische Pulse bei der Magmenförderung (ANDERSON 1984) oder bei einem Eintrag neuer Schmelzschübe (SPARKS & MARSHALL 1986) entstehen. In der Regel sind die kleinmaßstäblichen, oszillierenden Zonierungen bei den einzelnen Phänokristallen individuell verschieden ausgebildet und durch die lokalen Gradienten an der Grenze zwischen den jeweiligen Kristallen und der angrenzenden Schmelze bedingt. Durch eine Konvektion in der Schmelze (SINGER et al. 1995) und Ungleichgewichtsbedingungen können sie noch verstärkt werden.

Lösungs- und Resorptionsstrukturen

Lösungs- und Resorptionsstrukturen sind im gesamten Jura ein weit verbreitetes Phänomen, das typisch für Vulkanite aus Vulkanbögen ist (SINGER et al. 1995). Sie treten überwiegend mit kleinmaßstäblichen Variationen des An-Gehaltes (< An_{10}) auf. Experimentelle Untersuchungen von TSUCHIYAMA (1985) und SUNAGAWA (1992) an Plagioklasen im Gleichgewicht mit Mehrkomponentenschmelzen haben gezeigt, dass Lösungsoberflächen bzw. Resorptionsstrukturen in kleinmaßstäblich oder unzonierten Plagioklasen, im Zusammenhang

mit geringen Änderungen der Zusammensetzung von weniger als An_5, schon bei einem Temperaturanstieg von 5 - 10 °C auftreten (Abb. 3.39: 6a).

NELSON & MONTANA (1992) haben durch experimentelle Untersuchungen gezeigt, dass es beim adiabatischen Aufstieg eines relativ trockenen (< 3 Gew.% H_2O), basischen bis intermediären Magmas zur Ausbildung von Siebstrukturen durch Resorption auf Grund einer Erniedrigung der Liquidus- und Solidus-Temperaturen kommen kann (Abb. 3.39: 6b). Dabei weist die Schmelze beim Aufstieg eine Übersättigung an Kristallen auf (Abb. 3.39: b) 6b), so dass es zum Aufschmelzen der bereits auskristallisierten Plagioklase kommt. Die Zusammensetzung der Phänokristalle wird geringfügig zu höheren An-Gehalten verschoben (s. o. inverser Zonarbau). Ein zu hoher H_2O-Gehalt der Schmelze verhindert die Resorption (NELSON & MONTANA 1992) und führt zu einer normalen Kern-Rand-Zonierung (s. o.). Gegenläufig kann ein H_2O-Verlust eines wasserhaltigen Magmas bei einem adiabatischen Aufstieg eine Zunahme des Ab- bzw. eine Abnahme des An-Gehaltes bewirken (PEARCE et al. 1987, NELSON & MONTANA 1992, s. o. normale Kern-Rand-Zonierung: adiabatischer Aufstieg bzw. s. u. Siebstrukturen: schneller, adiabatischer Aufstieg). Variationen des H_2O-Gehaltes sind nach Experimenten von LONGHI et al. (1976) mit dem An-Gehalt korreliert (s. inverser Zonarbau und oszillierender Zonarbau), sie haben aber keinen Einfluss auf die FeO*-Konzentration. Anstiege des An-Gehaltes die nicht mit einem ansteigenden FeO*-Gehalt korreliert sind weisen insbesondere im Zusammenhang mit Resorptionsstrukturen auf eine Erhöhung des H_2O-Partialdruckes (Abb. 3.39c: 6c) hin (SINGER et al. 1995).

Siebstrukturen

Siebartige Strukturen konnten in der oberen Trias und im gesamten Jura beobachtet werden. Derartige Strukturen mit zum Teil großmaßstäblichen Variationen des An-Gehaltes (> An_{10}) entstehen, wenn es während oder nach Beendigung des Kristallwachstums zur Einstellung von Ungleichgewichten kommt. Bei den in den Kristallen entstandenen Einschlüssen kann es sich um fremde Mineralphasen, um Gas- und Schmelz-Einschlüsse (s. u.) oder um Gläser bzw. auskristallisierte Schmelzen handeln.

HIBBARD (1981), KUO & KIRKPATRICK (1982) und ANDERSON (1984) geben als eine Ursache für die Ausbildung von Siebstrukturen eine Übersättigung bzw. eine Unterkühlung der Schmelze an, die durch eine schnelle Abkühlung bedingt ist und zu einem schnellen Kristallwachstum geführt hat. Nach LOFGREN (1974) reicht bei einem basaltischen Magma schon eine Unterkühlung von 40 °C zur Ausbildung von Kristallskeletten aus. Bei der Ausbildung von Siebstrukturen durch Resorptionen bilden sich unregelmäßige innere Ränder aus. Diese sind bedingt durch die vom meist regelmäßig ausgebildeten Kristallrand fortschreitende Resorption. Dagegen kommt es bei den durch Unterkühlung schnell gewachsenen Kristallen zur Ausbildung von unregelmäßigen äußeren Rändern, während die inneren Ränder sich der meist

regelmäßigen Kristallform des bisher gewachsenen Kristalles anpassen (ANDERSON 1984). Die Ursache für die Unterkühlung kann:

1.) eine Dekompression beim schnellen, adiabatischen Aufstieg eines wasserreichen Magmas in eine höher gelegene Magmenkammer oder bei einer Zonierung der Magmenkammer sein (Abb. 3.39: 6d). Durch den Aufstieg des Magmas wird die Solidustemperatur nach oben verschoben (s. o. normale Kern-Rand-Zonierungen: adiabatischer Aufstieg einer wasserreichen Schmelze und Abb. 3.39: 6d). Dies führt bei einem schnellen Aufstieg zu einer starken Unterkühlung der Schmelze und damit zu einem starken Kristallwachstum. Bei einem schnellen Kristallwachstum im Zusammenhang mit einer Unterkühlung des Magmas beim Aufstieg kann es sich um einen Zeitraum von mehreren Monaten handeln (SINGER et al. 1995). Es bilden sich Siebstrukturen mit nicht angelösten, skelettähnlichen Kristallbegrenzungen und einem An-ärmeren Rand aus (STIMAC & PEARCE 1992, s. o. normale Kern-Rand-Zonierungen: adiabatischer Aufstieg).

2.) Auch eine Magmenmischung (s. u. Mischung von Magmen) kann durch die Zufuhr einer kühleren, felsischeren Schmelze zu einer Unterkühlung des Magmas führen (HIBBARD 1981, KUO & KIRKPATRICK 1982).

3.) Kann beim Magmenaufstieg ein Volatil- bzw. ein H_2O-Verlust (Abb. 3.39: 6e) durch ein Aufschäumen des Magmas insbesondere bei niedrigen Drücken in den höheren Krustenstockwerken eine besondere Rolle spielen (ANDERSON 1984, SINGER et al. 1995). Dort führt der H_2O-Verlust zu einer Unterkühlung der Schmelze, da sich besonders die Liquiduslinien bei niedrigeren H_2O-Gehalten zu höheren Temperaturen verschieben (Abb. 3.39: b) 6e). Folglich werden die Kristallisate Ab-reicher und der Anteil der Schmelze, der bereits auskristallisiert sein sollte, steigt, so dass es durch die Unterkühlung zu einem schnellen, skelettartigen Kristallwachstum kommt.

Schmelz-Einschlüsse

Primäre Schmelz-Einschlüsse:

Bei den kleinen, rundlichen Schmelz-Einschlüssen von wenigen µm Durchmesser, die in der Regel parallel zu den Kristallflächen angeordnet sind, handelt es sich um primäre Schmelz-Einschlüsse. Diese Schmelz-Einschlüsse werden von DUNGAN & RHODES (1978) als Schmelzen interpretiert, die beim Wachstum des Kristalles eingeschlossen worden sind. Derartige Schmelzeinschlüsse lassen sich in der triassischen Probe 96-83, den Proben des unteren Jura bis Bajocium 96-127 (Fsp 3, Abb. 3.30) und 96-164 sowie in den mittel- bis ?oberjurassischen Proben 95-25 (Fsp 3, Abb. 3.32), 95-70 (Fsp 2, Abb.3.36) und in dem resorbierten Xenokristall der Probe 97-235 (Fsp 3, Abb. 3.38) nachweisen.

Sekundäre Schmelz-Einschlüsse:
Bei unregelmäßigen Schmelz-Einschlüssen, die über Korngrenzen hinausgehen handelt es sich um sekundäre, eingeschlossene Schmelzen, die nach einer Korrosions-Phase eines Plagioklases im Kristall zurückgehalten werden. In der Regel hängt die Ausbildung von sekundären Schmelz-Einschlüssen mit der Änderung der physikochemischen Parameter des Magmas zusammen. Der Anstieg des Gehaltes von mehr als An_{10} in Verbindung mit Resorptionsstrukturen ist dabei ein typischer Hinweis auf einen geänderten Wasserdruck (DUNGAN & RHODES 1978).

3.3.2.2 Pyroxene

Strukturformelberechnung und Nomenklatur

Die Mikrosondenanalysen und die Strukturformelberechnung der Pyroxene befinden sich im Anhang in Tab. A2. Die Berechnung der allgemeinen Strukturformel der Pyroxene: M2 M1 $[T_2O_6]$ erfolgte auf der Basis von 6 Sauerstoffatomen und 4 Kationen pro Formeleinheit. Der Fe^{3+}-Gehalt wurde über den Ladungsausgleich berechnet. Die Besetzung der Positionen erfolgte nach den Vorgaben für die Nomenklatur der Pyroxene von MORIMOTO (1989):

T = Si, Al, Fe^{3+}
M1 = Al, Fe^{3+}, Cr, Ti, Mg, Fe^{2+}, Mn
M2 = Mg, Fe^{2+}, Mn, Ca, Na, K

Die Berechnung der Fe^{2+}- und Mg-Verteilung auf die M1- und M2-Positionen wurde mit Hilfe des Programms CpxBar (http://dmp.unipd.it) von NIMIS & ULMER (1998) und NIMIS (1999) durchgeführt.

Neben der Berechnung der Strukturformel erfolgte die Berechnung der drei Endglieder der Ca-Mg-Fe-Pyroxene:

Enstatit (En)	=	$Mg_2 [Si_2O_6]$
Ferrosilit (Fs)	=	$Fe_2 [Si_2O_6]$
Wollastonit (Wo)	=	$Ca_2 [Si_2O_6]$

Petrographische Befunde

Nach den Plagioklasen sind die Pyroxene die zweithäufigste Mineralphase und als Phänokristalle in den meisten Proben vertreten. Die Pyroxene sind gedrungen säulig und zum Teil tafelig ausgebildet. Bei den Orthopyroxenen konnte eine hypidiomorphe bis xenomorphe, bei den Klinopyroxene überwiegend eine idio- bis hypidiomorphe Ausprägung beobachtet werden. In vielen Laven sind in der Matrix xenomorphe Klinopyroxene vertreten.
Vereinzelt treten bei den Phänokristallen Kern-Rand-Zonierungen und gefüllte Klinopyroxene auf. Die Klinopyroxene zeigen in der Regel eine unterschiedlich stark ausgeprägte Alteration.

Chloritisierung oder Serpentinitisierung der Klinopyroxene ist am verbreitetsten. In den Gebieten Sierra Fraga, Caleta el Cobre und Mina Julia sind Amphibolisierungen zu beobachten. Als weitere Sekundärphasen treten Karbonate, Hämatit und Quarz auf.
Durch Alterationsprozesse sind die Orthopyroxene vollständig umgewandelt worden. Neben einer Opazitisierung und einer Bastitisierung treten Karbonate, Quarz und Chlorit als Sekundärphasen auf.
Einige Proben aus dem mittleren bis ?oberen Jura des Profils Mina Julia Nord und Probe 96-127 aus dem mittleren Jura des Sierra Minillas-Profils weisen, entsprechend der üblichen Kristallisationsfolge, Klinopyroxenränder um alterierte Orthopyroxenkerne auf.

Analytische Ergebnisse

Die Zusammensetzungen der untersuchten Pyroxene und ihre Nomenklatur nach MORIMOTO (1989) sind in der Abb. 3.40 a) - h) dargestellt.
Die ideale Besetzung der Pyroxene kann mit $M2^{2+}\ M1^{2+}\ [T^{4+}_2\ O_6]$ angenommen werden. Bei den Pyroxenen können unterschiedliche Substitutionen auftreten. Die wichtigste Substitution ist die "Tschermak-Substitution". Dabei wird die Besetzung der oktaedrischen $M1^{2+}$-Position mit einem dreiwertigen Kation durch den Ersatz des vierwertigen Si auf der Tetraederposition T^{4+} mit einem ebenfalls dreiwertigen Kation (z. B. Al^{3+}) ausgeglichen.

Bei den untersuchten Pyroxenen handelt es sich nach der Nomenklatur der Pyroxene (MORIMOTO 1989) ausschließlich um "quadrilaterale" Pyroxene (Ca-Mg-Fe-Pyroxene). Die assoziierten Orthopyroxene (Opx) sind vollständig alteriert. Die ursprüngliche Zusammensetzung der jurassischen (Proben 96-164, 96-127, 96-25, 95-51, 95-70, 97-235, 97-255), der kretazischen (Probe 96-181) und der Orthopyroxene in den Ganggesteinen (Proben 95-87, 95-99) ließ sich auf Grund des hohen Alterationsgrades nicht ermitteln. Auch die Ca-Mg-Fe-Pyroxene, im folgenden als Klinopyroxene (Cpx) bezeichnet, sind in den einzelnen Proben unterschiedlich stark chloritisiert worden. Bei den Cpx handelt es sich ausschließlich um magnesiumreiche Augite mit einer geringen Variationsbreite. Die Zusammensetzung der Augite liegt bei $En_{40\text{-}50}$, $Wo_{33\text{-}45}$, $Fs_{10\text{-}25}$. Vereinzelte Klinopyroxene weisen erhöhte Al-Gehalte (Al^{3+} > 0,1 Kation/Formeleinheit) auf. Insbesondere die Proben 96-127 und 95-45 führen anteilig "aluminian" magnesiumreiche Augite. Bei allen Proben treten geringe Substitutionen mit Al-Beteiligung auf. In der Regel liegt der maximale Al^{IV}-Gehalt bei $Si_{1,9}\ Al_{0,1}$.

Unterer Jura bis Bajocium:

Die ältesten untersuchten Pyroxene stammen aus einer andesitischen Lava (Probe 96-164, Abb. 3.40 a) aus dem unteren Jura (Sinemurium, Quebrada del Gritón). Bei den Mg-reichen Augiten mit maximal Wo_{40} konnten keine auffälligen Zonierungen beobachtet werden.

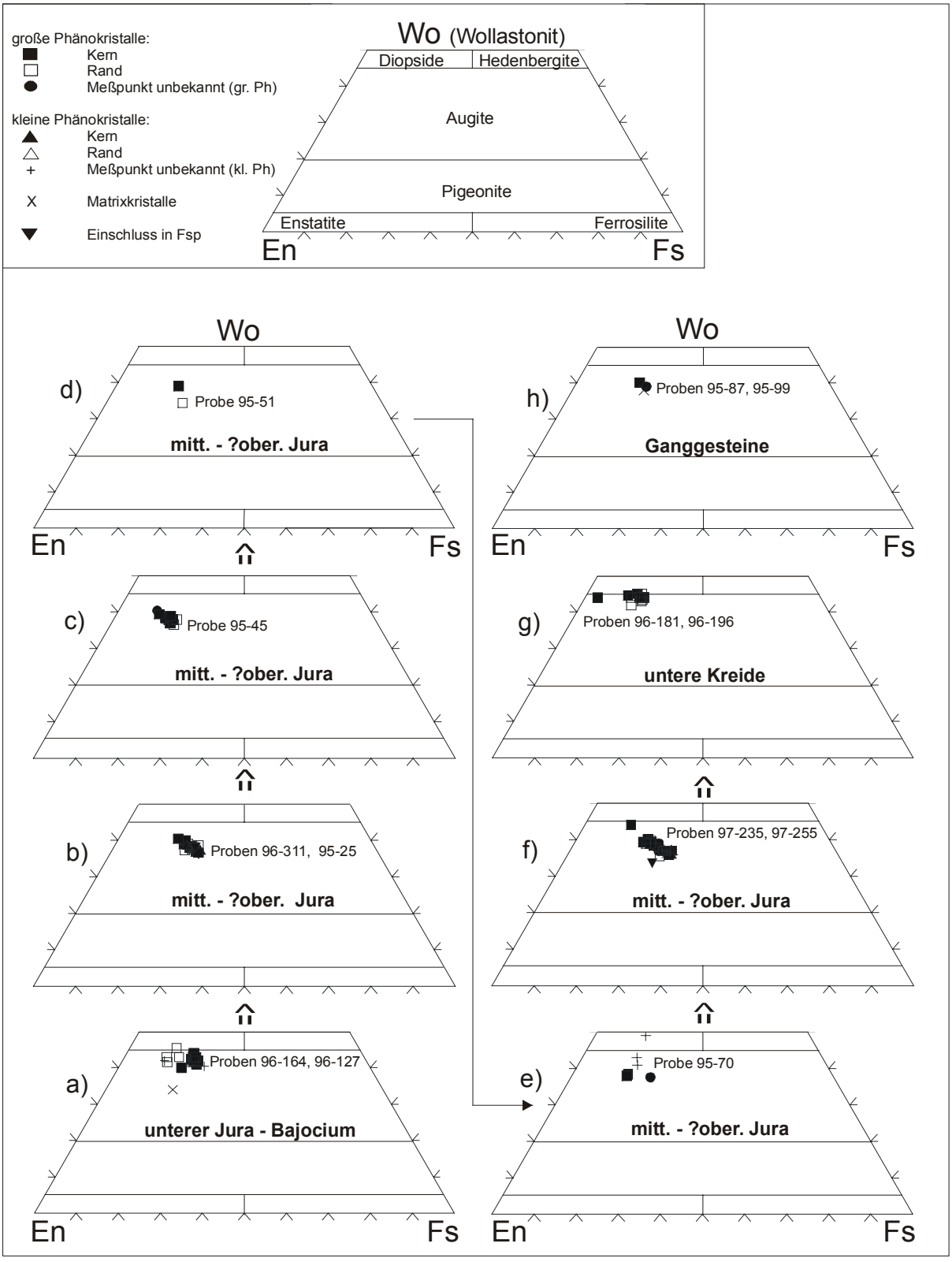


Abb. 3.40: Klinopyroxen-Zusammensetzungen der jurassischen und unterkretazischen Vulkanite und der Ganggesteine. Ausführliche Beschreibungen der einzelnen Proben sind dem Text zu entnehmen.

Die Mg-reichen Augite der basaltisch andesitischen Lava (Probe 96-127, Abb. 3.40 a) aus dem Bajocium (Sierra Minillas) sind ebenfalls weitgehend unzoniert aber Ca-reicher ($Wo_{40 - 45}$). Einige größere Phänokristalle weisen einen Fe-ärmeren und TiO_2-reicheren Rand (> 1 Gew.%) auf. Ein kleiner Phänokristall zeigt eine entsprechende Zusammensetzung. Zusätzlich zeigt ein Mikrolith eine starke Abweichung (niedrigere Ca-Gehalte) von der Zusammensetzung der übrigen Augite.

Mittlerer bis ?oberer Jura:

Cerro del Difunto-Profil

Die trachyandesitische Lava (Probe 95-25, Abb. 3.40 b) aus dem unteren Abschnitt des Cerro del Difunto-Profiles zeigt dagegen eine leichte Tendenz zu Fe-reicheren und Ca-ärmeren kleinen Phänokristallen und Rändern der großen Phänokristalle.

Die Augite des basaltischen Trachyandesites (Probe 95-45, Abb. 3.40 c) zeigen im Vergleich mit den Augiten der übrigen Proben geringe Ca-, Fe- und TiO_2-Gehalte (meist < 0,5 Gew.%). Als Besonderheit weisen einige Phänokristalle der Probe 95-45 einen Fe-ärmeren Phänokristallrand (Rand I) auf, der von einem dünnen Anwachssaum (Rand II) mit annähernd Kernzusammensetzung umwachsen ist. Die Anwachssäume sind etwas Fe-reicher als die Phänokristallkerne und zum Teil amphibolisiert (uralitisiert) bzw. chloritisiert worden (s. Kapitel 3.3.2.5.3.3 Chlorite).

Bei dem basaltischen Trachyandesit (Probe 95-51, Abb. 3.40 d) lässt sich auch eine Kern-Rand-Zonierung nachweisen. Der Rand ist ebenfalls Ca-ärmer und Fe-reicher und hat einen hohen TiO_2-Gehalt um 1 Gew.%.

Der Dacit (Probe 95-70, Abb. 3.40 e) weist die typischen Mg-reichen Augite auf und zeigt eine Ca-Anreicherung bei den kleineren Phäno- und den mikrolithischen Matrixkristallen, sowie am Rand der großen Phänokristalle.

Cerro Plomo-Profil

Der Andesit (Probe 96-311, Abb. 3.40 b) aus dem mittleren Jura im Cerro Plomo-Profil hat die typische Zusammensetzung der Mg-reichen Augite ohne eine auffällige Zonierung.

Auch die beiden Trachyandesite (Probe 97-235 und 97-255, Abb. 3.40 f) weisen die typischen Mg-reichen Augite auf. Die kleineren Phänokristalle und die Ränder der großen Phänokristalle zeigen Tendenzen zu niedrigeren Ca- und höheren Fe-Gehalten. Ein Cpx-Einschluss in einem einschlussreichen, resorbierten Plagioklas-Xenokristall (Probe 97-235) zeigt eine abweichende Augit-Zusammensetzung mit niedrigeren Ca-Gehalten. Zum Teil sind die Augite bereits chloritisiert. Ein Phänokristall der Probe 97-255 weist vergleichsweise hohe Ca-Gehalte auf. Die Zusammensetzung dieses Augites ist typisch für die später geförderten Kreidevulkanite.

Untere Kreide:

Die beiden untersuchten Proben der unteren Kreide 96-181 und 96-196 (Abb. 3.40 g, Cerro del Difunto-Profil) weisen im Vergleich mit den Augiten der Juravulkanite hohe Ca-Gehalte (> Wo_{40}) auf. Eine schwache Zonierung mit Fe-reicheren und Ca-ärmeren Rändern ist bei beiden Proben zu beobachten.

Die Klinopyroxene der trachytischen Lava (Probe 96-181) haben darüber hinaus sehr niedrige TiO_2-Gehalte (< 0,5 Gew.%). Einige Phänokristalle weisen idiomorphe Kerne mit ebenfalls idiomorphen, breiten Rändern auf.

Der Kern eines besonders großen Kristalles des Andesites (Probe 96-196) hat einen außergewöhnlich niedrigen Fe-Gehalt.

Gänge im paläozoischen Basement:

Die beiden untersuchten Ganggesteine Probe 95-87 und 95-99 (Abb. 3.40 h, Cerro Plomo-Profil) führen unzonierte, Mg-reiche Augite, wie sie für die jurassischen Vulkanite typisch sind. Auch die Opx der Ganggesteine sind vollständig alteriert.

3.3.2.2.1 Thermobarometrie

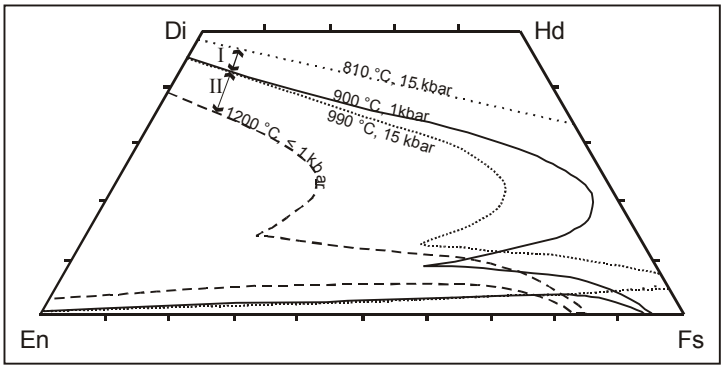


Abb. 3.41: Opx- und Cpx-Zusammensetzungen für kalkulierte Phasengleichgewichte nach Davidson & Lindsley (1985) in Abhängigkeit von Temperatur und Druck. Die geringe (obere) Differenz I zu Gleichgewichten bei T = 900 °C und p = 1 kbar gibt die maximale Variation der Mg-reichen Cpx-Zusammensetzungen durch eine Druckänderung um 14 kbar an. Sie wird zusätzlich durch eine Temperaturänderung von -90 °C verstärkt. Die größere (untere) Differenz II zeigt eine Variation der Temperatur um +300 °C bei annähernd konstantem Druck an. En = Enstatite, Fs = Ferrosilite, Di = Diopside und Hd = Hedenbergite.

Pyroxene bilden sich bei hohen Temperaturen und niedrigen Wasserdampfdrücken (TRÖGER 1969). Bei niedrigen Wasserdampfdrücken kommt es in der Regel erst zur Kristallisation von Plagioklas und anschließend von Klinopyroxenen (DEER et al. 1978). Augite sind typisch für Basalte, können aber auch in intermediären Gesteinen vorkommen (DEER et al. 1992). Sie sind der wichtigste dunkle Gemengteil von kalkalkalischen und tholeiitbasaltischen Magmen. In basischen Gesteinen ist die Augit-Zusammensetzung eng mit dem Ursprung der Pyroxene verbunden (DEER et al. 1992). Augite können bis zur Spätphase der magmatischen Fraktionierung mit Orthopyroxenen oder Pigeoniten assoziiert sein (DEER et al. 1992). Die

TiO_2-Gehalte der Pyroxene mit weniger als 1,4 Gew.% sind typisch für kalkalkalische Magmen (TRÖGER 1969). Die gegenüber den anderen jurassischen Vulkaniten leicht erhöhten Al-Gehalte (Probe 96-127 und 95-45) zeigen einen höheren Druck bei der Kristallisation der Pyroxene (STOLPER 1980) und damit eine Position der Magmenkammern in größerer Krustentiefe an.

Der Einfluss der Kristallisationstemperatur macht sich besonders beim Ca-Gehalt auf der M2-Position der Cpx bemerkbar. Das Fe^{2+}:Mg-Verhälnis steigt mit zunehmender Temperatur, während der Ca-Gehalt sinkt. Die Besetzung auf der M1-Position bleibt dagegen scheinbar unverändert (KRETZ 1982). Da die Zusammensetzung der assoziierten Orthopyroxene nicht ermittelt werden konnte, wurde für die Temperaturabschätzung mit dem 2-Pyroxen-Geothermometer nach DAVIDSON & LINDSLEY (1985) von einer Gleichgewichtsparagenese der Cpx mit Opx ausgegangen. Der Al-Gehalt der Pyroxene hat einen geringeren Einfluss auf die Pyroxen-Zusammensetzung. Mit steigendem Druck steigt dagegen der Ca-Gehalte im Cpx an. Dabei ist in Abb. 3.41 die Änderung der Ca-Gehalte für Mg-reiche Cpx bei einer p-Änderung um 14 kbar (von 1 kbar auf 15 kbar bei annähernd gleichen Temperaturen um 900 °C ± 90 °C) geringer, als die Zusammensetzungsänderung bei einem Temperaturunterschied um 300 °C (von 900 °C auf 1200 °C bei p ≤ 1 kbar). Die von DAVIDSON & LINDSLEY (1985) kalkulierten Phasengleichgewichte bis 15 kbar zeigen somit für Mg-reiche Cpx einen geringeren Einfluss des Druckes und einen stärkeren Einfluss der Temperatur auf die Ca-Gehalte der Cpx an.
Für die Cpx der unteren Kreide und der Probe 96-127 aus dem mittleren Jura ergeben sich niedrige Krisatllisationstemperaturen von 800 bis 900 °C. Die übrigen Cpx des unteren bis ?oberen Jura sind bei höheren Temperaturen von mindestens 1000°C auskristallisiert.

Das Klinopyroxen-Barometer von NIMIS & ULMER (1998) und NIMIS (1999) erlaubt auf der Basis vom Zellvolumen einer Formeleinheit im Vergleich mit dem Volumen der M1-Position bei einer vorgegebenen Temperatur eine Aussage zum Druck, unter dem die Klinopyroxene auskristallisiert sind. Dieses Barometer ist nur bedingt aussagekräftig, da es für Klinopyroxene von basischen bis sauren, schwach alkalischen und tholeiitischen Serien sowie für wasserfreie Schmelzen entwickelt worden ist. Die Ergebnisse für kalkalkalische Magmen sind weniger zufriedenstellend, dürften aber eine grobe Näherung für die Kristallisationsdrücke der Pyroxene erlauben.
Die Cpx des unteren bis ?oberen Jura sind überwiegend bei niedrigen Drücken von weniger als 4 kbar (13 km) kristallisiert. Ausnahmen bilden eine alkaliriechere Lava (Probe 95-45), eine subvulkanische Intrusion (Probe 95-51) und die mitteljurassische Probe 96-127, die Drücke von 6 – 15 kbar (20 – 50 km) aufweisen. Auch die Cpx der unteren Kreide sind mit Drücke von 8 – 14 kbar (26 – 46 km) in einer größeren Tiefe kristallisiert .

In den Abbildungen Abb. 3.42 und Abb. 3.43 sind die Substitutionen durch Al in Abhängigkeit von der Ti- und Na-Substitution wiedergegeben. Bei der Substitution durch Na^{+} auf der $M2^{2+}$-Position kommt es gleichzeitig zur Substitution durch Al^{3+} (VI) auf der $M1^{2+}$-Position. Diese Substitution ist stark mit den Druckbedingungen korreliert (LIU et al. 1992, PUTIRKA et al. 1996). Der Einbau von Ti^{4+} auf der $M1^{2+}$-Position wird durch $2Al^{3+}$ (IV) auf den Tertaederpositionen ($T^{4+}{}_2$) ausgeglichen. Die Ti-Gehalte werden hauptsächlich durch die Temperaturbedingungen kontrolliert, wie u. a. Berechnungen von WOOD & BLUNDY (1997) zeigen. Die Abweichungen zu höheren Al-Gehalten von den Linien für die einfachen Substitutionen von Al und Ti (2:1) bzw. Al und Na (1:1) zeigt, dass die Zusammensetzungen der Klinopyroxene gleichzeitig von mehreren Substitutionen mit Al-Beteiligung beeinflusst worden sind.

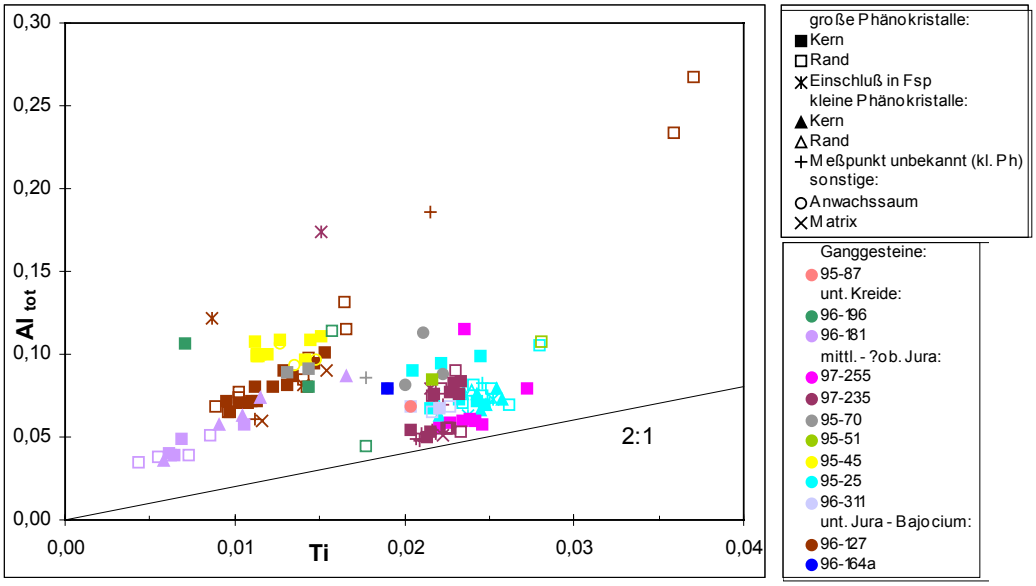


Abb. 3.42: Die Al-Substitution in Abhängigkeit von der Ti-Substitution. Es zeigt sich eine Abweichung zu höheren Al-Gehalten von der 2:1 Linie für die einfache Substitution.

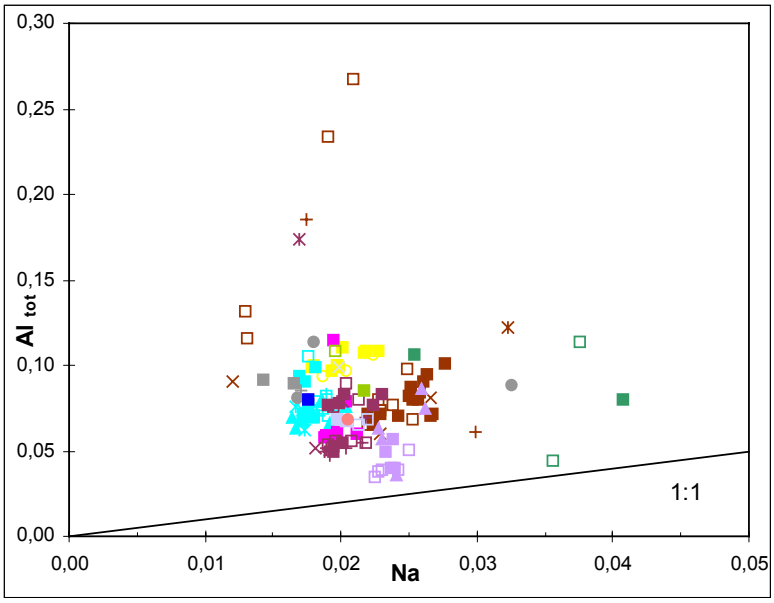


Abb. 3.43: Die Al-Substitution in Abhängigkeit von der Na-Substitution. Es zeigt sich eine Abweichung zu höheren Al-Gehalten von der 1:1 Linie für die einfache Substitution. Legende: s. Abb. 3.42.

Es lassen sich auf Grund der Ti-Gehalte zwei Cpx-Gruppen unterscheiden: Die Ti-ärmeren und Al-reicheren Cpx weisen niedrigere Kristallisationstemperaturen und höhere Drücke auf, während Cpx mit höheren Ti-Gehalte und niedrigeren Al-Gehalten bei höheren Kristallisationstemperaturen und niedrigeren Drücken auskristallisiert sind. Die Auswirkung der Druckbedingungen auf die Na-Gehalte ist nicht so deutlich ausgeprägt. Eine Tendenz zu Na-reicheren Zusammensetzungen bei höheren Drücken ist aber vorhanden.

Gleichgewichtskristallisation

Gleichgewichtskristallisationen lassen sich besonders in den unzonierten Cpx-Phänokristallen der Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium (Proben 96-164, 96-127, 96-311), in der unteren Kreide (Probe 96-181) und in den Gängen (Proben 95-87, 95-99) beobachten.

Zonierungen und Kristallisationsfolgen

Im Laufe der fraktionierten Kristallisation von Klinopyroxenen werden deren Zusammensetzungen Fe-reicher und Ca-ärmer (DEER et al. 1992). Sind die äußersten Ränder der großen Phänokristalle, die kleinen Phänokristalle oder die Mikrolithe Fe-reicher und Ca-ärmer, dann spricht das entweder für eine fraktionierte Kristallisation oder für eine Kristallisationsfolge mit einer Ungleichgewichtskristallisation. Derartige Tendenzen lassen sich bei den mittel- bis ?oberjurassischen (Proben 95-25, 95-51, 95-70, 97-235, 97-255) und den unterkretazischen Vulkaniten (Proben 96-181, 96-196) beobachten. Die insgesamt niedrigen Fe-Gehalte von maximal Fs_{25} in den untersuchten Klinopyroxenen aller Proben belegen, dass sich deren Zusammensetzung gegenüber der Ausgangszusammensetzung kaum verändert hat. Die Klinopyroxene waren folglich keiner starken Fraktionierung unterworfen.

Der extrem Fe-arme Kern eines großen Phänokristalles von Probe 96-196 dokumentiert den Beginn der Klinopyroxen-Fraktionierung und ist damit ein Hinweis auf die Fraktionierung von Klinopyroxen in dieser Probe.

Magmenmischung

Betrachtet man die Fe^{2+}/Mg^{2+}-Verteilung in den Klinopyroxenen im Verhältnis zu der FeO/MgO-Verteilung im Gesamtgestein, dann erkennt man eine Abweichung der Klinopyroxen- von der Gleichgewichtszusammensetzung (Abb. 3.44). Die Cpx weisen höhere Fe^{2+}-Gehalte auf als Klinopyroxene, die mit einer korrespondierenden Schmelze im Gleichgewicht stehen. GROVE & LINDSLEY (1979), GROVE et al. (1982) und BAKER & EGGLER (1983) geben den experimentell ermittelten Verteilungskoeffizienten für Gleichgewichtsbedingungen zwischen Mineral und Schmelze mit $^{Fe\text{-}Mg}K_d^{Cpx}$ = 0,2 – 0,3 an. Mit Ausnahme einiger Phänokristallkerne der Proben 96-164, 96-311, 97-255 und 96-196, die bei ihrer Kristallisation mit der Schmelze im Gleichgewicht gestanden haben, zeichnen sich die Cpx überwiegend durch Ungleichgewichte mit der

korrespondierenden Schmelze aus. Eine mögliche Ursachen für derartige Ungleichgewichte mit erhöhten Fe^{2+}-Gehalten ist z. B. eine fraktionierte Kristallisation von Magnetit im Anschluss an die Kristallisation der Klinopyroxene, die zu einer Fe^{2+}-Verarmung in der Schmelze geführt hat. Hinweise auf eine Fraktionierung von Magnetit wurden aber nur vereinzelt in den höher differenzierten Magmen gefunden (s. Kapitel 3.4 Gesteinschemische und isotopische Befunde: 3.4.1.3 Verhalten der Hauptelemente, TiO_2- und FeO*-Y). Dagegen zeigen die Zusammensetzungen der Feldspat- und Klinopyroxen-Phänokristalle bei fast alle Proben Hinweise auf die lokale Zufuhr basischer Schmelzen. Durch eine Zufuhr basischerer Magmen nach der Kristallisation der Klinopyroxene kann es zu einer Erhöhung der MgO-Gehalte in der korrespondierenden Schmelze und damit zu erniedrigten FeO/MgO-Verhältnissen im Gesamtgestein bzw. zu erhöhten Fe^{2+}- und erniedrigten MgO-Gehalten in den Cpx im Vergleich zur Gesamtgesteinszusammensetzung gekommen sein.

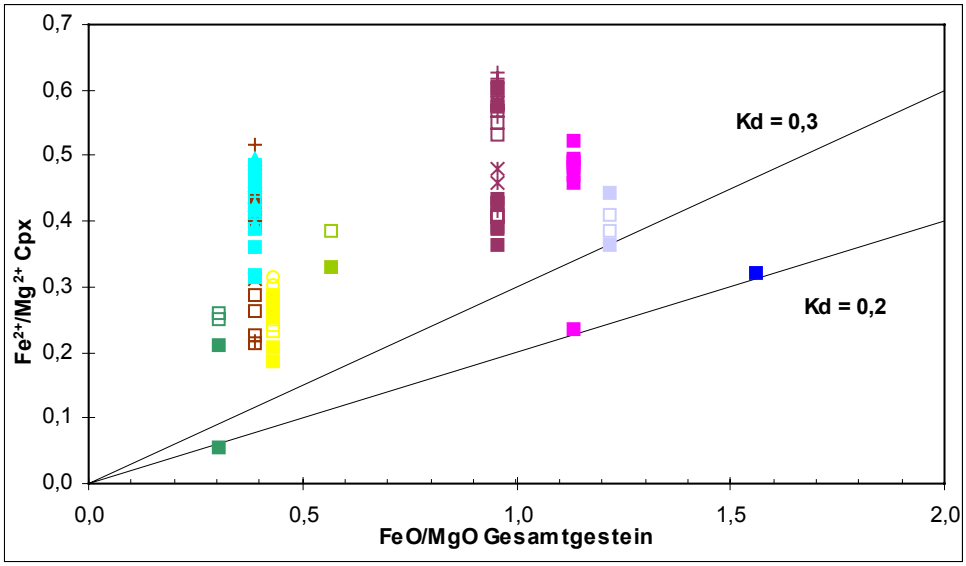


Abb. 3.44: Fe2+/Mg2+-Verhältnisse der Klinopyroxene im Vergleich mit den FeO/MgO-Verhältnissen der Gesamtgesteinszusammensetzung. Die Verteilungskoeffizienten Kd = 0,2 und 0,3 geben nach GROVE et al. (1982) und BAKER & EGGLER (1983) den Bereich an, in dem zwischen den Klinopyroxenen und der korrespondierenden Schmelze ein Gleichgewicht herrscht. Legende: s. Abb. 3.42.

3.3.2.3 Opake Phasen

Der Eisenanteil der Schmelzen ist zu einem deutlichen Anteil in den opaken Mineralphasen der Fe-Oxide gebunden. Bei den untersuchten opaken Phasen handelt es sich überwiegend um Minerale der Spinell-Gruppe (Magnetit - Ulvöspinell und untergeordnetem Ilmenit). Zusätzlich wurde in vielen Proben eine feine mikrokristalline Hämatit-Limonit-Durchstäubung der entglasten Matrix beobachtet.

Als weitere Fe- bzw. Ti-Phasen wurden Titanit und Rutil analysiert.

3.3.2.3.1 Eisen-Titan-Oxide

Strukturformelberechnung und Nomenklatur

Die Mikrosondenanalysen und die Strukturformelberechnung der Fe-Ti-Oxide befinden sich im Anhang in den Tabellen Tab. A3 und Tab. A4. Die Berechnung der allgemeinen Strukturformel der Spinelle erfolgte auf der Basis von 4 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit. Die Zusammensetzungen der Ilmenite wurden auf der Basis von 3 Sauerstoffatomen pro Formeleinheit berechnet. Der Fe^{3+}-Gehalt wurde bei einer Normierung auf 3 Kationen bei den Spinellen und auf 2 Kationen bei den Ilmeniten über den Ladungsausgleich bestimmt. Die Kalkulation der Mol-Fraktionen für Ti, Mg und Mn bei den Spinellen erfolgte nach dem von ANDERSEN et al. (1991) modifizierten Akimoto Model. Die Berechnung der Ilmenite und ihrer Ilmenit(Ti)-, Hämatit(Fe)-, Geikielit(Mg)- und Pyrophanit(Mn)-Komponenten erfolgte nach den Vorgaben von ANDERSEN & LINDSLEY (1988) und ANDERSEN et al. (1991).

$R^{3+} = Fe^{3+}$, Al

$R^{2+} = Fe^{2+}$, Ca, Mn, Mg

Petrographische Befunde

Eisen-Titan-Oxide sind in den Vulkaniten weit verbreitet. Die Phänokristalle der Eisen-Titan-Oxide sind körnig, idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet. Häufig befinden sie sich als Einschlüsse in Feldspat- oder Klinopyroxen-Phänokristallen.

Analytische Ergebnisse

Bei den untersuchten Mineralphasen der Spinell-Gruppe aus der oberen Trias bis in die untere Kreide und den Gängen (Proben: 96-83, 96-127, 95-25, 96-57, 95-45, 95-58, 95-70, 97-235, 97-255, 96-181, 95-87, 95-99) handelt es sich um Magnetite ($Fe_3\ O_4$) mit einem unterschiedlich starken diadochen Ersatz von Fe durch Ti bis hin zum Ulvöspinell ($Fe_2\ Ti\ O_4$). Dabei werden 2 Fe^{3+} durch 1 Ti^{4+} und 1 Fe^{2+} ausgetauscht. Der Ulvöspinellanteil der im folgenden als “Magnetite“ bezeichneten Titanomagnetite kann bei den Kristallen innerhalb einer Probe stark variieren. Auffällig ist die bei allen Proben eine zu geringe Summe der Oxide, die auf nicht gemessene Anteile an Cr und Ni zurückzuführen ist.

In der triassischen Probe 96-83 und den mittel- bis ?oberjurassischen Proben 97-255 und 97-235 konnten Ilmenite nachgewiesen werden. Der Hämatitanteil ist bei den meisten der untersuchten Ilmenite gering ($\leq Hem_{10}$).

Bei den Fe-Ti-Oxiden der Vulkanite aus dem Untersuchungsgebiet dominiert der Anteil an Magnetit über den Ilmenit-Anteil. Gleichgewichtsparagenesen zwischen Magnetit und Ilmenit konnten nicht beobachtet werden.

Obere Trias:

Die dacitische Lava (Probe 96-83) weist neben Spinellen auch Ilmenit auf. Die Spinelle treten sowohl als xenomorphe Einschlüsse in Pseudomorphosen nach Amphibol und Pyroxen als auch in Albiten und als kleine idio- und xenomorphe Matrixkristalle auf. Bei den Spinellen variiert der Ulvöspinellanteil sehr stark (Usp_{13-92}) und lässt dabei keine Systematik erkennen.
In der Matrix dieser Probe konnte ein xenomorpher Ilmenit mit einem Hämatit-Anteil von Hem_{10} nachgewiesen werden. Der Einschluss in einem albitischen Phänokristall bildet mit einem hohen Anteil an Hämatit (Hem_{32}) eine Ausnahme.

Unterer Jura bis Bajocium:

Die basaltisch andesitische Lava (Probe 96-127) führt nur Magnetite mit Usp_{12} bis Usp_{43}. Die höchsten Usp-Anteile ($Usp_{40 - 43}$) haben die kleinen Phänokristalle. Einschlüsse in den Klinopyroxenen zeigen Werte von $Usp_{29 - 31}$. Die Einschlüsse in den Orthopyroxenen haben dagegen nur Werte von Usp_{7-15}. Auch die mikrokristalline Magnetit-Phase der Matrix hat mit Usp_{12} einen niedrigen Ulvöspinellanteil.

Mittlerer bis ?oberer Jura:

Cerro del Difunto-Profil:

Die Magnetite der trachyandesitischen Lava (Probe 95-25) weisen mit Werten von $Usp_{51 - 75}$ einen hohen Ulvöspinellanteil auf. Die Variationen der Phänokristalle und der mikrokristallinen Matrixkristalle überlappen sich mit den Gehalten in Einschlüssen des schnell gewachsenen Plagioklas-Phänokristalles.

Der Usp-Anteil in den Spinell-Phasen des Ignimbrites (Probe 96-57) variiert stark (Usp_{26-87}). Die größeren Phänokristalle weisen mit Usp_{59-87}, ebenso wie ein Einschluss in Plagioklas (Usp_{73}), relativ hohe Ulvöspinellanteile auf. Dabei konnte bei einem Phänokristall eine Kern-Rand-Zonierung beobachtet werden. Der Usp-Anteil liegt im Kern bei Usp_{79} und beträgt am Rand des Kristalles nur noch Usp_{59}. Ein mittelgroßer Phänokristall weist ebenfalls einen niedrigeren Anteil mit Usp_{44} auf. Bei den kleinen Phänokristallen liegt der Anteil nur noch bei Usp_{26-27}.

In dem basaltischen Trachyandesit (Probe 95-45) treten Fe-Ti-Oxide nur als mikrokristalline Magnetite in der entglasten Matrix auf. Der nachgewiesene Usp-Anteil lag bei Usp_{25}.

Die Usp-Anteile in den Spinellen der trachydacitischen Lava (Probe 95-58) schwanken zwischen Usp_{43} und Usp_{89}. Die unterschiedlich großen, idio- bis xenomorphen Phänokristalle weisen Gehalte zwischen Usp_{68} und Usp_{89} auf. Zwei kleinere Phänokristalle zeichnen sich durch niedrige Gehalte von Usp_{43} und Usp_{10} aus. Der Phänokristall mit Usp_{10} geht dabei randlich in Hämatit über.

Die mikrokristallinen Magnetite in der entglasten Matrix der dacitischen Probe 95-70 haben mittlere Usp-Gehalte (Usp_{46-51}). Der Magnetit in einer Hohlraumfüllung weist dagegen nur Usp_6 auf.

Cerro Plomo-Profil:

In den trachyandesitischen Proben 97-235 und 97-255 aus dem Cerro Plomo-Profil konnten Magnetit und Ilmenit nachgewiesen werden. Die Usp-Anteile der großen Magnetit-Phänokristalle und von Einschlüssen in Klinopyroxenen liegen bei $Usp_{69 - 86}$. Der Magnetit-Einschluss in einem Plagioklas-Phänokristall hat einen Usp-Gehalt von Usp_{68}. Kleinere Phänokristalle in der Matrix und im Anwachssaum des Plagioklas-Xenokristalles von Probe 97-235 weisen Gehalte von $Usp_{53 - 54}$ bzw. $Usp_{1 - 2}$ auf. Die kleineren Kristalle der mikrokristallinen Matrix von Probe 97-255 haben mit Usp_{17-36} ebenfalls niedrigere Gehalte.
Die Ilmenit-Phänokristalle, Ilmenit-Einschlüsse in Albit und Klinopyroxen und Kristalle in der mikrokristallinen Matrix weisen einheitlich einen Hämatitanteil von $Hem_{1 - 3}$ auf.

Untere Kreide:

Die Magnetit-Phänokristalle, die Einschlüsse in den Pseudomorphosen nach Orthopyroxen und die Kristalle der mikrokristallinen Matrix in der trachytischen Probe 95-181 haben niedrige Usp-Gehalte (Usp_{2-23}).

Gänge im paläozoischen Basement:

Bei den beiden untersuchten Ganggesteinen wurden unterschiedliche Usp-Gehalte in Magnetiten nachgewiesen. Ein Magnetit der Probe 95-87 weist Usp_6 auf, einer der Probe 95-97 hat einen Gehalt von Usp_{68}.

Ursachen für die Variationen der Fe-Ti-Oxide

Die Usp-Gehalte der Magmen sind von der Temperatur und der Sauerstoff-Fugazität abhängig. Die niedrigen Usp-Gehalte in den Vulkaniten der unteren Kreide sind typisch für niedrige Kristallisationstemperaturen und hohe fO_2-Gehalte. Die jurassischen Vulkanite haben dagegen höhere Usp-Gehalte, die für höhere Kristallisationstemperaturen und niedrigere fO_2-Werte typisch sind (s. Kapitel Zeitliche Besonderheiten bei der Magmenevolution, 4.3.7.2 Jura, Kristallisationsbedingungen).
Der niedrige Usp-Gehalt in der “Mandelfüllung“ gegenüber den Matrixmikrolithen in der mittel- bis ?oberjurassischen Probe 95-70 ist ein Indiz für eine Erniedrigung der Usp-Gehalte durch die hydrothermale Überprägung.

Bei allen Proben konnten bei den Magnetit-Ilmenit-Paaren keine direkten Gleichgewichts-zusammensetzungen beobachtet werden, welche die ursprüngliche Zusammensetzung in

einem begrenzten Druck- und Temperaturbereich in der Magmenkammer wiederspiegeln. Alle untersuchten Magnetit- und Ilmenit-Zusammensetzungen einer Probe zeigten Abweichungen der Mg^{2+}/Mn^{2+}-Verhältnisse zu der von BACON & HIRSCHMANN (1988) für koexistierende Paare empirisch ermittelten Gleichgewichtslinie (Abb. 3.45). Dabei treten Abweichungen zu beiden Seiten des Gleichgewichtes auf. Zu den fehlenden Gleichgewichtseinstellungen können Alterationen der Vulkanite durch Oxidation oder Lösungserscheinungen im Subsolidusbereich geführt haben (BACON & HIRSCHMANN 1988). Zum anderen kommt auch eine langsame Abkühlung der geförderten Vulkanite und eine damit verbundene Reequilibrierung der Fe-Ti-Oxide im Subsolidusbereich als Ursache in Betracht (BACON & HIRSCHMANN 1988, GHIORSO & SACK 1991). Ein Anstieg des Mn-Gehaltes im Ilmenit ist unter anderem nach HAGGERTY (1976) auf einen Rückgang der Temperatur zurückzuführen. Daher führt eine langsame Abkühlung zu Ungleichgewichten mit einer positiven Abweichung von der Gleichgewichtslinie zwischen Magnetit und Ilmenit (BACON & HIRSCHMANN 1988). Derartige Alterationen können sich auf Matrix- und Phänokristalle unterschiedlich ausgewirkt und zu den Ungleichgewichten geführt haben.

Nach FROST & LINDSLEY (1992) kommt es besonders bei niedrigen Hämatit-Anteilen in den Ilmeniten (um Hem_1) durch die Summierung der Fehler für Ti und Fe zu großen Fehlern bei der Fe^{3+}-Bestimmung über die Formelbesetzung. Die Hämatitanteile haben damit einen großen Einfluss auf die Ilmenit-Zusammensetzung und die berechneten Kationenverhältnisse möglicher Gleichgewichtsparagenesen. Dieser Effekt kann sich bei der Ilmenit-Berechnung der Proben 97-235 und 97-255, die sich durch niedrige Hämatit-Anteile auszeichnen (Hem_{1-3}), ausgewirkt haben.

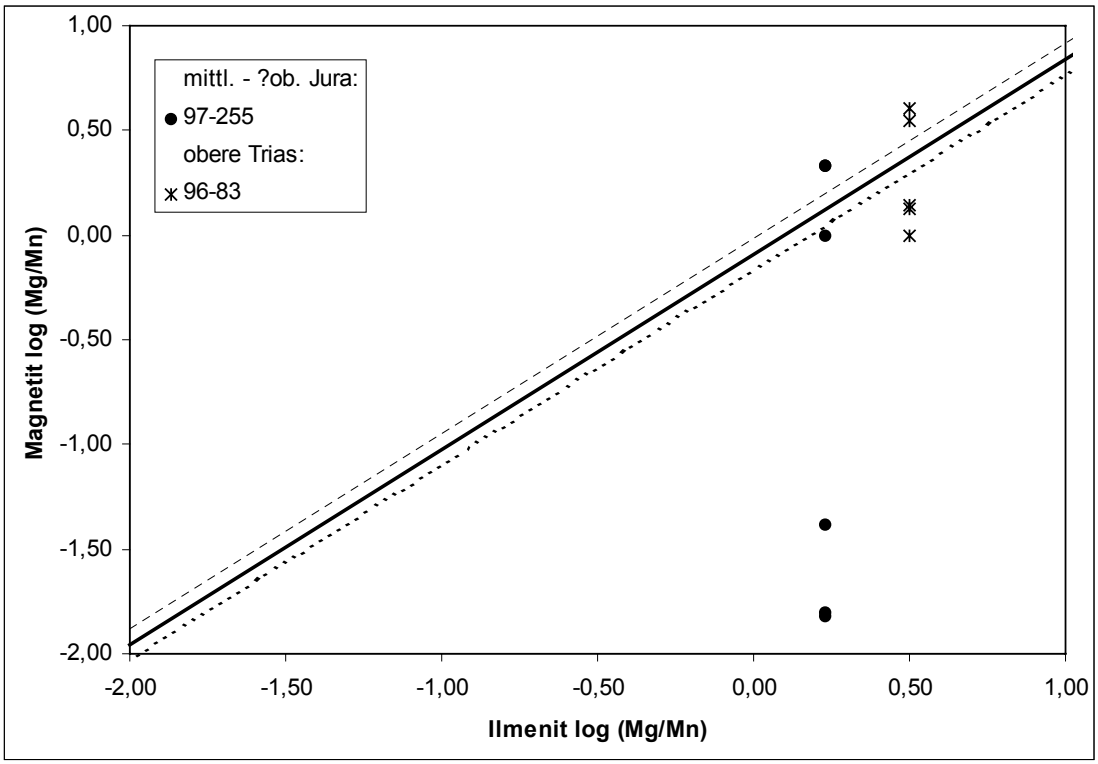


Abb. 3.45: Mg/Mn-Gleichgewichtszusammensetzungen für Magnetit-Ilmenit-Paare nach BACON & HIRSCHMANN (1988). Die gestrichelten Linien geben die relative Standartabweichung für Gleichgewichtszusammensetzungen wieder.

3.3.2.4 Sonstige Mineralphasen und Akzessorien

Von den nachfolgenden Mineralphasen liegen zum Teil keine bzw. nur Mischanalysen vor.

Petrographische Befunde

Olivine:

Olivine sind selten und treten nur in den SiO_2-armen Vulkaniten des mittleren bis ?oberen Jura (Trachybasalte und basaltische Trachyandesite) mit einem maximalen Anteil von 5 Vol.% auf. Sie sind durchweg iddingsitisiert und als kurzstengelige, idiomorphe bis hypidiomorphe Phänokristalle ausgebildet.

Amphibole:

Die Amphibole sind überwiegend auf die obertriassischen und unterkretazischen Proben beschränkt. Ein kleinräumiges, intermediäres Förderzentrum aus dem Cerro Plomo-Profil (Probe 96-30), dessen Altersstellung unklar ist, weist ebenfalls Amphibole auf. Ein Ignimbrit aus dem mittleren Jura in der Sierra Minillas, der ebenso Amphibole enthält, bildet die Ausnahme. Als hydrothermale Alteration konnten bei der Probe 95-45 uralitisierte Anwachssäume um Klinopyroxene beobachtet werden.

Typisch für die primären Amphibole, bei denen die mineralchemischen und petrographischen Befunde für alterierte Oxyhornblenden sprechen, ist eine weitgehend hypidiomorphe, stengelige Ausbildung sowie eine Opazitisierung. Als weitere Alterationsphasen konnten neben Chlorit auch Quarz und Karbonat beobachtet werden. Nach SCHMINCKE (persönliche Mitteilung) kann die Opazitisierung der Amphibole durch eine Oxidation der Amphibol-Hochdruck-Phase entstehen und ist in der Regel nicht durch deren Zerfall infolge von Ungleichgewichten beim Aufstieg der Magmen bedingt. Experimente von RUTHERFORD & HILLS (1993) haben dagegen gezeigt, dass bei einer Dekompression innerhalb von Tagen Opazit-Säume um Hornblenden entstehen können.

Quarz:

Als Phänokristall tritt Quarz nur bei den SiO_2-reichen Vulkaniten (Daciten, Trachyten und Rhyolithen) der oberen Trias, der unteren Kreide und der kleinräumigen, intermediären Förderzentren auf.

Die Quarz-Phänokristalle sind in unterschiedlichen Ausmaßen vom Kristallrand ausgehend resorbiert und entsprechend idiomorph bis xenomorph ausgebildet. Die rundlichen Resorbtionsbuchten sind mit Matrixmaterial ausgefüllt. Rundliche Resorptionsbuchten im Quarz, die besonders in den Ignimbriten der oberen Trias beobachtet werden konnten, sind unter anderem durch die Überhitzung einer H_2O-übersättigten Schmelze bedingt (LOFGREN 1980). Durch wiederholte Einträge der heißen Ausgangsschmelze in eine Magmenkammer

sowie durch Einströmen von H_2O-reicher oder heißer, basischer Schmelzen ist es zu einer Überhitzung der bereits leicht abgekühlten, Quarz-führenden Schmelze gekommen. Diese Überhitzung erfolgte noch während der Wachstumsphase der Kristalle, so dass nach der Förderung des Magmas in den Resorbtionsbuchten Material der Matrix auskristallisieren konnte.
In der mikrokristallinen Matrix ist der Quarz in den meisten Proben mit Feldspat granophyrisch verwachsen.

Akzessorien:
Als akzessorische Mineralphasen sind vereinzelt Apatit und Titanit in den Vulkanitproben des gesamten Zeitbereiches vorhanden. Sie konnten auch mineralchemisch nachgewiesen werden.
Apatit tritt meist als kleiner, langstengelig bis nadelig ausgebildeter, idiomorpher Phänokristall auf. Vereinzelt wurden auch Apatit-Einschlüsse in Plagioklas-Phänokristallen beobachtet.
Früh kristallisierte, primäre Titanite sind als xenomorphe Einschlüsse in hydrothermal alterierten Pyroxenen erhalten geblieben.

Spät kristallisierte Mineralphasen:
Die amygdaloiden und zerklüfteten Bereiche der Vulkanite sind mit Quarz und Karbonaten gefüllt worden. Calcit konnte als Karbonatphase mineralchemisch belegt werden.

3.3.2.5 Alterationen

Die Vulkanite im Arbeitsgebiet sind stark durch Alterationen geprägt. Typische Alterationsminerale sind Chlorite, Glimmer, Epidote, Quarz und Karbonat. Die Epidote, Glimmer und Chlorite wurden mineralchemisch untersucht, um Aussagen über die Alterationsbedingungen treffen zu können. So deutet die Iddingsitisierung der Olivine einiger Vulkanite im mittleren bis ?oberen Jura auf eine hoch-hydrothermale Überprägung bei Temperaturen von weniger als 400 °C (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1987) hin. Die weit verbreitete Chloritisierung der Amphibole aus der oberen Trias und der unteren Kreide, im Zusammenhang mit der Umwandlung zu Quarz und Karbonat, ist dagegen auf eine niedrig-T-Metamorphose zurückzuführen.

3.3.2.5.1 Alteration der Feldspäte

Häufig ist eine alterationsbedingte Chloritisierung und Karbonatisierung der Schmelz-Einschlüsse in den Feldspat-Phänokristallen zu beobachten.
Bei den Phänokristall-Bereichen mit albitischer Zusammensetzung, die in einigen Labradorit-Phänokristallen von der mittel- bis ?oberjurassischen Probe 95-70 auftreten (Fsp 3, Profil 2, Abb. 3.35), handelt es sich um Alterationsprodukte. Durch hydrothermale Propylitisierung kommt es unter anderem zu einer Albitisierung der Plagioklase. Die geochemischen

Verteilungsmuster (s. Kapitel 3.4 Gesteinschemische und isotopische Befunde) ergeben bei der obertriassischen Probe 96-83 keinen und bei der unterkretazischen Probe 96-181 nur den Hinweis auf eine sehr geringe Fraktionierung von Plagioklas. Daher werden die albitischen Feldspat-Zusammensetzungen dieser Proben ebenfalls auf eine Propylitisierung der Proben zurückgeführt. Die polysynthetisch verzwillingten Phänokristalle von Probe 96-83 zeigen eine Propylitisierung der Plagioklase an, die zu albitischen Zusammensetzungen mit Karbonat, Chlorit, Sericit und Quarz geführt hat. Für eine hydrothermale Überprägung sprechen bei Probe 96-181 ebenfalls die sericitisierten Resorptionsbereiche und die Albitisierung der polysynthetisch verzwillingten Plagioklase. Alterationsphänomene der Feldspäte sind auch in weiteren Proben des mittleren bis ?oberen Jura zu beobachten. Hohe Ab-Gehalte (An_{1-3}) in den karbonatisierten und chloritisierten Plagioklas-Bereichen von Probe 95-25 sind auf eine Propylitisierung durch hydrothermale Tätigkeiten zurückzuführen. Die starke Sericitisierung der Alkalifeldspäte von Probe 95-45 ist ebenso als Indiz einer hydrothermalen Überprägung dieser Probe anzusehen. Die hohen Ab-Gehalte in den Plagioklasen der Proben 97-235 und 97-255 (Abb. 3.24) sind neben der Fraktionierung von Plagioklas (für Dacite wäre ein Gehalt von An_{30-50} typisch) auch durch hydrothermale bzw. autometasomatische Überprägungen bedingt, die zu rein albitischen Zusammensetzungen geführt haben. Auf eine hydrothermale Überprägung deuten auch die Hellglimmer-Einschlüsse (s. Kapitel 3.3.2.5.3.2 Glimmer) und damit die sericitisierten Resorptionsbereiche der Albite beider Proben und die Epidot-Einschlüsse in den skelettartig aufgebauten Albiten der Probe 97-255 hin. Bei den eingeschlossenen Epidoten handelt es sich in der Regel um epidotisierte Klinopyroxene (s. Kapitel 3.3.2.5.3.1 Epidote).

3.3.2.5.2 Alterationen der Pyroxene

Auch für die Bastitisierung der Orthopyroxene und die Alterationen der Klinopyroxene sind weitgehend hydrothermale Aktivitäten verantwortlich. Dabei sprechen die Chloritisierung und Serpentinitisierung eher für eine niedrig-hydrothermale Überprägung. Die in den einzelnen Proben unterschiedlich stark ausgeprägte Chloritisierung der Klinopyroxene erfolgte ausgehend von Schwächezonen in den Phänokristallen und ist damit auf hydrothermale Ereignisse zurückzuführen. Die in einigen Gebieten (Sierra Fraga, Caleta el Cobre, Mina Julia und bei Probe 95-45 aus dem mittleren bis ?oberen Jura des Cerro del Difunto-Profils) auftretende Uralitisierung der Klinopyroxene deutet dagegen auf eine hoch-hydrothermale bis niedrig metamorphe Überprägung hin. Eine kontaktmetamorphe Überprägung mit Amphibol-Neubildungen durch benachbarte jüngere Intrusionen ist ebenfalls nicht auszuschließen. Die Bildung von Karbonaten, Hämatit und Quarz kann sowohl niedrig-hydrothermal- als auch verwitterungsbedingt sein.

3.3.2.5.3 Alterationsminerale

3.3.2.5.3.1 Epidote

Strukturformelberechnung und Nomenklatur

Minerale der Epidot-Gruppe wurden in zwei trachyandesitischen Proben aus dem Cerro Plomo-Profil untersucht. Die Ergebnisse der Mikrosondenanalyse und die Strukturformelberechnung befinden sich im Anhang in Tab. A5. Die allgemeine Strukturformel der Epidote: $X_2\ Y_3\ Z_3\ (O, OH, F)_{13}$ wurde auf der Basis von 12,5 Sauerstoffatomen (O_{12} (OH)) und 8 Kationen pro Formeleinheit berechnet, unter der Annahme, dass das gesamte Eisen in dreiwertiger Form als Fe^{3+} vorliegt. Die Besetzung der Positionen erfolgte nach den folgenden Vorgaben:

Z = Si, Al (IV)
Y = Al (VI), Ti, Mn, Fe
X = Mg, Ca, Mn, Na, K

Neben der Berechnung der Strukturformel erfolgte die Berechnung der Pistazitkomponente (Pz: $Ca_2\ Fe^{3+}_3\ [Si_3O_{12}]\ (OH)$). Die Grenze zwischen Klinozoisit ($Ca_2\ Al_3\ [Si_3O_{12}]\ (OH)$) und Epidot liegt bei Pz_{15} (DEER et al. 1986).

Analytische Ergebnisse

Es wurden Epidote in zwei Vulkaniten (Proben 97-235 und 97-255) aus dem mittleren bis ?oberen Jura des Cerro Plomo-Profils untersucht. Bei den untersuchten Mineralen der Epidot-Gruppe handelt es sich mit einer Ausnahme um Epidote (Tab. A5). Die Ausnahme bildet eine Klinozoisit (Pz_8) in einem Feldspat der Probe 97-255. Die Gehalte der Epidote in den Proben schwanken zwischen Pz_{20} und Pz_{36}. Die Epidote treten sowohl in der Matrix als auch in Plagioklasen auf.

In der Probe 97-235 wurden des weiteren Epidote in einem Klinopyroxen und in einem älteren, resorbierten Plagioklaskern untersucht. Die Pistazit-Gehalte der Epidote in den Plagioklasen und dem Klinopyroxen liegen bei Pz_{28}. Der Epidot in dem resorbierten Plagioklaskern erreicht mit Pistazit-Gehalten von Pz_{26} bis Pz_{34} noch höhere Fe-Gehalte.

Die Pz-Gehalte der Matrix-Epidote in Probe 97-255 sind mit Werten von Pz_{28} bis Pz_{36} ebenfalls gegenüber den eingeschlossenen Epidoten (Pz_{20} bis Pz_{27}) zu höheren Fe- bzw. Pz-Gehalten verschoben.

Epidote können als akzessorischer Gemengteil in sauren, magmatischen Gesteinen als frühes Kristallisationsprodukt bei der magmatischen Kristallisation auftreten (DEER et al. 1992). Der Eisen-Anteil (Pz-Gehalt) in den Epidot-Mineralen ist druck- und temperaturabhängig. Er fällt mit steigender Temperatur und steigendem Druck (DEER et al. 1992). Verbreiteter ist dagegen die Entstehung der Epidote bei der hydrothermalen Alteration, z. B. durch die Saussuritisierung von

Plagioklas und Ca-Pyroxenen. Dabei übernehmen die Epidot-Minerale das Ca u.a. aus der An-Komponente der Plagioklase (DEER et al. 1992).

Die Epidot-Zusammensetzungen in den Einschlüssen und in den Mikrolithen der Matrix sind bei beiden Proben das Produkt einer hydrothermalen bis schwach epizonalen metamorphen Überprägung. Dabei hat sich die Überprägung auf die Zusammensetzung der Matrixkristalle entsprechend intensiver und bis hin zu niedrigeren Temperaturen ausgewirkt.

3.3.2.5.3.2 Glimmer und ähnliche Schichtsilikate

Strukturformelberechnung und Nomenklatur

Bei den untersuchten Glimmern handelt es sich um dioktaedrische Glimmer (Hellglimmer) und Schichtsilikate mit ähnlicher Zusammensetzung.

Die Mikrosondenanalysen und die Strukturformelberechnung der Glimmer befinden sich im Anhang in der Tabelle Tab. A6. Die Berechnung der allgemeinen Strukturformel der Glimmer: $X_2\ Y_{4\text{-}6}\ Z_8\ O_{20}\ (OH, F)_4$ erfolgte auf der Basis von 22 Sauerstoffatomen. Der Fe^{3+}-Gehalt wurde bei einer Normierung auf 12 Kationen über den Ladungsausgleich berechnet. Die Besetzung der Positionen beruht auf den Vorgaben von DEER et al. (1992):

Z = Si, Al (IV), Fe^{3+}

Y = Al (VI), Fe^{3+}, Ti, Fe^{2+}, Mn, Mg

X = Ca, Na, K

Neben der Berechnung der Strukturformel erfolgte für die dioktaedrischen Glimmer die Berechnung ihrer Endglieder:

Muskowit (Ms) =	$K_2\ Al_4\ [Si_6\ Al_2\ O_{20}]\ (OH)_4$
Paragonit (Pg) =	$Na\ Al_4\ [Si_6\ Al_2\ O_{20}]\ (OH)_4$
Margarit (Ma) =	$Ca_2\ Al_4\ [Si_4\ Al_4\ O_{20}]\ (OH)_4$
Seladonit (Se) =	$K_2\ (Mg, Fe^{2+})_2\ (Fe^{3+}, Al)_2\ [Si_8\ O_{20}]\ (OH)_4$

Analytische Ergebnisse

In vier Proben aus der oberen Trias (Probe 96-83), dem Jura (Probe 95-45 und 96-57) und der unteren Kreide (Probe 96-181) konnten dioktaedrische Glimmer nachgewiesen werden. Die Glimmer treten als Umwandlungsprodukte in Plagioklasen und Pyroxenen sowie in der Matrix und als Füllungen in Hohlräumen (z. B. in Blasen) auf. Bedingt durch die bei allen untersuchten, dioktaedrischen Glimmern auftretende Seladonit-Substitution (Mg + Fe^{2+} für Al VI und Si für Al IV) handelt es sich um Phengite und Seladonite (Abb. 3.46).

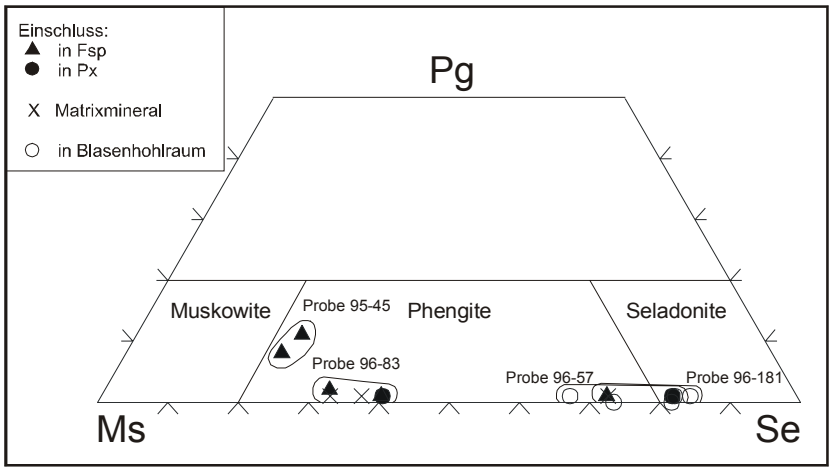


Abb. 3.46: Klassifikationsdreieck der Hellglimmer aus SCHLIESTEDT (1980). Abkürzungen: Ms = Muskowit, Se = Seladonit, Pg = Paragonit, Fsp = Feldspat, Px = Pyroxen.

Obere Trias:

Die Glimmer der dacitischen Lava (Probe 96-83) treten in Pseudomorphosen nach Pyroxen zusammen mit Chlorit auf. In den Albiten bilden sie xenomorphe, sericitisierte Bereiche und die Glimmer der Matrix zeigen Pseudomorphosen nach Feldspat. Bei den Glimmern handelt es sich ausschließlich um Hellglimmer. Mit einem niedrigen bis mittleren Se-Gehalt zwischen Se_{32} und Se_{40} (bei Ms_{58-66} und Ma + Pg < 3 Mol.%) haben sie eine phengitische Zusammensetzung (Abb. 3.46).

Mittlerer bis ?oberer Jura:

Der ignimbritische Trachydacit (Probe 96-57) weist in Blasenhohlräumen intensiv grün gefärbte Glimmer auf. Bei diesen Glimmern handelt es sich um dioktaedrische Glimmer mit einem Se-Gehalt von Se_{66} bis Se_{80} (bei Ms_{17-32} und Ma + Pg < 3 Mol.%, Abb. 3.46). Auf Grund der Zusammensetzung und der intensiven grünen Färbung handelt es sich bei diesen dioktaedrischen Glimmern vermutlich um Fe^{3+} reiche Seladonite, deren niedrige Oxid-Summe auf die Beteiligung weiterer Schichtsilikate schließen lassen.

In dem basaltischen Trachyandesit (Probe 95-45) wurden die sericitisierten Bereiche der Plagioklase analysiert. Alle Analysen weisen eine Unterbesetzung der Oktaederposition auf. Die Gehalte um Se_{23} sind relativ gering (bei Ms_{64-69} und Ma < 2,5 Mol.%, Abb. 3.46). Dagegen sind die Pg-Gehalte vergleichsweise hoch (Pg_{8-11}).

Untere Kreide:

Bei den Schichtsilikaten der trachytischen Lava (Probe 96-181) handelt es sich um “mixed layer“-Schichtsilikate deren Oxid-Summen mit unter 90 Gew.% sehr gering sind und auf einen hohen Anteil an H_2O hindeuten. Sie ähneln in ihrer Zusammensetzung den Seladoniten (Abb.

3.46). H_2O-Gehalte bis 13,5 Gew.% sind bei Glaukoniten bzw. Seladoniten nicht ausgeschlossen (RÖSLER 1980).

Eine Ausnahme bildet der sericitisierte Bereich in einem Feldspat, der wie die Phengite der Probe 95-45 eine Unterbesetzung der Oktaederposition aufweist. Die Zusammensetzung des Sericites entspricht der im Vergleich Pg-reichen und Se-armen Zusammensetzung der Sericite in den Feldspäten der Probe 95-45.

Die übrigen dioktaedrischen Glimmer der Probe 96-181 treten in der Matrix, in einer Pyroxen-Pseudomorhose und in den Blasenhohlräumen zusammen mit Chlorit auf. Sie zeigen eine sehr viel weitergehende Seladonit-Substitution (Se_{69-83}). Ein Einschluss in einem Feldspat weist eine entsprechende Zusammensetzung auf. Die Seladonite sind Fe^{3+}-ärmer und K-reicher als die Seladonite der Probe 96-57. Auf Grund ihres geringeren Fe^{3+}-Gehaltes fehlt ihnen die intensive grüne Färbung.

Ursachen der sekundären Ausbildung von Hellglimmern

In den Plagioklas-Phänokristallen ist es zu einer Sericitisierung der an An-Komponente reicheren Zonen gekommen, so dass in den Albiten Hellglimmer mit einer phengitischen oder seladonitischen Zusammensetzung kristallisiert sind. Die Sericitisierung der Feldspat-Phänokristalle (Probe 96-83, 95-45, 96-181) als auch der Matrix-Feldspäte (Probe 96-83 und 96-181) spricht ebenso für eine hydrothermale Überprägung, wie die mit Chlorit assoziierten Phengite (Probe 96-83) bzw. Seladonite (Probe 96-181) in den Pseudomorphosen nach Pyroxen.

Bei allen Hellglimmern ist eine Entstehung als Reaktionsprodukte einer hydrothermalen Überprägung denkbar.

3.3.2.5.3.3 Chlorite

Strukturformelberechnung und Nomenklatur

Die Mikrosondenanalysen und die Strukturformelberechnung der Chlorite befinden sich im Anhang in der Tabelle Tab. A7. Die Berechnung der allgemeinen Strukturformel der Chlorite: $(R^{2+}, R^{3+})_{12}$ $[Si_{8-x}\ R^{3+}_x]$ O_{20} $(OH)_{16}$ erfolgte auf der Basis von 28 Sauerstoffatomen. Der Eisengehalt der Chlorite wurde als Fe^{2+} berechnet. Die Besetzung der Positionen erfolgte in Abhängigkeit vom gemessenen Elementspektrum nach den Vorgaben von DEER et al. (1992):

R^{2+} = Mg, Fe, Mn

R^{3+} = Al

Analytische Ergebnisse

Die untersuchten obertriassischen bis unterkretazischen Chlorite sind häufig nicht frei von Verunreinigungen. Dabei darf die Summe von Na_2O, K_2O und CaO nicht größer als 0,5 Gew.% sein (TRÖGER 1971). In der Tabelle Tab. A7 im Anhang sind nur die Analysen der

verunreinigungsfreien Chlorite aufgeführt. In die Grafiken Abb. 3.47 – 3.49 sind auch Chlorite mit leichten Verunreinigungen aufgenommen worden, da sich trotz der Verunreinigungen tendenzielle Aussagen über die Zusammensetzung der Chlorite treffen lassen. Zu beachten ist dabei, dass die Verunreinigungen zu einer Überschätzung der Si-Gehalte der Chlorite in Abb. 3.49 führen.

Bei den untersuchten Chloriten handelt es sich um trioktaedrische Vertreter der Mg-Fe-Serie mit dem Mg-dominanten Endglied Klinochlor ($(Mg_{10}\ Al_2)\ [Si_6\ Al_2]\ O_{20}\ (OH)_{16}$) und dem Fe^{2+}-dominanten Endglied Chamosit ($(Fe^{2+}{}_{10}\ Al_2)\ [Si_6\ Al_2]\ O_{20}\ (OH)_{16}$). Der Anteil an Mn ist mit maximal 0,25 Atomen/Formeleinheit (Probe 96-57) gering. Die Substitution von Si durch Al in der Tetraederposition (x) beträgt 0,35 - 2,5 Al-Atome/8 Tetraederpositionen und liegt auf Grund von Verunreinigungen bei einigen Proben etwas außerhalb des nach BAILEY (1988) für Chlorite üblichen Ersatzes von 0,8 - 3,6 Atomen/8 Tetraederpositionen. Die untersuchten Mg-Fe-Chlorite der unteren Trias, des Juras und der Gänge haben Mg/(Mg+Fe)-Werte zwischen 0,40 und 0,80. Dabei können mit variierenden Zusammensetzungen von Klinochlor und Chamosit, dessen Zusammensetzung zum Teil im Grenzbereich zum Klinochlor liegt, zwei Chlorit-Gruppen beobachtet werden. Extrem Mg-reicher Klinochlor wurden bei der unterkretazischen Lava (Probe 96-181) gefunden.

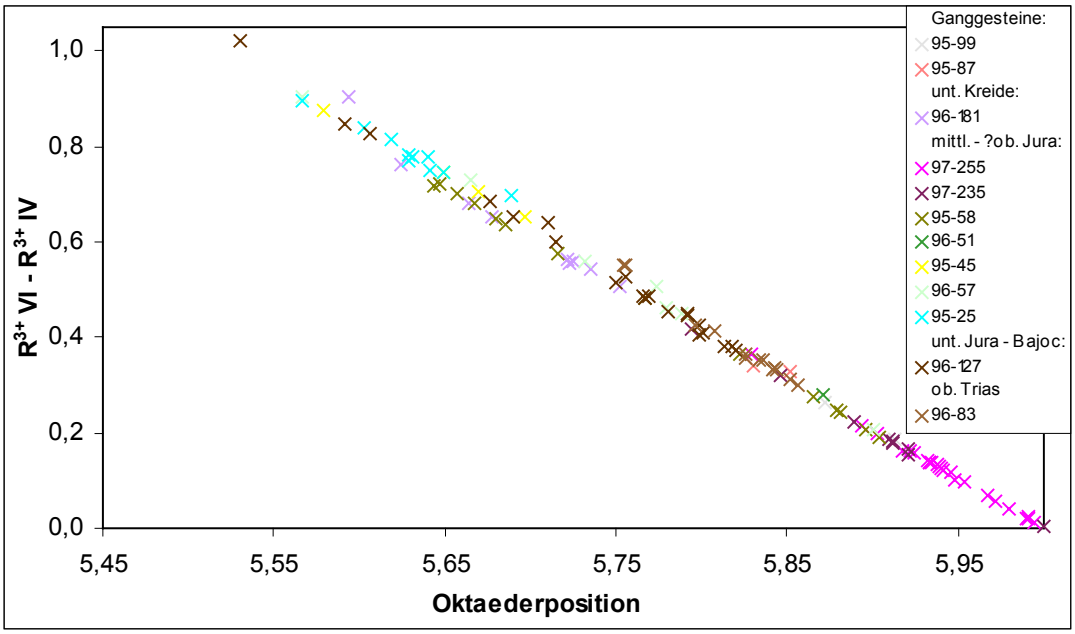


Abb. 3.47: Linearer Zusammenhang zwischen der Kationenbesetzung der Oktaederposition (6 Kationen/halbe Formeleinheit) und der Differenz der dreiwertigen oktaedrischen mit den dreiwertigen tetraedrischen Kationen. Die Besetzungen sind jeweils bezogen auf die halbe Formeleinheit.

Bei den meisten Proben ist eine Unterbesetzung der Oktaederposition zu beobachten. In den trioktaedrischen Chloriten wird bei einem Überschuss an dreiwertigen, oktaedrischen Kationen gegenüber dem dreiwertigen Al in der Tetraederposition die Oktaederposition auf Grund des erforderlichen Ladungsausgleiches nicht mehr voll besetzt (BAILEY 1988). Dabei ist der Überschuss an dreiwertigen Kationen auf der Oktaederposition im Vergleich zur

Tetraederposition doppelt so groß wie die Unterbesetzung der Oktaederposition (Abb. 3.47). Dieser Trend konnte bei allen untersuchten Chloriten beobachtet werden. Die in Abb. 3.47 angegebenen Werte beziehen sich jeweils auf die halbe Formeleinheit.

Die Abweichung der Al IV- von den Al VI-Gehalten spricht für eine dioktaedrische Substitution (AM), bei der Mg für Al VI im Verhältnis 3:2 ausgetauscht wird. Diese Substitution zeigt sich in Abb. 3.48 durch eine Abweichung von der 1:1-Geraden zu höheren Al VI (+2Ti+Cr-1)-Gehalten (LAIRD 1988). Proben die der Al VI-, Cr- oder Ti-Tschermak (TK)-Substitution (Si und Mg für Al VI, Cr oder Ti und Al IV) folgen, liegen auf der 1:1-Geraden. Die aus dem mittleren bis ?oberen Jura des Cerro Plomo-Profils stammende Probe 97-255 zeigt für die meisten Pseudomorphosen nach Orthopyroxen und die Matrix-Kristalle, ausgehend vom Klinochlor, nur eine schwache dioktaedrische Substitution. Die Chlorite in den Klinopyroxen von Probe 97-255 haben dagegen nur eine Tschermak-Substitution. Die triassische Probe 96-83 und das Ganggestein (Probe 95-87) zeigen bei einer konstanten dioktaedrischen Substitution eine Tschermak-Substitution. Alle Chlorite der anderen jurassischen und unterkretazischen Proben besitzen sowohl eine dioktaedrische als auch eine Tschermak-Substitution mit unterschiedlichen Anteilen.

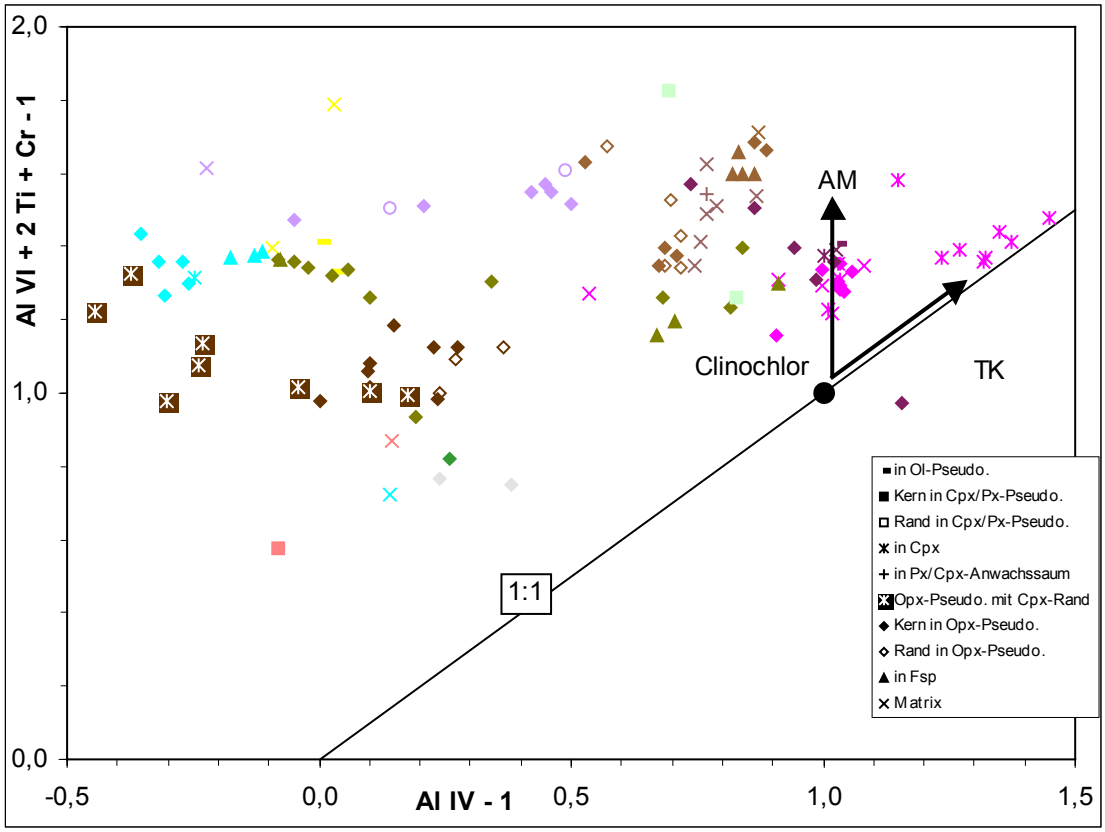


Abb. 3.48: Chlorit-Zusammensetzungen reiner Chlorite von Proben der Abb. 3.47. Variationen entlang der 1:1-Geraden entsprechen einer Tschermak-Substitution (TK). Die dioktaedrische Substitution AM führt zu Werten oberhalb der 1:1-Geraden.

Obwohl die FM-Substitution von Fe^{2+} für Mg auf der Oktaederposition keinen Einfluss auf den Ladungsausgleich hat und sie unabhängig von den Al IV- und Al VI-Gehalten sein sollte, haben Fe-reiche Chlorite niedrigere Si- und damit höhere Al IV-Gehalte, als die Mg-reichen Chlorite (Abb. 3.49). Nach BAILEY (1988) ist dadurch eine bessere Anpassung der lateralen Dimensionen der Tetraeder- und Oktaederschichten gegeben.

Obere Trias:

Bei den Chloriten der dacitischen Lava (Probe 96-83) aus der Quebrada Cachina handelt es sich um Mg-Fe-Chlorite, die nach BAILEY (1988) Klinochlor-Zusammensetzungen aufweisen (Abb. 3.49). Die chloritisierten Schmelz-Einschlüsse in den Feldspäten haben vergleichsweise niedrige Si-Gehalte und Mg-Anteile. Die Zusammensetzungen der Chlorite in den Pseudomorphosen nach Pyroxen und in den Chloriten der Matrix sind weiter gestreut und erstrecken sich zu etwas Mg-reicherem Klinochlor. Eine Tendenz zu niedrigeren Si-Gehalten ist in den Rändern der Chlorit-Pseudomorphosen nach Pyroxen zu erkennen.

Unterer Jura - Bajocium:

In der basaltisch andesitischen Lava (Probe 96-127) aus der Sierra Minillas wurden sehr Si-reiche Mg-Fe-Chlorite gefunden, die nach BAILEY (1988) ebenfalls zu den Klinochlorit-Zusammensetzungen gehören (Abb. 3.49). Die Chlorite treten in Pseudomorphosen nach Orthopyroxen auf. Ein Teil der Pseudomorphosen nach Orthopyroxen besitzt einen idiomorphen Klinopyroxenrand. Während die Chlorit-Pseudomorphosen ohne Klinopyroxenrand die typischen, niedrigeren Si-Gehalte bei höheren Fe-Gehalten aufweisen (Trend 1), zeigen die Chlorite, der mit einem Klinopyroxenrand umgebenen Pseudomorphosen nach Orthopyroxen, einen Trend zu höheren Si-Gehalten bei höheren Fe-Anteilen (Trend 2). Der Si-Gehalt liegt mit 7,65 Atomen/Formeleinheit außergewöhnlich hoch. Quarz-Einschlüsse konnten aber nicht beobachtet werden. Kern-Rand-Zonierungen in den chloritisierten Bereichen sind in beiden Fällen selten. Sie zeigen eine Tendenz zu Si-ärmeren Chloriten an den Rändern.

Mittlerer bis ?oberer Jura:

Cerro del Difunto-Profil:

In der trachyandesitischen Lava (Probe 95-25) weist der Klinochlor außergewöhnlich hohe Si-Gehalte auf (Abb. 3.49). Dabei liegen die Zusammensetzungen in einem alten, resorbierten Feldspatkern (▲) auf einer Linie (Trend 1) mit einem Si- und Mg-ärmeren, chloritisierten Matrixmineral (**x**). Die etwas Si-reicheren Chlorite in dem Klinopyroxen und den Chlorit-Pseudomorphosen nach Orthopyroxen liegen dagegen auf einer Linie (Trend 2) mit einem zweiten, chloritisierten Matrixmineral, das Mg-ärmer aber Si-reicher als das erste ist. Dieser Trend zusammen mit den hohen Si-Gehalten konnte bereits bei den mit Klinopyroxenen

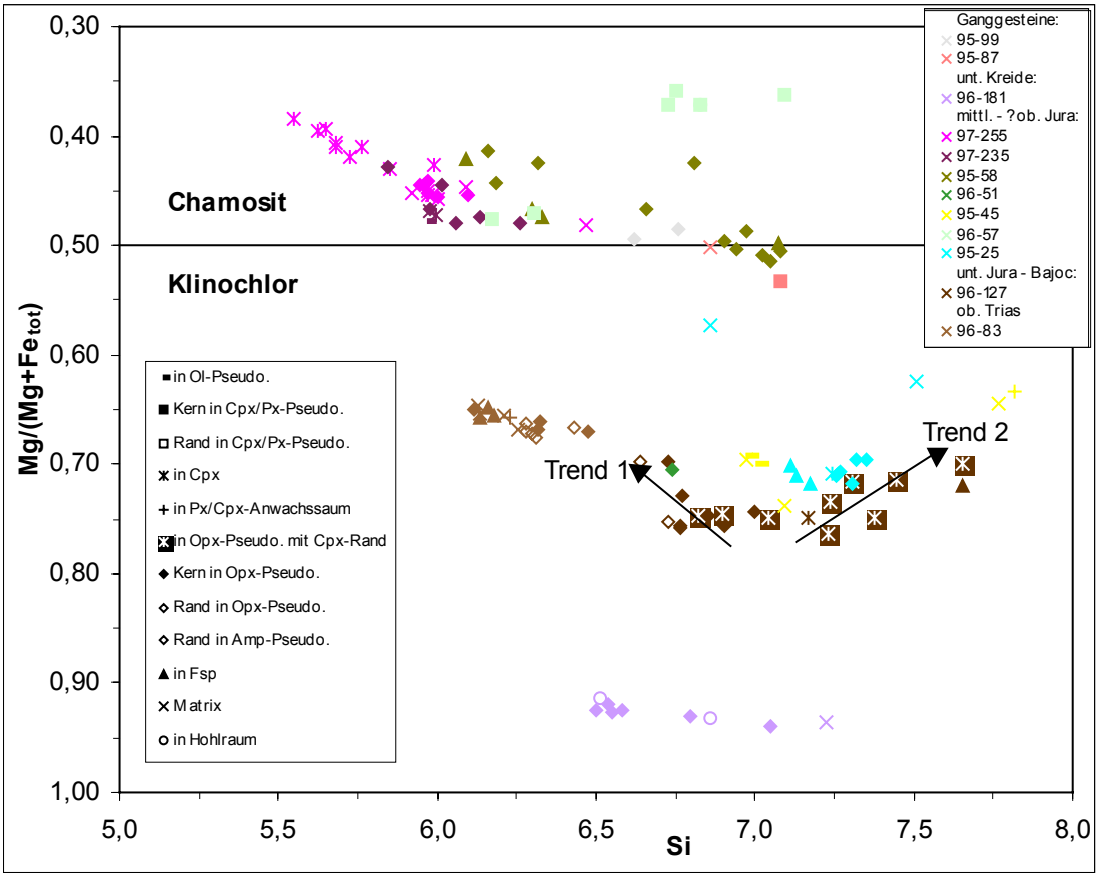


Abb. 3.49: Mg-Fe-Verhältnisse der Chlorite und Klassifikation nach BAILEY (1988).

ummantelten Chloriten der Probe 96-127 beobachtet werden. Beide Chlorite in der Matrix haben vergleichsweise niedrigere Mg- bzw. höhere Fe-Anteile als die eingeschlossenen Chlorite.

Im trachydacitischen Ignimbrit (Probe 96-57) wurde nach der Nomenklatur von BAILEY (1988) überwiegend Chamosit gebildet (Abb. 3.49). Die Chlorite in den Pseudomorphosen nach Pyroxen folgen Trend 2 mit Fe-ärmerem Chamosit bei niedrigeren Si-Gehalten und Fe-reicherem Chamosit bei höheren Si-Gehalten. Mikroskopisch ist erkennbar, dass die Chloritisierung der Pyroxene in den Bereichen mit den hohen Si-Gehalten noch nicht abgeschlossen ist, während der Fe-ärmere Chamosit mit den niedrigen Si-Gehalten den Pyroxen vollständig ersetzt hat. Derartiger Chamosit konnten auch als Hohlraumfüllungen in Blasen nachgewiesen werden.

Die Chlorite der basaltisch trachyandesitischen Lava (Probe 95-45) folgen dem typischen Chlorittrend 1. Bei den Chloriten in der Matrix und in einer Pseudomorphose nach Olivin handelt es sich nach der Nomenklatur von BAILEY (1988) um Klinochlor (Abb. 3.49). Des weiteren konnten ein chloritisierter amphibolisierter Anwachssaum um einen Klinopyroxen und entsprechend alterierte Kristalle in der Matrix beobachtet werden, die dem Trend 2 folgen.

In einer Pseudomorphose nach Orthopyroxen aus der basaltisch trachyandesitischen, subvulkanischen Intrusion (Probe 96-51) wurde nach BAILEY (1988) ein Klinochlor nachgewiesen (Abb. 3.49).
Die jüngeren Vulkanite ab der trachydacitischen Lava (Probe 95-58) führen Chlorite mit höheren Fe-Gehalten. Bei den Chloriten der Probe 95-58 handelt es sich nach der Nomenklatur von BAILEY (1988) um Chamosit, der teilweise im Grenzbereich zum Klinochlor liegt (Abb. 3.49). Die Si-Gehalte der Chlorit-Pseudomorphosen nach Orthopyroxen und der Chlorite in den Albiten variieren stark und folgen dem Trend 1 mit höheren Mg-Anteilen bei höheren Si-Gehalten.

Cerro Plomo-Profil:
Bei den Chloriten der trachyandesitischen Lava (Probe 97-235) handelt es sich um vergleichsweise Si-armen Chamosit (Abb. 3.49). Der Chemismus der Chlorite in den chloritisierten Bereichen eines Klinopyroxenes, in den Einschlüssen eines resorbierten Feldspates, in chloritisierten Matrixbereichen und in den Pseudomorphosen nach Orthopyroxen folgt dem Trend 1.
In den Proben 97-235 und 97-255 tritt die Chloritisierung der Klinopyroxene ausgehend von den Kristallrändern entlang von Rissen auf. Die von der Chloritisierung betroffenen Bereiche sind vollständig zu Chlorit umgewandelt worden, während die restlichen Bereiche der Phänokristalle als Klinopyroxen erhalten geblieben sind.
In der trachyandesitischen Lava (Probe 97-255) trit Si-armer Chamosit mit variierenden Si- und Mg-Gehalten auf, der dem Trend 1 folgt (Abb. 3.49). Der Chemismus des Chamosit in den Pseudomorphosen nach Orthopyroxen und in den chloritisierten Matrixbereichen ist etwas Mg-reicher als bei den chloritisierten Bereichen in den Klinopyroxenen.

Untere Kreide:
Bei den Chloriten der trachytischen Lava (Probe 96-181, Cerro del Difunto-Profil) handelt es sich um Klinochlor (Abb. 3.49). Die Zusammensetzungen der Chlorite folgen mit variierenden Si-Gehalten dem Trend 1.

Gänge im paläozoischen Basement:
Bei den Chloriten in den Pseudomorphosen nach Pyroxen und in der Matrix der Proben 95-87 und 95-99 handelt es sich um Si-reichen Chamosit im Grenzbereich zum Klinochlor, die dem Trend 1 angehören (Abb. 3.49).

Bei den Zusammensetzungen der Chlorite lässt sich ein zeitlicher Trend beobachten. In der oberen Trias, im unteren Jura und im unteren Abschnitt des La Negra-Vulkanismus liegen die Mg-Anteile der Chlorite höher bei 60 - 75 % Mg/(Mg+Fe), während die Mg-Anteile der Chlorite

im oberen Abschnitt des La Negra-Vulkanismus und in den Gängen mit 35 - 50 % Mg/(Mg+Fe) niedriger sind. Eine Ausnahme bildet der Ignimbrit Probe 96-57, der Fe-reichere Chlorite als die übrigen Vulkanite des unteren Abschnittes der La Negra-Formation aufweist. Die Vulkanite, die im Übergang vom Jura zur unteren Kreide im Cerro del Difunto-Profil gefördert worden sind, enthalten mit über 90 % Mg/(Mg+Fe) extrem Mg-reiche Chlorite.

Ursachen für die Variation der Chlorit-Zusammensetzungen

Nach TRÖGER (1971), BAILEY (1988) und DEER et al. (1992) treten Chlorite in basischen bis intermediären, magmatischen Gesteinen als deuterische oder postmagmatische, hoch- bis niedrighydrothermale Alteration von vulkanischen Gläsern und primären Fe-Mg-Mineralen auf. Die beobachteten Al-armen Mg-Fe(II)-Chlorite sind typisch für magmatische Gesteine. Sie sind als Kluft- und Mandelfüllungen sowie als hydrothermale Überprägungen in Eruptivgesteinen weit verbreitet (TRÖGER 1971, DEER et al. 1992).

In magmatischen Paragenesen entstehen Chlorite zum einen bei der Umwandlung von Al-haltigen Fe-Mg-Silikaten, wie z. B. Hornblende und Biotit, und zum anderen bei der Reaktion von Al-armen bis -freien Fe-Mg-Silikaten, wie z. B. Pyroxen und Olivin, mit dem Al-liefernden Plagioklas. Dabei kann es zur Bildung von Chlorit-Pseudomorphosen nach Pyroxen kommen. Als Umwandlungs-, Reaktions- oder Entglasungsprodukte sind die beobachteten Chlorite typisch für autohydrothermale Bildungen (TRÖGER 1971). Chlorite mit mittleren Mg-Fe-Gehalten bilden häufig eine dünne “Haut“ zwischen dem Gestein und jüngeren Mandel- und Kluftfüllungen, wie z. B. Quarz, Calcit und Chalcedon. Derartige “Chlorithäute“ sind in den Hohlraumfüllungen im gesamten Arbeitsgebiet weit verbreitet.

Eine auto- oder fremdhydrothermale Überprägung kann zu einer Vergrünung (Propylitisierung) von Plagioklasen führen (DEER et al. 1992), bei der es u. a. zur Bildung von Ab, Cc, Chl, Serc und Qz kommt. Eine Vergrünung der Plagioklase kann bei der triassischen Probe 96-83 und der mittel- bis ?oberjurassischen Probe 95-58 beobachtet werden.

Nach LAIRD (1988) und DEER et al. (1992) ist die Zusammensetzung der Chlorite häufig vom Ausgangsmineral abhängig. Das Fe/(Fe+Mg)-Verhältnis hängt zusätzlich von der Sauerstoff-Fugazität ab.

Zonierungen

Kern-Rand-Zonierungen mit Si-ärmeren Rändern ließen sich in vollständig zu Chlorit umgewandelten Pseudomorphosen nach Pyroxen bei der triassischen Probe 96-83 und der mitteljurassischen Probe 96-127 beobachten. Das Auftreten einer Zonierung bei vollständig zu Chlorit umgewandelten primären Mineralphasen ist die Folge einer zonaren Chemismusänderung des Primärminerales und nicht eine alterationsbedingte Zonierung durch unterschiedliche Alterationsgrade in den Kernen und Rändern der betroffenen Primärkristalle.

Unvollständige Chloritisierung

Die Orthopyroxene der mitteljurassischen Probe 96-127 sind zum Teil von später kristallisierten Klinopyroxenen überwachsen worden. Anschließend erfolgte eine Chloritisierung der Orthopyroxene. Die hohen Si-Gehalte, im Vergleich zu den normalerweise in natürlichen Chloriten auftretenden Si-Gehalte, sprechen bei den durch einen Klinopyroxenrand oder Feldspat geschützten Chloriten von Trend 2 für eine unvollständige Umwandlung der Orthopyroxene zu Chlorit. Bei den ungeschützten Orthopyroxenen, die dem Trend 1 folgen, ist die Umwandlung zu Chlorit dagegen vollständig abgeschlossen worden.

Der Trend 2 in den Chlorit-Pseudomorphosen nach Orthopyroxen in der mittel- bis ?oberjurassischen trachyandesitischen Lava (Probe 95-25) ähnelt dem beobachteten Trend bei der Probe 96-127. Bei den Chlorit-Pseudomorphosen nach Orthopyroxen in Probe 95-25 ist der hohe Si-Gehalt zusammen mit dem Trend 2 auch in dieser Probe ein Hinweis auf eine unvollständige Umwandlung der Pyroxene zu Chlorit. Der Trend 1 der Chlorite eines Matrixkristalles und der Einschlüsse in einem alten Feldspatkern ist dagegen die Folge einer vollständig abgeschlossenen Alteration bei der Chloritisierung. Die Alteration hat primäre Minerale und Xenokristalle unabhängig von dem Zeitpunkt ihrer Kristallisation erfasst und kann damit als abschließendes, sekundäres Ereignis angesehen werden. Die beiden Trends von Probe 95-25 zeigen, dass es sich bei den chloritisierten Matrixmineralen um zum Teil unvollständig umgewandelte Pyroxene handelt, die Fe-reicher waren als die Klinopyroxen-Phänokristalle.

Bei dem Ignimbrit (Probe 96-57) folgen unvollständig chloritisierte Bereiche in Pseudomorphosen nach Pyroxen dem Trend 2 und weisen niedrigere Mg-Anteile und höhere Si-Gehalte auf. Die Si-Gehalte liegen dabei höher als die bei natürlichen Chloriten vorkommenden Werte. Die Annahme, dass eine unvollständige Umwandlung der primären Kristalle zu Chlorit zu erhöhten Si-Werten und damit zum Trend 2 führen, wurde hiermit bestätigt.

Der vollständig chloritisierte Olivin zusammen mit dem unvollständig chloritisierten, amphibolisierten Anwachssaum um einen Klinopyroxen der mittel- bis ?oberjurassischen Probe 95-45 zeigt 2 Alterationsereignisse an. Bei einem ersten Alterationsereignis wurde ein Teil der Klinopyroxen-Anwachssäume um die Klinopyroxene amphibolisiert. Gleichzeitig wurden die Olivine chloritisiert. Bei einem späteren Alterationsereignis wurden auch die sekundär amphibolisierten Bereiche chloritisiert. Diese zweite Alterationsphase hat zu einer unvollständigen Chloritisierung der Amphibolphase geführt und war vermutlich von einer kürzeren Dauer bzw. einer geringeren Intensität. Die Dauer und Intensitäten beider Alterationen zusammen reichten aus um die Olivine vollständig zu chloritisieren. Sowohl Amphibolsäume um Klinopyroxene (Uralitisierung) als auch die Chloritisierung der Fe-Mg-Silikate Amphibol und Olivin sind typische Umwandlungen bei einer hydrothermalen Alteration (RÖSLER 1981, PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1987, DEER et al. 1992). Es kann folglich bei der Probe 95-45 von 2

hydrothermalen Überprägungen bzw. von 2 Alterationsphasen mit unterschiedlichen Bedingungen ausgegangen werden.

Alterationsgrad

In der triassischen Probe 96-83 und der mittel- bis ?oberjurassischen Probe 95-58 waren Dauer und Intensität der Alteration groß genug, um eine vollständige Chloritisierung der Fe-Mg-Silikate und eine Propylitisierung von Plagioklas zu ermöglichen. Sämtliche dieser Proben folgen in ihrer Chlorit-Zusammensetzung dem Trend 1.

Bei den restlichen, chloritführenden Proben haben Dauer und Intensität der hydrothermalen Beeinflussung nicht ausgereicht um alle Fe-Mg-Silikate vollständig zu chloritisieren. Während die Umwandlung der Pyroxene zu Chlorit in der mitteljurassischen Probe 96-127 und dem Ignimbrit (Probe 96-57) nicht vollständig abgeschlossen ist, haben die mittel- bis ?oberjurassischen Proben 95-25, 95-45, 95-51, 97-235, 97-255, die unterkretazische Probe 96-181 und die beiden Gänge 95-87 und 95-99 noch nicht von der Alteration erfasste Bereiche in den Klinopyroxenen bzw. noch vollständig erhaltene Klinopyroxene.

Die mittel- bis ?oberjurassische Probe 95-25 zeigt mit vollständig erhaltenen Klinopyroxenen und einer unvollständigen Umwandlung der Orthopyroxene zu Chlorit die schwächste hydrothermale Überprägung.

Ein Vergleich der Fe^{2+}/Mg^{2+}-Verhältnisse in den Chloriten mit den Fe^{2+}/Mg^{2+}-Verhältnissen der Klinopyroxene zeigt (Abb. 3.50), dass die Chlorite mit vergleichsweise hohen Mg- bzw. niedrigen Fe^{2+}-Gehalten (der mitteljurassischen Probe 96-127 und der mittel– bis ?oberjurassischen Proben 95-25, 95-45 und 96-51) gegenüber den Klinopyroxenen nur eine schwache Verarmung an Mg bzw. eine leichte Anreicherung an Fe^{2+} aufweisen (annähernd Gleichgewichtsbedingungen). Die Zusammensetzungen des Mg-ärmeren Chamosit der mittel- bis ?oberjurassischen Proben 97-235 und 97-255 sowie der Ganggesteine sind dagegen deutlich Mg-ärmer bzw. Fe^{2+}-reicher als die Klinopyroxene. Sowohl Mg als auch Fe können unter hydrothermalen Bedingungen mobil sein (s. Kapitel 3.4 Gesteinschemische und isotopische Befunde: 3.4.1.2 Elementmobilitäten). Da bei einer hydrothermalen Alteration nicht von einer Anreicherung an zweiwertigem Fe sondern von einer Oxidation des zweiwertigen zu dreiwertigem Fe ausgegangen werden muss, ist die Mobilität von Mg wahrscheinlicher. Die Mobilität von Mg hat in den Chloriten zu einer Abreicherung des Mg-Gehaltes geführt. Für eine Mobilität von Mg sprechen auch die gesteinschemischen Untersuchungen (s. Kapitel 3.4.1.3 Verhalten der Hauptelemente). Die zu niedrigen Fe^{2+}- bzw. zu hohen Mg-Gehalte der Chlorite aus der unterkretazischen Probe 96-181 gegenüber den Klinopyroxenen können dementsprechend auf eine Zufuhr von Mg zurückzuführen sein.

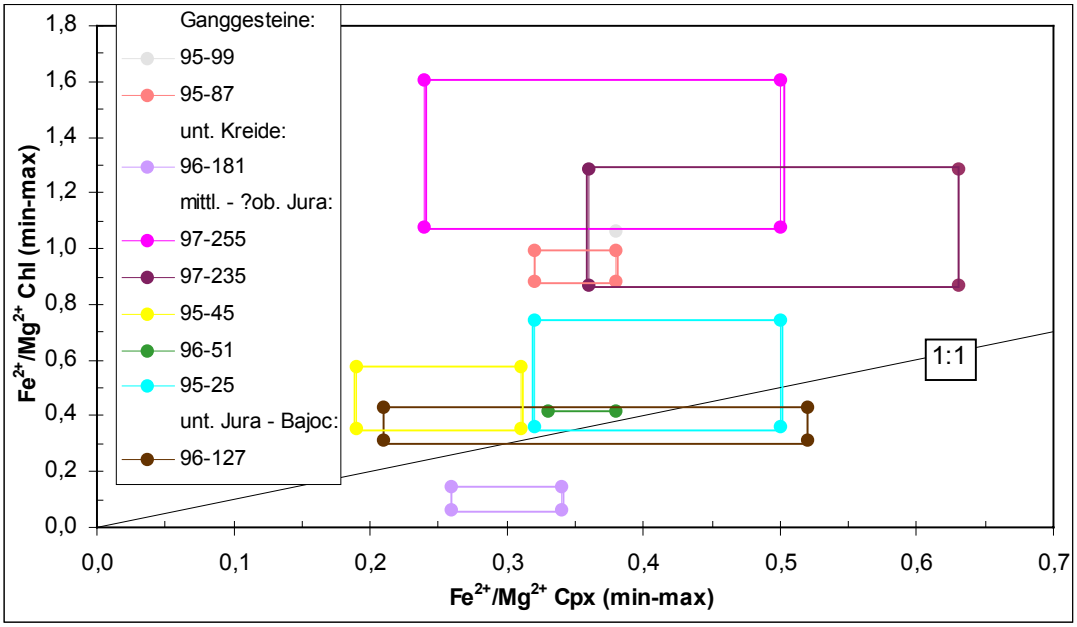


Abb. 3.50: Vergleich der minimalen und maximalen Fe^{2+}/Mg^{2+}-Verhältnisse der Chlorite mit denen der Klinopyroxene. Die 1:1 Linie gibt die Gleichgewichtszusammensetzungen wieder.

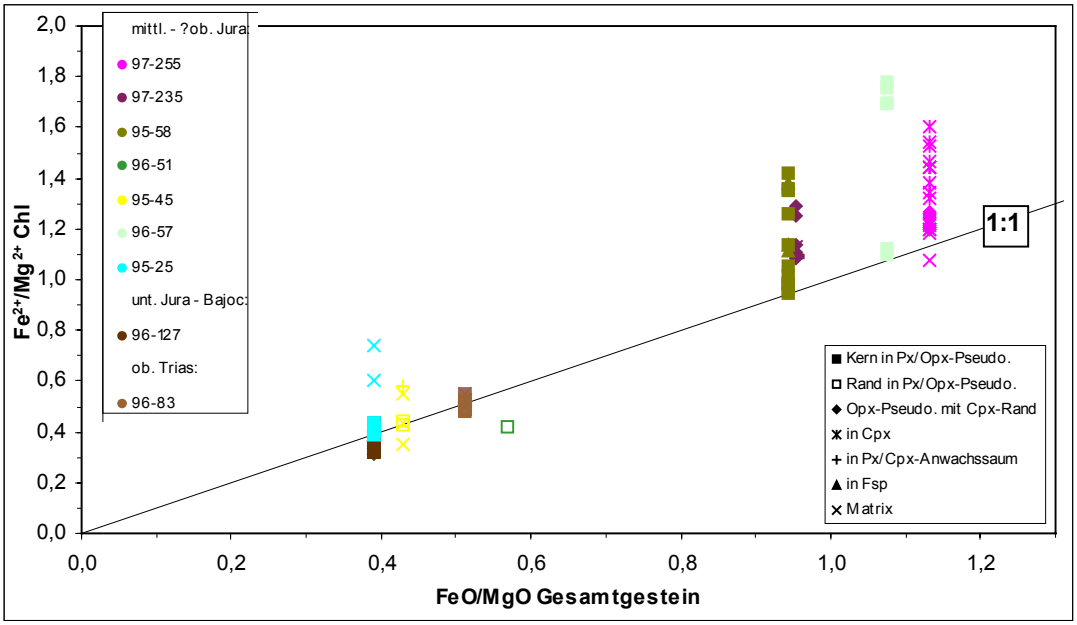


Abb. 3.51: Die Fe/Mg-Verhältnisse der Chlorite und der Gesamtgesteinszusammensetzungen.

Die Chlorite übernehmen im wesentlichen die Fe/Mg-Verhältnisse des Gesamtgesteins (Abb. 3.51), sind aber etwas Fe-reicher bzw. zeigen eine leichte Mg-Verarmung. Sie sind auch Fe-reicher als das Ausgangsmineral Klinopyxroxen (Abb. 3.50). Da kein typisches Mg-Mineral in den Gesteinen vorhanden ist, wird die Verarmung an Mg bzw. die Fe-Anreicherung bei den Chloriten auf die Mobilität und damit auf eine Abfuhr des Mg zurückgeführt.

3.4 Gesteinschemische und isotopische Befunde

Nach einem Abschnitt zur Klassifikation der Vulkanite werden die Haupt- und Spurenelementkonzentrationen sowie die initialen Sr-Nd-Pb-Isotopenverhältnisse für ausgesuchte Proben dargestellt.

3.4.1 Hauptelementchemismus

3.4.1.1 Klassifizierung der Vulkanite

Für die gesteinschemische Interpretation wurden 102 Proben von Vulkaniten und Ganggesteinen geochemisch untersucht. Die Zusammensetzungen sind in der Tabelle Tab. A8 im Anhang aufgelistet.

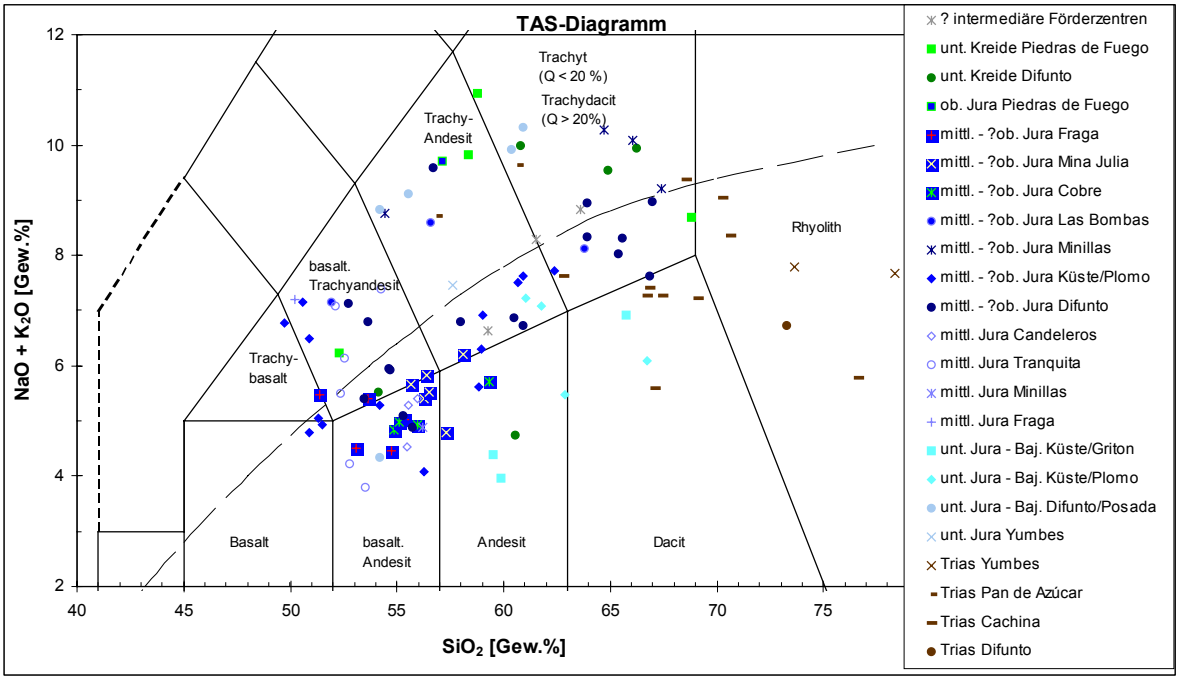


Abb. 3.52: Chemische Klassifizierung und Nomenklatur der Vulkanite im TAS-Diagramm (total alkalis versus silica) nach LE MAITRE et al. (1989). Die gestrichelte Linie gibt die Grenze nach IRVINE & BARAGAR (1971) zwischen alkalischen und subalkalischen Vulkaniten wieder. Q = normativer Quarz-Gehalt.

Die chemische Klassifizierung und Nomenklatur der Vulkanite (Abb. 3.52) beruht auf dem TAS (total alkalis versus silica)-Diagramm nach LE MAITRE et al. (1989).

Die Vulkanite der oberen Trias sind mit Daciten, Trachyten, Trachydaciten und Rhyolithen überwiegend sauer. Eine Ausnahme bilden die Proben aus der Quebrada Pan de Azúcar, die auch eine trachyandesitische Zusammensetzung aufweisen.

Im unteren Jura bis Bajocium sind dagegen überwiegend intermediäre Magmen gefördert worden. Die Vulkanite der Küstenprofile (Quebrada del Gritón und Cerro Plomo) weisen mit

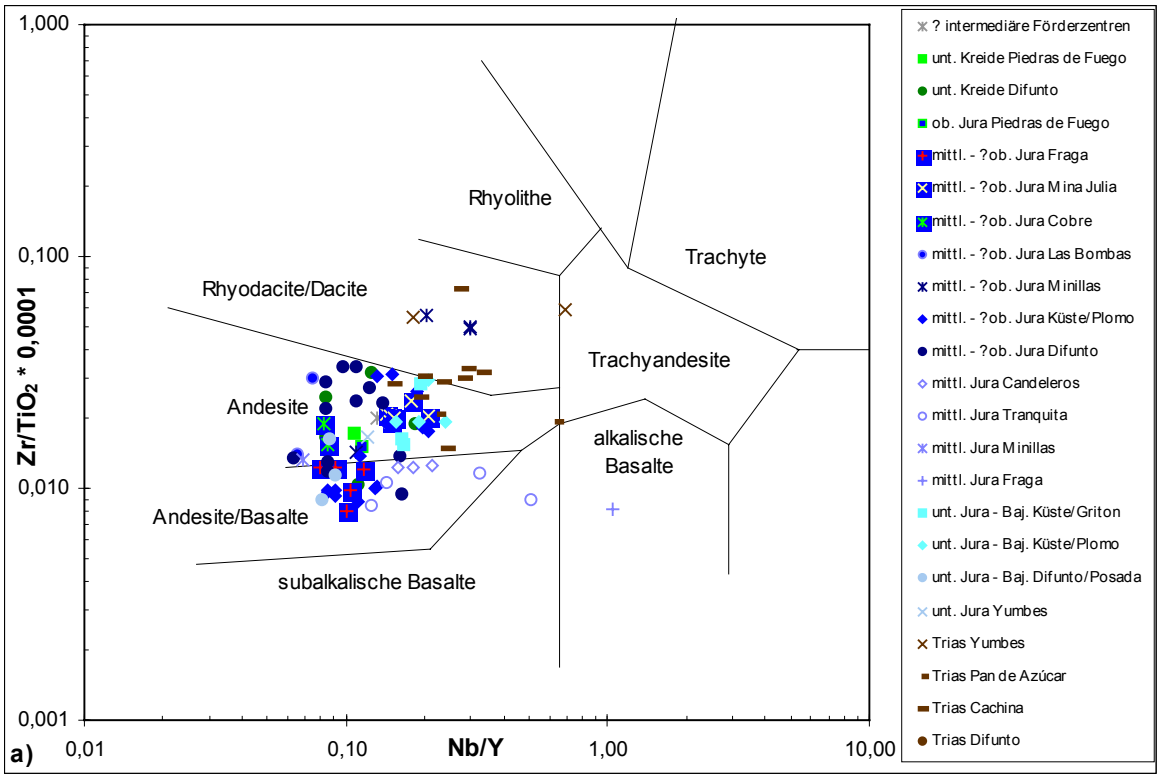
Andesiten, Trachyandesiten und Daciten höhere SiO_2-Gehalte und niedrigere Alkali-Gehalte auf als die basaltischen Andesite, Trachyandesite und Trachyte des südlicher gelegenen Cerro del Difunto-Profils (Posada). Die SiO_2-Gehalte reichen in den Küstenprofilen vereinzelt bis in den sauren Bereich.

Im mittleren bis ?oberen Jura erstreckt sich der SiO_2-Bereich von basischen bis zu sauren Vulkaniten. Die zu Beginn des La Negra-Vulkanismus geförderten Vulkanite im Küstenprofil Cerro Plomo und im Cerro del Difunto-Profil haben geringe SiO_2-Gehalte im Grenzbereich zwischen basischen und intermediären Magmen. Im weiteren Verlauf werden zusätzlich zu diesen SiO_2-ärmeren auch SiO_2-reichere Vulkanite gefördert. Im Cerro del Difunto-Profil wurden basaltische Andesite sowie basaltische Trachyandesite bis Trachydacite abgelagert. Die Vulkanite sind vergleichsweise alkalireich und gehören damit zum Teil alkalischen Serien an. Auch die Vulkanite in den Profilen Sierra Minillas und Las Bombas sind entsprechend alkalireich. Die im Küstenprofil abgelagerten Vulkanite haben basaltische, trachybasaltische bis trachytische Zusammensetzungen. Sie sind damit zum Teil etwas basischer als die Vulkanite im Cerro del Difunto-Profil und weisen insgesamt niedrigere Alkali-Gehalte auf. Auch die basaltischen Andesite und Andesite der im Norden des Arbeitsgebietes gelegenen Profile Mina Julia und Caleta el Cobre sind relativ alkaliarm. Die im Osten und Südosten des Arbeitsgebietes gelegenen Profile Sierra Fraga, Quebrada La Tranquita und Sierra de Candeleros führen mit basaltischen Andesiten bis basaltischen Trachyandesiten verhältnismäßig SiO_2- und alkaliarme Vulkanite.

Die Vulkanite der unteren Kreide decken einen ebenso weiten SiO_2-Bereich wie die Vulkanite des mittleren bis ?oberen Jura ab. Mit Andesiten und basaltischen Trachyandesiten bis Trachydaciten sind sie entsprechend alkalireich.

Zusammenfassend ergibt sich, dass die jurassischen Vulkanite der nördlichen Profile im Arbeitsgebiet (Küstenprofile und nördlich davon) subalkalischen, kalkalkalischen Trends folgen (einzige Ausnahme sind die riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Vulkanite im Profil Cerro Plomo), während die südlicheren Profile (Profil Cerro del Difunto, Las Bombas und Sierra Minillas) zum Teil einem alkalireicheren Trend folgen. Die mittel- bis ?oberjurassischen Laven mit einem alkalireichen Trend sind in der Regel mit Ignimbriten oder ignimbritähnlichen Laven im Gelände assoziiert.

Die Gesteine des im Südosten des Arbeitsgebietes gelegenen Profils Sierra Fraga folgen wieder dem alkaliärmeren, kalkalkalischen Trend.



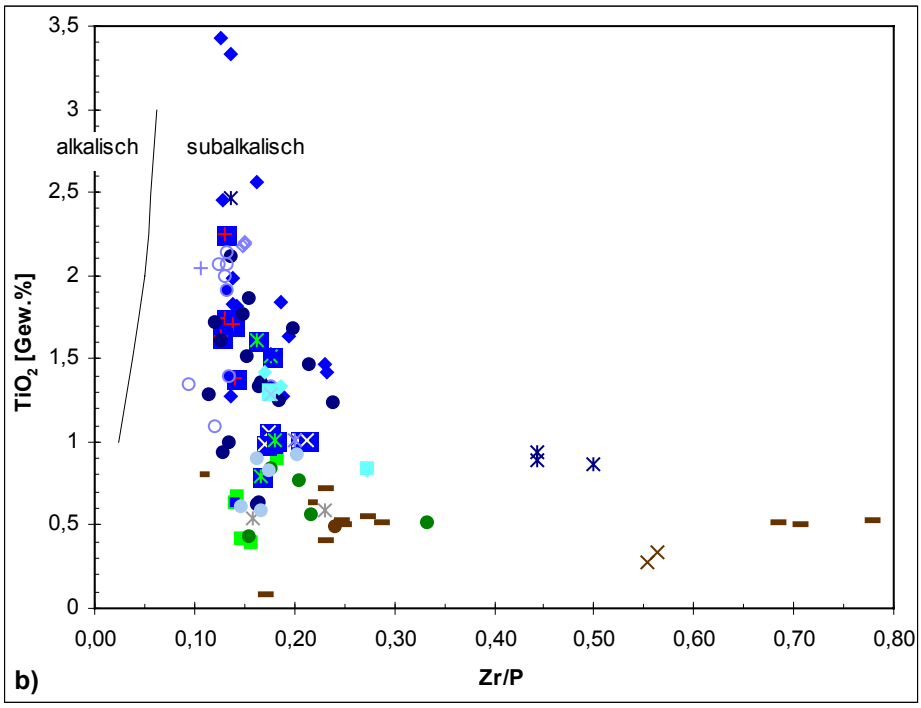


Abb. 3.53: a) Nomenklatur der Vulkanite nach WINCHESTER & FLOYD (1977) basierend auf den immobilen Elementen Zr, Ti, Nb und Y. b) Unterteilung in alkalische und subalkalische Vulkanite nach FLOYD & WINCHESTER (1975) auf der Grundlage der immobilen Elemente Ti, Zr und P.

Ein Vergleich der Nomenklatur nach dem TAS-Diagramm (Abb. 3.52) mit der Einteilung der Vulkanite auf der Basis der immobilen Elemente Zr, Ti, Nb und Y (Abb. 3.53a + b) nach FLOYD & WINCHESTER (1975) und WINCHESTER & FLOYD (1977) zeigt mit Ausnahme einer Probe aus dem mittleren Jura in der Sierra Fraga subalkalische Zusammensetzungen. Des weiteren weisen die Vulkanite basaltische bis rhyodacitische bzw. dacitische Zusammensetzungen auf.

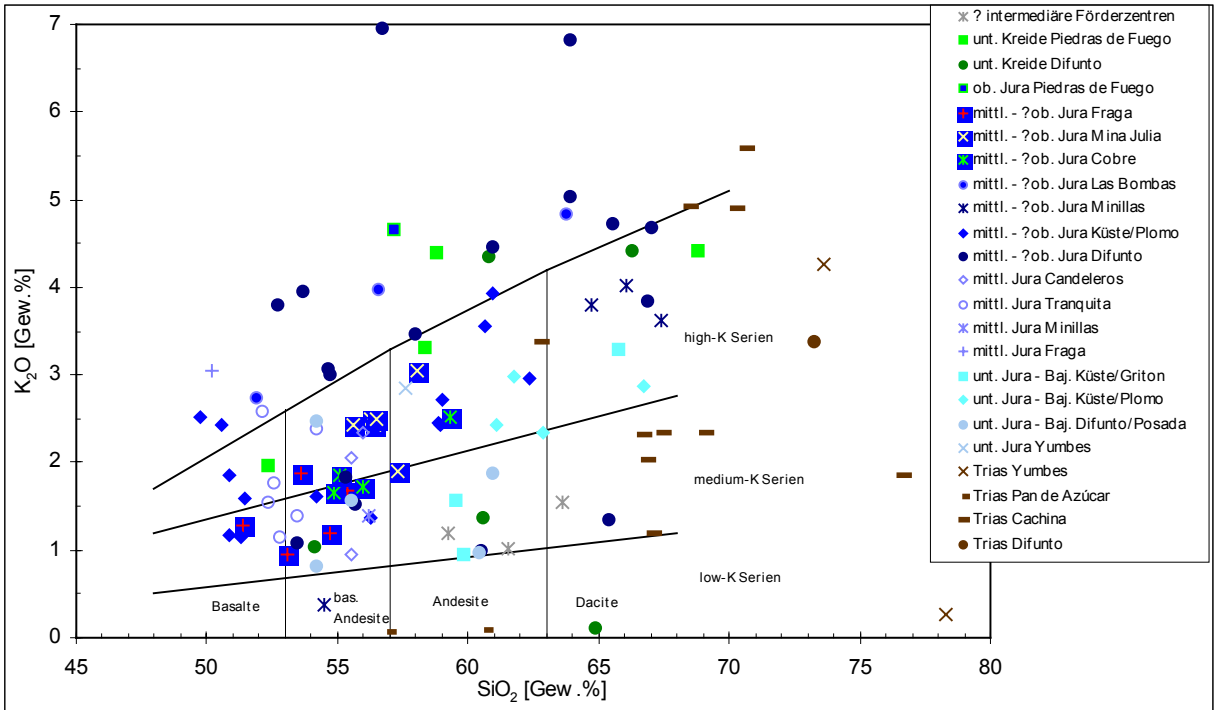


Abb. 3.54: K_2O - SiO_2 Diagramm zur Unterteilung der subalkalischen Vulkanite nach BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJEKT (1981).

Im K_2O-SiO_2-Diagramm (Abb. 3.54) nach LEMAITRE et al. (1989) zeigen die Magmen eine breite Streuung der K_2O-Gehalte, die zeitlich (von der oberen Trias bis zur unteren Kreide) und räumlich sowohl zwischen den einzelnen Profilen (z.B. im mittleren - ?oberen Jura zwischen den Cerro del Difunto- und dem Cerro Plomo-Profil) als auch innerhalb eines Profiles (z.B. im Cerro del Difunto-Profil) stark variieren.

Die K_2O-Gehalte der obertriassischen Vulkanite variieren von “low-K“- bis zu “high-K“-Serien. Die im unteren Jura bis Bajocium in den Küstenprofilen und im Profil Cerro del Difunto (Posada) abgelagerten Vulkanite liegen überwiegend bei mittleren K-Gehalten.

Im mittleren bis ?oberen Jura sind die K-Gehalte in allen Profilen (inklusive der Profile am Ostrand des Arbeitsgebietes) etwas höher als im unteren Jura bis Bajocium und erstrecken sich bis zu “high-K“-Serien. Ausnahmen bilden die riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Vulkanite aus dem Küstenprofil Cerro Plomo sowie die Vulkanite in den mittleren Abschnitten des Cerro del Difunto-Profils und im Profil Las Bombas, die alle vergleichsweise hohe K_2O-Gehalte aufweisen. Bei den erhöhten K-Gehalten handelt es sich um zeitliche und lokale Variationen und nicht um eine West-Ost-gerichtete räumliche Entwicklung senkrecht zur Vulkanzone, wie sie in den nördlich vom Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Vulkaniten zwischen Antofagasta und

Iquique beobacht werden konnte (KRAMER 1997). Die breite Streuung der K_2O-Gehalte bei etwa gleichen SiO_2-Gehalten zeigt eine Mobilität von Kalium verbunden mit durchgreifenden Sericitisierungen an, wie sie durch postmagmatische, hydrothermale Überprägungen oder durch fluide Phasen bei der Platznahme von Intrusionen verursacht werden können. Auf Grund dieser Mobilität eignet sich das Kalium nur bedingt für eine Klassifizierung der Vulkanite.
Die Vulkanite der unteren Kreide besitzen im Cerro del Difunto-Profil meist niedrigere K_2O-Gehalte ("low-K" bis "high-K") als die mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite bei entsprechenden SiO_2-Konzentrationen. Im Profil Piedras de Fuego liegen die K_2O-Gehalte der unterkretazischen Vulkanite mit "high-K"-Gehalten höher als im Bereich des Cerro del Difunto-Profils.
Die kleinräumigen, intermediären Förderzentren aus dem Cerro del Difunto-Profil (Abschnitt: Posada) und dem Cerro Plomo-Profil haben mit ca. 1 Gew.% K_2O ähnlich niedrige Gehalte, wie die unterkretazischen Vulkanite im Cerro del Difunto-Profil.

Zu Beginn des La Negra-Vulkanismus im mittleren Jura geförderte, riesenkörnige, feldspatporphyrische Vulkanite können auf Grund ihrer SiO_2- (< 52 Gew.%), Al_2O_3- (> 17 Gew.%) und MgO-Gehalte (< 6 Gew.%) nach MIDDELMOST (1975) und SISSON & GROVE (1993b) als High-Alumina-Basalte (HAB) charakterisiert werden.

Tab. 3.2: Gegenüberstellung durchschnittlicher Elementgehalte von Vulkaniten aus Profilen der oberen Trias und der unteren Kreide mit dem "Adakit-Sieb".

	SiO_2 [Gew.%]	Al_2O_3 [Gew.%]	MgO [Gew.%]	Sr [ppm]	Y [ppm]	Yb [ppm]	Sr/Y
Adakit-Sieb	≥ 56	≥ 15	< 3	selten < 400	< 18	< 1,9	> 40
unt. Kreide P. d. Fuego	59	17	2,0	172	14	1,5	12
unt. Kreide Difunto	61	17	2,6	340	15	1,7	23
ob. Trias Cachina	68	15	1,2	146	16	1,8	10

Bei den obertriassischen Vulkaniten im Profil Quebrada Cachina und bei den unterkretazischen Vulkaniten, sowohl im Cerro del Difunto-Profil als auch in dem im südlichen Bereich des Arbeitsgebietes gelegenen Profil Piedras de Fuego, handelt es sich um Vulkanite mit adakitischen Tendenzen. Die durchschnittlichen Elementgehalte der Proben erfüllen die nach dem "Adakit-Sieb" von DEFANT & DRUMMOND (1990) gestellten Bedingungen bei niedrigen Ti- bzw. HFSE-Gehalten (Tab. 3.2). Eine Ausnahme bildet Sr, das Gehalte von weniger als 400 ppm und damit Sr/Yb-Verhältnisse kleiner 40 aufweist. Nach dem "Adakit-Sieb" liegen die Sr-

Werte meistens über 400 ppm und die Sr/Y-Verhältnisse über 40. Dabei ist zu beachten, dass sich insbesondere die Vulkanite der oberen Trias durch sehr hohe SiO_2-Gehalte auszeichnen. Vulkanite mit adakitischen Tendenzen sind auch in den jurassischen Vulkaniten nördlich von Antofagasta vertreten (KRAMER & SEIFERT 2000).

3.4.1.2 Elementmobilitäten

Variationsdiagramme, in denen die Hauptelemente gegen SiO_2 abgetragen sind, ergeben erwartungsgemäß eine breite Streuung der Werte. Die Ursache dafür sind die unterschiedlichen Magmenquellen über zum Teil sehr große Zeiträume (mittlerer bis ?oberer Jura) und die starke Mobilität der Hauptelemente während der weit verbreiteten hydrothermalen Überprägungen. Quarz- und karbonatführende Mandel- und Kluftfüllungen (s. Profilbeschreibungen) zeigen die Mobilität von Si und Ca an. Der Zusammenbruch der Plagioklase, der bei den mineralchemischen Untersuchungen in einigen Proben nachgewiesen werden konnte, führt zu einer Mobilität von Ca, Na und K. Auch die anderen Hauptelemente sind unter hydrothermalen Bedingungen in der Regel mobil. Lediglich Al, Ti und P sind in basaltischen Vulkaniten verhältnismäßig immobil (ROLLINSON 1996). Untersuchungen zu Elementmobilitäten unter hydrothermalen und metamorphen Bedingungen von MACLEAN & BARRETT (1993) haben gezeigt, dass sich Al, Ti und die HFSE (High-Field-Strength-Elements: Zr, Nb, Y, und die HREE (Heavy Rare Earth Elements)) in Alterationszonen weitgehend immobil verhalten. Auch COX (1995) sieht diese Elemente als extrem unlöslich in wässrigen Lösungen an. Experimentelle Untersuchungen u. a. von TATSUMI et al. (1986) haben gezeigt, dass die LILE (Large-Ion-Lithophile-Elements) und LREE (Light Rare Earth Elements) unter Einwirkung fluider Phasen mobil sind (DAVIDSON 1996).

Auf Grund seiner Mobilität eignet sich SiO_2 nur bedingt als Fraktionierungsindex und entsprechend zusammen mit Na_2O und K_2O zur Klassifikation der Vulkanite. Die Klassifikation der Vulkanite durch das TAS-Diagramm ist somit eine grobe Orientierung, die im einzelnen, wie bei Abb. 3.53, anhand der Spurenelementgehalte überprüft werden muss. Als Fraktionierungsindex bieten sich daher immobile, inkompatible Elemente wie Zr, Nb und Y an. Da die Nb- und Y-Gehalt zum Teil von den Magmenquellen und nur bedingt ausschließlich vom Fraktionierungsgrad der Proben abhängig sind, wurden die Zr-Gehalte als Fraktionierungsindex verwendet. Zr zeigt besonders bei den mittel- bis ?oberjurassischen Vulkaniten einen breiten Konzentrationsbereich.

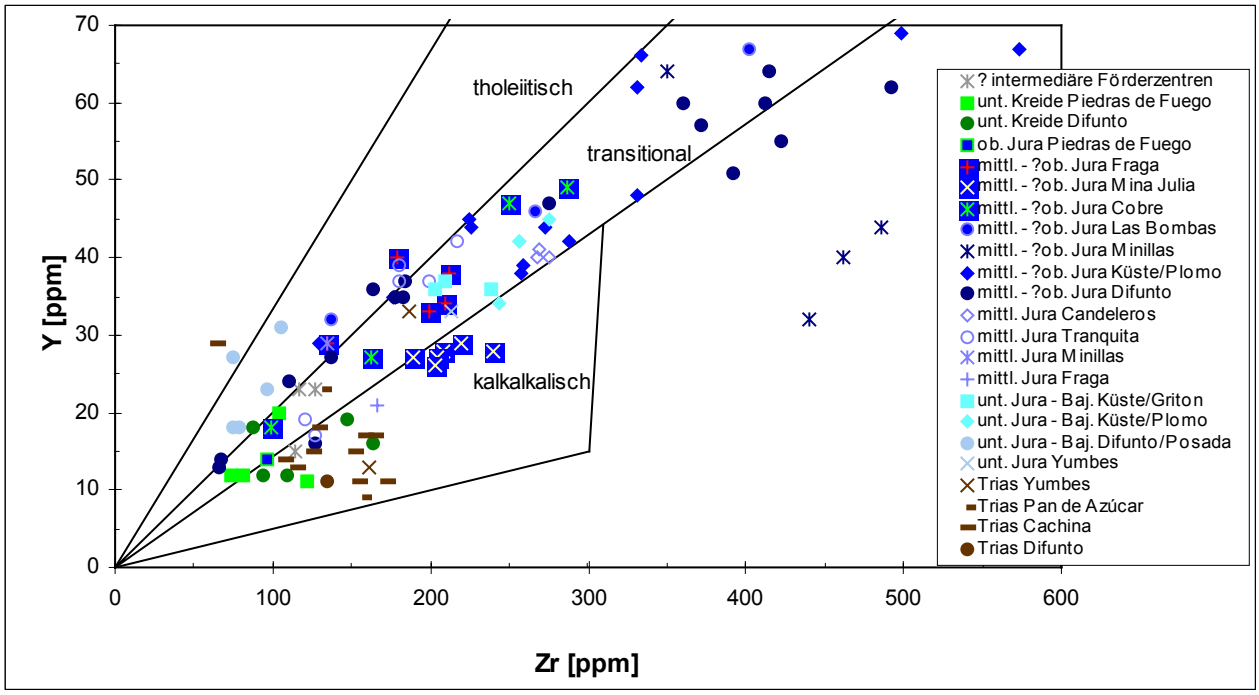


Abb. 3.55a: Petrochemische Klassifikation nach MACLEAN & BARRETT (1993) für basische bis rhyolithische Vulkanite basierend auf der Verteilung der immobilen Elemente Y und Zr.

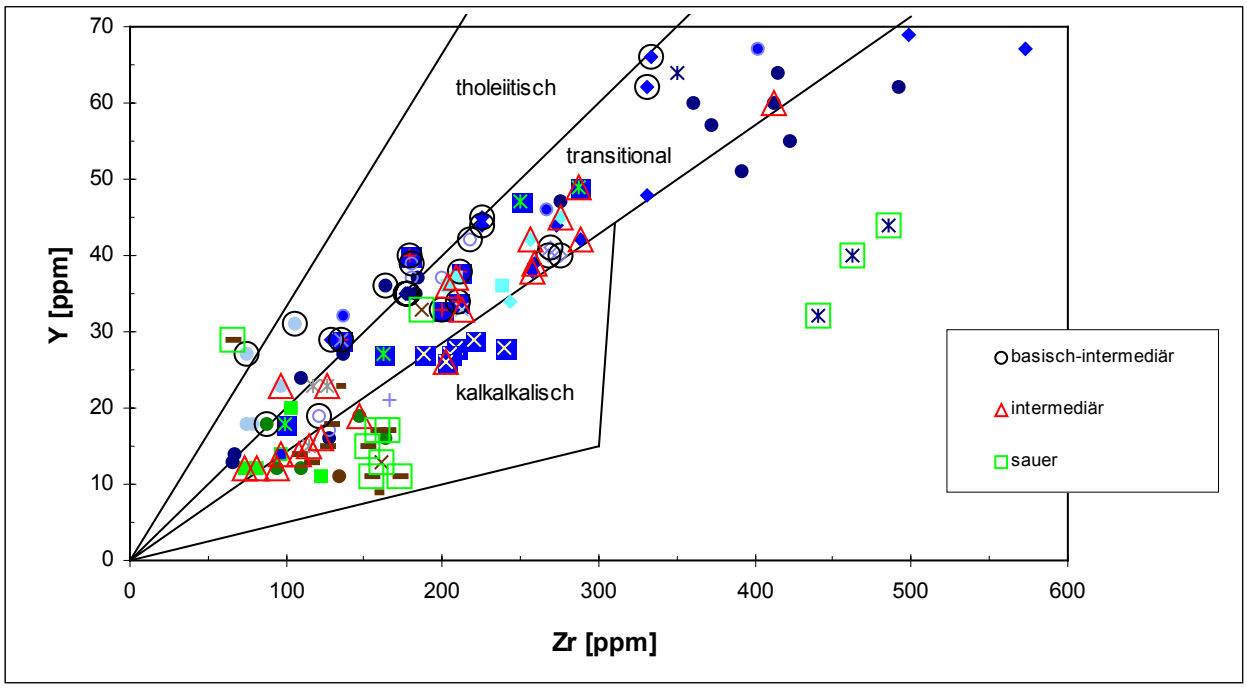


Abb. 3.55b: Verteilung der immobilen Elemente Y und Zr in Abhängigkeit von der Klassifikation in basisch bis intermediär (SiO_2 < 57 Gew.% + Andesit/Basalt nach Abb. 3.53a), intermediär (57 Gew.% < SiO_2 < 63 Gew.% + Andesit nach Abb. 3.53a) und sauer (SiO_2 > 63 Gew.% + Dacit in Abb. 3.53a). Proben ohne Umrandung zeigen keine Korrelation der Haupt- und Spurenelementgehalte bzw. nicht alle notwendigen Spurenelementgehalte sind bekannt.

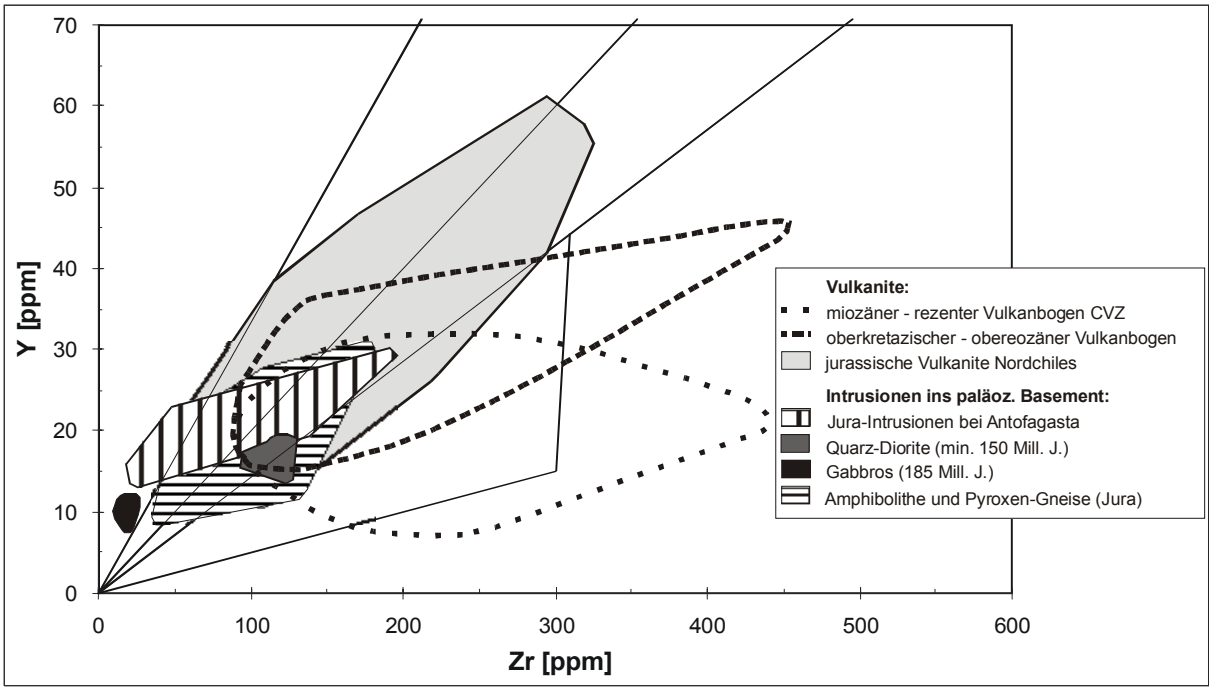


Abb. 3.55c: Y-Zr-Verhältnisse für jurassische bis känozoische Intrusionen und Vulkanite aus magmatischen Bögen in Nordchile. Die Referenzen sind dem Text zu entnehmen.

Im Y-Zr-Diagramm (Abb. 3.55a) besitzt die Mehrheit der untersuchten jurassischen Vulkanite einen Übergangs-Charakter zwischen tholeiitischen und kalkalkalischen Zusammensetzungen, mit einer positiven Korrelation von Y und Zr und zum Teil sehr hohe Y- und Zr-Gehalten. Die Beobachtungen aus den Korrelationen mit Alkalien (TAS-Diagramm) lassen sich nicht immer bestätigen. So zeigen die Na-reichen, unterjurassischen Vulkanite des Cerro del Difunto-Profils (Posada) und die alkalireichen Vulkanite des Profils Las Bombas einen tholeiitischen Charakter. Die Vulkanite der oberen Trias, der unteren Kreide, die alkaliärmeren jurassischen Vulkanite des Mina Julia-Profils, die Vulkanite des Sierra Minillas-Profils und einige der stärker differenzierten Vulkanite aus den Profilen Cerro del Difunto und Cerro Plomo (Küste) weisen einen kalkalkalischen Charakter auf. Insgesamt besitzen die nach dem TAS- (Abb. 3.52) und dem Zr/Ti-Nb/Y-Diagramm (Abb. 3.53a) von WINCHESTER & FLOYD (1977) basischen bis intermediären, jurassischen Vulkanite eher einen tholeiitischen bis Übergangs-Charakter, während die intermediären bis sauren, jurassischen Vulkanite stärker “transitional“ bis kalkalkalisch sind (Abb. 3.55b).

Derartig hohe Y- und Zr-Werte ließen sich in den nördlich von Taltal aufgeschlossenen, jurassischen Vulkaniten Nord-Chiles (Werte aus: PALACIOS-MONASTERIO 1978, BUCHELT & ZEIL 1986, PICHOWIAK et al. 1990, LUCASSEN & FRANZ 1994, KRAMER et al. 1999 sowie aus eigenen Profilen) und in den sich weiter östlich anschließenden, jüngeren Vulkaniten nicht beobachten (Abb. 3.55c). Eine Ausnahme bilden nördlich vom Arbeitsgebiet die “high-K“ Trachyandesite der Ostflanke des Cerro Mantos Blancos auf der Höhe von Antofagasta, die ähnlich hohe Zr- (420 ppm) und Y-Gehalte (51 ppm) erreichen (KRAMER, mündliche Mitteilung).

PICHOWIAK et al. (1990) haben jurassische Intrusionen untersucht, die in das paläozoische Basement der Küstenkordillere nördlich und südlich von Antofagasta eingedrungen sind. Diese Intrusionen haben ebenfalls einen tholeiitischen bis Übergangs-Charakter (Abb. 3.55c). LUCASSEN & FRANZ (1994) haben zwischen der Caleta el Cobre und der Punta Coloso (südlich von Antofagasta) jurassische Intrusionen und metamorphe Äquivalente mesozoischer Intrusionen untersucht. Die Amphibolite und Pyroxen-Gneise des Basement haben niedrige Y- und Zr-Werte, die im Bereich tholeiitischer bis "transitionaler" Magmen liegen. Die im unteren Jura (vor 185 Mill. J.) intrudierten Gabbros weisen extrem niedrige Zr-Gehalte auf. Dagegen haben die stärker entwickelten Quarz-Diorite, deren minimales Alter mit 150 Mill. J. angenommen wird, wie die jurassischen Vulkanite einen Übergangs-Charakter (Werte aus LUCASSEN & FRANZ 1994). Die von LUCASSEN & FRANZ (1994) untersuchten, jurassischen Vulkanite und Gänge aus der Küstenkordillere weisen im Gegensatz zu jurassischen Vulkaniten aus den anderen Gebieten im Norden von Chile ausschließlich einen tholeiitischen Charakter auf.

Die Zusammensetzungen der Vulkanite im Arbeitsgebiet werden im folgenden mit den Vulkaniten der sich nach Osten anschließenden, jüngeren Vulkanbögen verglichen. Die Vulkanite und Intrusionen aus dem oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogen, der östlich der jurassischen Vulkanzone in der Präkordillere aufgeschlossen ist, haben ähnlich tholeiitische bis Übergangs-Zusammensetzungen wie die jurassischen Vulkanite mit einer Tendenz zu kalkalkalischen Magmen (Werte aus HASCHKE 1999). Dagegen haben die sich noch weiter im Osten anschließenden, jüngeren Vulkanite aus der CVZ (Westkordillere) weitgehend kalkalkalische Zusammensetzungen (Werte aus WITTENBRINK 1997 und KRAEMER 1999). Die Magmen der jurassischen Vulkanite im Arbeitsgebiet entsprechen in ihrer Zusammensetzung Vulkaniten, die in Vulkanbögen mit geringen Krustenmächtigkeiten gefördert worden sind.

3.4.1.3 Verhalten der Hauptelemente

Die Korrelation von immobilen Elementen wie Ti, Nb und Y mit Zr ist besser als mit SiO_2. Daher wurde für die Betrachtung der Hauptelemente Zr als Fraktionierungsindex gewählt (Abb. 3.57a-j).

Die mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite, die der La Negra-Formation zugerechnet werden, zeigen regional leicht unterschiedliche, positive Korrelationen mit Zr für TiO_2, FeO* (Gesamteisengehalt als FeO berechnet), P_2O_5 und mit einer breiten Streuung zu einem großen Anteil auch bei den SiO_2 und K_2O-Gehalten. Beim TiO_2 und FeO* lässt sich für einen großen Teil der höheren Zr-Gehalte eine fehlende bis negative Korrelation mit Zr beobachten. Die Werte für Na_2O und MnO sind unabhängig vom Zr-Gehalt und die Al_2O_3-Gehalte weisen eine negative Korrelation mit Zr auf. Mit einer breiten Streuung der Werte zeigen auch die MgO- und CaO-Gehalte eine negative Korrelation. Die überwiegend konstanten Trends ohne Knick (mit

Ausnahme der FeO*- und TiO_2-Konzentrationen), der beim Einsetzen oder Verschwinden einer Kristallisationsphase auftritt, sind auf die Mischkristallbildung der Hauptfraktionierungsphasen Plagioklas und Pyroxen zurückzuführen.

Während die Hauptelementgehalte der Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium aus den Küstenprofilen (Quebrada del Gritón und Cerro Plomo) weitgehend den Konzentrationen in den mittel- bis ?oberjurassischen Vulkaniten des Untersuchungsgebietes entsprechen, zeichnen sich die Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium aus dem Cerro del Difunto-Profil (Posada) durch abweichende Elementgehalte aus: niedrigere TiO_2-, MgO-, FeO*-, K_2O-, P_2O_5-, Zr- und Y-Gehalte sowie höhere Al_2O_3-, Na_2O- und CaO-Gehalte, die starke Tendenzen zu den Elementkonzentrationen der obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite aufweisen. Zusammen mit dem eher tholeiitischen Charakter dieser Vulkanite sprechen die Elementkonzentrationen für eine abweichende Genese der übrigen jurassischen Vulkanite.

Die höher entwickelten Vulkanite aus dem jurassischen Sierra Minillas-Profil unterscheiden sich ebenfalls von den restlichen jurassischen Vulkaniten. Sie weisen einen eher kalkalkalischen Charakter auf und haben höhere Al_2O_3- und Na_2O- bzw. höhere Zr-Konzentrationen und niedrigere FeO*-, TiO_2-, MnO-, CaO-, P_2O_5- und Y-Gehalte.

Unabhängig vom SiO_2-Gehalt der Magmen zeichnen sich die obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite durch niedrigere Zr-Gehalte gegenüber den jurassischen Vulkaniten aus. Ebenso verhalten sich die Zr-Gehalte der Vulkanite aus dem Cerro del Difunto-Profil (Posada), die im unteren Jura bis Bajocium gefördert worden sind, sowie die Gehalte in den Magmen der kleinräumigen, intermediären Förderzentren. Sie alle bilden Trends, die von den Trends der übrigen jurassischen Vulkanite abweichen.

Die Daten für den Vergleich der Proben aus dem Arbeitsgebiet mit Vulkaniten aus dem Bereich der zentralen Anden stammen aus folgenden Quellen: jurassische Vulkanite aus Nord-Chile (18° 30' – 26° 30'): PALACIOS-MONASTERIO (1978), BUCHELT & ZEIL (1986), PICHOWIAK et al. (1990) und LUCASSEN & FRANZ (1994) und KRAMER et al. 1999; oberkretazischer bis obereozäner Vulkanbogen: HASCHKE (1999); miozäner bis rezenter Vulkanbogen (CVZ): WITTENBRINK (1997) und KRAEMER (1999). Viele Hauptelement-Konzentrationen (SiO_2, FeO*, TiO_2, Al_2O_3, MgO, MnO) der obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite sowie der kleinräumigen, intermediären Förderzentren ähneln den Gehalten in den Vulkaniten der CVZ (WITTENBRINK 1997, KRAEMER 1999), bzw. Konzentrationen (CaO, K_2O und P_2O_5) in den Vulkaniten des oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogens (HASCHKE 1999). Die Na_2O-Gehalte sind dagegen höher als in den jüngeren, weiter im Osten gelegenen Vulkaniten.

SiO_2-Zr (Abb. 3.56a)
Die SiO_2-Konzentrationen zeigen erwartungsgemäß eine breite Streuung, die unter anderem durch die Mobilität des Si bedingt ist.

Na_2O-Zr (Abb. 3.56h)
Die kleinräumigen, intermediären Förderzentren, die obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite sowie die Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium im Cerro del Difunto-Profils weisen zum Teil höhere Na_2O-Gahalte auf, als die jüngeren Vulkanite aus den sich im Osten anschließenden Vulkanbögen. Die Na-Gehalte der mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite des Arbeitsgebietes entsprechen weitgehend denen der jüngeren Vulkanbögen. Im Profil Sierra Minillas lassen sich gegenüber den restlichen jurassischen Vulkaniten höhere Na_2O-Gehalte feststellen. In den jurassischen Vulkaniten ist der Na_2O-Gehalt unabhängig vom Zr-Gehalt. Die Na_2O-Gehalte der Vulkanite aus den anderen Gebieten der Küstenkordillere verhalten sich ebenso. Auf Grund der fehlenden Korrelation der Na_2O- mit den Zr-Gehalten kann, wie bei den SiO_2-Gehalten, von einer Mobilität des Na ausgegangen werden.

K_2O-Zr (Abb. 3.56i)
Für einige der obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite sind die K_2O-Gehalte leicht erhöht gegenüber Vulkaniten des Jura mit gleichen Zr-Konzentrationen. Ähnliche Gehalte sind typisch für die Magmen des oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogens. K wird hauptsächlich in Alkalifeldspäte, Amphibole und Biotit eingebaut, die für die höheren K-Gehalte der obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite verantwortlich sind. Die mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite im Cerro del Difunto-Profil weisen bei gleichen Zr-Gehalten zum Teil erhöhte K_2O-Konzentrationen auf, so dass durch die starke Streuung der Gehalte nur eine schwache, positive Korrelation mit Zr zu erkennen ist. Die K_2O- und Zr-Gehalte übersteigen die Gehalte jurassischer Vulkanite aus den anderen Gebieten der Küstenkordillere. Zusammen mit der schlechten Korrelation spricht das erwartungsgemäß, wie beim Si und Na, für die Mobilität von K.

Al_2O_3-Zr (Abb. 3.56b)
Die kleinräumigen, intermediären Förderzentren sowie die Vulkanite der oberen Trias und der unteren Kreide haben ähnliche Al_2O_3-Werte wie Vulkanite mit niedrigen Zr-Gehalten aus den sich im Osten anschließenden, oberkretazischen bis rezenten Vulkanbögen. Eine negative Korrelation von Al_2O_3 mit Zr lässt sich, mit Ausnahme der Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium aus dem Cerro del Difunto-Profil (Abschnitt: Posada), bei den jurassischen Vulkaniten aus anderen Gebieten der Küstenkordillere und denen des jüngeren, oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogens beobachten. Der Al_2O_3-Gehalt wird stark beeinflusst durch die fraktionierte Kristallisation einer Plagioklas-dominierten Mineralassoziation während der

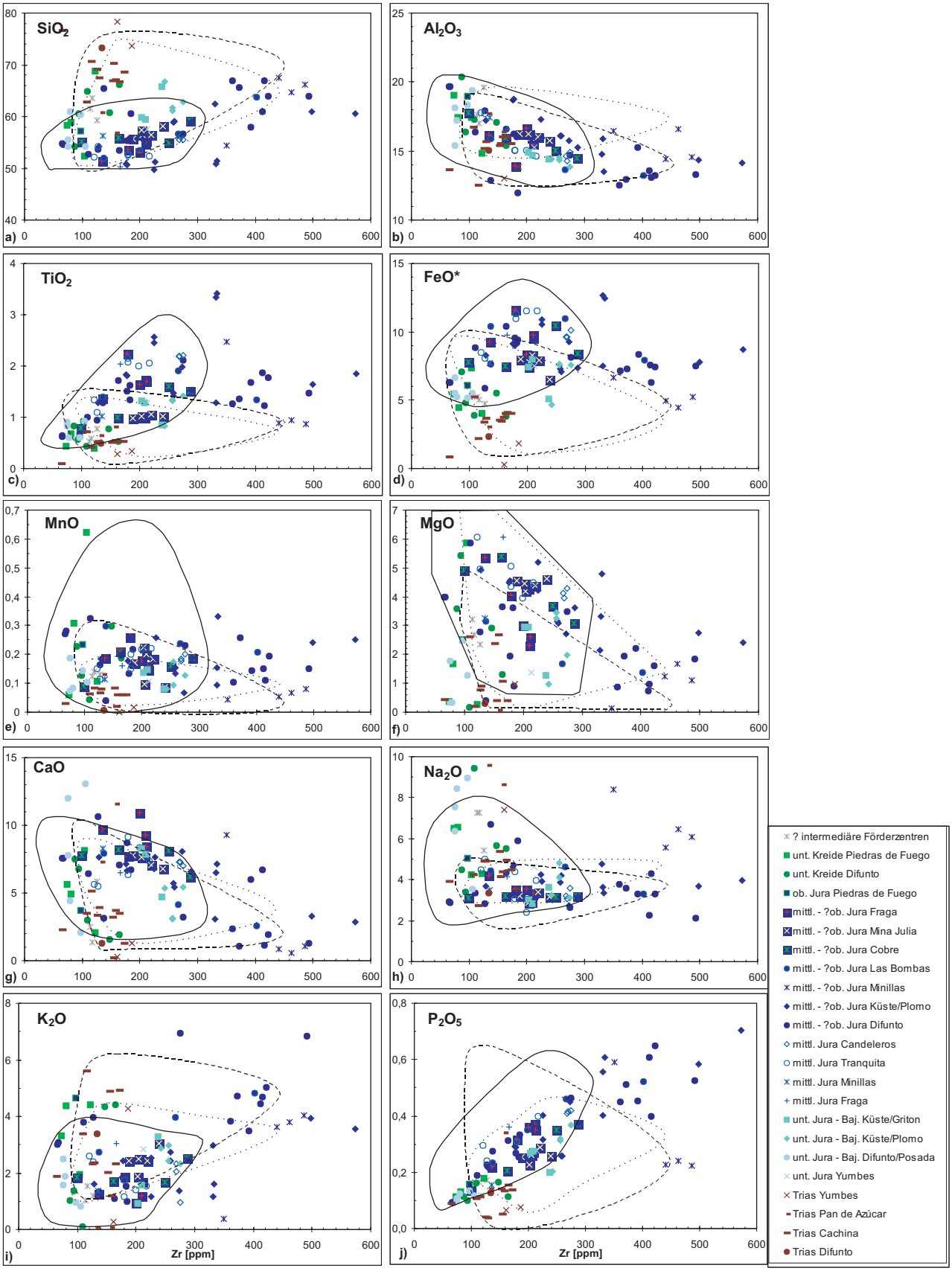


Abb. 3.56: Verteilung der Hauptelemente [Gew.%] in Abhängigkeit vom Fraktionierungsindex Zr [ppm]. Quellennachweis für die Literaturdaten siehe Text: ___ = jurassische Vulkanite aus der Küstenkordillere (18,5° - 26,5° S); - - - = oberkretazische bis obereozäne Vulkanite aus der Präkordillere; . . . = miozäne bis rezente Vulkanite aus der CVZ.

Differentiation in flachgelegenen Magmenkammern (u. a. FEELEY & DAVIDSON 1994). Die obertriassischen und einige der unterkretazischen, dacitischen Vulkanite zeigen im Vergleich mit jurassischen Vulkaniten bei gleichen SiO_2-Konzentrationen erhöhte Al_2O_3-Gehalte (> 15 Gew.%).

CaO-Zr (Abb. 3.56g)

Die CaO-Gehalte der kleinräumigen, intermediären Förderzentren, der obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite sowie die der Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium im Cerro del Difunto-Profil entsprechen weitgehend den Gehalten der oberkretazischen bis obereozänen Vulkanite und zum Teil denen der CVZ-Vulkanite.

Die CaO-Gehalte der mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite folgen einer negativen Korrelation mit Zr. Dieser Trend lässt sich auch in den jurassischen Vulkaniten aus den anderen Gebieten der Küstenkordillere beobachten. Zusammen mit der negativen Korrelation der Al_2O_3-Gehalte spricht er für die fraktionierte Kristallisation von Plagioklas. Die Ähnlichkeit mit der Entwicklung der MgO-Gehalte lässt des weiteren auch auf eine Beeinflussung durch die fraktionierte Kristallisation von Klinopyroxen schließen.

MgO-Zr (Abb. 3.56f)

Die MgO-Gehalte sind mit maximal 6 Gew.% relativ niedrig. Eine Übereinstimmung der MgO- und Zr-Gehalte der kleinräumigen, intermediären Förderzentren, der obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite mit Gehalten von Vulkaniten aus den jüngeren Vulkanbögen, besonders dem oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogen, kann beobachtet werden.

Die MgO-Werte der Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium aus den Küstenprofilen (Gritón und Cerro Plomo) sowie der mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite streuen stark und sind negativ korreliert, was für die fraktionierte Kristallisation von Olivin und/oder Pyroxenen spricht. Die jurassischen Vulkanite in anderen Bereichen der nordchilenischen Küstenkordillere zeigen ein ähnliches Verhalten. Die mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite aus dem Cerro Plomo-Profil (Küste) weisen bei gleichen Zr-Gehalten leicht erhöhte MgO-Gehalte verglichen mit denen gleichalter Vulkanite aus dem Cerro del Difunto-Profil auf. Derartige Unterschiede können durch unterschiedliche Aufschmelzgrade im Mantel bedingt sein (HIROSE & KUSHIRO 1993). Dabei sind niedrigere MgO-Gehalte auf Grund des hohen Verteilungskoeffizienten (Mineral/Schmelze) auf niedrigere Aufschmelzgrade zurückzuführen. Eine Erniedrigung der MgO-Konzentrationen kann aber auch durch eine Mischung mit MgO-ärmeren, krustalen Magmen bedingt sein.

TiO_2- und FeO*-Zr (Abb. 3.56c-d)

Es lässt sich eine gute Übereinstimmung des Verhaltens der FeO*- und TiO_2-Gehalte in Abhängigkeit vom Zr-Gehalt beobachten. Die Werte für die obertriassischen und die unterkretazischen Vulkanite sowie die der kleinräumigen, intermediären Förderzentren liegen

bei niedrigen Gehalten, wie sie auch in den jüngeren Vulkanbögen Nord-Chiles, besonders im Bereich des oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogens, auftreten.

Ein Vergleich der jurassischen Vulkanite der nordchilenischen Küstenkordillere mit den Gehalten jüngerer Vulkanbögen in Nord-Chile ergibt für die jurassischen Vulkanite zum Teil wesentlich höhere Gehalte an Zr, FeO* und TiO_2. Die TiO_2- und FeO*-Zr-Werte der mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite folgen, mit Ausnahme der Vulkanite aus dem Profil Sierra Minillas, zum Teil einer positiven Korrelation, die für die jurassischen Vulkanite in der Küstenkordillere typisch ist. Bei einigen Proben mit hohen Zr-Gehalten aus den Profilen Cerro Plomo, Cerro del Difunto und Las Bombas lässt sich die Fraktionierung von Fe-Ti-Phasen beobachten. Auf Grund der mineralchemischen Untersuchung handelt es sich bei diesen Phasen um die Fe-Ti-Oxide Titanomagnetit bzw. Ilmenit. Während bei den Vulkaniten aus dem Cerro del Difunto-Profil nur eine Fraktionierung von Titanomagnetit nachgewiesen werden konnte, ist in den Vulkaniten des Cerro Plomo-Profils neben Titanomagnetit auch Ilmenit fraktioniert worden.

MnO-Zr (Abb. 3.56e)

Die MnO-Gehalte der Vulkanite entsprechen annähernd den MnO-Gehalten der oberkretazischen bis obereozänen Vulkanite. Ein ähnlich niedriger MnO-Gehalt wie in den Vulkaniten der CVZ ist in den Vulkaniten der oberen Trias zu beobachten. Die MnO-Gehalte zeigen keine Korrelationen und sind unabhängig vom Zr-Gehalt und damit vom Differentiationsgrad der Magmen. Wie bei den Na_2O-Gehalten spricht das für die Mobilität von Mn. Ähnlich wie Cu ist Mn bei hohe Temperaturen mobil, so dass eine Mobilität des Mn im Zusammenhang mit den für das Gebiet typischen Cu-Vererzungen wahrscheinlich ist.

P_2O_5-Zr (Abb. 3.56j)

Die P_2O_5-Gehalte der obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite liegen weitgehend unter denen der CVZ. Sie überschneiden sich aber mit den Gehalten der oberkretazischen bis obereozänen Vulkanite, die zum Teil ebenfalls sehr niedrige P_2O_5-Gehalte (< 0,2 Gew.%) aufweisen. Eine besonders deutliche, positive Korrelation ergibt sich bei den jurassischen Vulkaniten. Dabei ist ein Trend von höheren P/Zr-Verhältnissen bei den basischen bis intermediären Vulkaniten zu leicht erniedrigten P/Zr-Verhältnissen bei den intermediären bis sauren Vulkaniten zu beobachten. Das Einsetzen einer Fraktionierung von Apatit kann nicht beobachtet werden. Eine positive Korrelation ist auch typisch für die jurassischen Vulkanite in den anderen Gebieten der Küstenkordillere. Die gute Korrelation der P_2O_5- mit den Zr-Gehalten spricht für eine geringe Mobilität des P.

3.4.2 Spurenelementchemismus

3.4.2.1 Verhalten der kompatiblen Übergangselemente

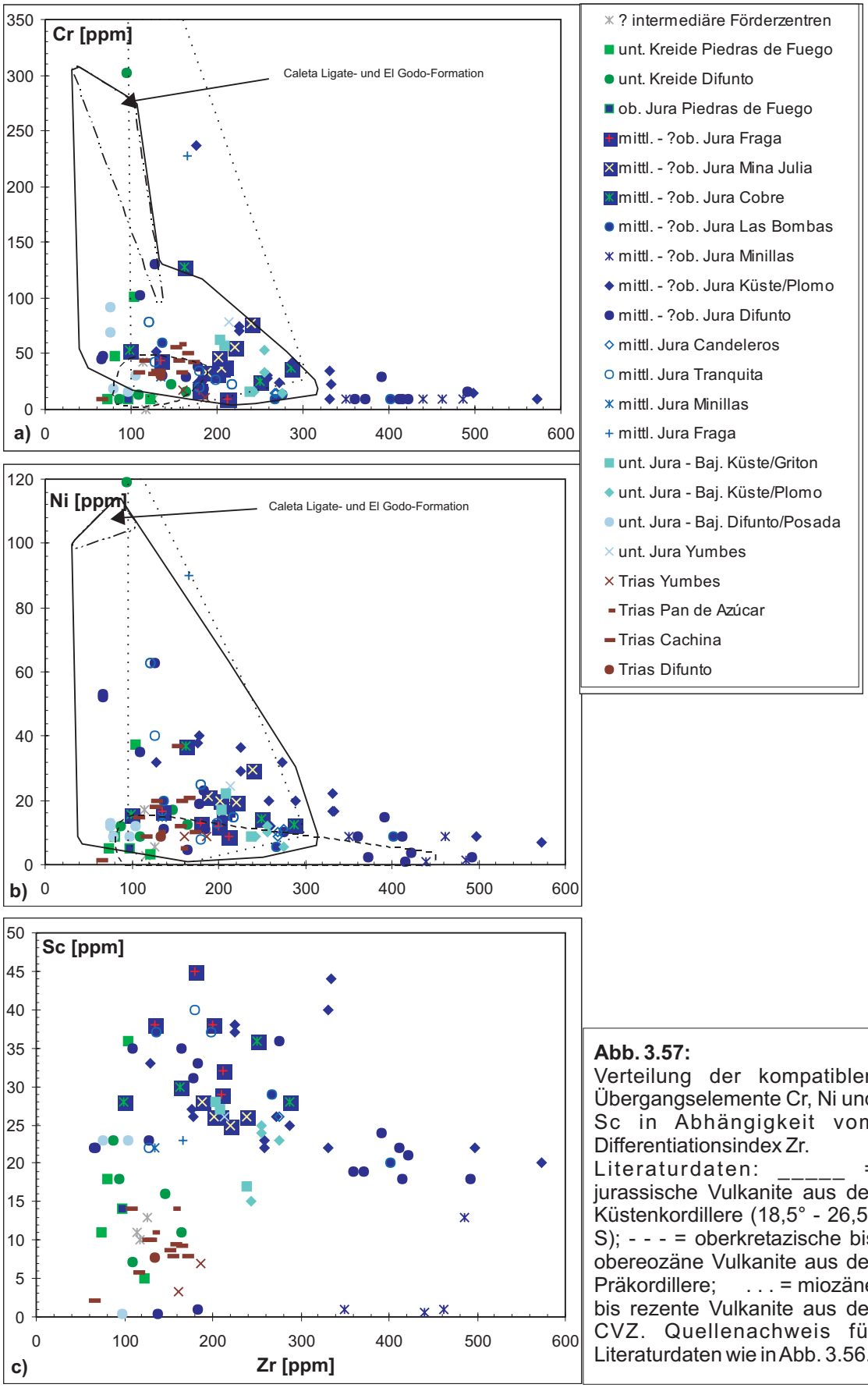


Abb. 3.57: Verteilung der kompatiblen Übergangselemente Cr, Ni und Sc in Abhängigkeit vom Differentiationsindex Zr. Literaturdaten: _____ = jurassische Vulkanite aus der Küstenkordillere (18,5° - 26,5° S); - - - = oberkretazische bis obereozäne Vulkanite aus der Präkordillere; . . . = miozäne bis rezente Vulkanite aus der CVZ. Quellenachweis für Literaturdaten wie in Abb. 3.56.

Cr und Ni

Für die jurassischen Vulkanite ergeben sich, bis auf wenige Ausnahmen, niedrige Cr- (< 60 ppm) und Ni- (< 20 ppm) Gehalte, die auf die fraktionierte Kristallisation von Olivin und Klinopyroxen zurückzuführen sind. Hohe Cr- und Ni-Gehalte liegen erwartungsgemäß bei niedrigen Zr-Gehalten (Abb. 3.57a + b). Die Konzentrationen in den Vulkaniten des Cerro Plomo-Profils (Küste) liegen dabei etwas über den Werten im Cerro del Difunto-Profil. Die tholeiitischen Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium aus dem Cerro del Difunto-Profil besitzen zum Teil vergleichsweise niedrige Cr- (16 – 92 ppm) und Ni- (< 14 ppm) Konzentrationen. Durch relativ hohe Cr- (227 ppm) und Ni- (90 ppm) Gehalte zeichnet sich nur eine mitteljurassiche Probe (97-11) aus dem Sierra Fraga-Profil aus. Bei den mittel- bis ?oberjurassischen Proben besitzen einige Proben (95-45, 95-51 und 96-75) bei einem niedrigen Fraktionierungsindex (bei niedrigen Zr-Gehalten) vergleichsweise hohe Cr- (bis 237 ppm) und/oder hohe Ni- (bis 63 ppm) Konzentrationen. Eine Übereinstimmung der Cr- und Ni-Konzentrationen mit anderen jurassischen Vulkaniten aus der Küstenkordillere ist vorhanden. Verhältnismäßig primitive Magmen (hohe Cr- und Ni-Konzentrationen bei gleichzeitig niedrigen Zr-Gehalten), wie sie in der Caleta Ligate- und El Godo-Formation bzw. am Cerro Jaspe auftreten (KRAMER et al. 1999), fehlen in den vulkanogenen Abfolgen im Arbeitsgebiet.
Die Cr- und Ni-Gehalte der unterkretazischen Vulkanite liegen überwiegend etwas unterhalb der Konzentrationen jurassischer Vulkanite (bei gleichen Zr-Gehalten). Die obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite haben ähnliche Cr- und Ni-Gehalte wie die Vulkanite der CVZ. Dagegen sind die Konzentrationen der Vulkanite des oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogens bei gleichen Differentiationsgraden zum Teil geringer als bei den jurassischen Vulkaniten.

Sc

Sc ist im Gegensatz zu den meisten HFS-Elementen kompatibel und wird bevorzugt in Eisen-Magnesium-Minerale eingebaut (WILSON 1989). Seine Kompatibilität führt zu einem Verhalten, das eher dem der Übergangselemente als dem der HFS-Elemente entspricht. Es verhält sich in den obertriassischen bis unterkretazischen Magmen bei der Fraktionierung der Fe-Ti-Oxide wie Fe und Ti (Abb. 3.57c und Abb. 3.56c + d) und zeigt eine positive Korrelation mit diesen Elementen (Abb. 3.58a + b). Die der obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite zeigen, im Gegensatz zu Cr und Ni, gegenüber den jurassischen Vulkaniten eine Gruppierung mit deutlich niedrigeren Sc-Gehalten.

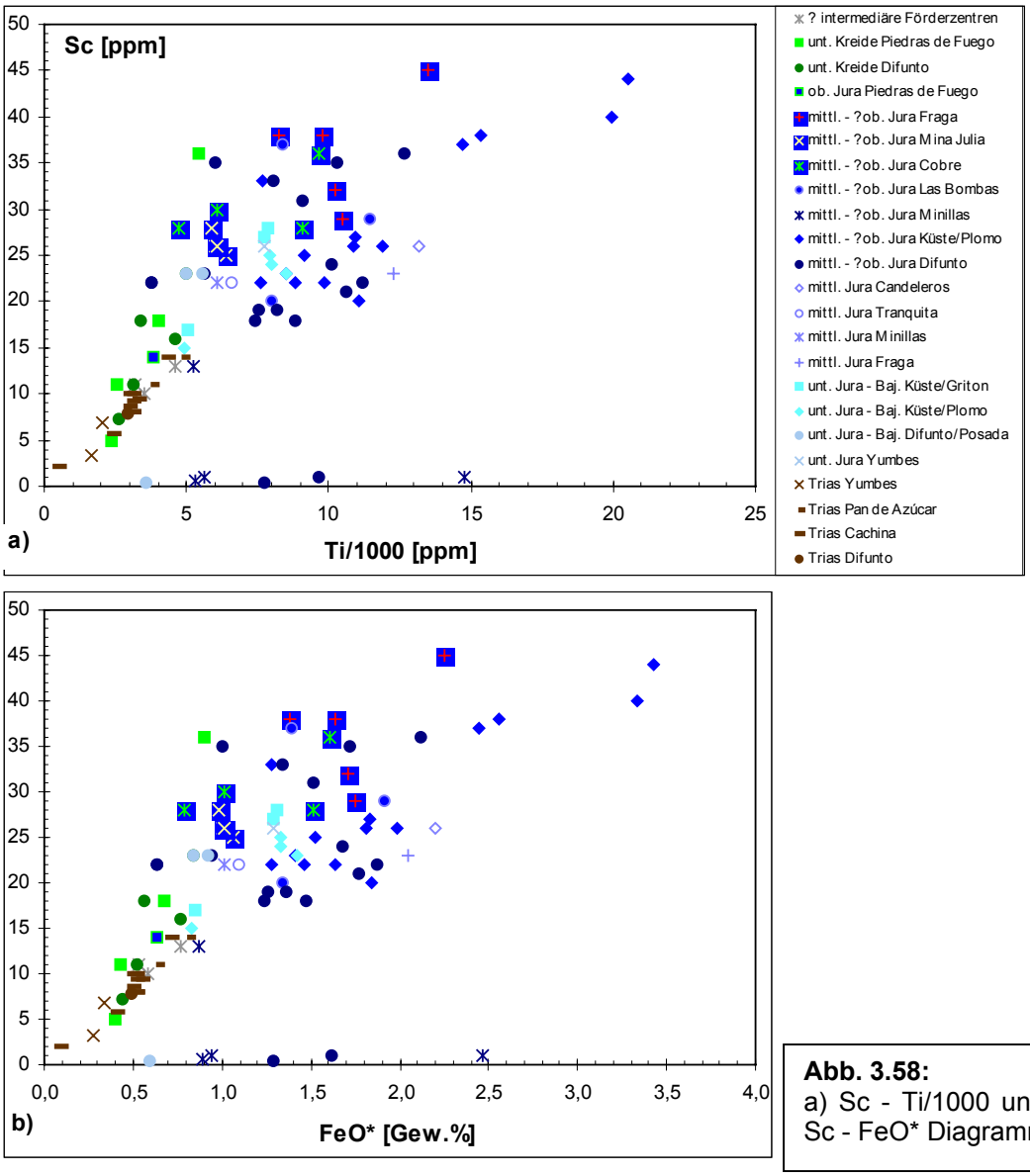


Abb. 3.58:
a) Sc - Ti/1000 und b) Sc - FeO* Diagramm.

3.4.2.2 Verhalten der LILE (Large-Ion-Lithophile-Elements)

Sr (Abb. 3.59a)

Der Sr-Gehalt der Vulkanite zeigt, ähnlich wie die CaO-Gehalte, eine breite Streuung und zeitabhängige Variationen. Während Sr in den obertriassischen und den unterkretazischen Vulkaniten eher unabhängig vom Zr-Gehalt der Magmen ist, zeigen die jurassischen Vulkanite eine negative Korrelation mit Zr, die weitgehend mit den Al_2O_3-Gehalten konform ist. Trotz der Streuung ist eine leichte Verarmung von Sr in den stärker differenzierten Vulkaniten des Cerro del Difunto-Profils gegenüber Vulkaniten mit entsprechenden Differentiationsindizes aus dem Cerro Plomo-Profil zu beobachten.

Die Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium im Cerro del Difunto-Profil (Posada) mit ihren geringen Zr-Gehalten weisen vergleichsweise niedrige Sr-Konzentrationen auf. Dagegen zeichnen sich die Vulkanite der östlichen Profile Quebrada la Tranquita und Sierra de Candeleros durch relativ hohe Sr-Konzentrationen aus.

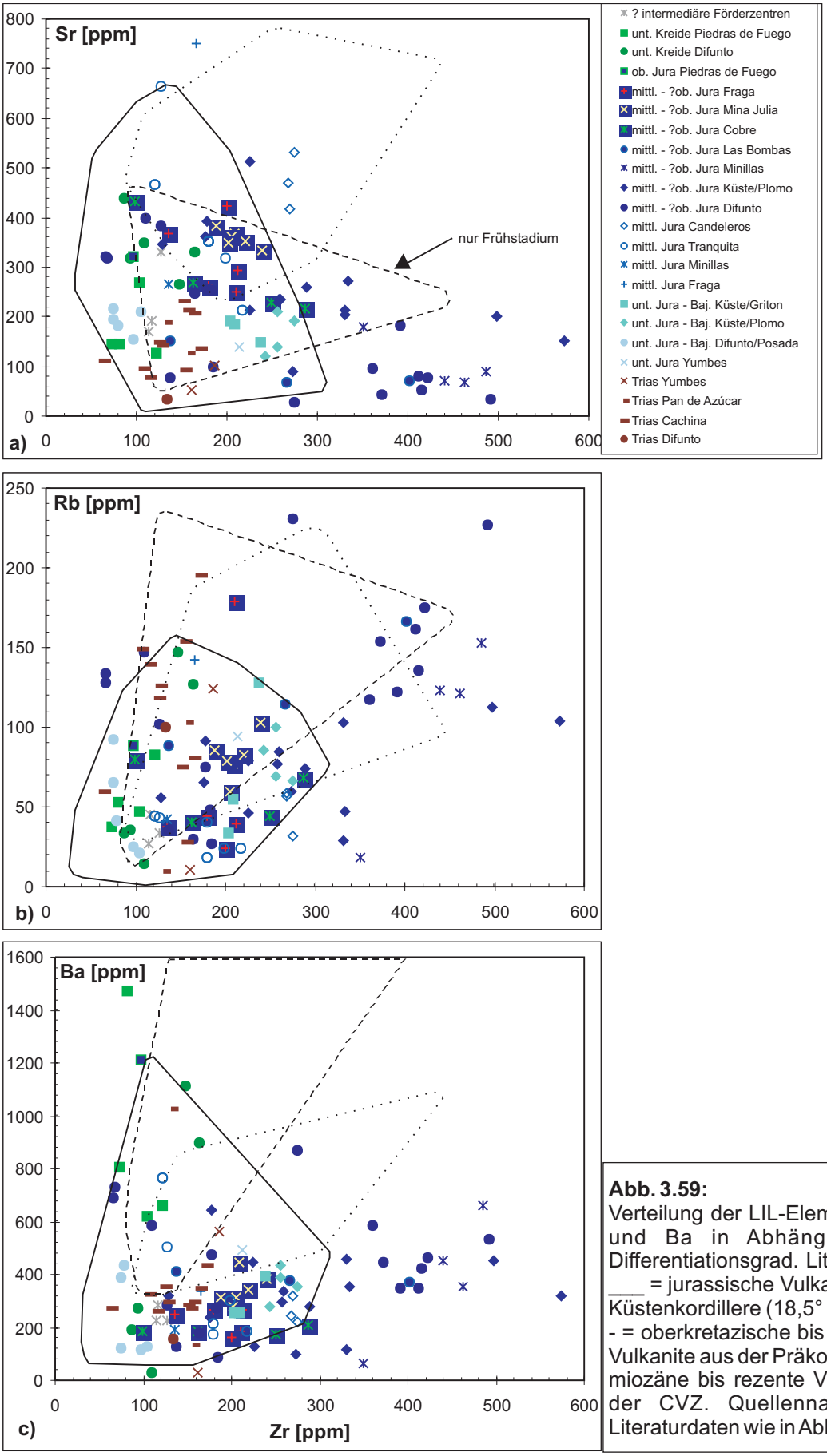


Abb. 3.59:
Verteilung der LIL-Elemente Sr, Rb und Ba in Abhängigkeit vom Differentiationsgrad. Literaturdaten: ___ = jurassische Vulkanite aus der Küstenkordillere (18,5° - 26,5° S); - - - = oberkretazische bis obereozäne Vulkanite aus der Präkordillere; . . . = miozäne bis rezente Vulkanite aus der CVZ. Quellennachweis für Literaturdaten wie in Abb. 3.56.

Die jurassischen Vulkanite im Arbeitsgebiet zeigen ein entsprechendes Verhalten wie die jurassischen Vulkanite aus anderen Gebieten der Küstenkordillere Nord-Chiles.
Die Sr-Konzentrationen der untersuchten, mesozoischen Vulkanite sind vergleichbar mit den Konzentrationen der im Frühstadium des oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogens östlich des Arbeitsgebietes geförderten Vulkanite (vergleiche Werte aus HASCHKE 1999). Die Vulkanite späterer Phasen des oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogens und der CVZ weisen höhere Sr-Gehalte auf (WITTENBRINK 1997, KRAEMER 1999).

Rb (Abb. 3.59b)
Die Rb-Konzentrationen der obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite entsprechen denen der jurassischen Vulkanite, wobei die sauren, obertriassischen Vulkanite tendenziell höhere Rb-Gehalte aufweisen als die sauren, unterkretazischen Vulkanite.
Trotz ihrer breiten Streuung, besonders einige Vulkanite aus dem Cerro Plomo-Profil mit niedrigen Zr-Gehalten weisen sehr hohe Rb-Gehalte auf, zeigen die jurassischen Vulkanite eine eher positive Korrelation mit Zr (wie bei den K_2O-Gehalten). Zum Teil liegen die Werte der Magmen des Cerro Plomo-Profils (Küste) niedriger als die der Vulkanite des Cerro del Difunto-Profils bei entsprechenden Zr-Gehalten. Auch die Vulkanite des Sierra Minillas-Profils weisen niedrigere Rb-Konzentrationen auf.

Bei einem Vergleich der jurassischen Vulkanite aus dem Arbeitsgebiet mit Vulkaniten gleichen Alters aus der Küstenkordillere von Nord-Chile fallen die zum Teil höheren Rb-Konzentrationen in den Vulkaniten des Cerro del Difunto-Profils auf, die durch eine stärkere Entwicklung der Magmen mit SiO_2-Gehalten bis 68 Gew.% bedingt sein kann. Ähnliche Rb-Gehalte wie die jurassischen Vulkanite des Arbeitsgebietes besitzen auch die sauren Vulkanite des Frühstadiums aus dem sich östlich anschließenden, oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogen (HASCHKE 1999). Die Rb-Konzentrationen der obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite zeigen eine gute Übereinstimmung mit Vulkaniten der Hauptphasen des oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogens und den Vulkaniten aus der CVZ (WITTENBRINK 1997, HASCHKE 1999, KRAEMER 1999).

Ba (Abb. 3.59c)
Ba zeigt ein ähnlich inkompatibles Verhalten wie Rb, mit höheren Konzentrationen in den mittel- bis ?oberjurassischen Vulkaniten des Cerro del Difunto-Profils im Vergleich zu den Vulkaniten mit entsprechenden Zr-Gehalten aus dem Cerro Plomo-Profil (Küste). Wie bei Rb weisen auch hier einige Vulkanite des Cerro Plomo-Profils mit niedrigen Zr-Gehalten erhöhte Ba-Konzentrationen auf. In den unterkretazischen Vulkaniten sind die Ba-Konzentrationen erhöht gegenüber den Gehalten in den obertriassischen Vulkaniten.

Die Ba-Konzentrationen und Ba/Rb-Verhältnisse (Abb. 3.60) der jurassischen Vulkanite entsprechen denen von Vulkaniten gleichen Alters aus anderen Bereichen der Küstenkordillere von Nord-Chile. Die Werte der unterkretazischen Vulkanite entsprechen Ba/Zr-Verhältnissen in den Vulkaniten des oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogens (HASCHKE 1999).

Die Vulkanite der CVZ weisen in der Regel höhere Ba-Konzentrationen und Ba/Rb-Verhältnisse (Abb. 3.60) auf als die jurassischen Vulkanite aus dem Arbeitsgebiet. Auch die Vulkanite des oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogens zeigen überwiegend höhere Ba/Rb-Verhältnisse (HASCHKE 1999). Die Vulkanite aus dem Frühstadium dieses Bogens zeigen ähnlich wie einige Vulkanite der CVZ (WITTENBRINK 1997, KRAEMER 1999) eine Rb-Anreicherung, die zu Ba/Rb-Verhältnissen geführt hat, welche denen in den jurassischen Vulkaniten des Arbeitsgebietes entsprechen.

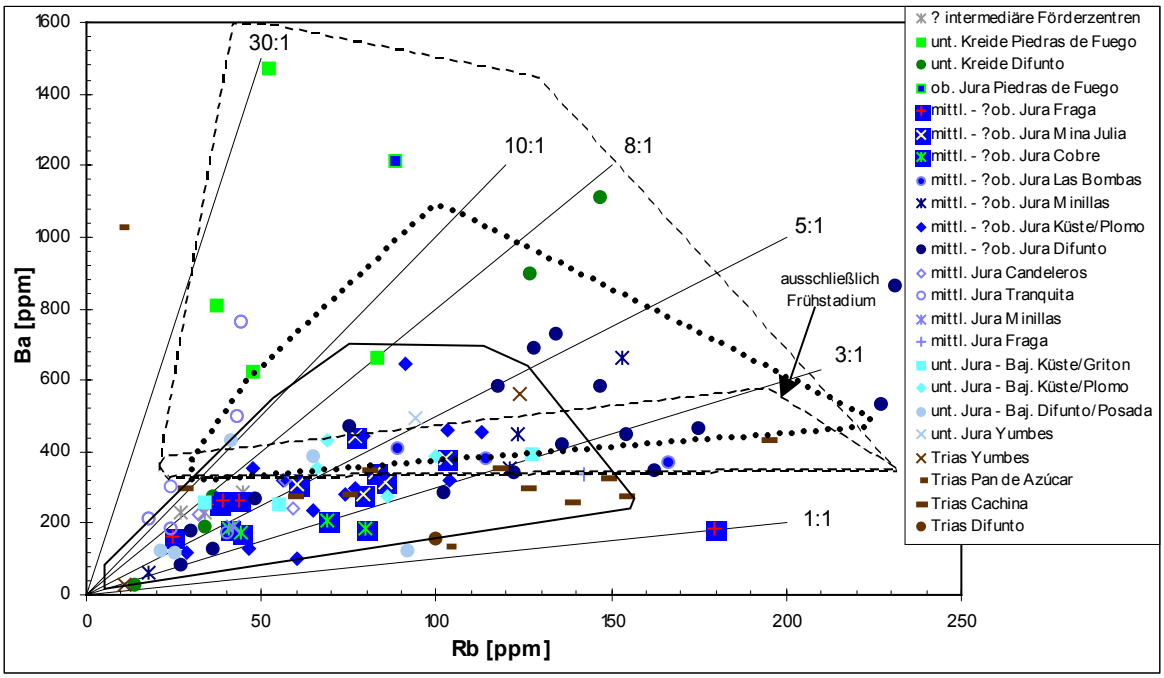


Abb. 3.60: Ba vs Rb-Diagramm. Niedrige Ba/Rb-Verhältnisse (um 2) sind ein Hinweis auf krustale Schmelzen (FRANCIS et al. 1989), während hohe Verhältnisse um 10 typisch für Mantelschmelzen sind. Literaturdaten: ___ = jurassische Vulkanite aus der Küstenkordillere (18,5° - 26,5° S); - - - = oberkretazische bis obereozäne Vulkanite aus der Präkordillere; . . . = miozäne bis rezente Vulkanite aus der CVZ. Quellennachweis für Literaturdaten wie in Abb. 3.56.

Ursachen für die Variationen der LILE-Gehalte

Die LILE (Cs, Rb, K, Ba und Sr) sind auf Grund ihrer geringen Ladung bei einem großen Ionenradius inkompatibel gegenüber typischen Mantelmineralen und mobil (NAKAMURA 1974 SHIMIZU & KUSHIRO 1975, ROLLINSON 1996). Auf Grund ihres niedrigen Verteilungskoeffizienten für manteltypische Minerale (K_D << 1, ROLLINSON 1996) haben sie eine hohe Affinität zur Schmelze und reichern sich dort an. Die Anreicherung ist dabei vom Grad des partiellen Schmelzens im Mantel abhängig. Die Konzentration der LILE in der Schmelze wird mit zunehmendem Partialschmelzanteil geringer. Im Subduktionszonenregime erfolgt eine

Anreicherung der LILE durch den Transport dieser mobilen Elemente mittels fluider Phasen in den bzw. im slabüberlagernden Mantelkeil. Eine wässrige fluide Phase wird durch den Zusammenbruch H_2O-haltiger Mineralphasen im subduzierten Slab freigesetzt. Eine weitere Anreicherung kann durch AFC-Prozesse in der Kruste erfolgen. Auf Grund ihrer Inkompatibilität mit Mantelmineralen sind die LILE in der Kruste z. B. im Plagioklas und Alkalifeldspat eingebaut und gegenüber dem Mantel entsprechend angereichert. Neben einer Anreicherung bzw. Verarmung während der fraktionierten Kristallisation unterschiedlicher Mineralphasen ist eine Anreicherung der LILE bedingt durch die Assimilation von Krustenmaterial bzw. durch Mischungen der Mantelmagmen mit krustalen Schmelzen möglich. Auch die Löslichkeit der LILE in hydrothermalen Lösungen (MÖLLER et al. 1997) kann sich auf die Mobilität und damit auf die Elementkonzentrationen ausgewirkt haben. Alle diese Faktoren haben sich mit unterschiedlichen Anteilen auf die Konzentrationen der LILE in den beprobten Vulkaniten ausgewirkt und damit zu der breiten Streuung der LILE-Gehalte beigetragen.
Dabei zeigen sich für die genetisch zusammenhängenden Magmen der einzelnen Profile Korrelationen der LILE-Gehalte mit dem Differentiationsindex Zr. Die breite Streuung der LILE-Gehalte innerhalb dieser Gruppen bei gleichen Zr-Gehalten zeigt aber die unterschiedliche Beeinflussung durch die oben erwähnten Prozesse an.

Es konnten relativ konstante Rb-/K-Verhältnisse um $4 * 10^{-3}$ ($2,9 – 6,9 * 10^{-3}$) in den Vulkaniten beobachtet werden, die Verhältnissen in der durchschnittlichen kontinentalen Kruste entsprechen (JAKEŠ & WHITE 1970). Ausnahmen bilden die unterkretazischen Vulkanite des Piedras de Fuego-Profils, die sich durch niedrigere Rb/K-Verhältnisse ($1,3 – 2,5 * 10^{-3}$) auszeichnen, die fast die niedrigen Verhältnissen im N-type MORB ($1 * 10^{-3}$) erreichen.
Trotz der Mobilität von Rb und K zeigen die gute Korrelation der Werte und damit die weitgehend konstanten Rb/K-Verhältnisse, dass in allen Proben die gleichen Mineralphasen für den Rb- und K-Gehalt verantwortlich sind und ähnliche Mobilitäten von Rb und K bei der hydrothermalen Alteration (z. B. bei der Sericitisierung der Alkalifeldspäte) eine Rolle gespielt haben. Rb wird mit K bevorzugt in Alkalifeldspat, Hornblende und Biotit eingebaut. Da in den jurassischen Paragenesen Hornblende und Biotit in der Regel nicht vertreten sind, ist Rb in diesen Proben weitgehend an Alkalifeldspat und dessen Alterationsprodukte gebunden.
Die unterkretazischen Vulkanite im Piedras de Fuego-Profil zeichnen sich durch niedrigere Rb/K-Verhältnisse aus. Diese Verhältnisse sind an eine weitere Rb- und K-führende Mineralphase gebunden. Die petrographischen Untersuchungen ergaben, dass es sich bei dieser Phase um Amphibol handelt.

Das Sr ist ähnlich wie das Ca mobil. Im Gegensatz zum Rb mit K zeigt Sr nur eine schlechte Korrelation mit den CaO-Gehalten (Abb. 3.61). Die Sr- und Ca-Gehalte sind folglich

unterschiedlich durch Prozesse wie die hydrothermale Alteration, durch Fluideintrag aus dem subduzierten Slab und die Assimilation von Krustenmaterial beeinflusst worden.

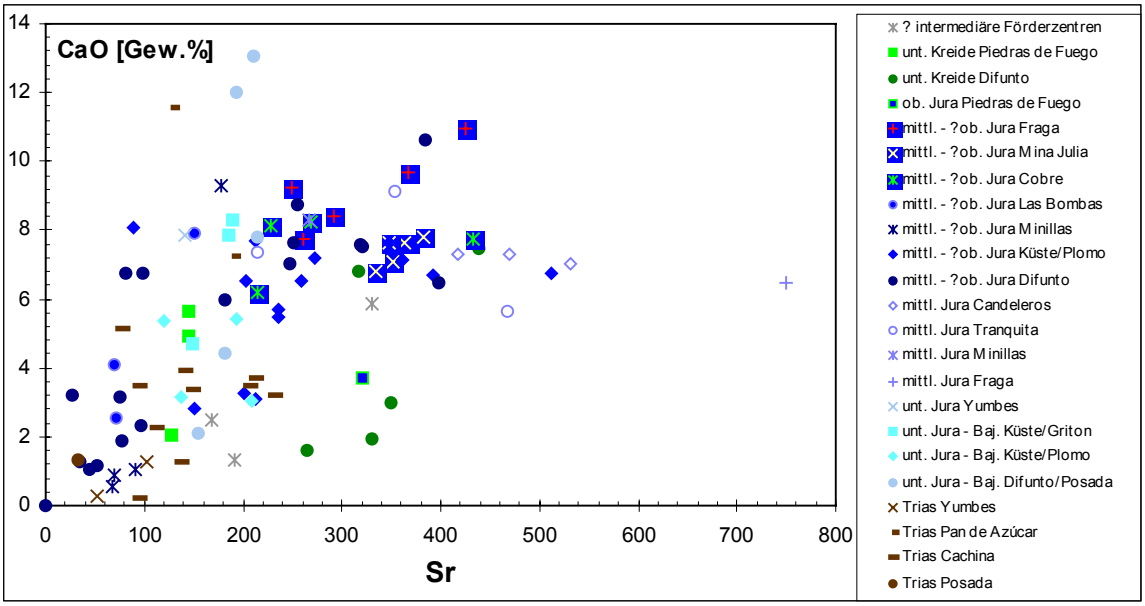


Abb. 3.61: CaO - Sr Diagramm.

Auch die Ba/Rb-Verhältnisse (Abb. 3.60) zeigen unterschiedliche Beeinflussungen von Ba und Rb. So zeigen die unterkretazischen, die jurassischen und die obertriassischen Proben jeweils eine grobe Korrelation mit unterschiedlichen Ba/Rb-Verhältnissen zwischen den zeitlichen Gruppen und starken Variationen innerhalb der einzelnen Gruppen. Ein Vergleich der Ba/Rb-Verhältnisse ergibt für die meisten obertriassischen Vulkanite niedrige Verhältnisse von 1 - 5, während die unterkretazischen Vulkanite die höchsten Ba/Rb-Verhältnisse (Cerro del Difunto-Profil: 5 – 8, Piedras de Fuego-Profil: 8 – 30) aufweisen. Die Verhältnisse der jurassischen Vulkanite liegen dazwischen. Für die mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite ergeben sich Verhältnisse zwischen 2 und 8, wobei die Vulkanite mit einem stärkeren krustalen Einfluss niedrige Verhältnisse zwischen 2 und 4 haben. Die mitteljurassischen Vulkanite aus dem Profil Quebrada la Tranquita liegen mit Ba/Rb-Verhältnissen etwas oberhalb von 10 bei typischen Verhältnissen von Mantelschmelzen (FRANCIS et al. 1989).

Die Variationen innerhalb der Gruppen können beeinflusst werden durch unterschiedliche Fluideinträge aus dem Slab, Kontaminationen mit unterschiedlichem Krustenmaterial und Mobilitäten während der hydrothermalen Alteration.

Ba ist in den Vulkaniten des Arbeitsgebietes an Alkalifeldspat und dessen sericitisierte Bereiche gebunden. Alkalifeldspat konnte im Gegensatz zum ebenfalls Ba-führenden Biotit in vielen Vulkaniten über den gesamten Zeitabschnitt nachgewiesen werden (s. Kapitel 3.3 Petrographie und Mineralchemie). Der Vergleich mit den jüngeren, zum Teil stark krustal beeinflussten Vulkanbögen zeigt, dass die Ba-Gehalte und Ba/Rb-Verhältnisse der obertriassischen bis jurassischen Vulkanite etwas unterhalb der Werte der jüngeren, kontinentalen Vulkanbögen in

diesem Bereich liegen. Eine Abreicherung von Ba, z. B. durch die hydrothermale Überprägung der Vulkanite, ist daher wahrscheinlicher als eine Anreicherung von Rb.
Trotz der nicht voneinander trennbaren, unterschiedlichen Beeinflussung der Vulkanite lassen sich noch grobe zeitliche Tendenzen erkennen. So ist der Einfluss durch krustale Schmelzen bei den unterkretazischen Vulkaniten am geringsten. Die jurassischen Vulkanite zeigen deutlich krustale Beeinflussungen und die Zusammensetzungen der obertriassischen Vulkanite scheinen besonders durch die Alkalifeldspat-führende, obere kontinentale Kruste geprägt worden zu sein.

3.4.2.3 Verhalten der HFSE (High-Field-Strength-Elements)

Zu den HFS-Elementen zählen Th, U, Pb, Zr, Hf, P, Ti, Nb, Ta und Sc sowie Y. Sc wurde bereits mit den Übergangselementen (s. Kapitel 3.4.2.1) besprochen. Die P- und Ti-Konzentrationen wurden im Zusammenhang mit den Hauptelementen diskutiert (s. Kapitel 3.4.1.3). Auf Grund ihrer sehr ähnlichen Atomgrößen und –ladungen zeigen die Element-paarungen Zr + Hf, Nb + Ta und Th + U ein annähernd gleiches geochemisches Verhalten in Schmelzen.
Die HFSE zeigen in den untersuchten Gesteinen mit Ausnahme von Pb eine positive Korrelation mit den Zr-Konzentrationen (Abb. 3.62a-g). Während die Hf-, Nb- und Ta-Konzentrationen eine sehr gute Korrelation mit den Zr-Gehalten zeigen, weisen Th und U eine breitere Streuung der Werte auf.
Ein Vergleich der im Arbeitsgebiet in den jurassischen Vulkaniten gemessenen Konzentrationen an Zr, Hf, Nb, Ta und Th (Abb. 3.62a-f) zeigt, dass diese Gehalte zum Teil oberhalb der typischen Werten für jurassische Vulkanite in der Küstenkordillere von Nord-Chile liegen. Die Hf/Zr-Verhältnisse (1:38) in den mittel- bis ?oberjurassischen Vulkaniten entsprechen weitgehend den Verhältnissen im Frühstadium des oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogens (1:35, HASCHKE 1999) und den typischen Verhältnissen (1:41 – 1:46) in den Vulkaniten der CVZ (WITTENBRINK 1997 und KRAEMER 1999). Die Y/Zr-Verhältnisse sind bereits in Kap. 3.4.1.2 Elementmobilitäten besprochen worden. Die jüngeren Vulkanbögen zeichnen sich durch wesentlich höhere Nb/Zr-, U/Zr- und Th/Zr-Verhältnisse aus. Lediglich die östlichen Gebiete der CVZ (KRAEMER 1999) weisen zum Teil ähnlich niedrige U/Zr- und Th/Zr-Verhältnisse auf.

Die riesenkörnigen, feldspatporhyrischen Vulkanite aus dem Cerro Plomo-Profil zeigen niedrige Gehalte an Hf (4 – 6 ppm), Ta (0,3 – 0,6 ppm), Th (1 – 6 ppm) und U (0,4 – 1,5 ppm). Die mitteljurassischen Vulkanite aus den östlichen Profilen (Quebrada la Tranquita, Sierra de Candeleros und Sierra Fraga) sowie die Gesteine des unteren Jura bis Bajocium aus den Küstenprofilen zeigen leicht erhöhte Nb-Gehalte gegenüber der Mehrzahl der mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite. Die Vulkanite aus dem Mina Julia-Profil zeigen eine stärkere

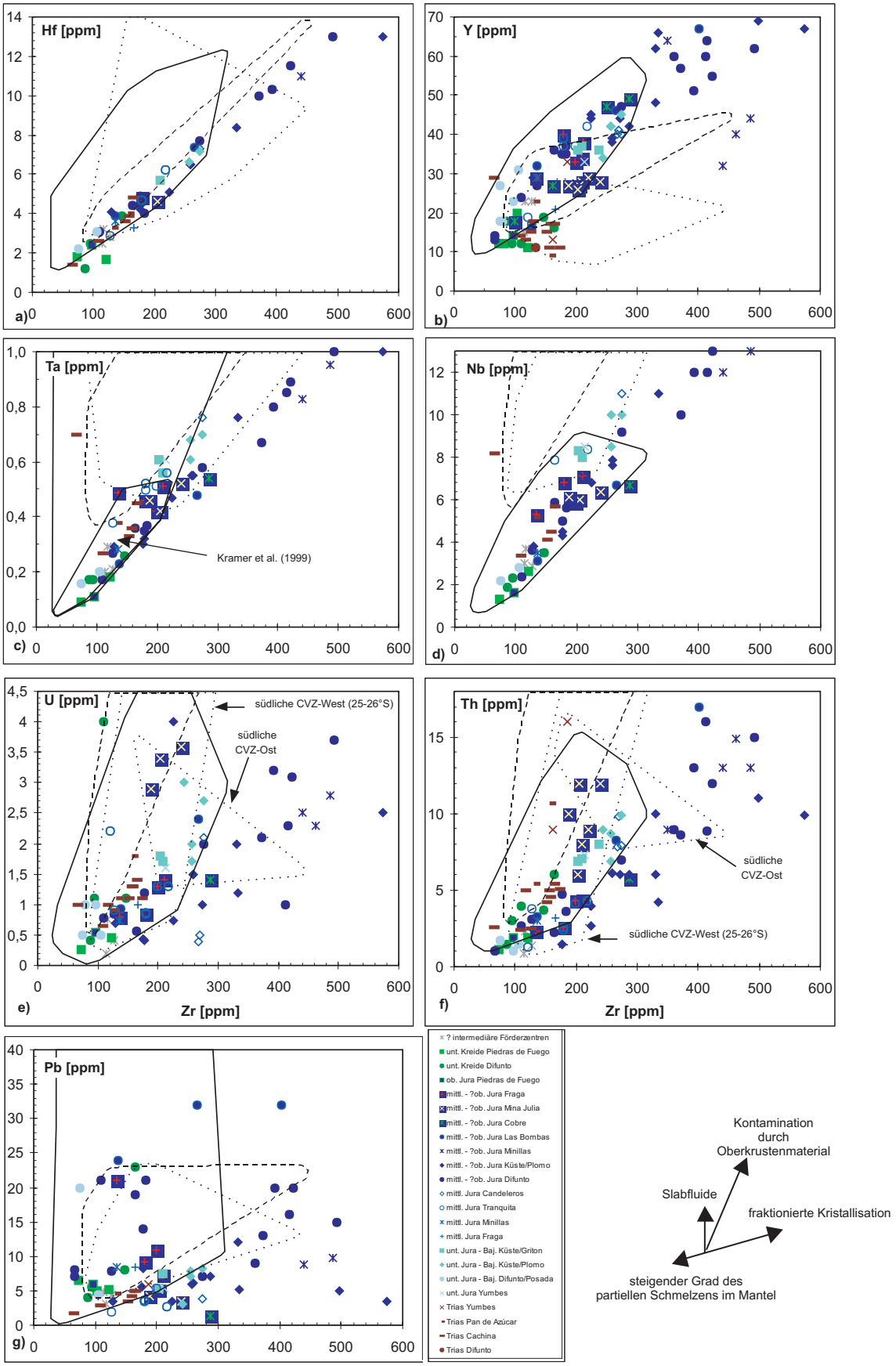


Abb. 3.62: HFSE-Konzentrationen in Abhängigkeit vom Differentiationsindex Zr. Die Pfeile zeigen den schematischen Einfluss verschiedener Differentiationsprozesse, der für die HFSE individuell verschieden ist. Literaturdaten: ___ = jurassische Vulkanite aus der Küstenkordillere (18,5° - 26,5° S); - - - = oberkretazische bis obereozäne Vulkanite aus der Präkordillere; . . . = miozäne bis rezente Vulkanite aus der CVZ. Quellennachweis für Literaturdaten wie in Abb. 3.56.

Anreicherung von Th und U. Insgesamt sind die maximalen Zr- (600 ppm), Hf- (13 ppm), Th- (17 ppm) und U-Konzentrationen (4 ppm) in den jurassischen Vulkaniten sehr hoch gegenüber den Werten eines durchschnittlichen, kontinentalen Oberkrustenmateriales (Zr = 240 ppm, Hf = 5,8 ppm, Th = 10,5 ppm und U = 2,5 ppm, TAYLOR & MCLENNAN 1981). Dagegen sind die Nb-Gehalte (bis 12 ppm) gering im Vergleich mit Material der durchschnittlichen, oberen kontinentalen Kruste (25 ppm).

Die Vulkanite der oberen Trias und der unteren Kreide folgen weitgehend dem Trend der jurassischen Vulkanite und haben bei niedrigen Zr-Konzentrationen auch niedrige HFSE-Gehalte, trotz hoher SiO_2-Gehalte bei den obertriassischen Vulkaniten. Entsprechend niedrige Hf-, Ta- und Nb-Werte wurden auch in jurassischen Vulkaniten in anderen Gebieten der Küstenkordillere beobachtet (KRAMER et al. 1999). Nb und Ta haben meist niedrigere Konzentrationen als in den östlich gelegenen, jüngeren Vulkanbögen. Dabei sind die Th- und U-Gehalte von Magmen der jüngeren Vulkanbögen (WITTENBRINK 1997, HASCHKE 1999) zum Teil ähnlich niedrig wie die Gehalte der Vulkanite aus der oberen Trias und der unteren Kreide.

Die Pb-Konzentrationen (Abb. 3.62g) der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite sind mit < 10 ppm niedrig. In der oberen Trias kann eine positive Korrelation von Pb mit Zr beobachtet werden. Die Vulkanite des mittleren bis ?oberen Jura aus dem Cerro del Difunto- und dem Las Bombas-Profil haben mit bis zu 32 ppm höhere Pb-Gehalte als die obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite. Wie die unterkretazischen Pb-Gehalte sind auch die Pb-Konzentrationen in den Vulkaniten des mittleren bis ?oberen Jura unabhängig vom Zr-Gehalt. Die Pb-Gehalte im mittleren bis ?oberen Jura liegen weit über dem Durchschnittswert für kontinentales Krustenmaterial (15 ppm, TAYLOR & MCLENNAN 1981). Die jüngeren Vulkanbögen zeigen eine ähnliche Spannbreite der Pb-Konzentrationen (bis maximal 23 ppm).
Die starke Streuung der Pb-Gehalte und die fehlende Korrelation mit dem Differentiationsindex Zr spricht auch beim Pb für Mobilität.

Ursachen für Variationen in den HFSE-Gehalten:
Die HFSE sind wegen ihrer großen Ladung bei einem kleineren Ionenradius, wie die LILE, inkompatibel gegenüber typischen Mantelmineralen. Auf Grund ihres hohen Ionenpotentiales sind sie aber verhältnismäßig immobil. Ihr Eintrag durch wässrige Lösungen aus dem Slab sollte daher eher gering sein und spielt nur beim Th und U eine Rolle. Kristall/Schmelze-Prozesse und der Chemismus der Quelle bestimmen die HFSE-Konzentrationen der Magmen (ROLLINSON 1996). Eine Assimilation von Krustenmaterial kann ebenfalls einen Einfluss insbesondere auf die U-, Th- und auch auf die Pb-Gehalte haben. Insgesamt werden die HFSE,

ähnlich wie die HREE (s. Kapitel 3.4.2.4), aber als “Mantel-kontrolliert“ (bezogen auf die Zusammensetzung der Quelle und Art der Schmelzprozesse) angesehen (u.a. DAVIDSON 1996). Positive Korrelationen von Zr mit inkompatiblen Elementen ergeben sich durch fraktionierte Kristallisation bzw. unterschiedliche Grade des partiellen Schmelzens. Bei den fraktionierten Phasen dürfte es sich überwiegend um Olivin, Pyroxen und Plagioklas gehandelt haben, da Paragenesen mit Mineralen, die HFSE einbauen (z. B. Zirkon und Titanit), nicht beobachtet werden konnten. Die inkompatibleren HFSE: Th, U und Pb zeigen neben der positiven Korrelation mit Zr (mit Ausnahme vom Pb) durch die Fraktionierung von Mineralphasen unterschiedliche Einflüsse durch Fluideinträge aus dem subduzierten Slab in den Mantelkeil, die Kontamination durch Oberkrustenmaterial und die Mobilität während der hydrothermalen Überprägung. Die Ta- und Nb-Gehalte entsprechen mit ihren niedrigen Konzentrationen typischen Werten von Vulkaniten aus Vulkanbögen.

3.4.2.4 Verhalten der Seltene Erden-Elemente (REE, Rare Earth Elements)

Zu den REE gehören die Lanthanide La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb und Lu wobei das Promethium (Pm) nicht natürlich vorkommt. Y wird auf Grund seines ähnlichen Ionenradiusses mit Dy und Ho und dem daraus resultierenden, ähnlichen geochemischen Verhalten manchmal zu den REE gezählt. Sc, das zu den HFSE gehört, steht in der selben Nebengruppe wie die REE. Die Elemente mit den niedrigen Atomnummern (La - Nd) werden als Leichte Seltene Erden-Elemente (LREE, light rare earth elements), diejenigen mit hohen Atomnummern (Er - Lu) als Schwere Seltene Erden-Elemente (HREE, heavy rare earth elements) und die Elemente dazwischen (Sm - Ho) als Mittlere Seltene Erden-Elemente (MREE, middle rare earth elements) bezeichnet. Trotz seines ähnlichen Ionenradiusses mit Dy und Ho wird das Y auf Grund seiner chemischen Eigenschaften zu den HREE gezählt.

REE:

Mit Zr zeigen die REE positive Korrelationen (Abb. 3.63a-c), wobei insbesondere bei den mittel- bis ?oberjurassischen Vulkaniten mit zunehmenden Zr-Gehalten eine breitere Streuung der LREE-Konzentrationen zu beobachten ist.

Insgesamt zeichnen sich die jurassischen im Vergleich mit den obertriassischen und unterkretazischen Vulkaniten durch einen breiteren Konzentrationsbereich und damit durch höhere Maximalwerte der REE aus (Abb. 3.63a-c). Die obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite haben unabhängig vom SiO_2- oder Zr-Gehalt der Magmen steilere REE-Muster (höhere La/Yb- und La/Sm-Verhältnisse, Abb. 3.63 und Abb. 3.64). Die obertriassischen Vulkanite zeichnen sich durch die höchsten La/Yb-Verhältnisse aus.

Ein lückenloser Übergang vom oberjurassischen Vulkanismus zum unterkretazischen Vulkanismus konnte nicht erfasst werden. Während im Gebiet Taltal – Chañaral das Atacama

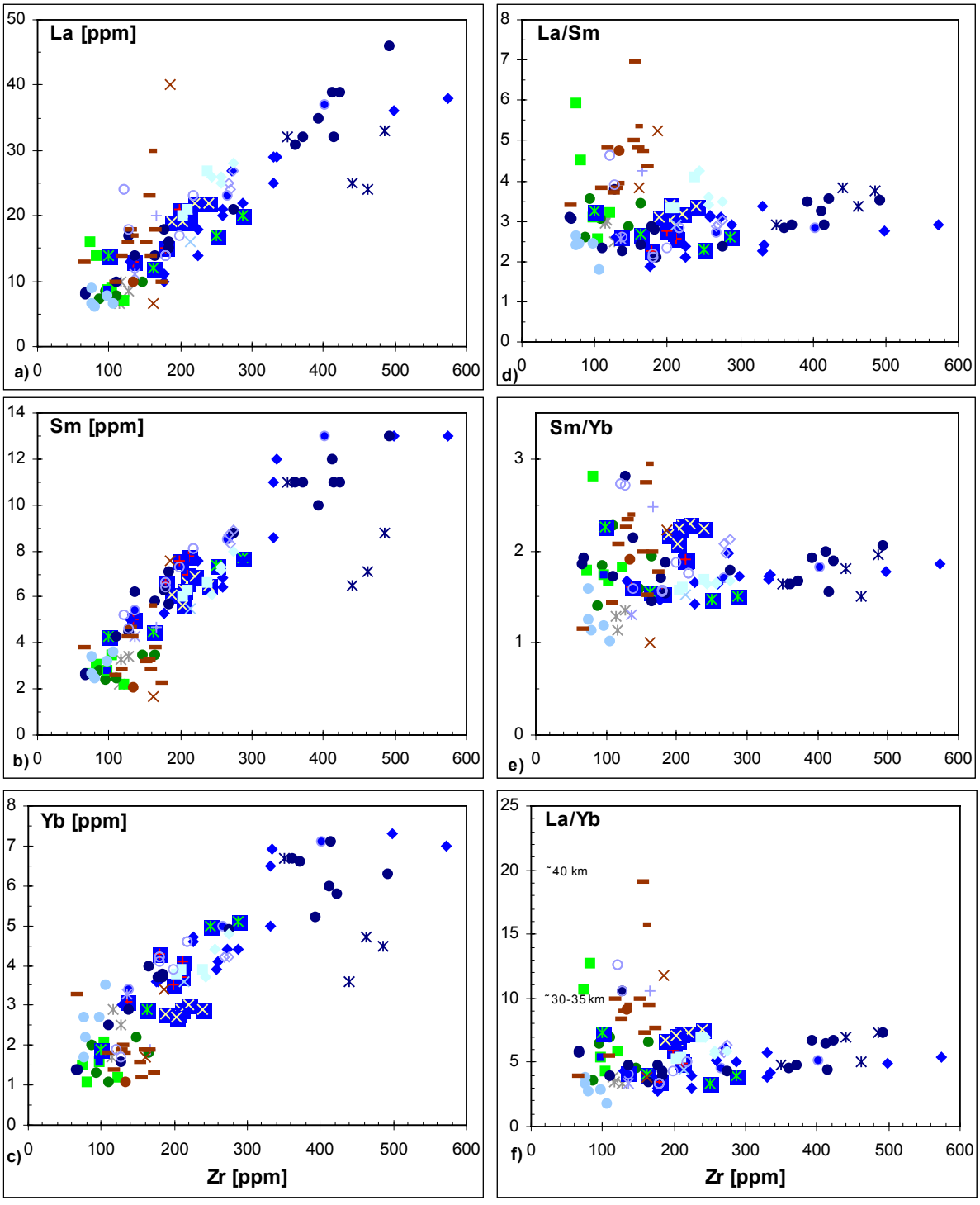


Abb. 3.63: Konzentration der REE (La, Sm und Yb) und die unnormierten REE-Verhältnisse (La/Sm, Sm/Yb und La/Yb) in Abhängigkeit vom Zr-Gehalt. Für unterschiedliche Krustenmächtigkeiten der SVZ (30 - 35 km bei 37,5° S und 40 km bei 34° - 35° S, HILDRETH & MOORBATH 1988) sind die entsprechenden La/Yb-Verhältnisse markiert (f).

Störungssystem den Übergang überdeckt, ist im südlichen Profil Piedras de Fuego eine Erosionsdiskordanz nicht auszuschließen. Die Kreidevulkanite der Profile Cerro del Difunto und Piedras de Fuego haben eine ähnliche geochemische Signatur. Die jüngsten, noch als Jura kartierten Pyroklasten (MORAGA 1977) im Profil Piedras de Fuego weisen ebenfalls Signaturen wie die Vulkanite der unteren Kreide auf. Der Übergang vom jurassischen zum kretazischen Vulkanismus scheint daher sowohl von den geochemischen Signaturen als auch von seiner Ausprägung im Profil Piedras de Fuego fließend zu sein. Die jüngeren Kreidevulkanite im Profil Piedras de Fuego (Nord), die mit Hilfe von Ammonitenfunden dem Hauterivium zugeordnet werden konnten (WILKE, mündliche Mitteilungen), zeigen eine Anreicherung der LREE gegenüber den liegenden Kreidevulkaniten. Die erhöhten La/Sm-La/Yb-Verhältnisse dieser Kreidevulkanite stimmen mit den REE-Verhältnissen von vermutlich in der unteren Kreide geförderten Vulkaniten überein, die weiter nördlich in der Küstenkordillere im Gebiet Iquique anstehen (HILLEBRANDT et al. 1998).

Insgesamt zeigen die Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium im Cerro del Difunto-Profil (Abschnitt Posada) die niedrigsten REE-Gehalte und einen flachen Verlauf der REE-Muster (Abb. 3.64c). Die Muster des Cerro Plomo- und des Quebrada Griton-Profils (Abb. 3.64d) ähneln denen im mittleren bis ?oberen Jura im Cerro del Difunto-Profil mit ausgeprägten, negativen Eu-Anomalien bei mittleren bis hohen Zr-Gehalten (Abb. 3.64e). Die gegenüber den mittel- bis ?oberjurassischen Vulkaniten leicht erhöhten La-Gehalte haben zu erhöhten La/Sm-Verhältnisse geführt (Abb. 3.63).
Die mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite des Cerro del Difunto-Profils weisen ähnliche REE-Gehalte und -Verhältnisse auf, wie die Vulkanite des Cerro Plomo- und des Las Bombas-Profils. Sie zeigen in allen drei Profilen mit zunehmenden Zr-Gehalten (Abb. 3.64e) und damit mit zunehmender Fraktionierung erhöhte REE-Gehalte und ausgeprägtere, negative Eu-Anomalien, bei annähernd konstanten REE-Verhältnissen (gleiche Steigung der REE-Muster [Abb. 3.64e] mit niedrigen La/Yb-Verhältnissen: überwiegend < 8, Abb. 3.63f). Die La/Yb-Verhältnisse entsprechen La/Yb-Verhältnissen in den Gneisen des paläozoischen Basement (5 bis 9, LUCASSEN et al. 1999a). Die gleichalten Vulkanite aus dem Mina Julia-Profil zeichnen sich gegenüber den anderen jurassischen Vulkaniten bei gleichen Zr-Gehalten durch niedrigere HREE-Gehalte und damit durch steilere REE-Muster aus (Abb. 3.64g, höhere La/Yb-Verhältnisse: Abb. 3.63), die typischen Mustern der paläozoischen, kontinentalen Kruste (nach LUCASSEN et al. 2001) ähneln. Die mittel- bis ?oberjurassischen Ignimbrite des Sierra Minillas-Profils haben gegenüber jurassischen Vulkaniten mit vergleichbaren Zr-Gehalten weitgehend erniedrigte REE-Gehalte. Die Verhältnisse der REE zueinander entsprechen dabei den Werten vergleichbarer Magmen aus anderen Profilen (Abb. 3.63 und Abb. 3.64).

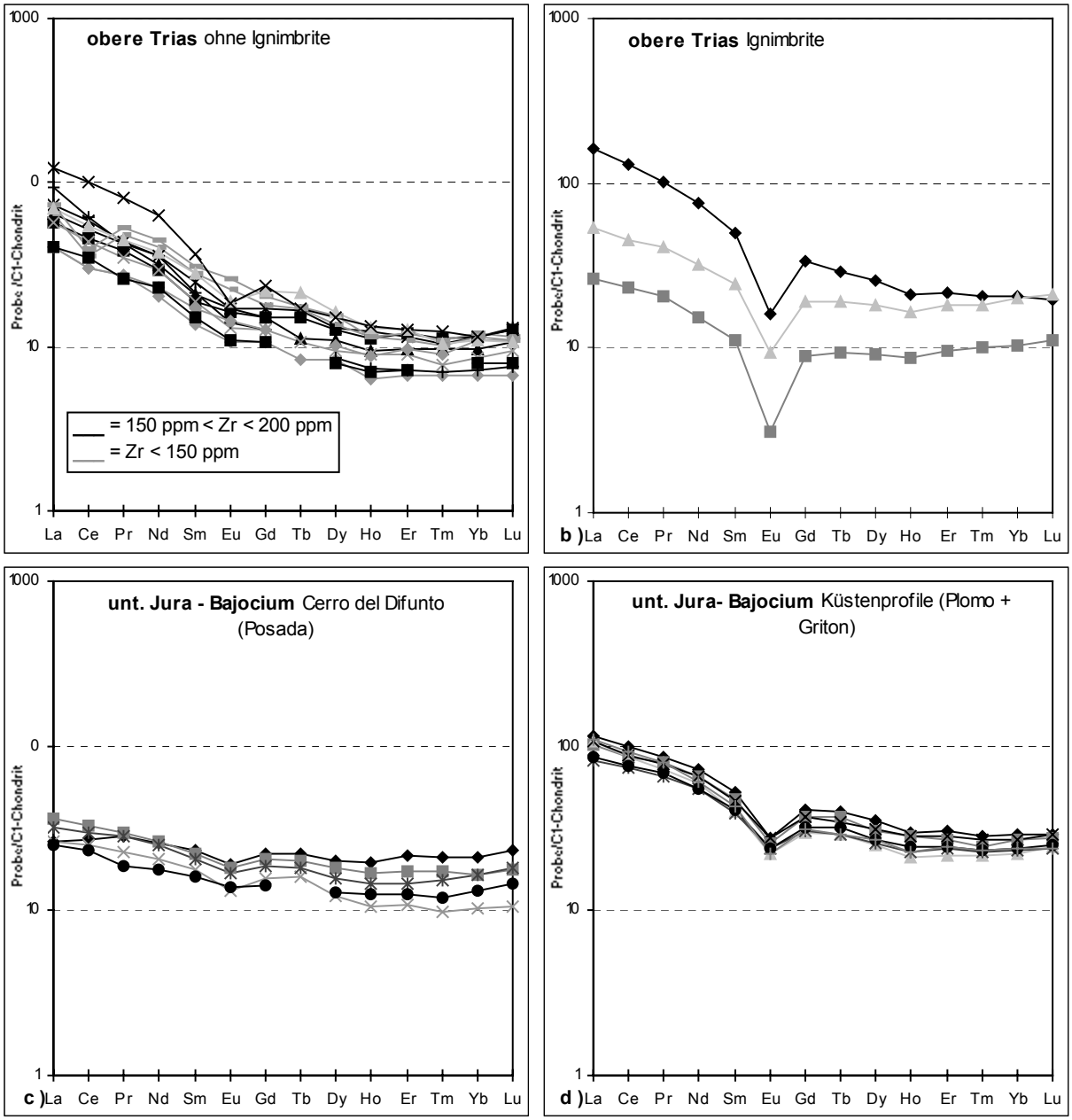


Abb. 3.64: Seltene Erden Verteilungsmuster normiert auf C1-Chondrit nach EVENSEN et al. (1978).

Zusammenfassend zeichnen sich die obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite durch steilere REE-Muster und niedrigere REE-Gehalte gegenüber den jurassischen Vulkaniten aus. Die flachen Muster im unteren Jura bis Bajocium im Cerro del Difunto-Profil (Abschnitt Posada) sind an vergleichsweise niedrige REE-Gehalte gekoppelt. Die übrigen unter- bis ?ober-jurassischen Vulkanite sind gekennzeichnet durch konstante REE-Verhältnisse.

Eu-Anomalie:

Die negativen Eu-Anomalien der jurassischen Vulkanite zeigen sowohl eine Korrelation mit den Zr- (Abb. 3.65a und Abb. 3.64e) als auch mit den Sr-Konzentrationen (Abb. 3.65b). Mit steigenden Zr-Konzentrationen ist für die jurassischen Vulkanite damit ein Anstieg der

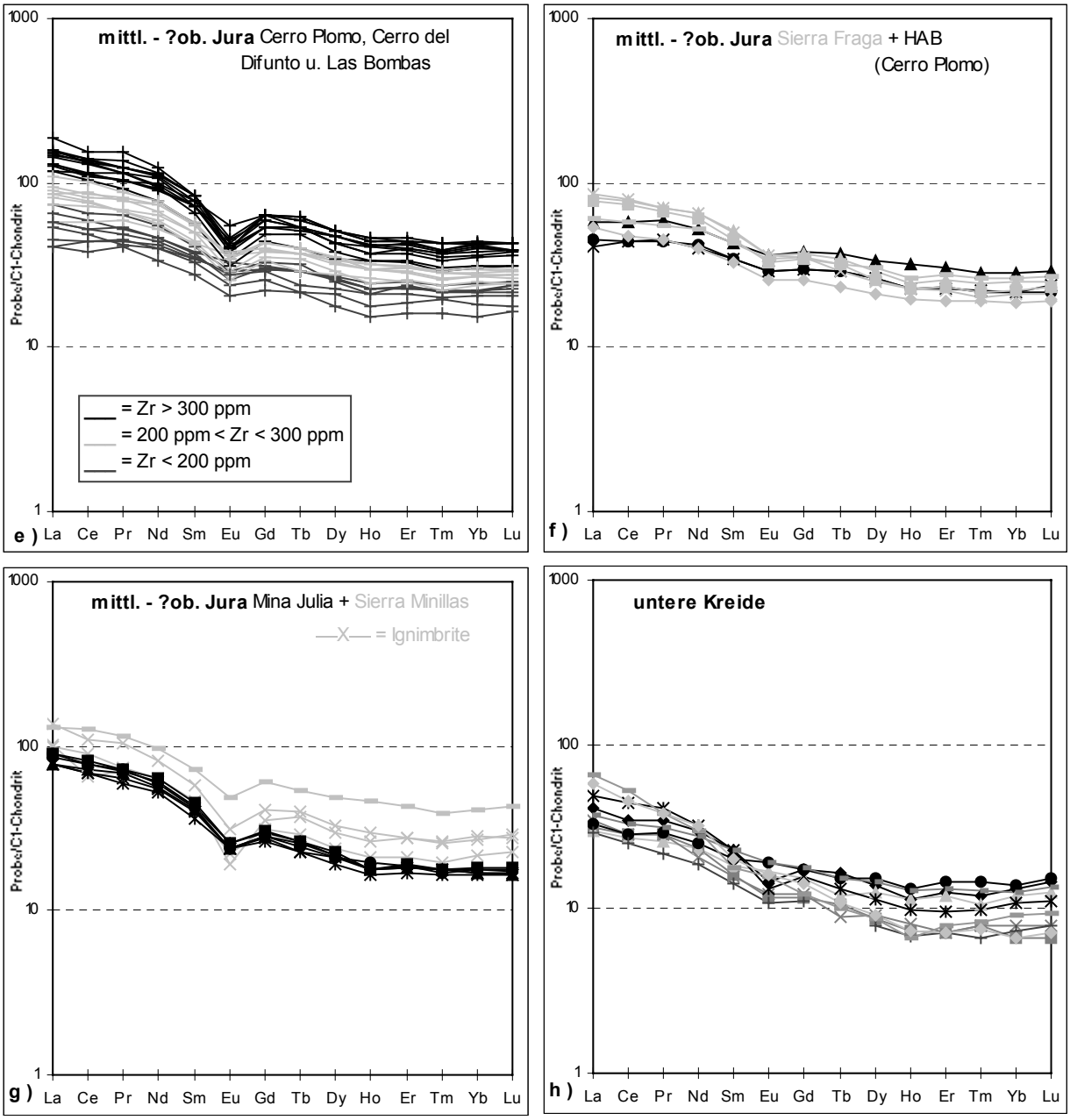


Abb. 3.64: Fortsetzung der Seltene Erden Verteilungsmuster.

negativen Eu-Anomalien durch die Fraktionierung von Plagioklas (Rückgang der Sr-Konzentrationen) zu beobachten.

Die riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Magmen (HAB), die Vulkanite aus dem untern Jura bis Bajocium im Cerro del Difunto-Profil (Abschnitt: Posada) und die mitteljurassischen Vulkanite des Sierra Fraga-Profils zeichnen sich durch schwach negative Eu-Anomalien von 0,8 - 0,9 aus (Abb. 3.65 und Abb. 3.64f). Negative Eu-Anomalien kennzeichnen dagegen die Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium der Küstenprofile, die mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite der Profile Mina Julia, Sierra Minillas sowie einen Teil der Profile Cerro del Difunto und Cerro Plomo.

Bei den obertriassischen und unterkretazischen Vulkaniten ist die Eu-Anomalie weitgehend unabhängig vom Zr-Gehalt und damit vom Differentiationsgrad der Magmen. Die ausgeprägtesten negativen Eu-Anomalien haben dabei die obertriassischen Ignimbrite (Abb. 3.65 und Abb. 3.64b), deren REE-Verteilungsmuster denen granitoider Gesteine entsprechen. Die meisten Vulkanite der oberen Trias und der unteren Kreide haben vergleichsweise schwach negative bis schwach positive Eu-Anomalien.

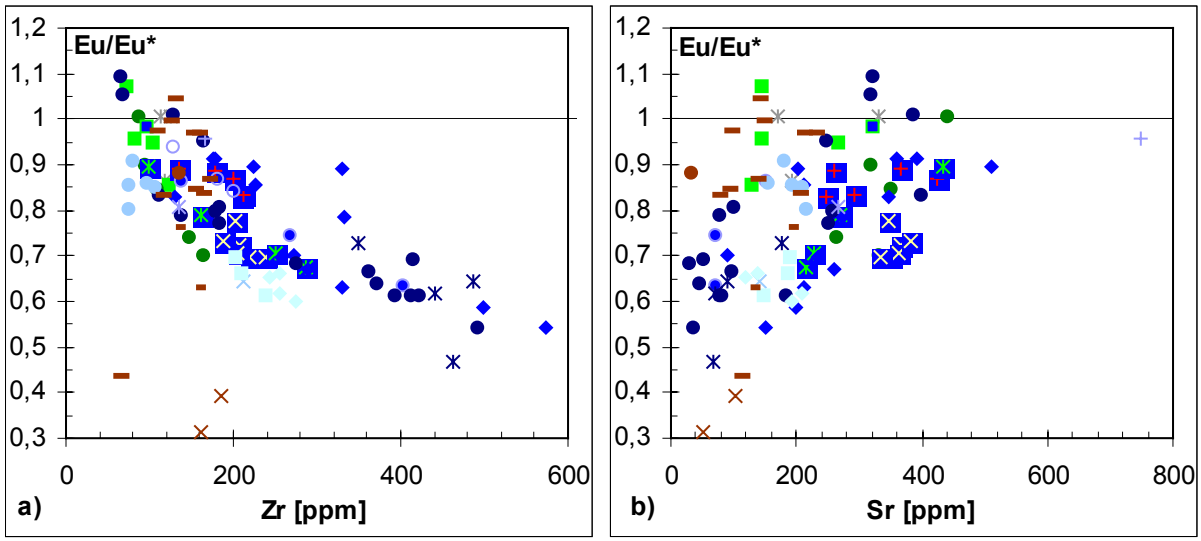


Abb. 3.65: Entwicklung der Eu-Anomalie in Abhängigkeit vom Fraktionierungsindex Zr (a) und der Sr-Konzentration (b). Die Berechnung der Eu-Anomalie erfolgte nach dem geometrischen Mittel: Eu/Eu* = EuN/√(SmN*GdN). Der Index N gibt an, dass es sich bei den Gehalten um auf Chondrit normierte Werte nach EVENSEN et al. (1978) handelt. Legende wie in Abb. 3.63.

Ursachen für die Ausbildung unterschiedlicher REE-Muster:

Die REE zeichnen sich gegenüber den HFS-Elementen durch eine geringere Ionenladung aus. Sie sind in der Regel dreiwertig und besitzen auf Grund ihrer ähnlichen Größe ähnliche chemische und physikalische Eigenschaften. Die REE sind auf Grund abnehmender Ionengrößen mit zunehmenden Atomnummern in Mineral/Schmelzsystemen unterschiedlich kompatibel, was zur Fraktionierung der REE-Muster bei Schmelzbildung und fraktionierter Kristallisation führen kann. Gegenüber Verwitterungs-, hydrothermalen und schwachen Metamorphose-Einflüssen verhalten sich die REE immobil (ROLLINSON 1996). Die REE-Muster magmatischer Gesteine werden durch Aufschmelzgrad, REE-Konzentrationen der Mineralphasen der Quelle und Kristall-Schmelze Gleichgewichte bei der Evolution der Magmen bestimmt.

Eu kann in Abhängigkeit von der Sauerstoff-Fugazität der Magmen (fO_2) variierende Kationenverhältnisse mit unterschiedlichen Oxidationsstufen (Eu^{2+}/Eu^{3+}) aufweisen. Das Eu^{2+} kann, im Gegensatz zu den dreiwertigen REE, auf Grund seiner Größe und Ladung Sr^{2+} und Ca^{2+} im Plagioklas und zu einem geringen Anteil auch im Alkalifeldspat ersetzen. Die Abtrennung des Feldspats, insbesondere von Plagioklas, durch fraktionierte Kristallisation

felsischer Magmen führt daher zur Ausbildung einer negativen Eu-Anomalie in den REE-Mustern. Hornblende, Titanit, Ortho- und Klinopyroxen sowie Granat haben ebenfalls einen Einfluss auf die Eu-Anomalie felsischer Magmen. Ihr Einfluss ist allerdings wesentlich geringer und führt auf Grund der niedrigen Verteilungskoeffizienten, ähnlich wie die Akkumulation von Feldspat, zu einer positiven Eu-Anomalie (ROLLINSON 1996). Bei den obertriassischen und unterkretazischen Vulkaniten kann bei den leicht positiven Eu-Anomalien zusätzlich zu Plagioklas-Kummulaten auch die Fraktionierung von Hornblende und/oder Pyroxen eine geringfügige Rolle gespielt haben.

KAY et al. (1991) und (1997) interpretierten zunehmende La/Sm- und La/Yb-Verhältnisse in den Vulkaniten der CVZ mit zunehmenden Krustenmächtigkeiten. Auch die ansteigenden La/Yb-Verhältnisse entlang des magmatischen Bogens der SVZ wurden von HILDRETH & MOORBATH (1988) durch größere Krustenmächtigkeiten erklärt. Ein Anstieg der La/Yb-Verhältnisse kann auch durch einen größer werdenden Hornblende-Anteil im Residuum der Magmen verursacht werden, wie er z. B. in einer metamorphen, basaltischen Unterkruste auftreten kann oder durch eine verstärkte fraktionierte Kristallisation von Hornblende (BEARD & LOFGREN 1989, TEPPER et al. 1993). Die maximal erreichbaren La/Yb-Verhältnisse bei der fraktionierten Kristallisation von Hornblende liegen bei 15 (KAY et al. 1988).

Die REE-Muster in den jurassischen Vulkaniten sind generell sehr ähnlich. Für die jurassischen Vulkanite kann daher von analogen Ausgangsmagmen und vergleichbaren Prozessen in den Magmenquellen ausgegangen werden. Die magmatische Differentiation durch fraktionierte Kristallisation von Plagioklas war der dominante Prozess für die Ausbildung der REE-Muster. Die primitivsten Magmen mit den flachsten REE-Mustern und ohne Eu-Anomalien wurde im unteren Jura bis Bajocium im Cerro del Difunto-Profil (Abschnitt Posada) gefördert. Bei den übrigen unter- bis ?oberjurassischen Vulkaniten sind die Magmen stärker entwickelt, mit steileren REE-Mustern und unterschiedlich stark ausgeprägten Eu-Anomalien. Die Vulkanite im Profil Mina Julia sind am stärksten entwickelt. Die obertriassischen Vulkanite unterscheiden sich von den jurassischen Vulkaniten durch steilere REE-Muster, die für die Anwesenheit von Amphibol in der Quelle bzw. für eine fraktionierte Kristallisation von Amphibol sprechen. Für eine Granat-führende Quelle sind die Muster nicht steil genug. Amphibol ist dagegen als Phänokristall-Phase in der oberen Trias vertreten. Auch die gegenüber dem Jura etwas steileren REE-Muster der unterkretazischen Vulkanite mit sehr geringen Eu-Anomalien lassen einen starken Einfluss durch Amphibol-Phasen vermuten.

3.4.3 Entwicklung der Isotopenverhältnisse

3.4.3.1 Nd- und Sr-Isotope

Die initialen $^{87}Sr/^{86}Sr$- und εNd- bzw. $^{143}Nd/^{144}Nd$-Isotopenverhältnisse von Referenzproben ausgesuchter obertriassischer bis unterkretazischer Vulkanite sind in Abb. 3.66 und in Tabelle Tab. A8 im Anhang zusammengestellt. Die Verhältnisse der basischen bis sauren Vulkanite (Tab. 3.4) schwanken für $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ von 0,70281 – 0,70632 und für εNd_i von 0,84 – 7,80 (bzw. $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ = 0,51246 – 0,51282).

Tab. 3.4: Variationen der Isotopenverhältnisse in Abhängigkeit von der Klassifikation der obertriassischen bis unterkretazischen Magmen.

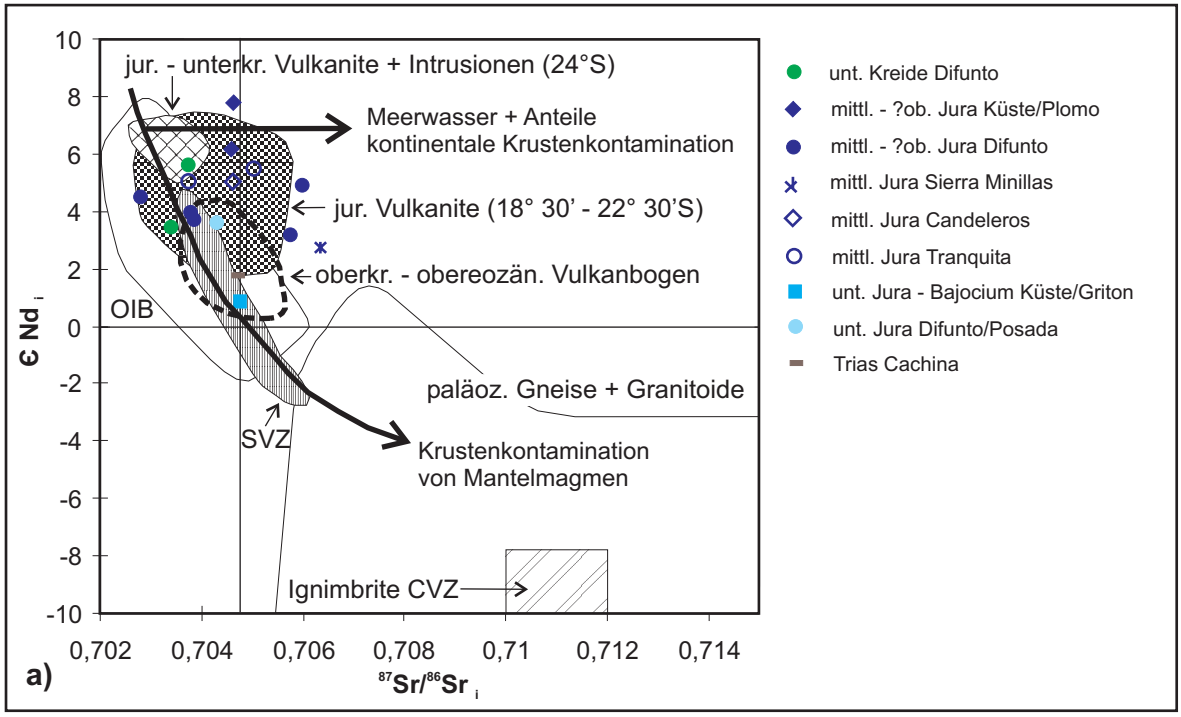
	$^{87}Sr/^{86}Sr_i$	εNd_i
basisch - intermediär	0,70377 – 0,70597	3,20 – **7,80**
intermediär	0,70341 – 0,70475	**0,84** - 3,43
sauer	**0,70281* – 0,70632**	1,79 – 4,50

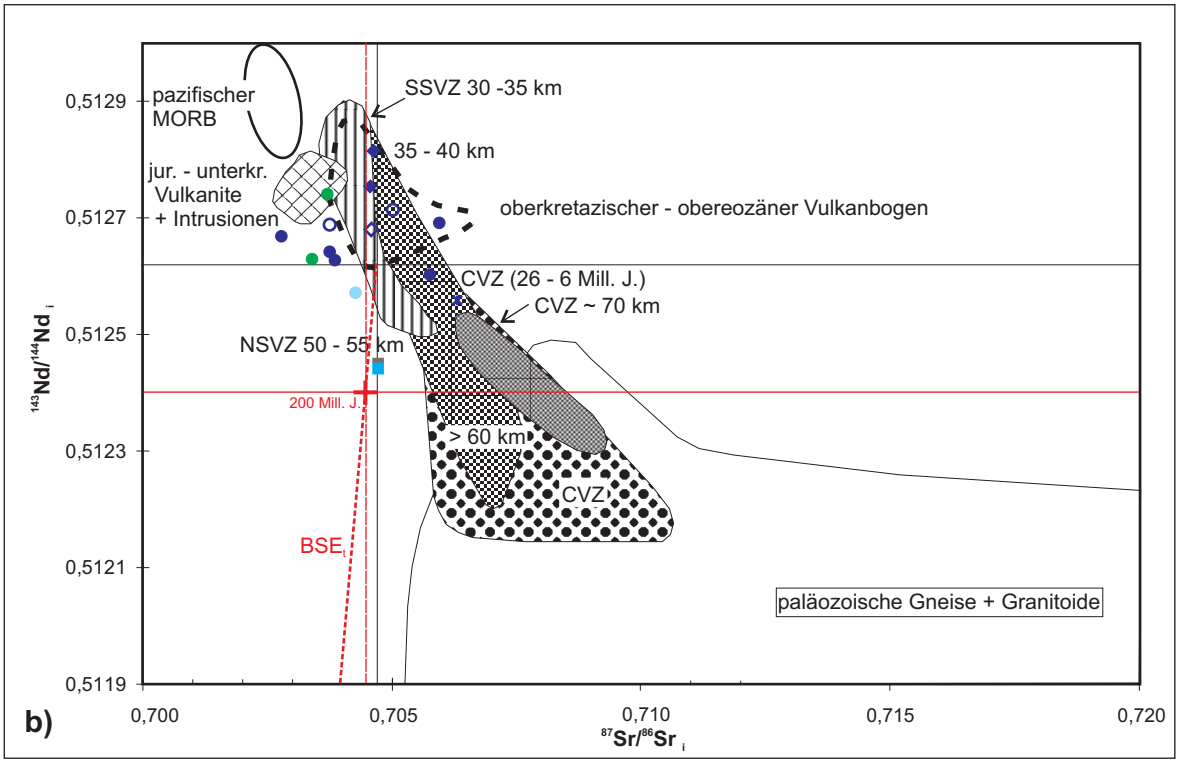
* Das hohe $^{87}Rb/^{86}Sr$-Verhältnis dieser Probe von 10 spricht für eine sekundäre Beeinflussung des Rb/Sr-Verhältnisses, die zu den niedrigen $^{87}Sr/^{86}Sr_i$–Verhältnis geführt hat.

Die Isotopenverhältnisse der untersuchten Vulkanite liegen überwiegend im Quadranten des verarmten Mantels, aber weisen zum Teil radiogenere Sr Isotopenverhältnisse bei positivem εNd_i auf (Abb. 3.66). Bei allen Vulkaniten ist eine Anreicherung der Magmen gegenüber der verarmten Magmenquelle des pazifischen MORB zu beobachten. Zeitliche Entwicklungen innerhalb eines Zeitabschnittes, wie z. B. dem mittleren bis ?oberen Jura, lassen sich bei den Vulkaniten des Arbeitsgebietes nicht erkennen, aber zwischen den einzelnen Zeitabschnitten

---

Abb. 3.66: (a) Initiale εNd - $^{87}Sr/^{86}Sr$- und (b) $^{143}Nd/^{144}Nd$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$-Isotopenverhältnisse im Vergleich mit unterschiedlichen Basementgesteinen, andinen Vulkanbögen (die km-Angaben beziehen sich auf die jeweilige Krustendicke) und Magmen aus asthenosphärischen Mantelquellen [OIB (ocean island basalts)-Feld nach FEUERBACH et al. 1993 und durchschnittlicher pazifischer MORB (Referenzen siehe Lucassen et al. 2002a)]. Dabei handelt es sich um paläozoische Gneise und Granitoide (LUCASSEN & FRANZ 1997, LUCASSEN et al. 2001) sowie Basementintrusionen bei 19 °- 24°S (DAMM et al. 1994), jurassische bis unterkretazische Magmatite aus anderen Gebieten der Küstenkordillere [Vulkanite und Intrusionen bei 24°S (Gabbros 185 Mill. J., Granulite 200 Mill. J., Vulkanite 150 Mill. J und Gänge 120 Mill. J.: LUCASSEN & FRANZ 1994, LUCASSEN & THIRLWALL 1998 und Lucassen et al. 2002a) und jurassische Vulkanite zwischen 18° 30' und 22° 30'S (Tocopilla bis Arica: ROGERS & HAWKESWORTH 1989 und KRAMER et al. 2005)], Vulkanite des oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogens Nord-Chiles (HASCHKE 1999) sowie Vulkanite der jungen bis rezenten Vulkanbögen der SVZ (Südliche Vulkanische Zone bei 33° - 37°S: FREY et al. 1984, FUTA & STERN 1988, HILDRETH & MOORBATH 1988, KAY et al. 1991 und LOPEZ-ESCOBAR et al. 1993, SSVZ = südliche SVZ, NSVZ = nördliche SVZ) und der CVZ (Zentrale Vulkanische Zone der Anden inklusive der 26 – 6 Mill. J. alten Vulkanite: DAVIDSON et al. 1991, KAY et al. 1991, 1994b, WITTENBRINK 1997 und KRAEMER 1999). Die farbigen Symbole geben die Messwerte dieser Arbeit wieder. Die rote Linie BSE_t zeigt die zeitliche Entwicklung der hypothetischen, durchschnittlichen, silikatischen Erdzusammensetzung ohne Erdkern (bulk silicate earth). Für BSE_t (t=0) liegen die Werte für ein undifferenziertes Mantelreservoir bei $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnissen von 0,7047 ($^{87}Rb/^{86}Sr$ = 0,085, TAYLOR & MCLENNAN 1985) und einem εNd-Wert von 0, der einem $^{143}Nd/^{144}Nd$-Verhältnis von 0,512638 ($^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0,1967, FAURE 1986) entspricht. Der rote, mit + markierte Punkt zeigt die Zusammensetzung von BSE_t vor t=200 Mill. J. (unterer Jura).


jur. - unterkr. Vulkanite + Intrusionen (24°S)
Meerwasser + Anteile
kontinentale Krustenkontamination
jur. Vulkanite (18° 30' - 22° 30'S)
oberkr. - obereozän. Vulkanbogen
OIB
paläoz. Gneise + Granitoide
SVZ
Krustenkontamination
von Mantelmagmen
Ignimbrite CVZ
ε Nd i
87Sr/86Sr i
a)
unt. Kreide Difunto
mittl. - ?ob. Jura Küste/Plomo
mittl. - ?ob. Jura Difunto
mittl. Jura Sierra Minillas
mittl. Jura Candeleros
mittl. Jura Tranquita
unt. Jura - Bajocium Küste/Griton
unt. Jura Difunto/Posada
Trias Cachina


pazifischer
MORB
jur. - unterkr.
Vulkanite
+ Intrusionen
SSVZ 30 -35 km
35 - 40 km
oberkretazischer - obereozäner Vulkanbogen
CVZ (26 - 6 Mill. J.)
CVZ ~ 70 km
NSVZ 50 - 55 km
200 Mill. J.
> 60 km
CVZ
BSE i
paläozoische Gneise + Granitoide
143Nd/144Nd i
87Sr/86Sr i
b)

und Gebieten weisen besonders die Nd-Isotopenverhältnisse signifikante Unterschiede auf. So haben die saure, obertriassische Probe aus dem Profil Quebrada Cachina und die intermediäre Probe aus dem unteren Jura bis Bajocium im Küstenprofil (Profil Quebrada del Gritón) niedrigere εNd_i-Werte als die basischen bis sauren Vulkanite des mittleren bis ?oberen Jura und die basischen bis intermediären Vulkanite der unteren Kreide. Der HAB aus dem mittleren bis ?oberen Jura des Küstenprofils (Beginn La Negra-Vulkanismus) zeigt mit Abstand die höchsten εNd_i-Werte. Es ist nur eine sehr schwache negative Korrelation der $^{87}Sr/^{86}Sr_i$- mit den εNd_i- bzw. $^{143}Nd/^{144}Nd_i$-Verhältnissen mit einer breiten Streuung vorhanden.

Magmenquellen und Variationen der Isotopenverhältnisse

Für einen großen Teil der mesozoischen bis rezenten Vulkanzonen in den Zentralen Anden kann von einem einheitlich aufgebauten, krustalen, metamorphen Basement ausgegangen werden (u. a. DAMM et al. 1994, Lucassen et al. 1999 und 2001; s. auch Kapitel 2.2.1 Paläozoikum). In Abb. 3.66 sind typische Isotopenverhältnisse dieser kontinentalen Kruste wiedergegeben. Lucassen et al. (2001) gehen dabei von einer homogenen Zusammensetzung des Basement bis in eine Mindesttiefe von 30 ± 5 km aus.

Die hohen $^{143}Nd/^{144}Nd_i$-Verhältnisse bzw. die positiven εNd_i-Werte und die gegenüber der durchschnittlichen Erdzusammensetzung (BSE) überwiegend niedrigen $^{87}Sr/^{86}Sr_i$-Verhältnisse der untersuchten mesozoischen Vulkanite sprechen für eine gegenüber BSE verarmte Mantelquelle. Ähnliche Isotopenverhältnisse lassen sich bei Magmen aus Inselbögen und in Bögen auf dünner kontinentaler Kruste (z. B. in der SVZ und im oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogen) beobachten (Abb. 3.66).
Ein Beispiel für Magmen, die als reine Krustenschmelzen interpretiert werden, sind die Ignimbrite der CVZ (FRANCIS et al. 1989). Die übrigen Vulkanite der CVZ, die bei einer Krustenmächtigkeit von über 60 km gefördert wurden, sind hybrid und stammen aus einer Magmenmischung von Mantelschmelzen und Krustenmaterial. Beim Aufstieg aus dem verarmten Asthenosphärenkeil erwerben Magmen mit zunehmender Krustendicke assimilationsbedingt “angereichertere“ Isotopensignaturen (HILDRETH & MOORBATH 1988), d.h. die ε Nd-Werte sinken und die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse steigen. Eine zeitliche und räumliche Korrelation der Isotopen-Anreicherung mit der Krustendicke wurde bereits von zahlreichen Autoren beschrieben (u. a. COULON & THORPE 1981, LEEMAN 1983, HILDRETH & MOORBATH 1988, KAY et al. 1991, 1994b, HASCHKE 1999).

Die Vulkanite aus dem Arbeitsgebiet zeigen eine undeutliche, negative Korrelation der $^{143}Nd/^{144}Nd_i$-Signaturen mit ansteigenden La/Yb-Verhältnissen (Abb. 3.67). PIN & PAQUETTE

(1997) haben eine derartige Korrelation durch eine zunehmende Kontamination durch Krustenmaterial (Magmenmischungen) erklärt. Dementsprechend sollten die La/Yb-Verhältnisse positiv mit den $^{87}Sr/^{86}Sr_i$–Verhältnissen korreliert sein. Letztere zeigen aber keine Korrelation mit La/Yb und nur eine schlechte Korrelation mit den $^{143}Nd/^{144}Nd_i$-Verhältnissen. Sie scheinen daher durch weitere Faktoren beeinflusst worden zu sein.

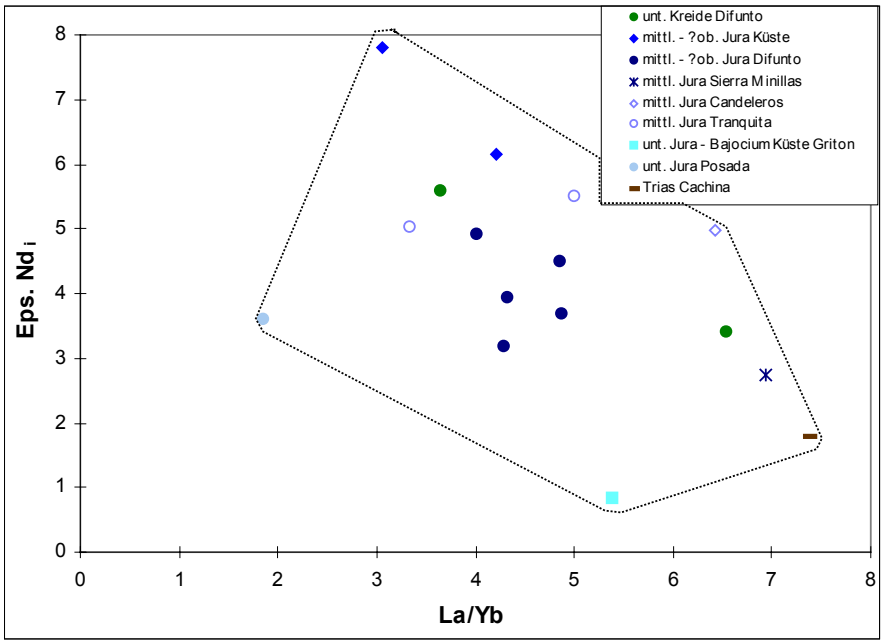


Abb. 3.67: Die initalen Nd-Isotopenverhältnisse bzw. die Eps. Nd_i-Werte zeigen in ihrer Mehrheit eine schwache, negative Korrelation mit den La/Yb-Verhältnissen (steileren Seltene Erden-Mustern).

Das $^{87}Sr/^{86}Sr_i$-Ba/Th-Diagramm (Abb. 3.68) unterscheidet zwischen dem Einfluss von kontinentaler Oberkruste, Meerwasser, kontinentaler Unterkruste und fluiden Phasen aus dem Slab auf die Sr-Isotopie und das Ba/Th-Verhältnis von MORB (verarmten Mantel)-Gesteinen. Eine Alteration im Extrusionsniveau, z. B. durch die Kontamination mit Oberkrustenmaterial oder durch karbonatische Wässer bei der Ablagerung einer Probe um das Meeresspiegelniveau zeigt einen starken Einfluss auf die $^{87}Sr/^{86}Sr_i$-Verhältnisse. BURKE et al. (1982) geben für Meerwasser ein $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnis von ca. 0,7085 an. Auch die Proben mit einem starken Eintrag von subduktionsbezogenen, fluiden Phasen weisen erhöhte $^{87}Sr/^{86}Sr_i$-Verhältnisse auf. Ebenso dürften sich die hydrothermalen Aktivitäten im Ablagerungsniveau der Vulkanite auf die LILE-Gehalte (Rb und Sr) stärker ausgewirkt haben als auf die in fluiden Phasen weniger mobilen REE Sm und Nd (s. Kapitel 3.4.1.2 Elementmobilitäten, Kapitel 3.4.2.2 Verhalten der LILE und Kapitel 3.4.2.4 Verhalten der Seltene Erden-Elemente). Die ursprüngliche Nd-Isotopie bleibt bei der Einwirkung durch fluide Phasen weitgehend unbeeinflusst.

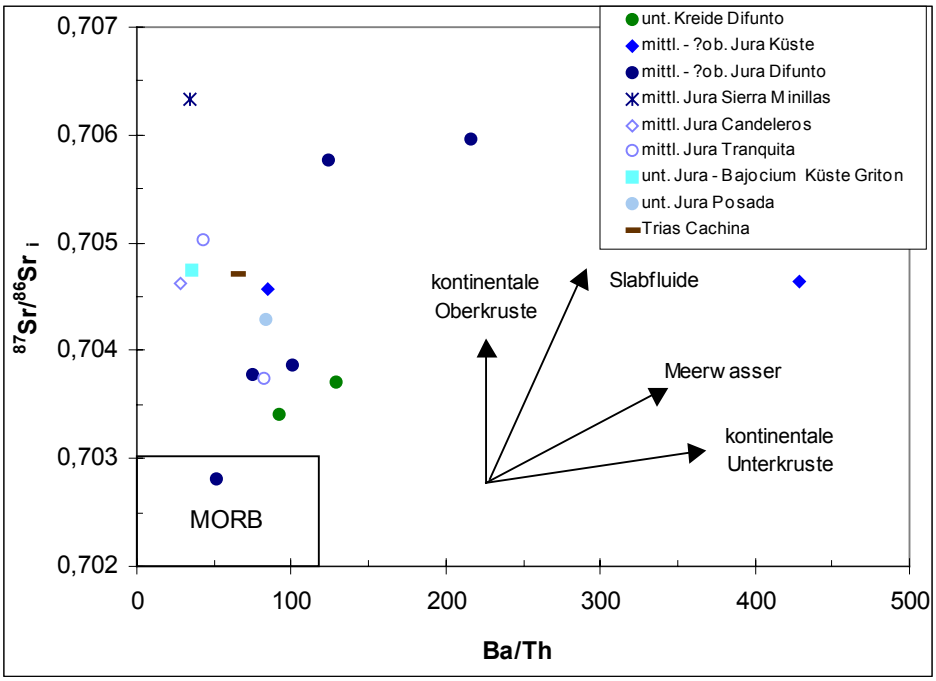


Abb. 3.68: Initiale Sr-Isotopenverhältnisse in Abhängigkeit von den Ba/Th-Verhältnissen. Die Pfeile geben schematisch den Einfluss verschiedener Kontaminanten wieder.

3.4.3.2 Pb-Isotope

Tab. 3.5: Variationen der Pb_i-Isotopenverhältnisse der Vulkanite aus dem Arbeitsgebiet, dem oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogen und der CVZ.

	$^{206}Pb/^{204}Pb_i$	$^{207}Pb/^{204}Pb_i$	$^{208}Pb/^{204}Pb_i$
Eigene Daten: Obertrias - Unterkreide	**17,89 - 18,42**	**15,55 – 15,62**	**37,58 - 38,38**
Oberkreide - Obereozän	**18,35 - 18,63**	**15,57 - 15,65**	**38,30 – 38,70**
CVZ südlich des “Pica gap“	**18,50 – 19,05**	**15,59 – 15,69**	**38,40 – 39,30**

Die $^{207}Pb/^{204}Pb_i$-, $^{208}Pb/^{204}Pb_i$- und $^{206}Pb/^{204}Pb_i$-Verhältnisse sind in Abb. 3.69 und den Tabellen Tab. A8 und Tab. 3.5 wiedergegeben. Die Pb-Isotopenverhältnisse überdecken einen Bereich, in dem auch jurassische und unterkretazische Magmatite aus den nördlicheren Bereichen der Küstenkordillere zu finden sind (Tab. 3.5). Die Isotopenverhältnisse der mesozoischen Vulkanite aus der Küstenkordillere bilden zusammen mit den Vulkaniten des oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogens (HASCHKE 1999) und den radiogenen Vulkaniten der CVZ südlich des “Pica gap“ einen zeitlichen Entwicklungstrend (KRAMER et al. 2004, Tab. 3.5). Auffällig ist bei den untersuchten Proben eine Anreicherung der radiogenen $^{207}Pb/^{204}Pb_i$- und $^{208}Pb/^{204}Pb_i$-Verhältnisse gegenüber einer verarmten Mantelquelle wie dem pazifischen MORB (für den die durchschnittliche Zusammensetzung des frischen, pazifischen MORB bei 30°N – 30°S nach Lucassen et al. (2002a), auf 150 Mill. J. [oberer Jura] zeitkorrigiert, dargestellt ist). Die Pb-Isotopenverhältnisse sind dagegen unradiogener als die durchschnittlichen Zusammensetzungen des paläozoischen Basement und von subduzierten Sedimenten (Werte sind ebenfalls auf 150 Mill. J. zeitkorregiert).

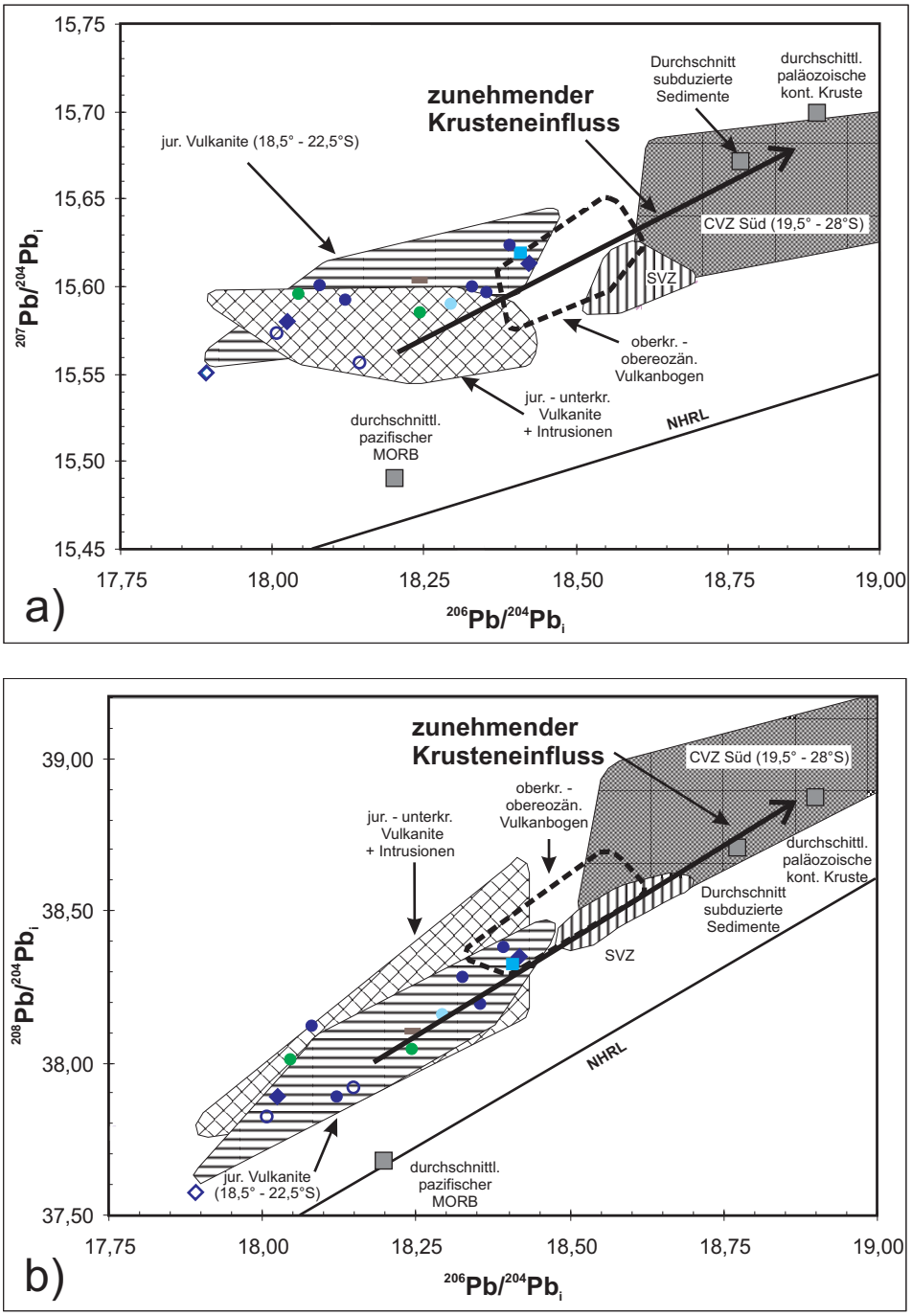


Abb. 3.69: (a) Initiale $^{207}Pb/^{204}Pb$- zu $^{206}Pb/^{204}Pb$-Isotopenverhältnisse und (b) initiale $^{208}Pb/^{204}Pb$- zu $^{206}Pb/^{204}Pb$-Verhältnisse im Vergleich mit unterschiedlichen Vulkanbögen (Symbole für Daten dieser Arbeit zwischen 25° - 26,5°S wie in Abb. 3.68). Die Wertebereiche stammen aus folgenden Quellen: Vulkanite der südlichen CVZ (19,5° - 28°S) aus DAVIDSON et al. (1991), WÖRNER et al. (1994), KRAEMER (1999), HASCHKE (1999) und TRUMBULL et al. (1999), Vulkanite der SVZ aus HILDRETH & MOORBATH (1988) und LOPEZ-ESCOBAR et al. (1993), das Feld für die Vulkanite des oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogens (21,5° - 26°S) aus HASCHKE (1999), die jurassischen bis unterkretazischen Vulkanite der nördlicheren Küstenkordillere (18,5° - 22,5°S) aus KRAMER et al. (2005) und gleichalte Magmatite bei 24°S von LUCASSEN et al. (2002a). Für Vergleichzwecke sind die auf 150 Mill. J. zeitkorregierten Werte für die durchschnittliche Pb-Isotopie des pazifischen MORB und die durchschnittliche Zusammensetzung der paläozoischen, kontinentalen Kruste nach LUCASSEN et al. (2001) und LUCASSEN et al. (2002a) sowie die durchschnittliche Zusammensetzung der subduzierten Sedimente (Plank & Langmuir 1998) eingetragen. NHRL = northern hemisphere reference line von HART (1984).

Variationen der Pb-Isotope

Die variierenden Pb-Isotopenverhältnisse der CVZ werden nicht durch unterschiedliche Krustendicken oder Variationen im Mantel erklärt, sondern der Kontamination durch verschiedene Krustentypen zugeschrieben (WÖRNER et al. 1994), die die primären Mantelschmelzen überprägt. Aus diesem Grund sind nur die Vulkanite der CVZ südlich des "Pica gap" dargestellt, da die kontinentale Kruste in diesem Bereich dem gleichen Basementtyp zugerechnet wird wie er im Jura im Gebiet der heutigen Küstenkordillere vorhanden war (s. Kapitel 2.2.1 Paläozoikum). Der zeitliche Entwicklungstrend mit zunehmendem Krustenmaterial in den sich im Osten anschließenden, jüngeren Vulkanbögen (Abb. 3.66 und Abb. 3.69) spricht für den Einfluss eines homogenen, durchschnittlichen Basement in Nord-Chile südlich des "Pica gap", was im Einklang mit dem von DAMM et al. (1994) und LUCASSEN et al. (2001) postulierten, einheitlich aufgebauten, krustalen Basement steht.

Die Pb-Isotopenverhältnisse (speziell $^{207}Pb/^{204}Pb_i$ und $^{208}Pb/^{204}Pb_i$) der untersuchten, obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite sind gegenüber einer verarmten, asthenosphärischen Mantelquelle (in Abb. 3.69 ist stellvertretend der pazifische MORB eingetragen) erhöht. Als mögliche Ursachen für diese Abweichungen kommen nach Lucassen et al. (2002a) prinzipiell Mantelheterogenitäten, die Kontamination der Schmelzen im Mantelkeil durch subduziertes Krustenmaterial und eine Kontamination der Mantelschmelzen in der kontinentalen Kruste (mit kontinentalem Krustenmaterial des felsischen, paläozoischen Basement) in Betracht. Da der Pb-Gehalt kontinentaler Kruste um ein Vielfaches höher als im Mantel ist, sind die Pb-Isotopenverhältnisse von Mantelschmelzen, besonders des verarmten Mantels, sehr sensibel gegenüber Kontaminationen mit Krustenmaterial. Eine angereicherte Mantelquelle kann auf Grund der positiven εNd-Werte der Vulkanite ausgeschlossen werden. Die radiogeneren Pb-Isotopenverhältnisse im Vergleich mit MORB können daher nur durch die Assimilation von kontinentalem Krustenmaterial erreicht werden. Auf Grund der geringen Variation der Isotopenverhältnisse und der von einer Mischunglinie zwischen verarmter Mantelquelle und Krustenmaterial (paläozoische Kruste und Sedimente) abweichenden isotopischen Zusammensetzungen, gehen Lucassen et al. (2002a) davon aus, dass es sich bei den Pb-Isotopenverhältnissen um die Zusammensetzung der Mantelquelle ohne Beeinflussung durch Mischungen zwischen Mantel- und Krustenschmelzen in der Kruste handelt. Derartige Anreicherungen der Mantel-Zusammensetzungen können durch die Zufuhr subduzierten Krustenmaterials vom benachbarten Kontinent oder subduzierter, ozeanischer Sedimente entstehen. Die lineare Variation der Proben (die unabhängig vom Alter der Proben ist) kann ein Hinweis auf variierende, aber geringe Kontaminationen der Mantelquelle durch paläozoisches Krustenmaterial des Basement oder die isotopisch sehr ähnlichen, subduzierten, ozeanischen Sedimente (Plank & Langmuir 1998) sein.

4 Geochemisch-petrologisches Konzept zur Magmengenese

4.1 Geotektonische Position

Krustendicke

Die Vulkanite des Frühstadiums des oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogens (Abb. 3.59a) zeichnen sich gegenüber den stark krustal beeinflussten, känozoischen Vulkaniten der CVZ durch niedrigere Sr-Konzentrationen bei einer Ablagerung auf einer dünneren kontinentalen Kruste aus. Geringere Mächtigkeiten der kontinentalen Kruste können sich somit auf die Sr-Gehalte der Vulkanite ausgewirkt und zu entsprechend niedrigen Konzentrationen in den Vulkaniten des Arbeitsgebietes geführt haben. Auch die Ablagerung der Vulkanite um das Meeresspiegelniveau ist ein Hinweis auf geringe bis “normale“ Krustenmächtigkeiten von der oberen Trias bis in die untere Kreide.

Geotektonische Position

Ein Vergleich der andesitischen Proben (53 - 63 Gew.% SiO_2) aus dem Arbeitsgebiet mit orogenen Andesiten nach GILL (1981) zeigt eine weitgehende Übereinstimmung der Hauptelement-Gehalte (Abb. 4.1). Abweichungen sind bei den Elementen Ti, Fe^{3+}, Ca, Na und K zu beobachten. Die Anreicherungen von Na und K sowie die Anreicherungen und Verarmungen an Ca können durch die beobachteten Sericitisierungen und Propylitisierungen der Plagioklase und/oder die Karbonat-Zufuhr in amygdaloiden Bereichen der Vulkanite beeinflusst worden sein, da diese Elemente bei hydrothermalen Überprägungen entsprechend mobil sind (s. Kapitel 3.4.1.2 Elementmobilitäten). Die Anreicherungen an Fe^{3+} gegenüber Fe^{2+} sind auf verwitterungsbedingte Oxidationen zurückzuführen. Die zum Teil stark erhöhten FeO*/MgO-Verhältnisse der Andesite aus dem Arbeitsgebiet gegenüber den orogenen Andesiten sind durch die zum Teil sehr geringen MgO-Gehalte (<< 1 Gew.%) der Andesite aus dem Arbeitsgebiet bedingt. Eine Mobilität des Mg oder Fe bei hydrothermalen Überprägungen oder der Verwitterung kann nicht ausgeschlossen werden (s. Kapitel 3.3.2.5.3.3 Chlorite, 3.4.1.3 Verhalten der Hauptelemente und 3.4.1.2 Elementmobilitäten). Die Ti-Gehalte liegen zum Teil oberhalb der Gehalte für orogene Andesite. Erhöhte Ti-Gehalte treten dabei hauptsächlich in Andesiten auf, die zu Beginn des Vulkanismus im mittleren Jura in der Sierra Fraga (Bajocium), der Sierra Minillas (Bajocium) und in der Sierra de Candeleros (Bathonium) und damit hauptsächlich nahe der Backarc-Seite des Vulkanbogens gefördert worden sind.

LETERRIER et al. (1982) haben für basische Magmatite anhand des Ti-, Cr-, Ca-, Al- und Na-Gehaltes der Klinopyroxene eine Methode entwickelt, um auch bei alterierten Vulkaniten und Metamagmatiten eine Aussage über paläo-vulkanische Serien treffen zu können. Die Zusammensetzung der Klinopyroxene erlaubt Rückschlüsse auf die geotektonische Position in

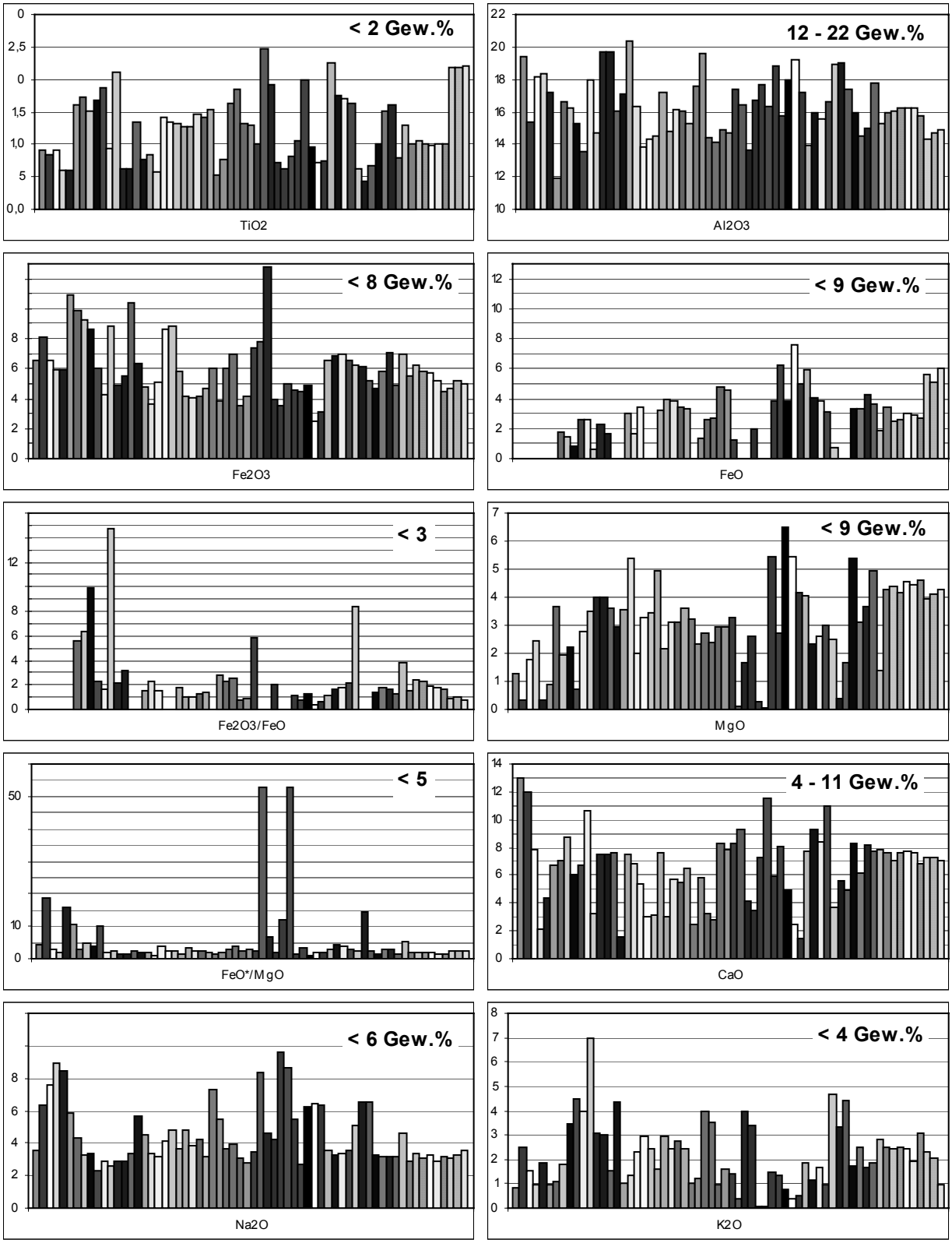


Abb. 4.1: Vergleich der Hauptelement-Gehalte [Gew.%] und ausgesuchter -Verhältnisse (Fe_2O_3/FeO und FeO*/MgO) der Andesite (53 - 63 Gew.% SiO2) aus dem Arbeitsgebiet mit orogenen Andesiten. Rechte obere Ecke: Konzentrationsbereiche für orogene Andesite nach GILL (1981).

der die Magmen gefördert worden sind. Dabei lassen sich Klinopyroxene aus nicht-alkalischen Magmen mit einem orogenen Charakter von Klinopyroxenen aus nicht-orogenen, riftbezogenen, tholeiithischen Magmen unterscheiden (Abb. 4.2). Die untersuchten Pyroxene des Jura und der unteren Kreide weisen Zusammensetzungen auf, die für eine Förderung von kalkalkalischen Magmen in einem orogenen Regime sprechen. Dabei sind Tendenzen zu Pyroxen-Zusammensetzungen erkennbar, die typisch für einen nicht-orogenen, riftbezogenen Vulkanismus sind (Abb. 4.2a). Derartige Tendenzen könnten ein Hinweis auf ein extensionales, tektonisches Regime in der Vulkanzone sein.
Zu einer Fraktionierung der HREE gegenüber den LREE (Anstieg der LREE/HREE-Verhältnisse La/Yb, Abb. 3.63f) kann es bei geringen Graden des partiellen Schmelzens durch die Kompatibilitätsunterschiede der REE kommen (Abnehmende Inkompatibilität von den LREE zu den HREE). Unterschiedliche Aufschmelzgrade können bei den mittel- bis ?oberjurassischen Vulkaniten auf Grund der annähernd konstanten REE-Verhältnisse (Abb. 3.63d-f und Abb. 3.64e) weitgehend ausgeschlossen werden. Da die Differentiation der REE-Muster von flachen Mustern ausgeht, war der Aufschmelzgrad hoch. Die subparallelen REE-Muster weisen auf ähnliche Ausgangsmagmen der räumlich und zeitlich unterschiedlichen Serien hin. Die niedrigen La/Yb-Verhältnisse (< 8) sprechen im Zusammenhang mit H_2O-armen Paragenesen für eine niedrige Wasser-Fugazität dieser Magmen. Demnach hat neben dem Eintrag durch fluide Phasen aus dem Slab noch ein weiterer Prozess zum hohen Grad des partiellen Schmelzens bei den jurassischen Vulkanite beigetragen. SINGER et al. (1992) haben am Beispiel der Aleuten gezeigt, dass auch “intra-arc“ Extensionen zu extensiver Schmelzbildung im Mantel führen können. Eine derartige Genese steht im Einklang mit den Pyroxen-Zusammensetzungen (Abb. 4.2) und der übergeordneten, tektonischen Situation, die von einer Extensionsphase im Jura bestimmt wird (SCHEUBER et al. 1994).

Der subalkalische, hauptsächlich Übergangs- bis kalkalkalische Charakter der untersuchten Vulkanite spricht für die Förderung in einem Subduktionszonenregime im Bereich konvergenter Plattenränder. Die Vulkanite aus dem unteren Jura bis Bajocium haben bei einem niedrigen Fraktionierungsindex (bei niedrigen Zr-Gehalten) erhöhte Na_2O-Gehalte. Die hohen K_2O-Gehalte und damit die hohe Alkalinität einiger mittel- bis ?oberjurassischer Vulkanite mit hohem Fraktionierungsindex Zr ist auf Proben der Profile Cerro del Difunto, Las Bombas und Sierra Minillas (alle im Gebiet zwischen Taltal und Chañaral) beschränkt. Sie ist ein innerhalb der jurassischen Vulkanzone des Arbeitsgebietes regional auftretendes Phänomen und nicht charakteristisch für die gesamte jurassische Vulkanzone im Norden von Chile. Die alkalischen Intrusionen und die Vulkanite der ersten Hauptphase in dem von HASCHKE (1999) untersuchten oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogen haben zum Teil entsprechend hohe K_2O-Gehalte (Abb. 3.56i). Alkalireiche Intrusionen mit subduktionsbedingten Signaturen wurden aber nur im Backarc-Bereich des oberkretazischen Vulkanbogens in Nord-Chile beobachtet

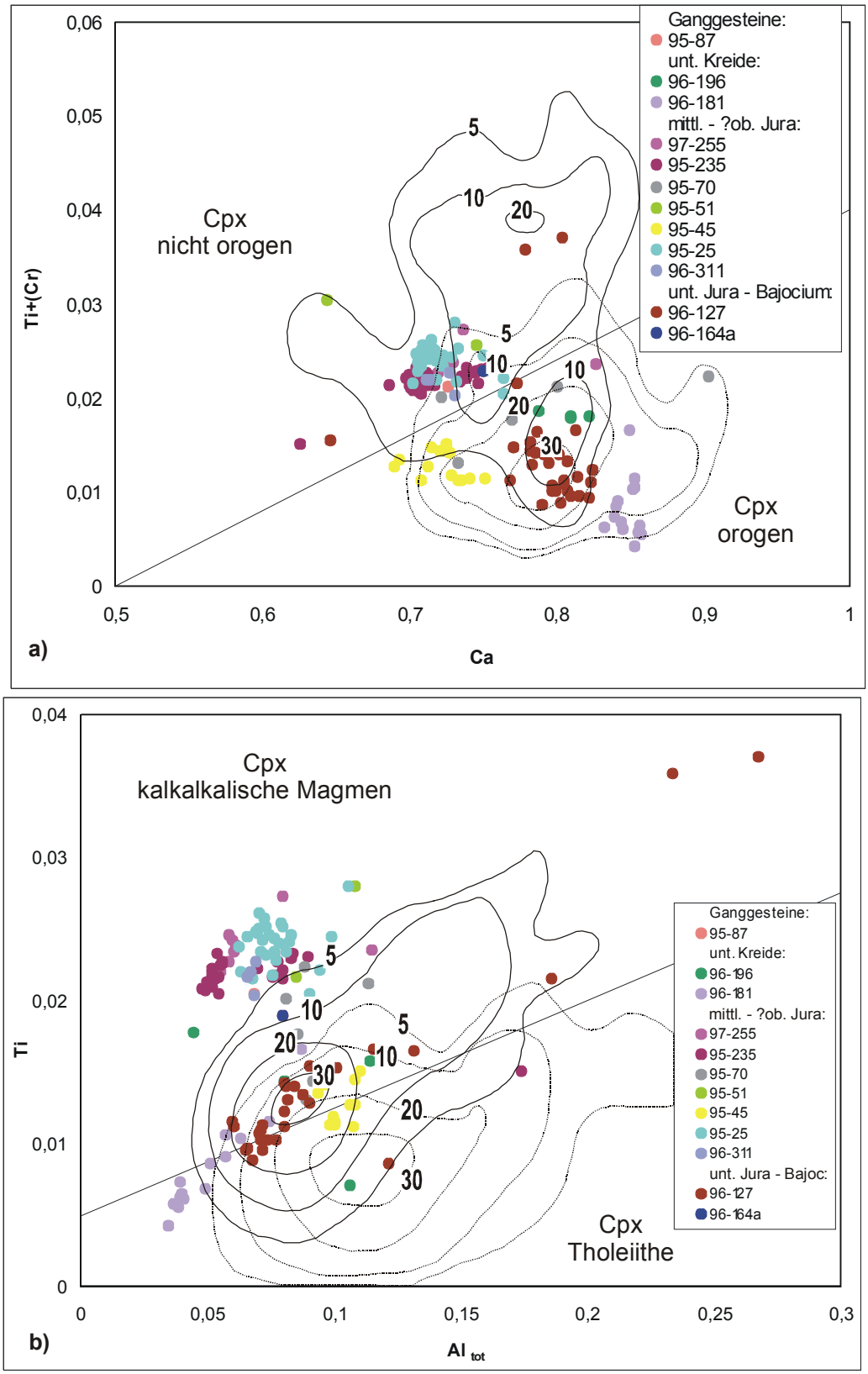


Abb. 4.2: a) Diskriminationsdiagramm für nicht-alkalische Gesteine nach LETERRIER et al. (1982) zur Trennung von Klinopyroxenen aus nicht-orogenen Tholeiithen und orogenen Basalten und basaltischen Andesiten. b) Diskriminationsdiagramm für kalkalkalische und tholeiitische Basalte und basaltische Andesite. Die Zahlen geben die prozentualen Wahrscheinlichkeiten für die Pyroxen-Zusammensetzung in den entsprechenden Magmen wieder.

(HASCHKE 1999). Eine breite Streuung der K_2O-Konzentrationen wird durch die hydrothermale Alteration der jurassischen Vulkanite unterstützt. In Vulkanbögen kann die Alkalinität der Vulkanite sowohl durch unterschiedliche Zusammensetzungen der Ausgangsgesteine für die Schmelzbildung als auch durch unterschiedliche Grade der partiellen Schmelzbildung und variierende Aufschmelztiefen bedingt sein (NIELSON & STOIBER 1973, DICKINSON 1975, WHITFORD & NICHOLLS 1976, PEARCE 1983). Ferner können nach ALLEN & CARMICHAEL (1984), ALLEN (1986) und LUHR et al. (1989) alkalische Zusammensetzungen in einem durch kalkalkalische Magmen dominierten Gebiet auch in kurzlebigen, riftartigen Strukturen innerhalb von Vulkanbögen auftreten. Einen starken Einfluss auf die K_2O-Gehalte hat auch die Assimilation von kontinentalem Krustenmaterial (WHITFORD & NICHOLLS 1976, GORTON 1977). Die breite Streuung und meist schlechten Korrelationen der K_2O-Konzentrationen im Zusammenhang mit der Streuung anderer Hauptelementkonzentrationen (SiO_2, MnO, MgO, CaO, Na_2O) in den jurassischen Vulkaniten der Küstenkordillere werden durch die Alteration der Vulkanite geprägt. Als Ursache für die im Vergleich zu jurassischen Vulkaniten anderer Gebiete der Küstenkordillere erhöhten K-Gehalte ist neben einer erhöhten Mobilität von K während hydrothermaler Überprägungen aber auch eine Erhöhung der Werte durch die Assimilation von Oberkrustenmaterial denkbar (s. Kapitel 4.3.7 Zeitliche Besonderheiten bei der Magmenevolution). Für einen Einfluss durch assimiliertes Oberkrustenmaterial spricht auch die negative Korrelation der K_2O-Gehalte mit Sr.

Bei andesitischen bis dacitischen Adakiten in rezenten Vulkanbögen handelt es sich um Partialschmelzen der subduzierten, ozeanischen Platte (DEFANT & DRUMMOND 1990). Sie sind das Produkt junger, langsam subduzierter Platten (u.a. PEACOCK et al. 1994, KILIAN 1997), die entsprechend heiß sind (STEIN & STEIN 1996). Das Modell von LUYENDYK (1970) geht z. B. von geringen Konvergenzraten bei einem großen Abtauchwinkel aus. Für die Vulkanite mit adakitischen Tendenzen in der oberen Trias und der unteren Kreide wäre damit eine Entstehung in heißen Subduktionssystemen denkbar, die mit einem steilen Subduktionswinkel verbunden waren. Es existieren in der oberen Trias und der unteren Kreide aber keine Hinweise auf eine Versteilung des Subduktionswinkels durch eine Verlagerung des Vulkanbogens nach Westen. Außerdem sind niedrige Sr-Konzentrationen (< 400 ppm), wie sie die Vulkanite mit “adakitischen“ Tendenzen im Untersuchungsgebiet aufweisen, möglich aber nicht typisch für Slabschmelzen (DEFANT & DRUMMOND 1990).

Eine andere Möglichkeit für die Entstehung adakitischer Schmelzen ist das Modell der Aufschmelzung einer basischen Unterkruste. Höhere Al_2O_3-Gehalte (> 15 Gew.%), wie sie die obertriassischen und einige der unterkretazischen, dacitischen Vulkanite im Vergleich mit jurassischen Vulkaniten bei gleichen SiO_2-Konzentrationen besitzen, können nach DRUMMOND & DEFANT (1990) und ATHERTON & PETFORD (1993) durch partielle Schmelzbildung in einem basischen, amphibolitischen Ausgangsgestein entstehen. Die Al_2O_3-Konzentration eines

primären Mantelmagmas hängt vom Plagioklasgehalt des Residuums und von der H_2O-Fugazität der Schmelze ab (BEARD & LOFGREN 1989). Durch die Freisetzung des im Amphibol gebundenen H_2O kommt es zu einem erhöhten pH_2O und damit kann es zu einer Überschreitung des Stabilitätsbereiches von Plagioklas kommen, wodurch die Al-Konzentration in der Dehydrationsschmelze erhöht wird (SPULBER & RUTHERFORD 1983). ATHERTON & PETFORD (1993) haben Magmen mit ähnlich hohen Al_2O_3- und Na_2O-Gehalten des Cordillera Blanca Komplexes in Peru als Partialschmelzen einer neuen, durch "underplating" hinzugefügten, basaltischen Unterkruste interpretiert. Diese Magmen besitzen ebenfalls niedrige Y-Konzentrationen (= 7 ppm), die noch unterhalb der Y-Gehalte von 20 ppm der vergleichbaren, obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite liegen. Die erhöhten Al_2O_3-Gehalte können folglich auch das Ergebnis einer amphibolitischen Unterkruste sein. Auch die im Vergleich mit Adakiten zu niedrigen Sr-Konzentrationen lassen sich zusammen mit den niedrigen Y-Gehalten durch ein basisches "underplating" an der Grenze zwischen Unterkruste und Mantel erklären (s. Kapitel 3.4.2.2 Verhalten der LILE). Es handelt sich bei den untersuchten Vulkaniten der oberen Trias und der unteren Kreide daher nicht um Adakite, sondern die aufsteigenden Mantelmagmen werden im Bereich des "underplating" an der Grenze vom Mantel zur unteren Kruste zwischengelagert und nur gering fraktioniert, so dass sie gegenüber den jurassischen Vulkaniten vergleichsweise geringe Y-Konzentrationen aufweisen. Niedrige Y-Konzentrationen können ebenso wie die hohen SiO_2-Gehalte durch einen geringen Grad des partiellen Schmelzens bedingt sein (s. u. obere Trias). Auch Granat im Residuum kann zu niedrigen Y-Konzentrationen führen. Da es auch des weiteren für die unterkretazischen Magmen keine Hinweise auf stärkere AFC-Prozesse (Assimilation und fraktionierte Kristallisation) in der oberen Kruste gibt (u. a. niedrige und nur gering variierende Zr-Gehalte sowie geringe Gehalte der HFSE), kann von einem verhältnismäßig schnellen Aufstieg der Magmen ausgegangen werden. Die im Jura geförderten Magmen, besonders die des Cerro del Difunto-Profils, zeigen dagegen schwache Kontamination mit Oberkrustenmaterial (niedrige Sr-Konzentrationen bei erhöhten Rb-Gehalten, variierende εNd- und zum Teil radiogenere Pb-Isotopenverhältnisse).

Die <u>oberen Trias</u> zeichnet sich durch eine Erhebung im Westen und marinen Ablagerungen im Osten (BEBIOLKA, in Vorbereitung) aus. Diese geographische Situation spricht zusammen mit den geringen Nb- und Ta-Gehalten für die Förderung der Vulkanite im Randbereich eines Vulkanbogens im Übergang zum marinen Backarc. In diesem Bereich ist der Slab bereits tief subduziert (üblicherweise um 200 km, TATSUMI 1991 und TATSUMI & EGGINS 1995) und der Eintrag H_2O-haltiger, fluider Phasen aus dem Slab in den Mantelkeil ist geringer als an der Vulkanfront (RYAN et al. 1996), was für einen geringeren Schmelzanteil im Mantelkeil in diesem Bereich spricht. Neben der Kontamination durch Oberkrustenmaterial könnten die hohen SiO_2-Gehalte der obertriassischen Vulkanite durch Magmenmischung mit Schmelzen bedingt sein,

die sich durch einen geringen Grad der partiellen Schmelzbildung in der durch “underplating“ entstandenen Unterkruste gebildet haben. Ein geringer Aufschmelzgrad in der basischen Unterkruste führt bei hohen Drücken zu entsprechend Silizium-reichen Schmelzen (RAPP & WATSON 1995).

4.2 Geothermobarometrie

Geothermometer:

Für die Bestimmung der Druck- und Temperatur-Bedingungen bei der Kristallisation der Phänokristall-Phasen konnten die Pyroxene über das Pyroxen-Geothermometer einen wichtigen Beitrag leisten. Von den höheren Ca-Gehalten der Probe 96-127 zum Beginn des jurassischen Vulkanismus im Bajocium und bei den Proben 95-70 (kleine Phäno- und Matrixkristalle), 96-181 und 96-196 am Ende des jurassischen La Negra-Vulkanismus im Übergang zur unteren Kreide leitet sich nach dem 1-Pyroxen-Geothermometer von KRETZ (1982) und dem 2-Pyroxen-Geothermometer von DAVIDSON & LINDSLEY (1985) eine niedrige Temperatur der geförderten Magmen von 800 bis 900 °C ab (s. Kapitel 3.3.2.2 Pyroxene: 3.3.2.2.1 Thermobarometrie). Im Einklang mit niedrigen Kristallisationstemperaturen steht das Auftreten von Amphibol als Phänokristall-Phase. Experimentelle Untersuchungen von FODEN & GREEN (1992) an basaltischen Andesiten und Andesiten zeigen, dass Amphibole bei einem Wassergehalt um 5 Mol.% bei niedrigen Temperaturen anstelle von Klinopyroxenen kristallisieren. Auch die Magnetite der unterkretazischen Probe 95-181, mit geringeren Usp-Gehalten (Usp_{2-23}) als vergleichbare Proben aus dem Jura (s. Kapitel 3.3.2.3.1 Eisen-Titan-Oxide), sprechen für niedrige Kristallisationstemperaturen bzw. hohe fO_2-Werte. Die im Vergleich mit den Cpx der übrigen unter- bis ?oberjurassischen Vulkanite Ca-ärmeren Cpx (Abb. 3.40) der Proben 96-164, 96-311, 95-25, 95-45, 95-51, 97-235, 97-255 und die großen Phänokristalle von Probe 95-70 sind nach den Geothermometern von KRETZ (1982) und DAVIDSON & LINDSLEY (1985) bei höheren Temperaturen von mindestens 1000 °C kristallisiert. In Abb. 3.42 liegen die Al:Ti-Verhältnisse der Klinopyroxene zwischen 8:1 und 2:1. Damit befinden sie sich in einem typischen Bereich für Klinopyroxene, die im Gleichgewicht mit silikatischen Schmelzen stehen, wie experimentelle Untersuchungen von SACK & CARMICHAEL (1984) gezeigt haben. Neben der aus dem unteren Jura bis Bajocium stammenden Probe 96-127 und den unterkretazischen Proben (96-181, 96-196) zeichnet sich auch die mittel- bis ?oberjurassische Probe 95-45 durch vergleichsweise niedrige Ti-Gehalte in den Klinopyroxenen aus. Mit Ausnahme der Probe 95-45 besitzen diese Proben ebenfalls hohe Ca-Gehalte (Abb. 3.40). Damit weisen sowohl die hohen Ca- als auch die niedrigen Ti-Gehalte auf niedrige Kristallisationstemperaturen hin. Nach DEER et al. (1978) können niedrige Ti-Gehalte auch Hinweise auf einen geringen Differentiationsgrad geben. Die experimentellen Untersuchungen von SACK & CARMICHAEL (1984) haben ebenfalls gezeigt, dass das Mg/Fe-Verhältnis negativ mit dem Ti-Gehalt korreliert. Damit können Klinopyroxene aus Magmen mit höheren Mg/Fe-

Gehalten niedrigere Ti-Gehalte haben. Der niedrige Differentiationsgrad kann sich daher besonders bei Probe 95-45 auf die für die niedrigen Ca-Gehalte zu niedrigen Ti-Gehalte der Klinopyroxene ausgewirkt haben.

Bei mehreren jurassischen Vulkaniten (Probe 96-127, 96-57, 95-58, 97-235 und 97-255) ist eine Kristallisationsfolge mit Usp-reicheren Magnetiten zu Beginn der Kristallisation (große Phänokristalle und Kern-Zusammensetzungen) und mit einer Abnahme des Usp-Gehaltes der Magnetite bei fortschreitender Kristallisation (kleinere Phänokristalle und Rand-Zusammensetzungen) bis hin zu den Kristallen der mikrokristallinen Matrix zu beobachten. Diese Abnahme der Usp-Gehalte lässt sich durch Gleichgewichtsparagenesen zwischen der Schmelze und der später, bei niedrigeren Temperaturen kristallisierenden Phasen erklären. Für diese Proben kann daher von einer langsamen Abkühlung ausgegangen werden.

Geobarometer:

Bei den oben genannten Temperaturen zwischen 800 und 900 °C liegen die Drücke nach dem Klinopyroxen-Barometer von NIMIS & ULMER (1998) und NIMIS (1999) bei der Kristallisation der Ca-reichen Klinopyroxene in größeren Tiefen bei 5 - 15 kbar. Diese Proben des mittleren Jura und der unteren Kreide weisen auch die höchsten Na-Gehalte (bis 0,04 Na/Formeleinheit, Abb. 3.43) zusammen mit niedrigen Ti-Gehalte auf, was im Vergleich mit den übrigen Ca- und Na-ärmeren Magmen (maximal 0,02 Na/Formeleinheit) des unteren bis ?oberen Jura ebenfalls auf höhere Kristallisations-Drücke der Klinopyroxene schließen lässt. Geht man bei den Ca-ärmeren Magmen des unteren bis ?oberen Jura von einer Kristallisationstemperatur der Klinopyroxene von 1000 - 1200 °C aus, dann erfolgte die Kristallisation dieser Ca-ärmeren Klinopyroxene in geringeren Tiefen bei maximalen Drücken von 4 kbar. Die beiden alkalireicheren Vulkanite des mittleren bis ?oberen Jura (Probe 95-45 und 95-51) bilden eine Ausnahme. Die Kristallisation der Klinopyroxene erfolgte bei etwas höheren Temperaturen und Drücken als bei den restlichen jurassischen Vulkaniten. Die maximalen Drücke liegen unter der Annahme einer Temperatur um 1100 °C bei 6,4 kbar. Insgesamt scheint bei der Kristallisation der Klinopyroxene der Al-Gesamtgehalt weniger vom Druck als von der Temperatur beeinflusst worden zu sein.

4.3 Magmenevolution

4.3.1 Magmenquellen

Eine Aussage zu den Magmenquellen erlauben die Übergangselemente Cr und Ni. Sie sind auf Grund ihrer niedrigeren Ladung und ihres kleinen Ionenradius kompatibel und verhältnismäßig immobil (u.a. ROLLINSON 1996). Die Cr- (< 75 ppm) und Ni-Gehalte (< 90 ppm) der basischen Vulkanite (SiO_2 < 52 Gew.%) im Untersuchungsgebiet sind ebenso wie die MgO-Konzentrationen mit maximal 6 Gew.% verhältnismäßig gering. Primitive Mantelbasalte haben

MgO-Gehalte > 9 Gew.%, Cr-Gehalte von 500 - 600 ppm und Ni-Gehalte von 250 - 300 ppm (WILSON 1989). Die MgO-, Cr- und Ni-Konzentrationen sind bei basischen Magmen auf Grund hoher Verteilungskoeffizienten (Mineral/Schmelze) stark von der Akkumulation und Fraktionierung mafischer Minerale wie Olivin, Pyroxen und Fe-Ti-Oxiden abhängig (ROLLINSON 1996). Ein Rückgang der Ni-Gehalte spricht dabei für die Fraktionierung von Olivin, während erniedrigte Cr-Gehalte bevorzugt durch die Fraktionierung von Klinopyroxen entstehen. Die niedrigen Elementkonzentrationen sind damit ein Hinweis auf die Fraktionierung der mafischen Minerale Olivin und Klinopyroxen. Es handelt sich daher bei den basischen Vulkaniten (im wesentlichen basaltische Andesite) aus dem Untersuchungsgebiet nicht um primitive Schmelzen, sondern um bereits differenzierte Magmen aus einem peridotitischen Manteledukt.

Die La/Yb-Verhältnisse in typischen Vulkanbögen liegen bei 5-15 (TEPPER et al. 1993). Mit La/Yb-Verhältnissen der jurassischen Vulkanite von 3 bis 8 (Abb. 3.63f) liegt der relativ flache Verlauf der REE-Muster zwischen denen basischer Inselbogen-Tholeiithe der Alëuten (La/Yb = 2 bis 5), die auf eine primitive Mantelschmelze einer verarmten Asthenosphärenquelle zurückgeführt werden und keinen bedeutenden Einfluss von Krusten- oder lithosphärischen Mantelmaterial aufweisen (NYE & REID 1986) und den Werten andesitischer Vulkanite des kontinentalen Vulkanbogens der CVZ (La/Yb = 5 bis 10) der Anden, die ebenfalls als Mantelschmelzen mit einem geringen Einfluss durch Krustenmaterial interpretiert werden (WITTENBRINK 1997). Die Verhältnisse in dem von HASCHKE (1999) untersuchten, kontinentalen, oberkretazischen bis obereozänen Vulkanbogen liegen im Frühstadium, je nach Differentiationsgrad, zwischen 5 und 12 und steigen im 2. Hauptstadium bis auf 26 an. Die jurassischen Magmen weisen somit La/Yb-Verhältnisse wie basische bis intermediäre Vulkanite auf, deren Quellen denen zwischen Inselbogenvulkaniten und Vulkaniten kontinentaler Bögen entsprechen.

4.3.3 Einfluss von Krustenmaterial

Die weniger inkompatiblen HFS-Elemente Zr und Hf zeigen für die obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite Übereinstimmungen der Konzentrationen mit den jüngeren Vulkanbögen (Abb. 3.62a). Die zum Teil wesentlich höheren Nb/Zr-, Th/Zr- und U/Zr-Verhältnisse in den jüngeren Vulkanbögen (Abb. 3.62) sprechen für eine vergleichsweise geringe Kontamination durch Krustenmaterial in den obertriassischen bis unterkretazischen Vulkaniten des Arbeitsgebietes.

Die Kontamination durch Oberkrustenmaterial kann zu einer Anreicherung der LREE (La) gegenüber den MREE (Sm) geführt haben. Da die REE-Verhältnisse der mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite annähernd unabhängig vom Fraktionierungsindex der Magmen sind (Abb. 3.63d-f und Abb. 3.64e), wird die Annahme unterstützt, dass eine unterschiedlich starke Kontamination durch Krustenmaterial zu den leicht variierenden LREE/MREE-

Verhältnissen (La/Sm-Verhältnissen, Abb. 3.63d) geführt hat. DAVIDSON et al. (1990) und KAY et al. (1994a) haben eine breite Streuung der LREE- und MREE-Konzentrationen in basischen bis sauren Vulkaniten der CVZ ebenfalls durch intrakrustale Prozesse, wie unterschiedlich starke Kontaminationen mit Krustenmaterial durch Magmenhybridisierung erklärt. Erst bei La/Yb-Verhältnissen > 20 wurden in zahlreichen Arbeiten über die Vulkanite der CVZ und der SVZ (LOPEZ-ESCOBAR et al. 1977, HILDRETH & MOORBATH 1988, KAY et al. 1994b) von einer Beeinflussung durch Granatanteile im Residuum ausgegangen.

Die untersuchten Vulkanite zeigen sehr unterschiedliche Beeinflussungen durch Krustenmaterial an. Obwohl Ba und Rb ein ähnliches Verhalten in Mantelmineralen besitzen, sind Unterschiede im Grad ihrer Anreicherung zu beobachten (Abb. 3.59b + c), die auf intrakrustale Prozesse zurückgeführt werden können. Die Ba/Rb-Gehalte (Abb. 3.60) zeigen für die einzelnen Zeitabschnitte Unterschiede in der krustalen Beeinflussung der Magmen. Die mitteljurassischen Vulkanite aus dem Quebrada La Tranquita-Profil und die unterkretazischen Vulkanite sind mit hohen Ba/Rb-Verhältnissen um 10 vergleichsweise wenig durch krustale Prozesse beeinflusst worden. Erst Ba/Rb-Verhältnisse um 5 entsprechen nach TAYLOR & MCLENNAN (1985) der durchschnittlichen Zusammensetzung der oberen kontinentalen Kruste. Die obertriassischen Ignimbrite (97-213, 97-218 und 96-109) aus dem Arbeitsgebiet liegen bei einem entsprechenden Verhältnis etwas unterhalb von 5. Diese Schmelzen weisen große negative Eu-Anomalien auf (Abb. 3.65 und Abb. 3.64b) und sind das Ergebnis starker Plagioklas-Fraktionierungen in der Schmelze. Die meisten obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite zeichnen sich dagegen durch schwach negative bzw. leicht positive Eu-Anomalien aus (Abb. 3.65 und Abb. 3.64a+h), die auf unterschiedlich stark differenzierte Mantelschmelzen ohne Plagioklas-Fraktionierung zurückzuführen sind.
Die mitteljurassische Probe (97-11) aus dem Sierra Fraga-Profil, die Mehrzahl der obertriassischen sowie die stärker differenzierten Vulkanite aus dem mittel- bis ?oberjurassischen Cerro del Difunto-Profil haben niedrigere Ba/Rb-Verhältnisse zwischen 1 und 4. Die mineralchemischen Untersuchungen haben bei ausgesuchten Proben mit niedrigeren Ba/Rb-Verhältnissen um 3 gezeigt, dass diese Magmen durch Alkalifeldspat-führende, krustale Schmelzen beeinflusst worden sind. Krustale Schmelzen von Ignimbriten aus der südlichen CVZ haben ebenfalls Ba/Rb-Verhältnisse von 2 - 3 (FRANCIS et al. 1989). Bei SiO_2-reichen Magmen ist der Verteilungskoeffizient für Ba im Alkalifeldspat wesentlich höher als für Rb (ROLLINSON 1996). Beim Aufschmelzen einer Alkalifeldspat-reichen Quelle wird daher Rb gegenüber Ba in der Schmelze angereichert, was bei Hybridisierungen mit Mantelschmelzen zu niedrigeren Ba/Rb-Verhältnissen führt, als es beim Eintrag einer krustalen Schmelze mit Plagioklas-reicher Quelle der Fall wäre. Bei der für die zeitliche und räumliche Entwicklung der Magmen interessanten, mitteljurassischen Probe (97-11) aus dem Sierra Fraga-Profil ergeben die erhöhten La/Sm- und La/Yb-Verhältnisse (Abb. 3.63d + f) ebenfalls eine stärkere

Kontamination durch Krustenmaterial, wobei die niedrigen Th/Zr-Gehalte (Abb. 4.4) eher für eine Kontamination durch Material der unteren kontinentalen Kruste sprechen.

Die Ba/Rb-Verhältnisse der untersuchten Magmen (Abb. 3.62) zeigen ausgehend von den unterkretazischen Vulkaniten mit hohen Ba/Rb-Verhältnissen einen unterschiedlich starken Einfluss von kontinentalem Krustenmaterial durch die Assimilation von Oberkrustenmaterial bzw. durch eine entsprechende Aufnahme an krustalen Schmelzen, die zu erniedrigten Ba/Rb-Verhältnissen geführt hat. Dieser Einfluss ist, neben der Mobilität von Ba und Rb, für die breite Streuung der Ba- und Ba/Rb-Werte in den von Krustenkontamination betroffenen, jurassischen Vulkaniten verantwortlich. Die Quellen der aufgenommenen, krustalen Schmelzen unterscheiden sich dabei in Plagioklas- bzw. Alkalifeldspat-dominierte Kruste. Die Alkalifeldspat-dominierten Edukte spielen besonders bei der Genese der obertriassischen Vulkanite eine Rolle.

4.3.3 Krustenkontamination versus Fluideinträge aus dem Slab

Um Aussagen über die Oberkrustenkontamination der asthenosphärischen Magmen beim Aufstieg durch die Kruste treffen zu können, sind die εNd_i-Werte besser geeignet als die Sr-Isotopenverhältnisse, da Sm und Nd unter Einwirkung fluider Phasen geringere Mobilitäten besitzen. Erwartungsgemäß korrelieren die Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse nicht mit dem Fraktionierungsindex Zr. Dagegen zeigen die Nd-Isotopenverhältnisse im εNd_i-SiO_2-Diagramm (Abb. 4.3) mit einer negativen Korrelation eine Abhängigkeit von den SiO_2-Gehalten der Magmen. Die Änderung der Isotopenverhältnisse mit SiO_2 ist nach DAVIDSON et al. (1991) dadurch bedingt, dass der SiO_2-Gehalt der Magmen durch die Kontamination mit Krustenmaterial stark beeinflusst wird, was durch eine positive Korrelation der SiO_2-Gehalte mit den Th/Zr-Verhältnissen bestärkt wird. Die Korrelation der initialen Sr-Verhältnisse mit SiO_2 ist schlechter als bei den Nd-Isotopenverhältnissen, was ein Hinweis auf die zusätzliche Beeinflussung der initialen Sr-Verhältnisse durch Fluide Phasen ist, z. B. durch Meerwasser-alteration, Fluideinträge aus dem Slab sowie die hydrothermalen Mobilitäten von Sr und Rb.

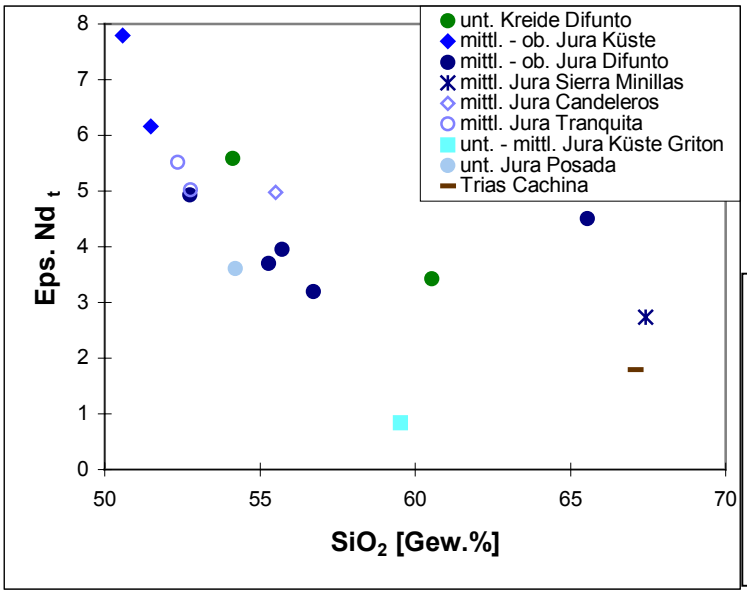


Abb. 4.3: Das initiale Eps. Nd-Verhältnis zeigt eine negative Korrelation mit den SiO_2-Gehalten. Eine entsprechende Korrelation mit den Nd-Isotopenverhältnissen zeigt auch das Th/Zr-Verhältnis, das ebenfalls ein Hinweis auf die Kontamination mit Krustenmaterial sein kann.

Die obertriassische Probe aus dem Profil Quebrada Cachina weist ähnlich wie der Vulkanit aus dem unteren Jura bis Bajocium im Küstenprofil (Quebrada del Gritón) einen vergleichsweise großen Anteil an Krustenmaterial auf (relativ niedrige εNd_i-Werte, s. auch Abb. 3.66), während der zu Beginn des La Negra-Vulkanismus geförderte, riesenkörnige, feldspatporphyrische Vulkanit (HAB) des mittleren bis ?oberen Jura durch einen hohen εNd_i-Wert (Abb. 4.3) eine fehlende bis geringe Beeinflussung durch kontinentales Oberkrustenmaterial anzeigt. Die übrigen jurassischen und unterkretazischen Vulkanite sind unterschiedlich stark durch Oberkrustenmaterial kontaminiert (mittlere εNd_i-Werte). Der Anteil an Krustenmaterial in den Magmen der untersuchten mesozoischen Vulkanite ist im Vergleich mit den jüngeren Vulkaniten der CVZ gering (Abb. 3.66).

Für die Vulkanite der östlichen Aufschlüsse im Arbeitsgebiet (Sierra de Candeleros und Quebrada La Tranquita) und die unterkretazischen Vulkanite ergeben sich unter Berücksichtigung des Alters vergleichsweise niedrige Pb-Isotopenverhältnisse (Abb. 3.69). Die obertriassische Probe, die unterjurassische Probe aus dem Cerro del Difunto-Profil (Posada) und besonders die unterjurassische Probe aus dem Cerro Plomo-Profil (Küste, Quebrada del Gritón) sowie einige mittel- bis ?oberjurassische Vulkanite aus dem Cerro del Difunto- und dem Cerro Plomo-Profil haben dagegen vergleichsweise hohe Pb-Isotopenverhältnisse. Die “radiogeneren Vulkanite“ lassen sich in Abhängigkeit vom Alter (Abb. 3.69) eher mit einer Kontamination durch Material der oberen kontinentalen Kruste erklären, während die “weniger radiogenen Vulkanite“ eher eine Zusammensetzung des Mantels anzeigen.
Die Schwankungsbreite der Pb-Isotopenverhältnisse der mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite aus den einzelnen Förderzentren ist damit neben der zeitlichen Entwicklung auch bedingt durch variierende, überwiegend geringe Anteile assimilierten Krustenmaterials.

Im Rb/Zr–Th/Zr-Diagramm (Abb. 4.4) sind die Verhältnisse weniger inkompatibler Elemente mit inkompatiblen Elementen dargestellt. Dabei ist auf der y-Achse das Verhältnis des sehr mobilen Rb gegen das immobile Zr abgetragen. Dieses Verhältnis gibt den Einfluss durch die Zufuhr von fluiden Phasen aus dem Slab und durch Oberkrustenmaterial wieder. Das auf der x-Achse abgetragene Th/Zr-Verhältnis ist dagegen weitgehend ein Maß für den Einfluss durch die Assimilation von Material der oberen kontinentalen Kruste, während sich die Zufuhr von fluiden Phasen aus dem subduzierten Slab in den Mantelkeil wesentlich stärker auf das mobilere Rb als auf die Erhöhung der Th/Zr-Verhältnisse auswirkt. Alle Proben zeigen im Vergleich mit primitiven Schmelzen aus dem Mantel eine Anreicherung von Rb und/oder Th.
Th und Zr sind beide immobil und haben vergleichbare Gesamtverteilungskoeffizienten. Bei einem entkoppelten Verhalten dieser HFS-Elemente ist ein Anstieg des Th-Gehaltes nicht mit einer fraktionierten Kristallisation zu vereinbaren, zumal keine Fraktionierung einer Zr-führenden Phase beobachtet werden konnte. Erhöhte Th/Zr-Verhältnisse können folglich durch den

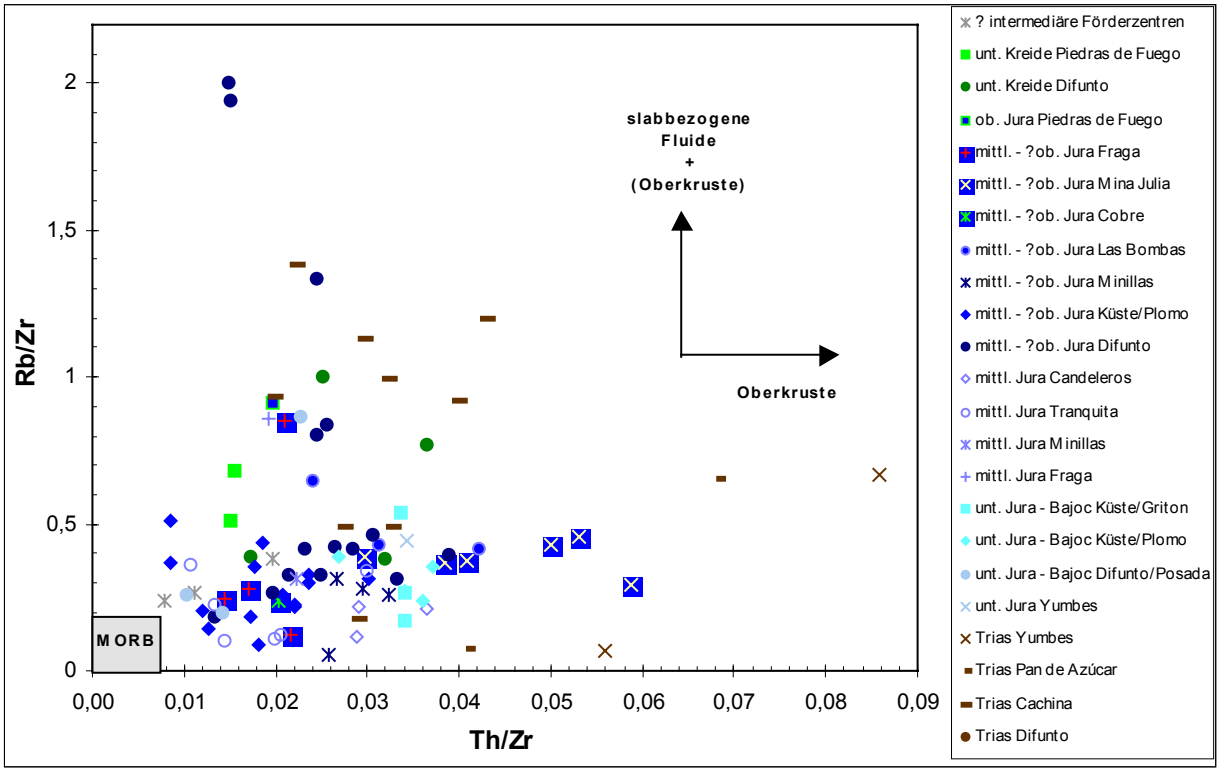


Abb. 4.4: Rb/Zr-Th/Zr-Diagramm. Das Rb/Zr-Verhältnis wird durch die Rb-Zufuhr slabbezogener fluider Phasen dominiert, während das Th/Zr-Verhältnis ein Hinweis für die Assimilation von Oberkrustenmaterial ist.

Eintrag eines Th-reichen Materiales der oberen kontinentalen Kruste in ein mafisches Magma aus dem Mantel erklärt werden, wenn es nicht gleichzeitig auch zu einem Anstieg der Rb/Zr-Verhältnisse kommt, die auf einen stärkeren Fluideintag aus dem Slab hinweisen würden. Unabhängig von ihrem Fraktionierungsgrad sollten sich daher Schmelzen mit einem starken oberkrustalen Schmelzanteil durch moderate Rb/Zr- und hohe Th/Zr-Verhältnisse auszeichnen. Derartige Verhältnisse lassen sich besonders bei den obertriassischen Ignimbriten aus dem Cerro Yumbes-Profil beobachten. Auch die Vulkanite aus dem mittleren bis ?oberen Jura des Sierra Minillas- und des Mina Julia-Profils sowie die Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium aus dem Cerro Plomo-Profil (Küste) zeigen erhöhte Th/Zr- bei niedrigen und fast konstanten Rb/Zr-Verhältnissen (≤ 0,5). Diese Magmen weisen ebenfalls leicht erhöhte La/Sm-Verhältnisse auf (Abb. 3.63). Damit stehen die erhöhten LREE- und LREE/MREE-Werte durch eine stärkere Kontamination durch Krustenmaterial im Einklang mit den HFSE-Gehalten der Magmen.

Die Kontamination durch Oberkrustenmaterial scheint insbesondere bei den obertriassischen Ignimbriten keinen größeren Einfluss auf die Rb/Zr-Verhältnisse zu haben. Die Anreicherung von Rb wird folglich durch die Zufuhr von fluiden Phasen aus dem Slab dominiert. Damit ist der Eintrag von Rb durch subduktionsbedingte fluide Phasen bei den meisten jurassischen Proben eher gering. Auch die ignimbritische Probe aus dem mittleren Jura des Sierra Minillas-Profils zeigt einen starken krustalen Einfluss (hohe La/Yb- und Th/Zr-Verhältnisse) und eine geringe Beeinflussung durch fluide Phasen (niedrige Rb/Zr- und Ba/Th-Verhältnisse) an (Abb. 3.63, 3.67, 3.68 und 4.4). Dies ist mit den hohen $^{87}Sr/^{86}Sr_i$–Verhältnissen dieser Probe verträglich.

Einige mittel- bis ?oberjurassische Gesteine aus dem Cerro del Difunto-Profil (Proben 95-45, 95-51, 96-68 und 96-75) zeigen dagegen leicht bis stark erhöhte Rb/Zr- bei gleichzeitig niedrigen bis mittleren Th/Zr-Verhältnissen (Abb. 4.4). Die Anreicherung der Rb-Gehalte ist bei diesen Magmen folglich durch den Eintrag des Rb durch fluide Phasen aus dem Slab bedingt. Auch bei der mitteljurassischen Probe (97-11) aus dem Sierra Fraga-Profil ist bereits eine Zufuhr von Rb durch subduktionsbedingte fluide Phasen zu beobachten. Die stark erhöhten Rb-Gehalte dieser Proben sind daher nicht nur auf eine Alkalifeldspat-reiche Quelle bei der Krustenkontamination, wie zunächst bei der Diskussion der LIL-Elemente angenommen (s. Kapitel 4.3.2 Einfluss von Krustenmaterial), sondern vermutlich auch auf einen verstärkten Eintrag durch subduktionsbedingte fluide Phasen zurückzuführen. Eine geringe Beeinflussung der Magmen durch Einträge aus dem subduzierten Slab bzw. der oberen kontinentalen Kruste ist bei den Vulkaniten aus dem unteren Jura bis Bajocium im Cerro del Difunto-Profil (Posada), den mittel- bis ?oberjurassischen Vulkaniten des Sierra Fraga-Profils, bei den kleinräumigen, intermediären Förderzentren und bei den riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Vulkaniten (HAB) aus dem Cerro Plomo-Profil zu beobachten. Diese Vulkanite zeigen auch niedrigere La/Sm-Verhältnisse (Abb. 3.63), die ebenfalls auf geringere Krustenkontaminationen zurückgeführt werden könnten.

Negative Eu-Anomalien (Abb. 3.64f) und mittlere Sr-Gehalte der mitteljurassischen, riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Vulkanite (HAB) zeigen eine geringe Fraktionierung von Plagioklas an. Eine Kontamination durch Schmelzen der oberen kontinentalen Kruste fehlt oder war sehr gering, was sich auch in dem Verhalten der übrigen Spurenelemente gezeigt hat. Dadurch wird die Annahme unterstützt, dass die HAB auf fraktionierte Partialschmelzen des Mantels zurückzuführen sind, die - wenn überhaupt - nur eine geringe Kontamination durch an Plagioklas fraktionierte, krustale Schmelzen erfahren haben (DERUELLE 1982, HICKEY et al. 1986, TORMEY et al. 1995, s. Kapitel 4.3.7). Hohe Temperaturen und Sauerstoff-Fugazitäten können durch die Anreicherung von Eu^{3+} gegenüber Eu^{2+} zu einer geringeren negativen Eu-Anomalie führen (HENDERSON 1984). Kontamination durch an Plagioklas fraktionierte, krustale Schmelzen bei entsprechenden Bedingungen (hohe T und fO_2) oder bei Abwesenheit von Plagioklas in der unteren Kruste würde sich deswegen nicht durch die Ausprägung einer negativen Eu-Anomalie bemerkbar machen und ist daher auch nicht auszuschließen. HILDRETH & MOORBATH (1988) schließen für die HAB der SVZ eine Unterkrustenkontamination ebenfalls nicht aus. Die Untersuchung der Isotopenverhältnisse liefert ein ähnliches Ergebnis: Das niedrige La/Yb- (Abb. 3.67) bzw. Th/Zr-(Abb. 4.4) und das erhöhte Ba/Th-Verhältnis (Abb. 3.68) des isotopengeochemisch untersuchten, mitteljurassischen High-Alumina-Basalts (HAB) aus dem Küstenprofil Cerro Plomo (Probe 96-310) zeigt bei einer geringen Kontamination durch Material der oberen kontinentalen Kruste bzw. durch subduzierte Sedimente einen starken Einfluss durch fluide Phasen an, wobei die Probe nur eine geringe Beeinflussung durch

Subduktionsfluide (niedrige Rb/Zr-Verhältnisse: Rb/Zr–Th/Zr-Diagramm (Abb. 4.4) sowie niedrige U/Th-Verhältnisse) aufweist. Der Eintrag durch fluide Phasen aus dem subduzierten Slab führt zu erhöhten U/Th-Verhältnissen (ELLIOT et al. 1997). Die stratigraphische Nähe zu den marinen Sedimenten des Bajocium legt eine Förderung dieser Laven um das Meeresspiegelniveau nahe, so dass für diese Probe eine Kontamination durch Meerwasser als Ursache für die erhöhten Ba/Th- und $^{87}Sr/^{86}Sr_i$–Verhältnisse (Abb. 3.68) angenommen werden kann. KRAMER et al. (1998) haben variierende $^{87}Sr/^{86}Sr_i$-Verhältnisse bei konstanten εNd_i-Gehalten von marin abgelagerten, jurassischen Vulkaniten der El Godo-Formation im Norden der Küstenkordillere beobachtet, die durch die Wechselwirkung von Meerwasser mit den Laven bedingt sind. Eine Kontamination durch Ba-reiches und Rb-armes Unterkrustenmaterial kann für den HAB auch nach der Untersuchung der Isotopenverhältnisse nicht ausgeschlossen werden.

Rb- und Th-Anreicherungen, die sowohl zu erhöhten Rb/Zr- als auch zu erhöhten Th/Zr-Verhältnissen geführt haben (Abb. 4.4), können auf Kontaminationen durch Alkalifeldspat-führendes Oberkrustenmaterial und/oder zusätzliche, stärkere Einträge durch fluide Phasen aus dem Slab zurückgeführt werden. Diese Tendenz ist überwiegend bei den nicht ignimbritischen, obertriassischen Vulkaniten ausgeprägt. Die unterkretazischen Vulkanite zeigen eine geringere Beeinflussung durch Oberkrustenkontamination (niedrige Th/Zr-Verhältnisse) als die obertriassischen Vulkanite und einen stärkeren Eintrag aus dem Slab (höhere Rb/Zr-Verhältnisse) als die Mehrzahl der jurassischen Vulkanite. Das leicht erhöhte Ba/Th-Verhältnis (Abb. 3.68) der isotopengeochemisch untersuchten, unterkretazischen Proben aus dem Cerro del Difunto-Profil (Probe 96-192) lässt, ähnlich wie bei dem mitteljurassischen HAB aus dem Küstenprofil, im Zusammenhang mit niedrigen La/Yb-, Th/Zr- sowie Rb/Zr-Verhältnissen (Abb. 3.63f und Abb. 4.4) und der auch hier gegebenen stratigraphischen Nähe zu marinen Sedimenten und wegen erhöhter $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse eine Alteration durch Meerwasser und/oder eine Kontamination mit Unterkrustenmaterial vermuten.

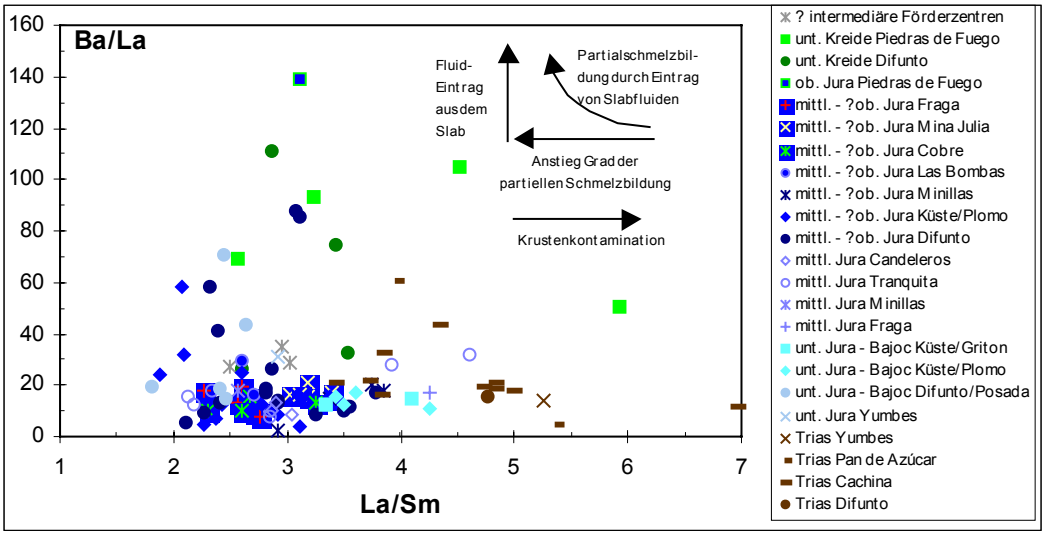


Abb. 4.5: Die Ba/La- gegen La/Sm-Verhältnisse zeigen nach RYAN et al. (1996) für die unterkretazischen Magmen einen zunehmenden Grad der partiellen Schmelzbildung durch einen verstärkten Eintrag von Fluiden aus dem subduzierten Slab.

Auch bei der Anreicherung der LREE kann der Eintrag fluider Phasen aus dem subduzierten Slab eine Rolle gespielt haben. Um genauere Aussagen über den Eintrag durch fluide Phasen aus dem subduzierten Slab zu bekommen, müssen Elemente mit einem weitgehend ähnlichen geochemischen Verhalten aber unterschiedlichen Löslichkeiten in wässrigen Fluiden betrachtet werden. RYAN et al. (1996) sehen in dem Ba/La-Verhältnis einen Anzeiger für den Eintrag durch fluide Phasen aus dem Slab. Zusammen mit dem La/Sm-Verhältnis, das neben der Beeinflussung durch Krustenmaterial als Anzeiger für den Partialschmelzanteil angesehen wird, erlauben die Elementverhältnisse insbesondere eine Aussage zu dem durch fluide Phasen aus dem Slab bedingten Partialschmelzanteil im Mantel (Abb. 4.5). Dabei zeichnen sich die unterkretazischen Vulkanite durch vergleichsweise hohe Einträge von fluiden Phasen und hohe Grade des partiellen Schmelzens mit unterschiedlichen Anteilen an Krustenkontamination aus, während die obertriassischen Vulkanite durch geringe Grade des partiellen Schmelzens und zum Teil starke Krustenkontamination gekennzeichnet sind. Ähnlich wie die obertriassischen Vulkanite zeigen auch die Vulkanite im unteren Jura bis Bajocium des Cerro Plomo-Profils und die Probe aus dem mittleren Jura des Sierra Fraga-Profils eine überwiegend geringe Beeinflussung durch subduktionsbezogene, fluide Phasen bei gleichzeitig geringen Graden des partiellen Schmelzens bzw. einer Kontamination durch Krustenmaterial. Die mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite weisen dagegen überwiegend sehr hohe Grade des partiellen Schmelzens auf, die Beeinflussung durch fluide Phasen ist aber von einigen Ausnahmen abgesehen vergleichsweise gering.

Als Schlussfolgerungen aus den mineralchemischen und geochemischen Untersuchungen ergeben sich für die obere Trias, den unteren Jura bis Bajocium im Küstenprofil (Cerro Plomo) und die mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite eine Assimilation bzw. Hybridisierung mit Magmen aus der oberen kontinentalen Kruste. Dagegen haben die Untersuchungen für die östlichen Aufschlüsse in der Sierra de Candeleros und in der Quebrada La Tranquita sowie für die unterkretazischen Vulkanite eine Kontamination mit Unterkrustenmaterial bzw. eine geringe Assimilation von Oberkrustenmaterial trotz größerer Krustenmächtigkeiten ergeben.

4.3.4 Fraktionierungen

Die La/Yb-, La/Sm- und Sm/Yb-Verhältnisse (Abb. 3.63d-f) der jurassischen Vulkanite sind annähernd konstant und zeigen bei den La/Sm- und den La/Yb-Verhältnissen nur schwache Variationen. LOPEZ-ESCOBAR et al. (1993) sehen die annähernd konstanten La/Yb-Verhältnissen der Vulkanite der SVZ als unabhängig vom Fraktionierungsgrad der Magmen und typisch für primäre Mantelschmelzen bei einer dünnen kontinentalen Kruste. Diese konstanten Verhältnisse lassen sich durch die Fraktionierung von Mineralphasen mit sehr ähnlichen Verteilungskoeffizienten für die gesamten REE erklären. Dadurch kommt es zu einer gleichmäßigen Anreicherung der REE. Damit fehlen bei den meisten Vulkaniten Hinweise auf

die Fraktionierung von Mineralphasen wie Hornblende oder Granat die zu einer Anreicherung bzw. Verarmung eines Teiles der REE (LREE, MREE oder HREE) und damit zu stark vom Fraktionierungsindex abhängigen REE-Verhältnissen führen. Die positive Korrelation der REE mit Zr (Abb. 3.63a-c) ist damit auf fraktionierte Kristallisationsprozesse zurückzuführen, bei denen die fraktionierten Phasen einen gleichmäßigen Einfluss auf alle REE (mit Ausnahme des Eu) und keinen Einfluss auf einzelne REE-Gruppen (LREE, MREE, HREE) gehabt haben (Abb. 3.64e-g). Als Fraktionierungsphasen kommt u.a. Plagioklas in Betracht, der besonders die jurassischen Fraktionierungsprozesse dominiert. Die leichten Variationen der La/Sm- und La/Yb-Verhältnisse werden dagegen unterschiedlich starken krustalen und Subduktions-Einflüssen zugeschrieben.

Im Falle der meisten jurassischen Vulkanite spricht die positive Korrelation der Sr- mit den Al_2O_3-Konzentrationen und den negativen Eu-Anomalien für eine Fraktionierung von Plagioklas, die in den obertriassischen, den unterkretazischen und den unterjurassischen Vulkaniten des Cerro del Difunto-Profils (Posada) weitgehend fehlt. HILDRETH & MOORBATH (1988) und DRUMMOND & DEFANT (1990) interpretieren eine derartige Fraktionierung von Sr bei vergleichbar niedrigen Sr-Konzentrationen in den Magmen der SSVZ (von 100 ppm bis maximal 900 ppm) als das Ergebnis oberflächennaher Fraktionierung von Plagioklas in einer basaltischen Primärschmelze. Die Fraktionierung von Plagioklas in flachen Krustenstockwerken steht im Einklang mit den petrographischen und mineralchemischen Befunden (z. B. Kapitel 4.2 Geothermobarometrie).

Auch die Fraktionierung von Olivin, der auf Grund seiner niedrigen Verteilungskoeffizienten für alle REE (K_D < 0,1, WILSON 1989) zu einer Anreicherung der REE in der Schmelze führt und von Pyroxen, dessen Fraktionierung bedingt durch schwach ansteigende K_D-Werte in Richtung der HREE zu einer leichten Anreicherung der LREE gegenüber den HREE führen kann (WILSON 1989, ROLLINSON 1996), induziert REE-Muster, wie sie die jurassischen Vulkanite aufweisen (Abb. 3.63). Die Eigenschaften SiO_2-reicher (und damit in der Regel auch Zr-reicher), jurassischer Vulkanite mit Yb-Gehalten > 1,9 und Y-Konzentrationen > 18 sind zusammen mit flachen REE-Mustern (Abb. 3.64e) und ausgeprägten, negativen Eu-Anomalien nach TEPPER et al. (1993) ein Hinweis auf deren Abtrennung von basaltischen Schmelzen aus dem Asthenosphärenkeil, die bei niedrigen Drücken durch fraktionierte Kristallisation differenziert worden sind.

Die erhöhten La/Sm-Verhältnisse (Abb. 3.63d) der obertriassischen und insbesondere einiger unterkretazischer Vulkanite könnten auf den Einfluss von Hornblende (fraktioniert oder im Residuum) und damit auf vergleichsweise niedrigere MREE-Konzentrationen zurückgeführt werden (Abb. 3.63b und Abb. 3.64a+h). Da Hornblende in den entsprechenden Paragenesen vertreten ist (s. Kapitel 3.3 Petrographie und Mineralchemie), kann von einer Hornblende-Fraktionierung in diesen Magmen ausgegangen werden. Hohe SiO_2-Gehalte bei niedrigen Y- und Yb-Konzentrationen sowie fehlende bis schwach negative Eu-Anomalien (Abb. 3.65)

sprechen insbesondere bei den obertriassischen Vulkaniten neben Plagioklas für Hornblende als eine weitere, bedeutendere Fraktionierungsphase, die zur Ausbildung der steileren REE-Muster geführt hat (Abb. 3.64a+h).

4.3.5 Schmelzeinschlüsse

Primäre Schmelz-Einschlüsse wurden in triassischen und jurassischen Vulkaniten nachgewiesen. In den Feldspäten der jurassischen Proben 96-127 (Fsp 3, Abb. 3.30), 96-164 und 95-70 (Fsp 2, Abb. 3.36) wurden entsprechende Schmelz-Einschlüsse beobachtet, die auf unterschiedliche Kristallisations- und Wachstumsgeschwindigkeiten hindeuten, welche durch die Konvektion in einer zonierten Magmenkammer bedingt sein können. Primäre Schmelz-Einschlüsse im Zusammenhang mit siebartigen Resorptionsstrukturen haben sich auch in den Feldspat-Phänokristallen der triassischen Probe 96-83 und den jurassischen Proben 96-127 (Fsp 8, Abb. 3.29) und 95-25 (Fsp 3, Abb. 3.32) sowie in dem resorbierten Feldspat-Xenokristall der Probe 97-235 (Fsp 3, Abb. 3.38) gebildet.

4.3.6 Wachstumsbedingungen der Phänokristalle

4.3.6.1 Zonierungen

Kleinmaßstäbliche, oszillierende Zonierungen konnten in den Plagioklas-Phänokristallen der jurassischen Proben 96-164 (Fsp 4, Abb. 3.25), 96-127 (Fsp 3, Abb. 3.30), 95-25 (Fsp 8, Abb. 3.31) und 95-70 (Fsp 2, Abb. 3.36) beobachtet werden. Sie sind auf eine relativ ungestörte Kristallisation zurückzuführen, die besonders zu Beginn und am Ende des Jura-Vulkanismus möglich war. Bei den Proben 96-127 und 95-70 ist das gleichzeitige Auftreten von un- bzw. normal zonierten mit oszillierend zonierten Plagioklas-Phänokristallen ein Indiz für die Zonierung der Magmenkammern.

Die zum Teil über 1 mm großen (Probe 96-164 und 96-311), meist idiomorphen und unzonierten Klinopyroxen-Phänokristalle der Proben 96-164, 96-127, 96-311 aus dem unteren Jura bis Bajocium und der Gänge (Proben 95-87 und 95-99) lassen sich ebenfalls mit einer Gleichgewichtskristallisation vereinbaren. Auf Grund des langen ungestörten Wachstums der Phänokristalle kann von günstigen Wachstumsbedingungen bzw. von einer großen Verweildauer der Magmen in einer Magmenkammer ausgegangen werden. Bei den Proben 96-164 und 96-311 ist die Kristallisation der Klinopyroxene nach Aussagen des Geobarometers von NIMIS & ULMER (1998) und NIMIS (1999) in einer Magmenkammer von geringer Tiefe erfolgt.

4.3.6.2 Sieb- und Resorptionsstrukturen

Lösungsoberflächen bzw. Resorptionsstrukturen in kleinmaßstäblich zonierten oder unzonierten Plagioklasen, im Zusammenhang mit geringen Änderungen der An-Gehalte sind auf geringfügige Temperaturschwankungen zurückzuführen, die auf eine Konvektion in einer zonierten Magmenkammer schließen lassen (SINGER et al. 1995). Derartige Strukturen lassen

sich vom unteren Jura bis in die untere Kreide u.a. in den Proben 96-127 (Fsp 3, Abb. 3.30), 95-58 und 96-181 beobachten.

Die in der oberen Trias und dem Jura beobachteten Siebstrukturen in den Feldspat-Phänokristallen sind in der Regel durch ein schnelles Kristallwachstum bedingt (s. Kapitel 4.3.5 Schmelzeinschlüsse). Dies gilt sowohl für die skelettartig aufgebauten, einschlussreichen Strukturen der Albite von Probe 96-83 (obere Trias) und Probe 97-255 (mittlerer bis ?oberer Jura) sowie für den resorbierten Phänokristallkern von Probe 95-25 (Fsp 3, Abb. 3.32, ebenfalls mittlerer bis ?oberer Jura). Ein schnelles Wachstum kann u. a. am Rand einer Magmenkammer durch eine starke Temperaturdifferenz zum Nebengestein hervorgerufen werden. Die Paragenesen der Einschlussminerale im Feldspat-Phänokristall von Probe 95-25 entsprechen denen des Feldspat-Xenokristalles von Probe 97-235.

Bei der Mischung von Magmen können ebenfalls Siebstrukturen durch Resorption entstehen (ANDERSON 1984). Häufig kann im Zusammenhang mit der Magmenmischung ein inverser Zonarbau mit einem großmaßstäblichen Anstieg des An-Gehaltes (> An_{10}) beobachtet werden (NIXON & PEARCE 1987). Eine Korrelation des abrupt ansteigenden An-Gehaltes mit dem FeO*-Gehalt ist ein Hinweis auf eine Magmenmischung und spricht gegen eine Änderung des H_2O-Gehaltes als Ursache für den inversen Zonarbau (SINGER et al. 1995). In der Regel kommt es bei der Magmenmischung zum Eintrag einer heißen, basischeren in eine kühlere, felsischere Schmelze (DUNGAN & RHODES 1978, EICHELBERGER 1978, TSUCHIYAMA 1985), wobei die Temperaturerhöhung in der felsischen Schmelze durch die Überschreitung der Solidus-Temperaturen zu Lösungserscheinungen und damit zur Ausbildung von Siebstrukturen in den Phänokristallen führt. Je nach Temperaturdifferenz der Magmen und der Zusammensetzungsänderung bei der Magmenmischung können schon wenige Tage zur Ausbildung von Siebstrukturen ausreichen (NELSON & MONTANA 1992). In vielen Proben des Jura und der unteren Kreide ließen sich Hinweise auf Magmenmischung finden. Die gute Durchmischung der Magmen im Jura und der unteren Kreide kann dabei nicht ausschließlich durch Diffusionsprozesse erfolgt sein, da diese Prozesse viel zu langsam ablaufen (SINGER et al. 1995). KOUCHI & SUNAGAWA (1985) haben gezeigt, dass die Hybridisierung von Magmen durch eine diffusionsbegleitende, turbulente Konvektion erklärbar ist. Mit Ausnahme von Probe 96-57 sind die gemischten Magmen der untersuchten Proben hybridisiert und weisen keine xenolithischen Schmelz-Einschlüsse auf. NIXON & PEARCE (1987) haben die homogene Hybridisierung von gemischten, kalkalkalischen Magmen ebenfalls auf eine turbulente Konvektion in Verbindung mit dem Mischungsprozess zurückgeführt. Diese “Selbsthomogenisierung“ erfordert nach Angaben von EICHELBERGER (1978) größere Magmenkörper in der Kruste.

4.3.7 Zeitliche Besonderheiten bei der Magmenevolution

4.3.7.1 Obere Trias

Für die Vulkanite der oberen Trias werden trotz hoher SiO_2-Gehalte nur geringe HFSE-Konzentrationen und niedrigere Y-Gehalte als bei den jüngeren, untersuchten Vulkaniten mit vergleichbaren Zr-Gehalten beobachtet (Abb. 3.62). Ursache dafür, insbesondere für die extrem niedrigen Y-Gehalte, kann die Schmelzbildung im oberen Mantel zusammen mit der Assimilation von Unterkrustenmaterial sein, die zu geringen Gehalten der HFS-Elemente Hf, Nb und Ti geführt haben, da diese im Residuum zurückbleiben. Die Assimilation von durch "underplating" entstandenem Unterkrustenmaterial wird durch die adakitischen Tendenzen angezeigt (s. Kapitel 4.1 Geotektonische Position). Die REE-Muster sprechen für eine Fraktionierung von Hornblende, die im Bereich der unteren Kruste stattgefunden hat. Die kleinen Eu-Anomalien sind ein Hinweis auf einen sich anschließenden, schnellen Aufstieg der Magmen ohne stärkere Fraktionierungen von Plagioklas. In der oberen Kruste sind die Magmen noch durch Alkalifeldspat-führende Schmelzen kontaminiert worden. Für die Kontamination durch Material der oberen Kruste sprechen der niedrige εNd-Wert, die niedrigen Ba/Rb- und die hohen Rb/Zr-Verhältnisse.

Ignimbrite der oberen Trias:

Die beiden ignimbritischen Proben aus dem Cerro Yumbes-Profil weisen höhere Th-Gehalte (Abb. 3.62) auf, wie sie bei der Kontamination durch Oberkrustenmaterial zu erwarten sind. Ebenso lassen sich die geringen Sr-Konzentrationen der obertriassischen Ignimbrite zusammen mit den großen, negativen Eu-Anomalien durch Fraktionierungen von Plagioklas in der Oberkruste erklären (Abb. 3.65).

4.3.7.2 Jura

Entwicklungsgrad der Magmen:

Die jurassischen Vulkanite haben ähnliche Magmenquellen wie die obertriassischen Vulkanite im oberen asthenosphärischen Mantel, aber unterschiedliche Entwicklungen hinsichtlich Fraktionierung und Assimilation (AFC-Prozesse) durchlaufen. Da es sich bei den untersuchten Proben nicht um kogenetische Magmen sondern um Magmen mit großen Altersunterschieden (mittlerer bis ?oberer Jura) aus größtenteils ähnlichen Magmenquellen handelt, sind entsprechende Streuungen der Elementgehalte ausgebildet.

Die Magmen sind an Olivin und Pyroxen fraktioniert. Bei sämtlichen jurassischen Vulkaniten sprechen die Al-Konzentrationen darüber hinaus für Plagioklas-Fraktionierungen. Einige der stärker entwickelten Vulkanite im Cerro del Difunto-Profil zeigen Fraktionierungen von Ti-Magnetit und in entsprechend entwickelten Vulkaniten aus dem Küstenprofil Cerro Plomo konnten Fraktionierungen von Ti-Magnetit und Ilmenit abgeleitet werden (s. Kapitel 3.3.2.3.1

Eisen-Titan-Oxide). Die nur schwache, positive Korrelation von Cr mit Ni spricht für eine weitgehend voneinander unabhängige Entwicklung der Proben bei der Fraktionierung von Olivin und Klinopyroxen.

Die Vulkanite innerhalb der geringmächtigen Profile zeigen einheitliche genetische Charakteristika im Gegensatz zu den Vulkaniten in den mächtigeren Profilen Cerro del Difunto und Cerro Plomo. Im Vergleich mit anderen Kurzprofilen sind die Vulkanite des Sierra Fraga- und des Quebrada La Tranquita-Profils eher gering fraktioniert. Auch die mitteljurassische Probe aus dem Sierra Minillas-Profil (96-127) zeigt im Vergleich mit den nachfolgenden Magmen eine geringe Fraktionierung. Die kalkalkalischen Vulkanite im Mina Julia-Profil und die Vulkanite der Profile Caleta el Cobre und Sierra de Candeleros zeichnen sich durch mittlere Fraktionierungsindizes aus.

In den einzelnen Profilen lassen sich in der Regel keine konstanten zeitlichen Trends beobachten. Auffällig ist, dass bei den mächtigen Profilen Cerro del Difunto und Cerro Plomo (Küste) zu den vergleichsweise weniger entwickelten Magmen, die zum Beginn des La Negra-Vulkanismus gefördert worden sind, im Laufe der Zeit stärker entwickelte Magmen in unterschiedlichen Volumenanteilen hinzukommen. Die Cr- und Ni-Konzentrationen (Abb. 3.57a + b) zeigen bei allen Proben des Jura Fraktionierungen von Olivin und Klinopyroxen und damit eine stärkere Entwicklung der Magmen an.

Krustale Beeinflussung der Magmen:

Für die weitere Differenzierung der Magmen kann die Assimilation von Krustenmaterial in verschiedenen Krustenstockwerken verantwortlich sein. KAY et al. (1994a) haben ebenfalls große Streuungen der Konzentrationen an kompatiblen Spurenelementen durch Hybridisierungen mit krustalen Magmen interpretiert. Insgesamt scheint in den Vulkaniten des Küsten-Profils (Cerro Plomo) auf Grund der vergleichsweise höheren Cr- und Ni-Gehalte eine geringere fraktionierte Kristallisation von Olivin und Klinopyroxen erfolgt zu sein und/oder die Vulkanite im Küsten-Profil sind geringer durch Krustenmaterial kontaminiert worden als die Vulkanite im Cerro del Difunto-Profil.

Die Fraktionierung von Plagioklas hat bei den jurassischen Vulkaniten zu einer Anreicherung von Rb in der verbleibenden Schmelze und damit zu einer breit gestreuten, positiven Korrelation der Rb- mit den Zr-Gehalten geführt (Abb. 3.59b). Von der Korrelation abweichende, höhere Rb-Werte bei vergleichbaren Zr-Gehalten lassen neben der Mobilität von Rb, unter Berücksichtigung der Paragenesen, auf einen Einfluss von Alkalifeldspat durch die Assimilation eines Alkalifeldspat-reichen Krustenmateriales oder den Eintrag einer entsprechenden krustalen Schmelze schließen. Niedrigere Sr-Konzentrationen (Abb. 3.59) in den Vulkaniten des Cerro del Difunto-Profils gegenüber vergleichbar entwickelten Vulkaniten des Cerro Plomo-Profils bei gleichzeitig erhöhten Rb- und Cs-Konzentrationen sprechen im Cerro del Difunto-Profil

ebenfalls für eine Kontamination mit einem an Alkalifeldspat reichen Oberkrustenmaterial. Dabei werden die Sr-Gehalte durch niedrigere Plagioklas- bzw. Sr-Konzentrationen in dem zugeführten Krustenmaterial herabgesetzt.

Auch die im Vergleich zur Zusammensetzung der durchschnittlichen, kontinentalen Oberkruste sehr hohen Zr-, Hf-, Th- und U-Konzentrationen in den mittel- bis ?oberjurassischen Vulkaniten (Abb. 3.62) lassen sich durch AFC-Prozesse in der oberen Kruste und nur untergeordnet (z. B. beim Th und U) durch Fluideinträge aus dem Slab erklären. Zum einen ist die starke Anreicherung an HFSE und Y (maximal 70 ppm bei einem Durchschnittswert für Y in der oberen, kontinentalen Kruste von 22 ppm, TAYLOR & MCLENNAN 1981) durch eine starke Fraktionierung der Magmen erklärbar. Bei einem identischen Ausgangsmagma folgen die inkompatiblen Elemente bei der fraktionierten Kristallisation einem linearen Trend, wie er bei den Hf- und zum überwiegenden Teil auch bei den Nb- und Ta-Konzentrationen beobachtet wurde. Zum anderen sind die Elemente Th und U in der oberen kontinentalen Kruste im Vergleich zur unteren kontinentalen Kruste bzw. zu Mantelmaterial angereichert. Die breite Streuung der Konzentrationen an Th und U gegenüber HFS-Elementen, die weniger stark in der oberen Kruste angereichert sind (Y, Hf und Ta), spricht für eine zusätzliche Beeinflussung der Th- und U-Konzentrationen durch die Mobilität der Elemente bei der hydrothermalen Alteration, eine unterschiedlich starke Assimilation von Oberkrustenmaterial bzw. für unterschiedliche Grade der Fluideinträge aus dem Slab. Durch die Assimilation von Oberkrustenmaterial oder die Hybridisierung mit oberkrustalen Schmelzen (besonders bei einem geringen Grad des partiellen Schmelzens von Krustenmaterial) werden die HFSE-Gehalte heraufgesetzt.
Diese Einflüsse sind lokal sehr unterschiedlich und variieren innerhalb der Profile. Eine Kontamination durch Krustenmaterial in den Magmenkammern der oberen Kruste steht im Einklang mit den Ergebnissen der mineralchemischen Untersuchungen (s. Kapitel 4.2 Geothermobarometrie). Die LILE (einschließlich Th und U) zeigen für die mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite aus dem Cerro del Difunto-Profil höhere Konzentrationen als für die Vulkanite des Cerro Plomo-Profils und damit einen größeren Einfluss durch Kontamination mit Oberkrustenmaterial, da die Zufuhr durch fluide Phasen aus dem subduzierten Slab bei allen jurassischen Vulkaniten eher gering ist (niedrige Rb/Zr-Verhältnisse). Die riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Vulkanite (HAB) aus dem Cerro Plomo-Profil weisen dagegen auf Grund ihrer niedrigen HFSE-Gehalte eine fehlende bis geringe Kontamination durch Material der oberen kontinentalen Kruste und geringe Fluideinträge aus dem Slab auf. Dies steht im Einklang mit den beobachteten LILE-Gehalten und den Isotopenverhältnissen (s. Kapitel 4.3.3 Krustenkontamination versus Fluideinträge aus dem Slab).
Die Vulkanite aus dem Mina Julia-Profil folgen nur schwach einem Fraktionierungstrend und zeichnen sich durch erhöhte Th- und U- und vergleichsweise niedrige Zr-Gehalte aus, was für stärkere Fluideinträge aus dem Slab bzw. eine starke Kontamination mit Material der oberen,

kontinentalen Kruste spricht. Die Vulkanite aus dem Sierra Minillas-Profil folgen einem Fraktionierungstrend, zeichnen sich aber gegenüber den anderen mittel- bis ?oberjurassischen Vulkaniten durch vergleichsweise niedrige Y-Gehalte aus, ohne, wie die Vulkanite des Mina Julia-Profils, erhöhte Th- und U-Gehalte aufzuweisen. Gegen einen stärkeren Einfluss durch fluide Phasen, der zu erhöhten Th- und U-Konzentrationen in den Vulkaniten des Mina Julia-Profils geführt hat, sprechen die niedrigen Rb/Zr-Verhältnisse. Die Unterschiede können aber durch Kontaminationen mit Krustenmaterial aus unterschiedlichen Stockwerken bedingt sein (Ober-/Unterkruste), wobei nur die Kontamination mit Material der oberen kontinentalen Kruste zu stark erhöhten Th- und U-Konzentrationen bei gleichzeitig leicht erniedrigten Y-Gehalten führt (Profil Mina Julia). Bei einer Kontamination mit Material der unteren kontinentalen Kruste ändern sich dagegen die Th- und U-Gehalte nur wenig, aber die Y-Gehalte werden stark erniedrigt, wie es bei den Vulkaniten aus dem Profil Sierra Minillas der Fall ist.

Kristallisationsbedingungen:

Insgesamt ist bei den jurassischen Proben eine Zunahme der Usp-Gehalte in den Magnetit-Phänokristallen mit höheren SiO_2-Gehalten im Gesamtgesteinschemismus zu beobachten (s. Kapitel 3.3.2.3.1 Eisen-Titan-Oxide). BUDDINGTON et al. (1955) haben festgestellt, dass der TiO_2- und damit der Usp-Gehalt der Magnetite überwiegend von der Temperatur abhängig ist. Folglich sollten erhöhte Usp-Gehalte, wie sie bei den SiO_2-reichen Vulkaniten auftreten, auf höhere Kristallisationstemperaturen zurückzuführen sein (FROST et al. 1988, GHIORSO & SACK 1991). Hohe Kristallisationstemperaturen sind andererseits eher bei niedrigeren SiO_2-Gehalten zu erwarten. Eine Erklärung dafür ist, dass die Magnetite mit den hohen Usp-Anteilen bereits sehr früh bei hohen Temperaturen in einem noch weitgehend unfraktionierten, mafischen Magma auskristallisierten. Eine andere Möglichkeit besteht in der Beeinflussung des Usp-Gehaltes durch andere Parameter wie der Sauerstoff-Fugazität fO_2, die ebenfalls die TiO_2-Gehalte der Oxide beeinflusst, wie VERHOOGEN (1962) festgestellt hat. Demnach würden sich die SiO_2-reichen Proben durch niedrigere fO_2-Werte auszeichnen. Beobachtungen in jüngeren Vulkaniten des miozänen, magmatischen Bogens in der CVZ (KRAEMER 1999 und Referenzen darin) haben gezeigt, dass in Fe-Mg-haltigen Silikatparagenesen bei niedrigen fO_2-Werten Pyroxen- und Olivin-haltige Paragenesen gegenüber Hbl- und Biotit-haltigen Paragenesen bevorzugt werden. Die reinen Pyroxen-Olivin-Paragenesen der jurassischen Vulkanite unterstützen in diesem Zusammenhang die Vermutung, dass niedrige fO_2-Werte für die hohen Usp-Gehalte der jurassischen Vulkanite verantwortlich sind. Die höheren Usp-Gehalte bei den SiO_2-reicheren Vulkaniten könnten daher durch wesentlich geringere Sauerstoffaktivitäten verursacht worden sein.

4.3.7.2.1 Unterer Jura bis Bajocium

AFC-Prozesse und Fluideinträge in den Mantelkeil:

Als Ursache für die niedrigen LILE-, insbesondere die niedrigen Sr-Gehalte der Vulkanite im unteren Jura bis Bajocium des Cerro del Difunto-Profils (Posada: um 200 ppm) und der zum Beginn des La Negra-Vulkanismus nördlich des Cerro del Difunto-Profils geförderten, mitteljurassischen Proben (K 9 und K10), kann neben einem hohen Grad der partiellen Schmelzbildung (was auf Grund des geringen Volumenanteils eher unwahrscheinlich ist) auch ein geringer Eintrag durch subduktionsbedingte fluide Phasen sowie nur geringe Kontamination durch Krustenmaterial (fehlende oder geringe AFC-Prozesse) verantwortlich sein. Letzteres lässt sich mit der geringen Fraktionierung der Magmen vereinbaren. In den Vulkaniten im unteren Jura bis Bajocium des Cerro del Difunto-Profils (Posada) sind die HFSE-Konzentrationen gering (Abb. 3.62). Dagegen weisen die Vulkanite gleichen Alters aus dem Cerro Plomo-Profil (Küste) vergleichsweise hohe HFSE-Gehalte auf, wobei die Th- und U-Konzentrationen im Vergleich mit mittel- bis ?oberjurassischen Vulkaniten gleicher Zr-Gehalte leicht erhöht sind. Diese Anreicherungen können, wie bei den mittel- bis ?oberjurassischen Vulkaniten, durch Assimilation von Oberkrustenmaterial bzw. die Hybridisierung mit entsprechenden Schmelzen erklärt werden. Die Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium aus dem Cerro del Difunto-Profil sind dagegen gering bis gar nicht durch Material der Oberkruste kontaminiert worden.

Die hohen Sr-Konzentrationen in dem östlichen, jurassischen Aufschluss (Sierra de Candeleros) sprechen dagegen für einen geringeren Grad der partiellen Schmelzbildung, einen stärkeren Eintrag durch subduktionsbedingte fluide Phasen bzw. eine stärkere Kontamination durch Krustenmaterial. Sr-Gehalte zwischen 420 und 530 ppm lassen eine Kontamination durch Sr-reicheres Unterkrustenmaterial vermuten. Dagegen ist ein verstärkter Eintrag durch fluide Phasen auf der von der Vulkanfront im Westen weit entfernten Backarc-Seite des Vulkanbogens unwahrscheinlich, da der Eintrag von wässrigen fluiden Phasen aus dem Slab in den überlagernden Mantelkeil mit der Entfernung von der Vulkanfront abnimmt (u.a. RYAN et al. 1996) und die Rb/Zr-Verhältnisse klein sind. Die erhöhten Sr-Gehalte lassen sich zusammen mit höheren Nb- und Ta-Gehalten zusätzlich durch geringere Grade und größere Tiefen der partiellen Schmelzbildung erklären.

Entwicklung einzelner, repräsentativer Magmen des unteren Jura bis Bajocium:

Die normale Kern-Rand-Zonierung mit einem schmalen, Ab-reicheren, äußersten Saum am Rand des oszillierend zonierten Plagioklas-Phänokristalles der andesitischen Lava aus dem Quebrada del Gritón-Profil (Probe 96-164; Fsp 4, Abb. 3.25) deutet zusammen mit der abrupten Abnahme der An-Gehalte auf eine adiabatische Dekompression und damit auf einen schnellen Aufstieg der H_2O-haltigen Magmen bei der Förderung hin. Als weitere Ursache ist auch eine fraktionierte Kristallisation denkbar, da die geochemischen Untersuchungen eine fraktionierte

Kristallisation von Plagioklas anzeigen (negative Eu-Anomalien (Abb. 3.64), s. Kapitel 3.4.2.4 Verhalten der Seltene Erden-Elemente). Die gegenüber den resorbierten Plagioklaskernen (Fsp 1 und 2, An_{59-60}) niedrigeren An-Gehalte der oszillierend zonierten Phänokristalle (An_{50-55}) sprechen für eine Kristallisation der oszillierend zonierten Phänokristalle aus einem bereits an An-reichem Plagioklas fraktioniertem Magma. Auch die Zufuhr einer felsischeren Schmelze oder eine normale Kern-Rand-Zonierung, wie sie bei einem adiabatischen Magmenaufstieg entstehen kann (s. Kapitel 3.3.2.1.1. Ursachen der Feldspatzonierungen: Normale Kern-Rand-Zonierungen), wären als Ursache für die niedrigeren An-Gehalte der Ränder denkbar.
Die An-reichen Kerne in dem leicht resorbierten und normal zonierten Plagioklas (Fsp 2, Abb. 3.26) und in dem resorbierten Plagioklas (Fsp 1, Abb. 3.27) deuten auf eine Kristallisation in einem mafischen Magma und damit auf Magmenmischung hin. Die abrupte Abnahme der Gehalte um ca. An_7 auf Werte, die den oszillierend zonierten Plagioklasen entsprechen, lässt sich mit einem Eintrag der aus einem mafischen Magma stammenden Xenokristalle in eine SiO_2-reichere Schmelze vereinbaren. Die übrigen, oszillierend zonierten Plagioklas-Phänokristalle der Probe (Bsp.: Fsp 4, Abb. 3.25) standen mit dieser SiO_2-reicheren Schmelze im Gleichgewicht. Das Fehlen des bei den Plagioklas-Phänokristallen dieser Probe üblichen oszillierenden Zonarbaues im Anwachssaum bzw. im Randbereich der Xenokristalle (Fsp 2 und Fsp 3) deutet darauf hin, dass diese An-reichen Xenokristalle erst verhältnismäßig kurz vor der Eruption dem Magma zugeführt worden sind. Der abrupte Anstieg des Gehaltes (um maximal An_{10}) am Rand der oszillierend (Fsp 4, Abb. 3.25) und der normal zonierten Phänokristalle (Fsp 2, Abb. 3.26) lässt sich ebenfalls nicht allein durch Variation des H_2O-Partialdruckes innerhalb einer zonierten Magmenkammer erklären, sondern wurde verursacht durch den erneuten Eintrag einer H_2O-reichen, mafischeren Schmelze in eine SiO_2-reichere Schmelze mit einer nachfolgenden Hybridisierung. Die zum Teil fehlende Korrelation des FeO*-Gehaltes mit dem An-Gehalt spricht dafür, dass der Einfluss des H_2O-Gehaltes in den einzelnen Bereichen der Magmenkammer sehr unterschiedlich und inhomogen ist. Die unterschiedliche Elementverteilung in der zonierten Magmenkammer ist bedingt durch die Änderung der Schmelzzusammensetzung durch den wiederholten lokalen Eintrag SiO_2-ärmerer Schmelzen.

Skelettartige Strukturen in den Kernen der besonders großen Plagioklas-Phänokristalle der basaltisch andesitischen Lava aus dem mittleren Jura des Sierra Minillas-Profil Probe 96-127 (Fsp 8, Abb. 3.29) sprechen zusammen mit dem einschlussfreien Rand, der zusammen mit den übrigen Phänokristallen auskristallisiert ist, für ein schnelles Wachstum der normal zonierten, skelettartigen Erstkristallisat-Kerne dieser extrem großen Phänokristalle.
Die breiten, Fe-ärmeren und TiO_2-reicheren Ränder einiger Klinopyroxen-Phänokristalle (Abb. 3.40a) lassen sich nicht durch Ungleichgewichtskristallisation oder fraktionierte Kristallisation erklären, sondern durch Magmenmischung mit einem weniger differenzierten Magma, das mit Fe-ärmeren und TiO_2-reicheren Klinopyroxenen im Gleichgewicht stand. Da nicht alle

Phänokristalle beeinflusst worden sind, ist davon auszugehen, dass der Eintrag der Schmelze nur lokal in eine zonierte Magmenkammer erfolgte. Einen Hinweis auf eine zonierte Magmenkammer hat auch die Zusammensetzung der Feldspäte geliefert. Die unterschiedlichen Usp-Anteile der Magnetit-Einschlüsse in den Ortho- (Usp_{7-15}) und Klinopyroxenen (Usp_{29-31}) lassen sich nicht über eine Kristallisation der Klinopyroxene noch vor den Orthopyroxenen, aber durch die Mischung unterschiedlicher Ausgangsmagmen für die Ortho- und Klinopyroxene erklären, da Klinopyroxenränder um Orthopyroxene für eine frühere Kristallisation der Orthopyroxene sprechen.
Der niedrige Ca-Gehalt der Klinopyroxen-Mikrolithe der Matrix spricht für einen erneuten Eintrag einer sehr heißen Schmelze kurz vor der Eruption des Magmas. Der Eintrag dieser Schmelze dürfte die Eruption des Magmas ausgelöst bzw. begünstigt haben. Dafür sprechen auch die Plagioklas-Zusammensetzungen. Weisen die Mikrolithe gegenüber den Plagioklas-Phänokristallen erhöhte An- und FeO*-Gehalte auf, dann ist das ein Hinweis auf eine Änderung der Magmenzusammensetzung. Eine derartige Änderung der Zusammensetzung kann, wie bei der Probe 96-164 besprochen, durch den Eintrag einer heißeren, mafischeren Schmelze hervorgerufen werden (DUNGAN & RHODES 1978, TSUCHIYAMA 1985 und FEELEY & DAVIDSON 1994). Der Eintrag der Schmelze muss bei Probe 96-127 zur sofortigen Eruption des Magmas geführt haben, da die Phänokristalle keine An-reichen Anwachssäume aufweisen (Abb. 3.28 – 3.30).

4.3.7.2.2 Mittlerer bis ?oberer Jura

Die Endglieder der Feldspäte, wie die Albite des mittleren bis ?oberen Jura (Proben 96-57, 95-58, 97-235 und 97-255, Abb. 3.24) sind in unkontaminierten Magmen selten zu finden (TRÖGER 1971). Die Schmelzen wurden durch vorhergehende Ereignisse bereits so stark an Plagioklas fraktioniert, dass aus der differenzierten Schmelze zum Teil nur noch Albite auskristallisierten.

Für den Beginn des La Negra-Vulkanismus im Bajocium ist die Förderung von riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Vulkaniten typisch. Dabei handelt es sich um Plagioklas-führende HAB (high-alumina basalts). Nach MYERS & JOHNSTON (1996) gehen die am meisten akzeptierten “Multi-source“ Modelle für die Entstehung der HAB von einem dehydratationsbedingten Eintrag fluider Phasen aus dem Slab aus, der eine Erniedrigung der Solidustemperatur im darrüberliegenden, peridotitischen Mantelkeil zur Folge hat und zur Bildung von HMB-Schmelzen (high-magnesia basalts) führt. In flachen Magmenkammern entstehen durch die Fraktionierung von Olivin aus den HMB-Schmelzen HAB-Schmelzen (u.a. KAY et al. 1982), die anschließend noch weiter differenziert werden können. Andererseits sprechen nach MYERS & JOHNSTON (1996) experimentelle Untersuchungen gegen diese Modelle und für eine Genese bei hohen Drücken zwischen 25 und 35 kbar mit einer geringen oder ohne die Beteiligung von Wasser aus einem eklogitischen Ausgangsmaterial (“Slabschmelzen“). Der Grad der partiellen

Schmelzbildung muss dabei aber sehr hoch sein, so dass Granat vollständig aufgeschmolzen wird und nur Klinopyroxen im Residuum zurückbleibt.

Entwicklung einzelner, repräsentativer Magmen des mittleren bis ?oberen Jura:

Cerro del Difunto-Profil:

Bedingt durch fehlende bis geringe Zusammensetzungsunterschiede zwischen dem resorbierten, einschlussreichen Plagioklaskern und dem einschlussfreien Rand sowie durch die gute Korrelation der An- mit den FeO*-Gehalten ist die Resorption des skelettartig aufgebauten Plagioklas-Phänokristallkernes (Fsp 3, Abb. 3.32) der trachyandesitischen Lava (Probe 95-25) auf einen geringen Temperaturanstieg zurückzuführen. Dieser Anstieg kann durch eine Konvektion der Schmelze verursacht worden sein, die den schnell gewachsenen Phänokristallkern (s. Kapitel 4.3.5 Schmelzeinschlüsse und 4.3.6 Wachstumsbedingungen der Phänokristalle) vom Rand einer Magmenkammer in kurzzeitig heißere und langsamer abkühlende Bereiche einer Magmenkammer geführt hat, wo es zur Kristallisation des einschlussfreien Randes kam. Ein weiterer Hinweis auf unterschiedliche Temperaturbereiche in einer konvektierenden Schmelze sind Magnetit-Mikrolithe, die größere Usp-Gehalte (bis Usp_{75}) aufweisen können als Phänokristalle (bis Usp_{67}) der selben Schmelze.

Die Alkalifeldspat-Matrixkristalle (Abb. 3.24 und Abb. 3.33) in der ignimbritischen Probe 96-57 sind ein Hinweis auf eine überwiegend krustale Schmelze. Die Kristallisation von großen, albitischen Phänokristallen, die in den Randbereichen Or-haltig sein können und von kleineren Or- und An-haltigen Feldspat-Phänokristallen ergibt eine Kristallisationsfolge mit albitischen Erstkristallisaten in einem bereits an Plagioklas fraktioniertem Magma. Als nächste Feldspatphase kristallisierten Ab-Or-Mischkristalle am Rand der Erstkristallisate und als Phänokristalle aus, die geringere Größen als die Erstkristallisate erreichten. Bei der letzten Kristallisationsphase der Feldspäte handelt es sich um An-haltigen Plagioklas. Das Fehlen von An-haltigen Zonen um die albitischen Erstkristallisate belegt dabei die im Vergleich zu den Alkalifeldspäten spätere Kristallisation der Plagioklase. Dabei wird die Anreicherung von Or und An in der Restschmelze durch die fraktionierte Kristallisation von albitischen Phänokristallen unterstützt. Die Anorthoklas-Zusammensetzung der Phänokristall-Ränder von Probe 96-57 (Abb. 3.24 und Abb. 3.33) deutet auf eine Kristallisationstemperatur dieser primären Schmelze über der perthitischen Mischungslücke (d. h. oberhalb von 650 °C) hin.

Die Fortsetzung der Kristallisationsfolge mit stärker Or-haltigen Mikrolithen (Or_{78-99}) spricht dafür, dass der Eintrag eines weiteren, noch kalireicheren Magmas stattgefunden hat. Die Alkalifeldspäte in der Matrix mit ihren hohen Kalium-Gehalten können nicht durch eine normale Kristallisationsfolge im Zusammenhang mit den Phänokristallen der fraktionierten Mantelschmelze erklärt werden. Gegen den alleinigen Einfluss der fraktionierten Kristallisation von Albit, die zu den extrem hohen Or-Gehalten in den Matrixkristallen geführt hat, spricht

sowohl das Phasendiagramm mit höheren Solidustemperaturen für Or-reiche Kristallisate als auch die erforderliche Menge der zu fraktionierenden Albite, um die notwendige Konzentration an Or zu erreichen. Des weiteren könnte eine Entmischung über dem Solvus eine Rolle gespielt haben. Der erforderliche Nachweis von entsprechend Ab-reichen Matrixkristallen konnte nicht erbracht werden. Daher wird die Zufuhr einer Schmelze zur Erklärung der extrem hohen Or-Gehalte in den Matrixkristallen favorisiert. Der Eintrag dieser Krustenschmelze muss bei hohen Temperaturen kurz nach der Bildung von Erstkristallisaten (Alkalifeldspat und Quarz) in dieser zugeführten Schmelze erfolgt sein. Die erste Schmelze war fast vollständig auskristallisiert und bildet die ophitischen Nester und die kantigen Phänokristall-Bruchstücke in den glomerophyrischen Aggregaten von Probe 96-57. Die feinkörnige Matrix der Probe besteht überwiegend aus Glasscherben und aus kleinen Quarz- und Or-reichen Alkalifeldspat-Phänokristallen der zugeführten, zweiten Schmelze. Die Zusammensetzung der Matrix deutet darauf hin, dass die zugeführte, sehr saure Krustenschmelze bei ihrer Förderung Teile der auskristallisierten, ersten Schmelze mitgerissen hat. Fehlende Reaktionsstrukturen zwischen den Fragmenten der auskristallisierten ersten Schmelze und der aus der zugeführten Schmelze hervorgegangenen Matrix sind die Folge einer sofortigen Eruption bei der Vermengung der beiden Magmen. Wegen der Enklaven der ersten Schmelze als bereits auskristallisierte Fragmente in der zweiten, zugeführten Schmelze, ist das vorliegende Gestein im wesentlichen nicht Produkt einer Hybridisierung sondern eines Minglings der beiden Schmelzen.

Die resorptionsbedingten, gerundeten Plagioklas-Kerne von der basaltisch trachyandesitischen Lava Probe 95-45 (Abb. 3.34) sind auf eine Temperaturerhöhung, z. B. durch die Zufuhr einer heißeren Schmelze oder durch Konvektion zurückzuführen. Die Siebstrukturen der durch Sericitisierung gekennzeichneten Plagioklas-Phänokristalle können durch H_2O-Verlust in einer höher gelegenen Magmenkammer entstanden sein. Diese Lava ist gekennzeichnet durch erhöhte Ba/Th- (Abb. 3.68) und Rb/Zr-Verhältnisse (Abb. 4.4), die auf eine verstärkte Zufuhr von Ba und Rb durch Subduktionsfluide bei einer gleichzeitigen Kontamination durch Oberkrustenmaterial hinweisen. Für den Aufenthalt in einer zweiten, höher gelegenen Magmenkammer sprechen auch die Instabilität der Olivine und der Anwachssaum um die Klinopyroxene (s. Kapitel 3.3.2.2 Pyroxene).
Das gemeinsame Auftreten von Alkalifeldspat und Olivin weist auf die Mischung einer Mantel- mit einer krustalen Schmelze hin. Dafür sprechen auch das gegenüber dem HAB aus dem Küstenprofil erhöhte $^{87}Sr/^{86}Sr_i$–Verhältnis (Abb. 3.68) sowie der erniedrigte $\varepsilon\ Nd_i$-Wert und die erhöhten La/Yb- und Th/Zr-Verhältnisse (Abb. 3.67 und Abb. 4.4). Die relativ hohen An-Gehalte bis An_{66} in den Kernen der Plagioklas-Phänokristalle zeigen ein vergleichsweise basisches Ausgangsmagma an (Abb. 3.24). Die Zusammensetzung der Pyroxene weist auf eine hohe Kristallisationstemperatur dieses Magmas hin. Eine Ummantelung von Plagioklas durch Alkalifeldspäte (Abb. 3.34) lässt sich ebenfalls nicht durch Spätkristallisate eines 2-Feldspat-

Systemes erklären (HIBBARD 1981). Sie vereinbaren sich mit der Mischung zweier Magmen. Durch die hohe Temperatur des basischen Ausgangsmagmas könnte die Schmelzbildung in dem benachbarten Krustenmaterial der Magmenkammer gefördert worden sein. Die Vermengung des relativ basischen Magmas aus dem Mantel mit einströmender, krustaler Schmelze wäre möglich. Die Kristallisation des Alkalifeldspates in den resorbierten Bereichen eines Olivins ist bedingt durch den Eintrag der krustalen Schmelze in einer höher gelegenen zweiten Magmenkammer, in der die Olivine nicht mehr stabil waren. Die Fe-ärmeren Ränder I mit den Fe-reicheren Anwachssäumen (Rand II) einiger Klinopyroxen-Phänokristalle lassen sich ebenfalls durch den lokalen Eintrag einer Schmelze in eine zonierte Magmenkammer erklären. Während die meisten Phänokristalle von der zugeführten Schmelze in ihrem Wachstum nicht beeinflusst worden sind, weisen andere durch die veränderte Schmelzzusammensetzung Fe-ärmere Ränder auf, die durch den Eintrag einer schwächer differenzierten Schmelze bedingt sind. Die Fe-reicheren Anwachssäume (Rand II) um diese Ränder I sind vermutlich durch konvektiven Transport der Phänokristalle in Bereiche der Magmenkammer entstanden, die von der zugeführten Schmelze unbeeinflusst geblieben sind.

Bei der dacitischen Probe 95-70 lässt sich die Anreicherung von Ca in den Rändern der großen und in den kleinen Cpx-Phänokristallen sowie in den Matrixkristallen durch eine Ungleichgewichtskristallisation bei einer langsamen Abkühlung der Schmelze in der Magmenkammer erklären. Die langsame Abkühlung kann durch das konvektionsbedingte Aufsteigen in einer großen, zonierten Magmenkammer erfolgt sein.
Der normal Kern-Rand zonierte Plagioklas-Phänokristall (Fsp 3, Abb. 3.35) deutet, ähnlich wie bei Probe 96-164 aus dem Bereich unterer Jura bis Bajocium, zusammen mit der abrupten Abnahme der An-Gehalte, auf eine adiabatische Dekompression hin. Als weitere Ursache ist aber auch hier eine fraktionierte Kristallisation wahrscheinlich, die im Vergleich zu den Matrixkristallen zu Ab-reicheren Phänokristallrändern geführt hat. Dies steht im Einklang mit den geochemischen Untersuchungen, die eine fraktionierte Kristallisation von Plagioklas anzeigen (negative Eu-Anomalien: Abb. 3.64, s. Kapitel 3.4.2.4 Verhalten der Seltene Erden-Elemente).

Cerro Plomo-Profil:

Der Trachyandesit Probe 97-235 zeigt eine normale Kristallisationsfolge mit einer Anreicherung von Ab in den Kristallisaten, die Folge einer fraktionierten Kristallisation von Plagioklas ist. Während die Kerne der größeren Plagioklas-Phänokristalle noch Zusammensetzungen mit mittleren An-Gehalten (> An_{40}) haben, sind die kleineren Phäno- und ein Teil der mikrolithischen Matrixkristalle deutlich Ab-reicher und besitzen albitische Zusammensetzungen (< An_{15}, Abb. 3.24). Dieser sprunghafte Anstieg des Ab-Gehaltes, in Zusammenhang mit vom Rand ausgehenden Resorptionsstrukturen, ist nicht durch normale Ungleichgewichtskristallisationen

oder ein schnelles Kristallwachstum beim adiabatischen Aufstieg, aber durch die fraktionierte Kristallisation von Plagioklas zu erklären. Die Fraktionierung von Plagioklas muss auf Grund der Gleichgewichtsparagenese mit Klinopyroxen in einer tiefer gelegenen Magmenkammer stattgefunden haben. Die Resorption der Phänokristalle ist erst später erfolgt, da alle Feldspat-Phänokristalle der Probe 97-235 eine vom Rand ausgehende, feine Siebstruktur aufweisen. Unregelmäßige innere Kanten einer Siebstruktur (Fsp 2, Abb. 3.37), die bei einigen Plagioklas-Phänokristallen beobachtet werden können, deuten auf eine Resorption hin und sprechen gegen ein schnelles Kristallwachstum (ANDERSON 1984). Die idiomorphe Kristallform und die vom äußersten Rand ausgehende Resorption aller Feldspäte sind Hinweise auf ein Resorptions-Ereignis, dass eng im Zusammenhang mit der Förderung des Magmas gestanden hat. In Verbindung mit der fehlenden Korrelation der An- mit den FeO*-Gehalten sind die Resorptionsstrukturen auf einen Rückgang von pH_2O bei einem adiabatischen Aufstieg eines relativ trockenen Magmas zurückzuführen.

Der skelettartig aufgebaute, einschlussreiche Xenokristallkern eines Feldspates der Probe 97-235 (Fsp 3, Abb. 3.38) ist unter erücksichtigung der Paragenesen der Einschlussminerale (Klinopyroxene und Fe-Ti-Oxide) und der wesentlich feineren Siebstrukturen am Rand (Pkt. 1 - 3) des Kristalls (die auf einen schnellen adiabatischen Aufstieg des Magmas zurückzuführen sind) das Ergebnis schnellen Wachstums. Der im Vergleich mit typischen Plagioklas-Phänokristallen erhöhte An-Gehalt deutet auf den Eintrag einer basischen Mantelschmelze in ein bereits differenziertes Mantelmagma hin. Der Eintrag erfolgte in eine Magmenkammer eines tieferen Niveaus der oberen Kruste (Kristallisation von Plagioklas und Albit im Gleichgewicht mit Klinopyroxen). Der einschlussarme Ab-Rand des Xenokristalles spricht für den Eintrag der basischen Mantelschmelze in die Magmenkammer nach der Fraktionierung von Plagioklas (An_{37-55}), so dass zum Zeitpunkt der Magmenmischung bereits, bedingt durch die Fraktionierung von Plagioklas, Feldspäte mit einer albitischen Zusammensetzung auskristallisierten. Die von den übrigen Augiten abweichende Zusammensetzung (niedrigerer Ca-Gehalt) des Augit-Einschlusses in diesem Plagioklas-Xenokristall (Abb. 3.40f) bestätigt die Annahme, dass der resorbierte Xenokristall in einem Magma mit einer weniger differenzierten Zusammensetzung bzw. bei einer höheren Temperatur auskristallisiert und über Magmenmischung in das Magma der Probe 97-235 gelangt ist. Der Anteil der Xenokristalle und der Einfluss des zugeführten Magmas auf den Chemismus des differenzierten Magmas ist sehr gering, so dass von einem Magmeneintrag mit einem vergleichsweise geringen Volumen ausgegangen werden muss. Der albitische Rand um den Xenokristall ist durch einen Zwischenaufenthalt in der Magmenkammer bedingt, bevor es zum Aufstieg des Magmas und zur Resorption der Kristallränder kam (s. o.). Die Kristallisation von albitischen und Or-haltigen Feldspäten in den resorbierten Bereichen und in der Matrix (Abb. 3.24) ist bedingt durch den Eintrag einer kalireichen, krustalen Schmelze beim Aufstieg des differenzierten und hybridisierten Magmas. Plagioklas-Zusammensetzungen, die mit den Or-haltigen Alkalifeldspäten im Gleichgewicht stehen könnten, wurden nicht

beobachtet. Es ist daher unwahrscheinlich, dass es sich bei den Or-haltigen Kristallisaten um Spätkristallisate eines 2-Feldspat-Systemes handelt.

Die skelettartig aufgebauten Albite der ebenfalls trachyandesitischen Lava Probe 97-255 haben wie Probe 97-235 Quarz- und Alkalifeldspat-Einschlüsse. Der Eintrag einer krustalen Schmelze, die beim Aufstieg des differenzierten Magmas zur Kristallisation von Alkalifeldspat und Quarz in Resorbtionsbereichen des Albites geführt hat, ist folglich nicht ausgeschlossen. Ebenso ist bei dem schnellen Kristallwachstum, mit Ausbildung einer Siebstruktur, der Einschluss von Quarz und Alkalifeldspat als Spätkristallisat denkbar.
Da der Einfluss des Druckes auf den Ca-Gehalt der Pyroxen-Zusammensetzung geringer als der Temperatureinfluss ist (Abb. 3.41 und KRETZ 1982), kann für einen Ca-reichen Klinopyroxen-Kern (Abb. 3.40f) von einer niedrigen Kristallisationstemperatur ausgegangen werden. Der vergleichsweise niedrige Fe-Gehalt des Kernes lässt sich mit einer Kristallisation zu Beginn der Fraktionierung von Klinopyroxen vereinbaren. Eine frühe Kristallisation bei relativ niedriger Temperatur steht im Einklang mit einer Kristallisation im Dachbereich einer größeren Magmenkammer. In diesem Bereich ist die Temperaturdifferenz zum Nebengestein am größten und auf Grund der niedrigen Temperatur wird die Liquidustemperatur hier zuerst unterschritten, so dass Fe-ärmere und Ca-reichere Erstkristallisate auskristallisieren können. In den übrigen Bereichen der Magmenkammer sind nach schwacher Klinopyroxen-Fraktionierung bei etwas höheren Temperaturen Ca-ärmere und Fe-reichere Phänokristalle auskristallisiert. Die Phänokristall-Erstkristallisate aus dem Dachbereich der zonierten Magmenkammer sind anschließend durch Konvektion innerhalb der Magmenkammer oder durch turbulente Mischungsprozesse beim Aufstieg des Magmas mit den Phänokristallen aus den übrigen Bereichen der Magmenkammer gemischt worden.

Die Pyroxene der beiden Probe 97-235 und 97-255 folgen dem selben Fraktionierungstrend. Die Annahme aus der Untersuchung der Feldspäte, dass beide Magmen (97-235 und 97-255) aus der selben Magmenkammer stammen, wird dadurch untermauert. Auch die Zusammensetzung der Magnetite spricht bei den Proben 97-235 und 97-255 für gleiche Kristallisationsbedingungen. Damit unterstützen die Magnetite ebenfalls die Vermutung, dass beide Proben aus demselben Magmenherd stammen. Die unterschiedlichen Zusammensetzungen der Mikrolithe in der Matrix kann auf eine Entmischung unter Subsolidus-Bedingungen zurückzuführen sein, die bei den Mikrolithen der älteren Probe 97-235 stärker ausgeprägt ist. Derartige Entmischungen treten nach GHIORSO (1990) und GHIORSO & SACK (1991) im System der (Fe^{2+}, Mg)-Al-Ti-Fe Spinelle in unterschiedlichen Temperaturbereichen auf.
Der mineralchemisch für die Proben 95-235 und 95-255 des Cerro Plomo-Profils nachgewiesene Eintrag von Krustenmaterial scheint, in Übereinstimmung mit den geringeren

Rb- und höheren Sr-Gehalten, wesentlich geringer als bei den Vulkaniten des Cerro del Difunto-Profils gewesen zu sein. Durch zusätzliches Einströmen von basischen Schmelzen in die Magmenkammern könnten die krustal bedingten Elementgehalte verdünnt worden sein (s. o. Kapitel 4.3.7.2 Jura: Krustale Beeinflussung der Magmen). Die vergleichsweise höheren Sr- und niedrigeren Rb-Gehalte können aber auch durch die Kontamination mit krustalem Material in einem tieferen Krustenstockwerk, z. B. in der Rb-ärmeren und Sr-reicheren Unterkruste, bedingt sein.

4.3.7.3 Untere Kreide

Das Verhalten der HFSE-Konzentrationen (Abb. 3.62) in den unterkretazischen Vulkaniten spricht, wie bei den Vulkaniten der oberen Trias, zusammen mit den adakitischen Tendenzen für eine Beeinflussung mit durch “underplating“ entstandenem Unterkrustenmaterial.

Die Or-reichen Alkalifeldspäte in den resorbierten Bereichen und die Anorthoklase in der Matrix der trachytischen Lava Probe 96-181 (Abb. 3.24) können Spätkristallisate einer normalen Kristallisationsfolge sein. Die extrem hohen Or-Gehalte (Or_{79-97}) der zuerst kristallisierten Alkalifeldspäte sprechen dagegen für eine Or-reiche Schmelze und die hohen Ba-Gehalte, die Gehalten in der Probe 96-57 entsprechen, sind Hinweise auf den möglichen Eintrag einer krustalen Schmelze. Die höheren Or-Gehalte in den resorbierten Bereichen der Albite im Gegensatz zu den Or-Gehalten der Mikrolithe sind dabei die Folge einer normalen Kristallisationsfolge mit einem Beginn der Kristallisation in den resorbierten Albiten und einer anschließenden Kristallisation der Mikrolithe.
Die Bildung von siebartigen Resorptionsstrukturen in den Albiten durch sekundär eingeschlossene Schmelzen kann u. a. auf Ungleichgewichte bei der Magmenmischung durch den Eintrag einer Schmelze mit abweichender Zusammensetzung zurückgeführt werden (s. Kapitel 4.3.6 Wachstumsbedingungen der Phänokristalle: 4.3.6.2 Sieb- und Resorptionsstrukturen).
Die etwas breiteren Ränder der Klinopyroxen-Phänokristalle lassen sich durch eine Unterbrechung des Kristallwachstums z. B. durch eine kurzzeitige Temperaturerhöhung erklären, die durch die Konvektion in einer schwach zonierten Magmenkammer aber auch durch den Eintrag einer etwas heißeren Schmelze mit gleicher Zusammensetzung bedingt sein kann. Nach der Unterbrechung, bei der es zu keiner prinzipiellen Änderung der Kristallisationsbedingungen gekommen ist, setzte sich die Kristallisation der Augite über einen längeren Zeitraum ungestört fort, ehe es zur Förderung des Magmas kam.

Die Zusammensetzung der Plagioklas-Phänokristalle der andesitischen Lava Probe 96-196 mit maximal An_{59} (Abb. 3.24) ist bedingt durch eine Kristallisation der Plagioklase in einem vergleichsweise basischen Magma. Die hohen Quarz- und SiO_2-Gehalte der Probe deuten

dagegen auf ein eher felsisches Ausgangsmagma hin. Es muss daher von einer Magmenmischung ausgegangen werden, die durch Plagioklas-Xenokristalle aus einem basischeren Magma angezeigt wird. Auch die gesteinschemischen Befunde zeigen eine Anreicherung bzw. einen Eintrag von Plagioklas an (positive Eu-Anomalie: Abb. 3.64, Kapitel 3.4.2.4 Verhalten der Seltene Erden-Elemente).

4.4 Zusammenfassung der räumlichen und zeitlichen Variationen der Magmenevolution und ihre geodynamischen Konsequenzen

Für die untersuchten mesozoischen Vulkanite konnten Unterschiede in der Genese der Magmen für die einzelnen Zeitabschnitte (obere Trias, unterer Jura bis Bajocium, mittlerer bis ?oberer Jura sowie die untere Kreide) und Profile ermittelt werden. Der Anteil an subduktionsbedingten Elementeinträgen und die Kontamination der Mantelschmelzen durch Material der unteren und oberen kontinentalen Kruste variiert zwischen den Vulkaniten unterschiedlicher Profile. Auch eine zeitliche Variation innerhalb einzelner Profile konnte beobachtet werden. Die Konzentrationen an Sr und Ba und die REE-Verhältnisse der Vulkanite aus dem Arbeitsgebiet entsprechen Gehalten, wie sie auch in Vulkaniten der sich im Osten anschließenden, jüngeren, kontinentalen Vulkanbögen auftreten. Die Cr- und Ni-Gehalte sind bei allen Proben im Vergleich mit primitiven Mantelschmelzen bereits durch die Fraktionierung von Olivin und Klinopyroxen stark erniedrigt, so dass es sich um Produkte entwickelter Schmelzen handelt. Neben Olivin und Pyroxen ist die Hauptfraktionierungsphase für die jurassischen Vulkanite Plagioklas, die obertriassischen und unterkretazischen Vulkanite weisen Fraktionierungen von Hornblende auf. Fraktionierungen von Plagioklas fehlen überwiegend bei den obertriassischen und unterkretazischen Vulkaniten mit Ausnahme bei den triassischen Ignimbriten.

4.4.1 Charakteristische Mineralphasen

Die über den gesamten Zeitabschnitt dominierende Mineralphase sind Feldspäte. Bei den untersuchten Feldspäten aus den jurassischen Vulkaniten handelt es sich überwiegend um Plagioklase. Differenzierte Magmen zeigen einen Trend bis hin zu einer albitischen Zusammensetzung der Plagioklase. In den Vulkaniten der oberen Trias und des Jura wurden auch Alkalifeldspäte nachgewiesen. Ein schwach fraktionierter Gang und ein Vulkanit der unteren Kreide führen ebenfalls Alkalifeldspat.

Die jurassischen Paragenesen sind durch hohe Anteile an Pyroxenen geprägt. Die Olivin-Pyroxen-Paragenesen sprechen zusammen mit den niedrigen Usp-Gehalten der Magnetite für vergleichsweise niedrige Sauerstoff-Fugazitäten (fO_2) der jurassischen Vulkanite. Der Anteil der Klinopyroxene ist in der Regel größer als der Orthopyroxengehalt. Die höchsten Gehalte an Pyroxenen haben die unterjurassischen Vulkanite. Bei den untersuchten Pyroxenen handelt es sich um Mg-reiche Klinopyroxene, deren Zusammensetzungen Klinopyroxenen in

kalkalkalischen Magmen mit einem orogenen Charakter in einem Subduktionsregime entsprechen (s. Kapitel 4.1 Geotektonische Position) und Tendenzen zu Klinopyroxenen aus riftbezogenen Magmen aufweisen.
Es ist auffällig, dass in den obertriassischen und unterkretazischen Paragenesen Quarz und Amphibole vertreten sind, während sie in den jurassischen Proben mit Ausnahme eines Ignimbrites und dem Mina Julia-Profil fehlen. Die Produkte der kleinräumigen, intermediären Förderzentren weisen zum Teil ebenfalls Quarz und Amphibole auf.
Eisen-Titan-Oxide sind in vielen Paragenesen über den gesamten Zeitabschnitt vertreten.

4.4.2 Magmengenetische Konsequenzen

Die petrographischen Befunde und die Zusammensetzung der Feldspäte und Pyroxene zeigen, dass die Entwicklung der Magmen in der oberen Erdkruste durch ganz unterschiedliche Ereignisse beeinflusst worden ist. Normale und oszillierende Zonierungen der Plagioklase sowie normale Zonierungen der Klinopyroxene mit Fe-reichen Spätkristallisaten belegen Ungleichgewichtskristallisationen und Veränderungen der Kristallisationsbedingungen (wie z. B. T und pH_2O) in Magmenkammern. Die Verweilzeiten waren in den einzelnen Magmenkammern zum Teil sehr lang, wie unzonierte Plagioklas-Phänokristalle und die zu Beginn des jurassischen Vulkanismus meist ebenfalls unzoniert kristallisierten Klinopyroxene andeuten. In einigen Magmen zeigen normale Kern-Rand-Zonierungen der Plagioklase und Ab-reiche Spätkristallisate eine fraktionierte Kristallisation von Plagioklas an. Der Grad der Fraktionierung von Klinopyroxen während ihrer Kristallisation ist bei allen Magmen gering und spricht damit für eine Zusammensetzung der Klinopyroxene die dicht bei der Ausgangszusammensetzung liegt.
Für die jurassischen Vulkanite enthalten die petrographischen Befunde in Zusammenhang mit den mineralchemischen Untersuchungen Hinweise auf mehrfache Förderungen aus großen, zonierten Magmenkammern mit nicht-turbulenter Konvektion und auf Magmenmischung in unterschiedlichen Krustenstockwerken. Häufig treten Variationen in der Ausbildung der Feldspat-Phänokristalle innerhalb einer Probe auf. Diese Variationen der Feldspat-Zusammensetzungen und -Zonierungen, bedingt durch Resorptionen und abrupte Sprünge in den An-Gehalten von mehr als 10 Mol.%, sind ein Hinweis auf wiederholte Mischungs- und Hybridisierungsvorgänge. Dabei kam es zur Ausbildung von Siebstrukturen und inverser Plagioklas-Zonierungen mit abruptem Anstieg des An-Gehaltes sowie zu Fe-ärmeren Klinopyroxenrändern durch die Mischung von stärker differenzierten Mantelschmelzen mit einem Nachschub an mafischeren und damit gering differenzierten, heißen Schmelzen aus dem Mantel. Zum anderen wurden unterschiedlich differenzierte Mantelschmelzen durch den Eintrag von Schmelzen aus einem krustalen Reservoir verändert, wie die Ausbildung und Zusammensetzung der Alkalifeldspäte zeigen.

Die Magmenkammern lagen nach den Ergebnissen der Pyroxen-Thermobarometrie, insbesondere bei den Vulkaniten der La Negra-Formation südlich von Taltal, im mittleren bis ?oberen Jura in geringer Tiefe bei meist weniger als 13 km Tiefe (< 4 kbar). Die Kristallisationstemperaturen lagen in der Regel oberhalb von 1000° C. Für die Magmen der unteren Kreide und eine Probe zum Beginn des La Negra-Vulkanismus im mittleren Jura zeigt die Zusammensetzung der Klinopyroxene eine Kristallisation bei niedrigeren Temperaturen von 800 bis 900 °C in größeren Tiefen von 17 km bis maximal 50 km (5 - 15 kbar) an. Die Temperaturen der obertriassischen bis unterkretazischen Magmen waren zum Zeitpunkt der Klinopyroxenkristallisation sehr unterschiedlich und liegen insgesamt in einem Bereich von 800 - 1200 °C und unterschiedlichen Tiefen bis maximal 50 km.

Für die einzelnen Proben konnten die nachfolgend aufgezeigten Magmenentwicklungen zum Teil aus den Isotopenverhältnissen sowie aus den mineralchemischen und gesteinschemischen Untersuchungen abgeleitet werden.

Obere Trias:

Für die hohen SiO_2-Gehalte der Vulkanite der oberen Trias sind neben einem Kontaminationsanteil durch Oberkrustenmaterial auch Fraktionierungsprozesse in den Mantelschmelzen verantwortlich. Für einen geringen Grad des partiellen Schmelzens im Mantel sprechen die vergleichsweise hohen La/Sm-Verhältnisse und niedrige Einträge von LILE durch subduktionsbezogene, fluide Phasen (moderate Rb/Zr-Verhältnisse, die auf krustale Kontaminationen zurückzuführen sind und niedrige Ba/La-Verhältnisse). Die Vulkanite zeigen auf Grund ihrer adakitischen Tendenzen und der erhöhten La/Yb-Verhältnisse Hinweise auf eine gegenüber dem Jura durch basisches “underplating“ verdickte, kontinentale Kruste. Die niedrigen HFSE- und Y-Gehalte sprechen dabei für die Kontamination durch Material der unteren kontinentalen Kruste. Die Magmen der obertriassischen Vulkanite, mit Ausnahme der Ignimbrite, sind trotz hoher SiO_2-Gehalte vergleichsweise gering durch fraktionierte Kristallisation von Plagioklas differenziert worden (fehlende bis geringe Eu-Anomalien). Die REE-Gehalte (hohe La/Sm- und La/Yb-Verhältnisse) weisen auf eine Fraktionierung von Hornblende in der Unterkruste hin. Wie die LILE- (moderate Rb/Zr, sehr niedrige Ba/Rb < 5), REE- (hohe La/Sm) und HFSE- (hohe Th/Zr) Verhältnisse zeigen, weisen sie zusätzlich eine starke Kontamination durch Alkalifeldspat-führendes Oberkrustenmaterial auf. Die Ignimbrite entstammen dagegen Alkalifeldspat-freien, stark an Plagioklas fraktionierten Schmelzen der oberen Kruste (stark ausgeprägte negative Eu-Anomalien mit hohen Th/Zr- bei niedrigen Rb/Zr- und niedrigen Ba/Rb-Verhältnissen).

Unterer Jura bis Bajocium:

Wie alle obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite haben auch die Vulkanite des unteren Jura bis Bajocium Magmenquellen im oberen Mantel und weisen die für den Jura typische, eher geringe Beeinflussung durch subduktionsbezogene, fluide Phasen auf. Trotzdem zeigen sie große Unterschiede in ihrer Genese. Während die Magmen im Cerro del Difunto-Profil mit einer schwachen Beteiligung von AFC-Prozessen primitiv sind, entsprechen die Magmen im Cerro Plomo-Profil und die mitteljurassische Probe in der Sierra Minillas typischen Magmen der La Negra-Formation mit unterschiedlicher Beteiligung durch AFC-Prozesse. Die älteste Lava im Sierra Fraga-Fraga Profil zeigt dagegen starke krustale Beeinflussungen, in einer noch nicht durch Extension ausgedünnten Kruste. Zusammen mit dem geringen Beitrag durch subduktionsbezogene, fluide Phasen handelt es sich um die am wenigsten durch die Subduktion beeinflusste, nichtignimbritische Probe im gesamten Arbeitsgebiet.

Cerro del Difunto-Profil (Posada)

Im unteren Jura bis Bajocium sind im Cerro del Difunto-Profil (Posada) relativ primitive Magmen (niedrige SiO_2-Gehalte, gering differenziert: kaum Plagioklas-Fraktionierung) mit tholeiitischen Tendenzen (Y-Zr-Diagramm) gefördert worden. Die niedrigen LILE-, niedrige REE- (niedriges La und Sm sowie niedriges La/Sm und La/Yb) und die niedrigen HFSE-Gehalte und –Verhältnisse (niedriges Th/Zr) zeigen an, dass diese Magmen keine oder nur eine geringe Kontamination durch Krustenmaterial erfahren haben. Niedrige Ba/La- und niedrige Rb/Zr-Verhältnisse sprechen für einen geringen Eintrag durch subduktionsbezogene, fluide Phasen. Vergleichbare Magmen wurden in keinem anderen Profil gefunden.

Cerro Plomo-Profil (Küste, inkl. Quebrada del Gritón)

Die im Cerro Plomo-Profil abgelagerten Magmen haben hohe LREE-Gehalte, La/Sm-Verhältnisse, HFSE-Konzentrationen und hohe Th/Zr-Verhältnisse, die im Gegensatz zum Cerro del Difunto-Profil für eine Kontamination mit Material der oberen kontinentalen Kruste sprechen. Die ausgeprägte, negative Eu-Anomalie ist auf Plagioklas-Fraktionierung in der Kruste zurückzuführen. Niedrige Rb/Zr- und Ba/La-Verhältnisse zeigen auch im Cerro Plomo-Profil einen geringen Eintrag durch slabbezogene, fluide Phasen an. Vergleichbar sind die Magmen mit einigen Magmen des mittel- bis ?oberjurassischen La Negra-Vulkanismus im Arbeitsgebiet, die einen deutlichen Einfluss durch AFC-Prozesse aufweisen.

Die überwiegend oszillierend zonierten Plagioklase sind auf Ungleichgewichtskristallisationen zurückzuführen, die u. a. bei nicht-turbulenter Konvektion in der Schmelze einer zonierten Magmenkammer auftreten können. An-reiche Plagioklas-Xenokristalle und inverse Plagioklas-Zonierungen weisen darauf hin, dass es in den Magmenkammern mehrfach zu Magmenmischungen durch den Nachschub an H_2O-reichen, mafischen Schmelzen kam, was

zu Zonierungen innerhalb der Magmenkammern geführt hat. Die Zusammensetzung der Klinopyroxene lässt sich mit einer Kristallisation in geringer Tiefe von maximal 10 km (3 kbar) bei einer geschätzten Kristallisationstemperatur von 1000 °C vereinbaren (s. Kapitel 4.2 Geothermobarometrie). An-arme Plagioklas-Phänokristallränder sprechen für einen schnellen adiabatischen Aufstieg oder die Zufuhr felsischerer Schmelzen bei der Förderung der Magmen.

Sierra Minillas-Profil

Das Sierra Minillas-Profil zeigt, im Vergleich mit den unterjurassischen Abschnitten bis Bajocium in den Profilen Cerro del Difunto und Cerro Plomo, die stärkste vulkanische Aktivität. Die in den anderen beiden Profilen vorhandene Ruhephase vor den marinen Ablagerungen im Bajocium fehlt im Sierra Minillas-Profil, dafür treten auch hier, wie im Cerro Plomo-Profil schon unterhalb bzw. im marinen Bajocium Vulkanite mit typischen Signaturen des La Negra-Vulkanismus auf. Die niedrigen Zr-, LILE-, REE- und HFSE-Gehalte entsprechen typischen Magmen die oberhalb des marinen Bajocium zu Beginn des La Negra-Vulkanismus im Cerro Plomo- und im Cerro del Difunto-Profil (s. mittlerer bis ?oberer Jura) gefördert worden sind. Die nachfolgenden Magmen des mittleren bis ?oberen Jura im Sierra Minillas-Profil sind dagegen stärker entwickelt. Auch die Vulkanite aus dem unteren Jura bis Bajocium im Cerro Plomo-Profil zeigen eine stärkere Beeinflussung durch Material der oberen kontinentalen Kruste.

Große, skelettartige Erstkristallisate aus Labradorit-Phänokristallen zeigen ein schnelles Kristallwachstum durch einen Aufstieg des Magmas von einem unteren Stockwerk in ein höher gelegenes Krustenstockwerk an. Die nachfolgende Plagioklas-Generation kristallisierte aus einer Schmelze mit einer langsamen, nicht-turbulenten Konvektion in einer großen, zonierten Magmenkammer unter Ungleichgewichtsbedingungen aus. Die Zusammensetzung der Pyroxene zeigt eine Gleichgewichtskristallisation in dieser zonierten Magmenkammer in einem tiefen Krustenstockwerk an. Unter der Annahme von einer Kristallisationstemperatur um 800 °C erfolgte die Kristallisation in einer Tiefe von 26 - 50 km (8 - 15 kbar). Für eine langsame Abkühlung dieser Schmelze sprechen die mit der Kristallisationsfolge variierenden Usp-Gehalte der Magnetite.

Die Zonierungen einiger Klinopyroxen-Phänokristalle sowie vermutlich auch der Opx-Pseudomorphosen und die Zusammensetzung von Klinopyroxen- und An-reichen Plagioklas-Mikrolithen der Matrix sind das Ergebnis eines lokalen Eintrages einer undifferenzierteren, mafischeren Schmelze und einer weiteren, heißeren Schmelze, welche die Eruption getriggert haben könnte.

Sierra Fraga-Profil

Auch bei einer basaltisch trachyandesitischen Lava unterhalb von bzw. aus dem marinen Bajocium kann bereits auf Grund der erhöhten LILE-Gehalte und der leicht erhöhten Rb/Zr-Verhältnisse ein Einfluss von subduktionsbezogenen, fluiden Phasen nachgewiesen werden.

Zusätzlich zeigen die REE-Gehalte (erhöhte La/Sm- und La/Yb-Verhältnisse), niedrige HFSE-Gehalte und niedrige Th/Zr-Verhältnisse einen starken Einfluss von Unter-Krustenmaterial an. Ein Einfluss von entsprechendem Material der oberen kontinentalen Kruste spiegelt sich nicht wieder, so dass einer geringen Kontamination durch Alkalifeldspat-reiches Oberkrustenmaterial und einem Eintrag von Rb durch subduktionsbezogene, fluide Phasen größere Bedeutung eingeräumt wird. Die gegenüber den meisten unter- bis ?oberjurassichen Vulkaniten erhöhten La/Yb-Verhältnisse sprechen für eine vergleichsweise mächtige, kontinentale Kruste (s. Kapitel 3.4.2.4 Verhalten der Seltene Erden-Elemente).

Cerro Yumbes-Profil

Die Elementgehalte im unteren Jura des Cerro Yumbes-Profils entsprechen weitgehend den Vulkaniten des unteren Jura bis Bajocium im Cerro Plomo-Profil.

Mittlerer bis ?oberer Jura:

Die Vulkanite des mittleren bis ?oberen Jura zeichnen sich gegenüber den unterkretazischen Vulkaniten durch überwiegend niedrige Ba/La- und Rb/Zr-Verhältnisse und damit durch vergleichsweise geringe Einträge von fluiden Phasen aus dem subduzierten Slab aus. Die La/Yb-Verhältnisse zeigen zusammen mit den Hornblende-freien Paragenesen niedrigere Wasser-Fugazitäten (fH_2O) als bei der Genese der obertriassischen und unterkretazischen Magmen an. Trotz der geringen H_2O-Gehalte der Magmen können die niedrigen La/Sm-Verhältnisse ein Hinweis auf einen hohen Grad des partiellen Schmelzens im Mantel sein, der in Zusammenhang mit dem extensionalen, tektonischen Regime gebracht werden kann. Variationen der LILE- (insbesondere von Ba/Rb), REE- und HFSE-Gehalte und -Verhältnisse zeigen im Kontext mit der Feldspatmineralogie (s. o.) verschiedene Kontaminationsgrade durch Material der kontinentalen Kruste in unterschiedlichen Krustenstockwerken an. Die Kontamination kann sowohl durch die Assimilation von Nebengestein in den Zwischenherden unterschiedlicher Krustenniveaus als auch durch die Zufuhr krustaler Schmelzen erfolgt sein.

Insgesamt weisen die Magmen aus dem unteren Jura bis Bajocium im Cerro Plomo-Profil (inkl. Quebrada del Gritón) und aus der mittel- bis ?oberjurassischen La Negra-Formation im Arbeitsgebiet auf Grund der LILE-Anreicherungen, der niedrigen Nb-, Ta-, P- und Ti-Gehalte sowie der im Vergleich mit den LREE geringen Sr-Gehalten eine große Ähnlichkeit mit den Laven der Oficina Viz- und den Pyroklastiten der El Godo-Formation nördlich von Antofagasta auf. Diese Magmen werden als eine Mischung aus subduktionsbezogenen Mantelmagmen sowie Slab- und/oder Krustenmaterial angesehen (KRAMER et al. 2004). Amphibol-führende Paragenesen, die für die jurassischen Magmen nördlich von Antofagasta typisch sind, fehlen dagegen im Arbeitsgebiet weitgehend. Die Magmen im Arbeitsgebiet sind zum Teil stärker differenziert und weisen auch dacitische Zusammensetzungen auf.

Zu Beginn der mittel- bis ?oberjurassischen vulkanischen Phase wurden im Arbeitsgebiet zunächst für diesen Zeitabschnitt vergleichsweise primitive Vulkanite mit niedrigen Zr-, LILE- und HFSE-Konzentrationen gefördert. Besonders die Vulkanite im Profil Sierra Fraga, eine im mittleren Jura im Sierra Minillas-Profil geförderte Lava und die zu Beginn des La Negra-Vulkanismus im Cerro Plomo- und im Cerro del Difunto-Profil geförderten riesenkörnigen, feldspatporphyrischen Vulkanite (HAB) weisen geringe Kontaminationen durch oberkrustale Schmelzen (niedrige La/Yb-, La/Sm, Th/Zr- und vergleichsweise hohe Ba/Rb [5 – 8]-Verhältnisse), eine geringe Fraktionierung von Plagioklas (schwach negative Eu-Anomalien) sowie eine geringe Beeinflussung durch subduktionsbezogene, fluide Phasen auf. In den östlichen Aufschlüssen (Profile Sierra de Candeleros und Quebrada La Tranquita) sowie in den HAB des Cerro Plomo-Profils können die höheren Sr-Gehalte bei niedrigen Rb-Gehalten durch eine Kontamination mit Sr-reichem Material der unteren kontinentalen Kruste verursacht worden sein. Außerdem spielen besonders in den östlichen Profilen höhere Temperaturen und größere Tiefen bei der partiellen Schmelzbildung eine Rolle.

Je nach Profil kommen stärker differenzierte Magmen hinzu. Diese zeichnen sich durch eine oberflächennahe, fraktionierte Kristallisation von Plagioklas aus (negative Korrelationen von Al_2O_3 und Sr mit Zr sowie stark ausgeprägte negative Eu-Anomalien). Die vergleichsweise Th-, U-, Nb-, Ba-, Rb- oder Sr-reicheren Magmen mit Ba/Rb-Verhältnissen zwischen Mantel- und krustalen Zusammensetzungen zeigen Kontaminationen mit kontinentalem Krustenmaterial an. Erhöhte Rb- sowie niedrige Sr-Gehalte und niedrige Ba/Rb-Verhältnisse (um 3) sind Hinweise auf eine Kontamination durch Alkalifeldspat-führendes Material der oberen kontinentalen Kruste (Profile: Cerro del Difunto, Las Bombas, Cerro Plomo, Sierra Minillas). In diesen Profilen sind einige der stärker entwickelten Magmen mit Zumischung von Alkalifeldspat-führendem, krustalem Magma als Ignimbrite gefördert worden. Erhöhte Sr- bei niedrigeren Rb-Gehalten sprechen für eine weitere Kontamination mit krustalen Schmelzen aus einem Alkalifeldspat-freien tieferen Krustenstockwerk und ausgeprägte, negative Eu-Anomalien zeigen fraktionierte Kristallisation von Plagioklas an (Profile: Mina Julia, Cerro Plomo).

Die niedrigeren Konzentrationen der Übergangselemente Cr und Ni in den mittel- bis ?oberjurassischen Vulkaniten des Cerro del Difunto-Profils gegenüber den Vulkaniten des Cerro Plomo-Profils zeigen eine stärkere fraktionierte Kristallisation von Olivin und Klinopyroxen an. Die höheren Gehalte an Th und U und zu einem geringen Teil auch an Ba und Rb sind Hinweise auf eine stärkere Assimilation von Alkalifeldspat-führender, kontinentaler Oberkruste bzw. die Hybridisierung mit derartigen Schmelzen im Cerro del Difunto-Profil.

Einzelne, vergleichsweise primitive Magmen (hohe Cr- und Ni-Gehalte) des Cerro del Difunto-Profils zeigen eine außergewöhnlich starke LILE-Anreicherung bei generell niedrigen HFSE-Konzentrationen. Da die niedrigen bis mittleren Th/Zr- und La/Sm-Verhältnisse zusammen mit den HFSE-Gehalten nur auf eine geringe Kontaminationen mit Oberkrustenmaterial schließen lassen, können die extremen LILE-Gehalte auf einen besonders starken Beitrag von fluiden

Phasen aus dem Slab zurückgeführt werden (stark erhöhte Rb/Zr-, Ba/La- und Ba/Th-Verhältnisse). Die Kristallisationsbedingungen der Klinopyroxene zeigen im Vergleich mit den übrigen mittel- bis ?oberjurassischen Vulkaniten tiefer gelegene Magmenkammern in maximal 20 km Tiefe (6 kbar) mit hohen Temperaturen von mindestens 1100 °C an. Durch den hohen Volatilgehalt dieser Magmen kann es für diese zu einer relativ schnellen Förderung gekommen sein. Dabei ist es nicht zu einer längeren Zwischenlagerung in der oberen Kruste gekommen, die zur fraktionierten Kristallisation von Plagioklas führen konnte. Auch die Einträge von Alkalifeldspat-führendem Oberkrustenmaterial sind vergleichsweise gering. Die subvulkanischen Intrusionen weisen ähnliche Kristallisationsbedingungen der Klinopyroxene auf. Klinopyroxen-Xenokristalle im Cerro Plomo-Profil liefern neben Hinweisen auf Magmenmischung mit basischen Schmelzen ebenfalls Hinweise auf tiefer gelegene Magmenkammern in einer Tiefe bis 15 km (4,5 kbar) mit höheren Kristallisationstemperaturen von 1100 °C.

Kleinräumige, intermediäre Förderzentren

Die Magmen der kleinräumigen, intermediären Förderzentren aus dem mittleren bis ?oberen Jura des Cerro Plomo-Profils (Abb. 3.7b, Probe 96-30 und 97-144) und dem unteren Jura bis Bajocium des Cerro del Difunto-Profils (Abschnitt Posada, Abb. 3.6a, Probe 95-5) zeigen durch ihre niedrigen Cr- und Ni-Gehalte starke Fraktionierungen von Olivin und Klinopyroxen an. Plagioklas-Fraktionierungen in den oberen Krustenstockwerken fehlen weitgehend (keine bis gering negative Eu-Anomalien). Ebenso sprechen die niedrigen HFSE- und REE-Gehalte sowie geringe bis mittlere Th/Zr- und La/Sm-Verhältnisse für eine geringe bis fehlende Kontamination durch Oberkrustenmaterial, so dass von einem schnellen Aufstieg der Magmen durch die obere Kruste ausgegangen wird. Niedrige Rb/Zr- und Ba/La-Verhältnisse sind Hinweise auf geringe Einträge durch fluide Phasen aus dem Slab. Dabei entsprechen die Spurenelementgehalte typischen Gehalten der weniger entwickelten, mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanite.

Sierra Fraga-Profil

Wie in den anderen Profilen zu Beginn des La Negra-Vulkanismus, zeigen auch die Vulkanite im mittleren Jura des Sierra Fraga-Profils nur eine geringe Beeinflussung durch Fluideinträge aus dem Slab (niedrige Ba/La- und Rb/Zr-Verhältnisse), geringe Fraktionierungsgrade und ebenfalls nur geringe Kontaminationen durch Krustenmaterial, insbesondere durch Material der oberen kontinentalen Kruste: niedrige LILE-Gehalte sowie niedrige Th/Zr- und La/Sm-Verhältnisse.

Sierra de Candeleros- und Quebrada La Tranquita-Profil

Die östlich des Arbeitsgebietes in der Präkordillere gelegenen Profile zeichnen sich durch einen vergleichsweise spät einsetzenden Vulkanismus (HILLEBRANDT et al. 2000) mit ebenfalls relativ

primitiven Magmen und einer geringen Kontamination durch Material der oberen kontinentalen Kruste aus (hohe Ba/Rb-Verhältnisse). Bedingt durch eine größere Krustenmächtigkeit als in den westlicheren Aufschlüssen, evtl. verursacht durch die Lage auf der Backarc-Seite des Vulkanbogens, ist es in diesen Profilen zu einer Kontamination mit Unterkrustenmaterial (niedrige Pb-Isotopenverhältnisse, hohe Sr-, niedrige Rb-Gehalte und hohe Ba/Rb-Verhältnisse) gekommen.

Mina Julia und Caleta el Cobre

Die nördlichen Profile sind geprägt durch hoch-hydrothermale Aktivitäten und Alterationen durch benachbarte Intrusionen. Im Bereich Mina Julia konnte bei den Vulkaniten eine starke Kontamination mit Material der oberen kontinentalen Kruste (vergleichsweise hohe Th-, U- und LREE-Gehalte sowie niedrige HREE-Gehalte) beobachtet werden. In der oberen Kruste fand auch eine Fraktionierung von Plagioklas statt.

Untere Kreide:

Die Vulkanite der unteren Kreide zeichnen sich durch adakitische Tendenzen aus. Diese sprechen für die Förderung auf einer durch basisches “underplating“ im Vergleich zum Jura mächtigeren, kontinentalen Kruste. Der Einfluss durch kontinentales Krustenmaterial auf die Magmen der unteren Kreide war gering und auf Material der unteren kontinentalen Kruste beschränkt. Die Ba/Rb-Verhältnisse (8 - 30) entsprechen typischen Werten des Mantels. Auch die niedrigen REE- und HFSE-Gehalte sprechen gegen eine stärkere Beeinflussung durch kontinentales Krustenmaterial. Zum einen sind die hohen La/Yb-Verhältnisse auf die fraktionierte Kristallisation von Hornblende bzw. auf ein Hornblende-führendes Residuum und damit auf vergleichsweise hohe Wasser-Fugazitäten (fH_2O) zurückzuführen. Plagioklas tritt als oberkrustale Fraktionierungsphase zurück (nur geringe Eu-Anomalien) und wird durch Hornblende-Fraktionierung in der unteren Kruste ersetzt (steilere REE-Muster). Zum anderen ist das erhöhte La/Yb-Verhältnis, ebenso wie die mittleren La/Sm- und Th/Zr-Verhältnisse, durch die Zufuhr fluider Phasen aus dem subduzierten Slab beeinflusst worden. Erhöhte Ba/La- und Rb/Zr-Verhältnisse im Vergleich mit der Mehrzahl der jurassischen Vulkanite sprechen für einen starken Eintrag durch subduktionsbezogene, fluide Phasen. Eine Kontamination durch Material der unteren kontinentalen Kruste, die zu einer leichten Erhöhung der La- und Th-Gehalte beigetragen hat, ist anzunehmen. Die geringe Kontamination der Magmen durch kontinentales Krustenmaterial spricht für einen schnellen Aufstieg der Magmen ohne längere Zwischenlagerungen in der oberen kontinentalen Kruste, wie es für die obertriassischen und die Mehrzahl der jurassischen Vulkanite typisch ist.

Die Vulkanite der unteren Kreide im Arbeitsgebiet ähneln in ihren Elementgehalten (niedrige HFSE- und REE-Gehalte sowie keine Erniedrigung an Sr) den jurassischen Vulkaniten der tholeiitischen Caleta Ligate-Formation, den Vulkaniten mit adakitischen Tendenzen der Oficina

Viz- und Los Tarros-Formation sowie der unterkretazischen Punta Barrancos-Formation, die in der nördlichen Fortsetzung der jurassisch- bis unterkretazischen Vulkanzone zwischen Antofagasta und Arica im Bereich der Küstenkordillere anstehen. Die tholeiitischen Magmen werden einer abgereicherten Quelle im Mantelkeil zugeschrieben, während die adakitischen Tendenzen von KRAMER et al. (2004) als eine Mischung der Mantelquellen mit Slabschmelzen durch eine hohe Subduktionsrate interpretiert werden.

Cerro del Difunto-Profil

Die Kristallisation der Klinopyroxene erfolgte in größeren Tiefen von 33 - 46 km (10 - 14 kbar), wenn man von einer Kristallisationstemperatur von 800 °C ausgeht (s. Kapitel 4.2 Geothermobarometrie). Damit haben die Klinopyroxene der kretazischen Vulkanite größere Kristallisationstiefen als die Mehrzahl der Klinopyroxene der jurassischen Vulkanite. Für niedrigere Kristallisationstemperaturen sprechen auch die geringen Usp-Gehalte der Magnetite. Die an Albiten beobachteten Resorptionsereignisse und der Zonarbau der Klinopyroxene deuten auf Konvektionen in schwach zonierten Magmenkammern und/oder den Eintrag heißerer Schmelzen mit ähnlichen Zusammensetzungen hin. Das Auftreten von Alkalifeldspat-Einwachsungen in den resorbierten Albiten und von Alkalifeldspat-Mikrolithen zeigt den Eintrag krustaler Schmelze an.

Piedras de Fuego-Profil

Die Vulkanite aus diesem Profil zeigen die für die Kreide typischen, adakitischen Tendenzen. Die hohen Ba/Rb-Verhältnisse sprechen auch hier für manteldominierte Schmelzen. Fluideinträge aus dem Slab sind hier bedeutender als im Jura.

Gänge im paläozoischen Basement (Cerro Plomo-Profil, Küste):

Die hohen An-Gehalte der Plagioklase in den Ganggesteinen deuten auf deren Herleitung aus relativ basischen Ausgangsmagmen hin. Die Zusammensetzung der Klinopyroxene vereinbart sich mit deren Kristallisation in niedrig gelegenen, unzonierten Magmenkammern. Bei einer geschätzten Kristallisationstemperatur von 1100 °C (s. Kapitel 4.2 Geothermobarometrie) befanden sich die Magmenkammern in einer Tiefe von 3 - 10 km (1 - 3 kbar). Die Entwicklungsprozesse der Gangmagmen scheinen weitgehend den Prozessen bei der Entwicklung der jurassischen Vulkanite zu entsprechen, so dass die Gänge durch das paläozoische Basement als Förderkanäle des La Negra-Vulkanismus angesehen werden können.

4.5 Modell der räumlichen und zeitlichen Variation der Magmenevolution

Die heutigen Aufschluss- und Lagerungsverhältnisse im Arbeitsgebiet ergeben im allgemeinen eine Parallelität der zeitlichen und lateralen Verteilung der Vulkanite: Nördlich von Chañaral bis zum Cerro Yumbes befinden sich die ältesten Vulkanite (obere Trias) in der Küstenkordillere in den westlich gelegenen Aufschlüssen. Nach Osten werden die Schichten i. d. R. zunehmend jünger. Die jüngsten, untersuchten Vulkanite im Gebiet Taltal-Chañaral gehören der unteren Kreide an und befinden sich im Osten des Arbeitsgebietes im Übergang zum Längstal. Die zeitliche Entwicklung im Cerro del Difunto-Profil von der oberen Trias bis in die untere Kreide erstreckt sich über eine Distanz von ca. 27 km senkrecht zur Vulkanzone und beinhaltet somit auch eine räumliche Dimension.
Aussagen über die Variationen der Vulkanzone in W-E-Richtung lassen sich auf Grund fehlender Aufschlüsse häufig (mit Ausnahme der Vergleichsmöglichkeit zu den Profilen Sierra de Candeleros und Quebrada La Tranquita) nicht treffen. Damit spiegelt ein zeitlicher Trend der Magmenevolution innerhalb eines W-E-verlaufenden Profils auch eine mögliche Komponente der räumlichen Variation in der Vulkanzone wieder. Vergleiche in N-S-Richtung (z. B. zwischen den Profilen Mina Julia, Cerro Plomo, Cerro del Difunto und Sierra Minillas) sind dagegen auf Grund des entsprechenden Streichens der Schichten möglich.

Die Umwandlungsparagenesen der Plagioklase mit Albit, Calcit, Chlorit, Sericit, Quarz und Epidot zeigen hydrothermale Aktivitäten bis zu einer niedrig-T Metamorphose fast im gesamten Untersuchungsgebiet an. Die Chlorite in den obertriassischen bis unterkretazischen Vulkaniten und Ganggesteinen sind das Ergebnis hydrothermaler Überprägungen mit unterschiedlicher Intensität. Die Förderung der Vulkanite geht häufig mit intensiven hydrothermalen Aktivitäten einher. Auch die beiden untersuchten Ganggesteine weisen hydrothermale Alterationserscheinungen auf, die durch synmagmatische oder evtl. auch spätere vulkanische Aktivitäten bedingt sein können. Bei einigen Proben deuten unvollständige Mineralumwandlungen zu Chlorit auf eine kürzere Dauer bzw. auf eine geringe Intensität der hydrothermalen Aktivitäten hin. Umwandlungsparagenesen wie die Iddingsitisierung der Olivine, die Bastitisierung der Orthopyroxene und die Quarz-Calcit-Füllungen der Hohlräume sind ebenfalls Hinweise auf eine hydrothermale Überprägung vieler Vulkanite, die von Elementmigrationen begleitet worden sind.

Obere Trias:

Die sich am westlichen Rand der mesozoischen Vulkanzone befindenden Vulkanite der oberen Trias können der “backarc“-nahen Seite eines Vulkanbogens zugeordnet werden und zeichnen sich in unterschiedlichem Maße durch Aufschmelzungen einer durch basisches “underplating“ entstandenen, amphibolitischen Unterkruste (Abb. 4.6) und Hornblende-Fraktionierung aus. Die Phänokristalle der Magmen kristallisierten bei vergleichsweise niedrigen Temperaturen bei

einer schnellen Abkühlung der Schmelzen. Bei den Ignimbriten handelt es sich um oberkrustale Schmelzen, die Hinweise auf die Zufuhr heißer Mantelschmelzen in die Magmenkammern zeigen. Die vulkanischen Aktivitäten der oberen Trias wurden von hydrothermalen Tätigkeiten begleitet. Im Profil Cerro Yumbes ist der Anteil an Ignimbriten aus stark an Plagioklas fraktionierten Schmelzen am höchsten.

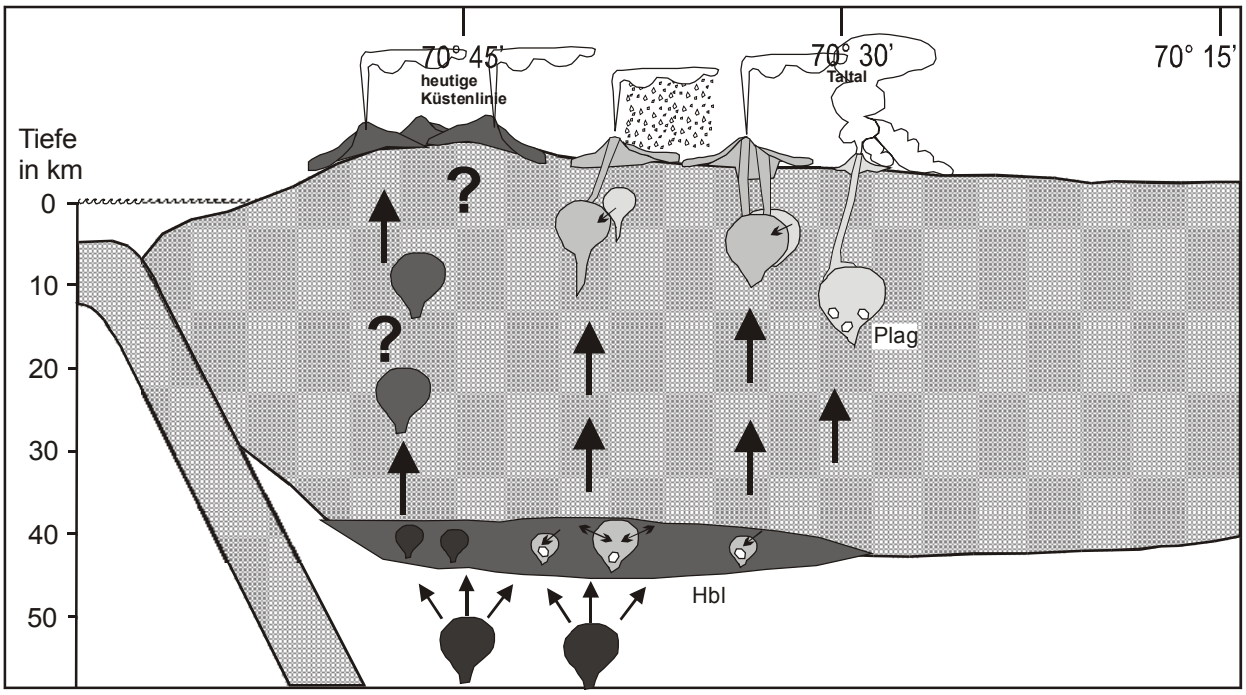


Abb. 4.6: Obere Trias im Quebrada Cachina- und im Cerro Yumbes-Profil mit Laven, pyroklastischen Ablagerungen und Ignimbriten. Die kontinentale Kruste ist durch ein basisches "underplating" verdickt. Eine Kontamination mit Unterkrustenmaterial und eine Fraktionierung von Hornblende ist zu beobachten. Die aufsteigenden, mantelbürtigen Schmelzen wurden durch unter- und oberkrustale Schmelzen beeinflusst.
Legende Abb. 4.6 - 4.13: Die Graustufen geben den Differentiationsgrad der Magmen wieder (hell: stärker differenzierte bzw. krustale Schmelzen). Pyroklastische Ablagerungen: = Tuffbrekzien und pyroklastische Brekzien (proximal abgelagert), = Tuffe (häufig distal abgelagert). Der westlichste Punkt der heutigen Küstenlinie liegt im Arbeitsgebiet bei W 70° 45'.
Es kam entlang von Spalten zur Ausbildung einzelner Förderzentren ohne die Ausbildung richtiger Vulkanbauten.

Unterer Jura bis Bajocium:

Der untere Jura ist zunächst gekennzeichnet durch vulkanische Aktivitäten, die westlich der heutigen Küstenkordillere im Pazifik lagen und nur durch distale Fallout-Ablagerungen im Arbeitsgebiet zwischen Taltal und Chañaral vertreten sind (Abb. 4.7). Es kann daher von einem subaerischen Vulkanismus bzw. von einer Förderung dicht unterhalb des Meeresspiegels ausgegangen werden.

Charakteristisch für die Vulkanite ab dem Sinemurium bis in das Bajocium ist eine geringe Zufuhr subduktionsbezogener, fluider Phasen, wie es zu Beginn einer vulkanischen Phase erwartet wird. Die Förderung der Vulkanite erfolgte um das Meeresspiegelniveau, wobei die phreatomagmatischen Eruptionen im Cerro del Difunto-Profil (Posada, Abb. 4.8) für ein Eindringen von Meerwasser in die Magmenkammern sprechen, während im Cerro Plomo- und Quebrada del Gritón-Profil (Abb. 4.9) überwiegend Laven gefördert wurden, die schnell von

einer subaquatischen zu einer subaerischen Ablagerung wechselten. Im Cerro del Difunto-Profil (Posada) konnten dagegen noch im Sinemurium weitere marine Sedimente beobachtet werden, die zeitgleich mit marinen Sedimenten im Cerro Plomo-Profil abgelagert wurden. Die etwas jüngeren Vulkanite in den Küsten-Profilen Cerro Plomo und Quebrada del Gritón sind durch Zwischenlagerung der Magmen beim Aufstieg in der Kruste und durch Kontamination mit Krustenmaterial geprägt. Die etwas älteren Laven des Cerro del Difunto-Profils sind dagegen vergleichsweise primitiv. Insgesamt kann für den unteren Jura bis Bajocium von einer relativ dünnen kontinentalen Kruste ausgegangen werden.

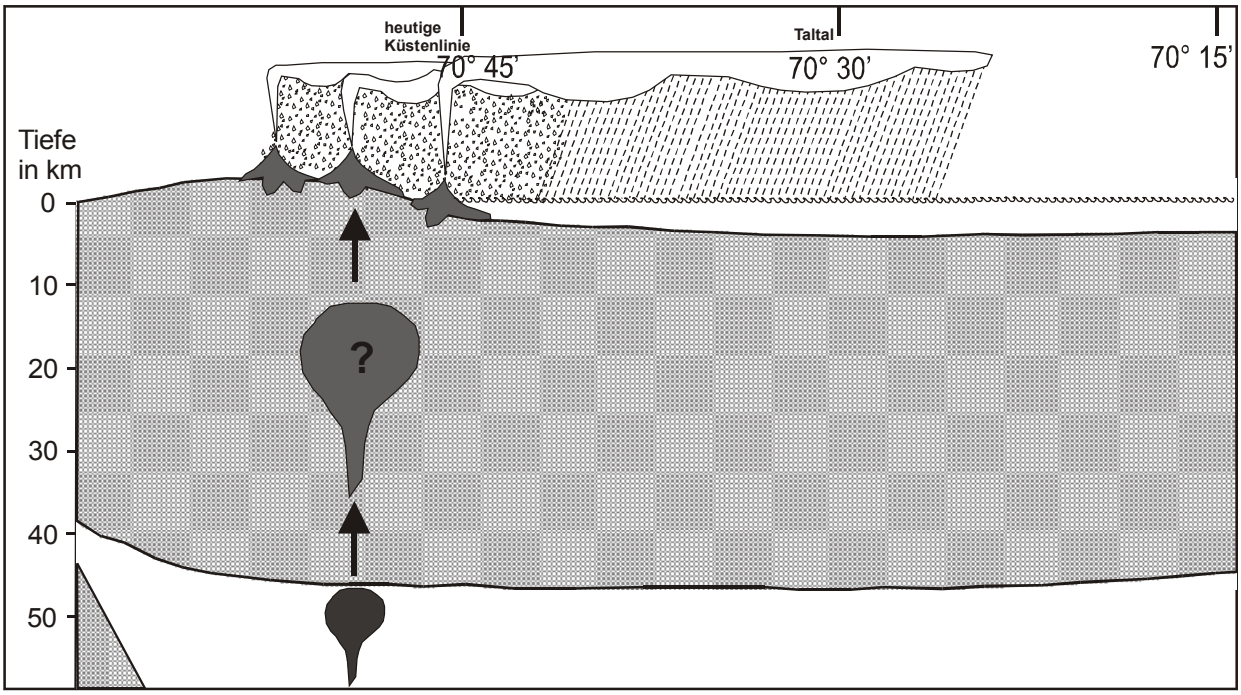


Abb. 4.7: Unterer Jura (Hettangium bis unteres Sinemurium) in den Profilen Cerro del Difunto (Posada), Cerro Plomo, Quebrada del Gritón und Sierra Minillas mit tuffitischen Anteilen in den marinen Ablagerungen des Arbeitsgebietes zwischen Taltal und Chañaral.

Der Vulkanismus im unteren Jura bis Bajocium des Cerro Plomo-Profils setzte später ein als im Cerro del Difunto-Profil (Abschnitt Posada). Die geförderten Magmen im Cerro Plomo-Profil (inkl. Quebrada del Gritón, Abb. 4.9) sind durch basische Schmelzen und Magmenmischungen durch wiederholtes Einströmen basischer Schmelzen in die Magmenherde gekennzeichnet. Bei den Magmenherden handelte es sich um zonierte Magmenkammern, die groß genug waren, dass sich nicht-turbulente Konvektionswalzen in der Schmelze ausbilden konnten. Die Magmen zeigen Plagioklas-Fraktionierungen. Unterschiede gibt es bei den Druck- und Temperaturbedingungen, unter denen die Phänokristalle in Zwischenherden mit unterschiedlichen Abkühlungsgeschwindigkeiten auskristallisierten. Für den unterjurassischen, nördlichen Aufschluss im Profil Quebrada del Gritón (Küste) konnten eher hohe Kristallisationstemperaturen um 1000° C in einer geringen Tiefe (10 km) beobachtet werden, während sich für die Vulkanite in einem weiter südlich gelegenen, mitteljurassischen Aufschluss (im Profil Sierra Minillas, Abb. 4.10) niedrige Kristallisationstemperaturen um 800° C bei einer

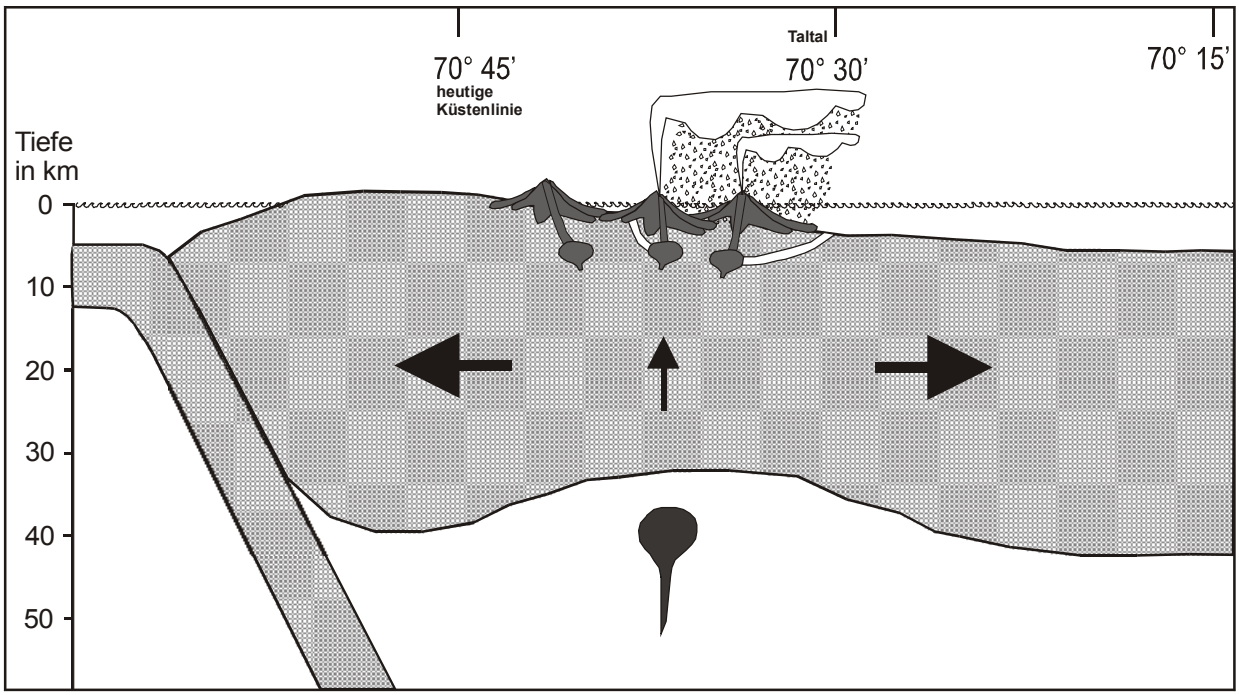


Abb. 4.8: Unterer Jura (Sinemurium) bis Bajocium im Cerro del Difunto-Profil (Posada) mit Laven und pyroklastischen Ablagerungen. Die verarmten Mantelmagmen haben keine oder nur geringe Alterationen durch AFC-Prozesse beim Aufstieg durch die extensionsbedingt verdünnte, kontinentale Kruste erfahren.

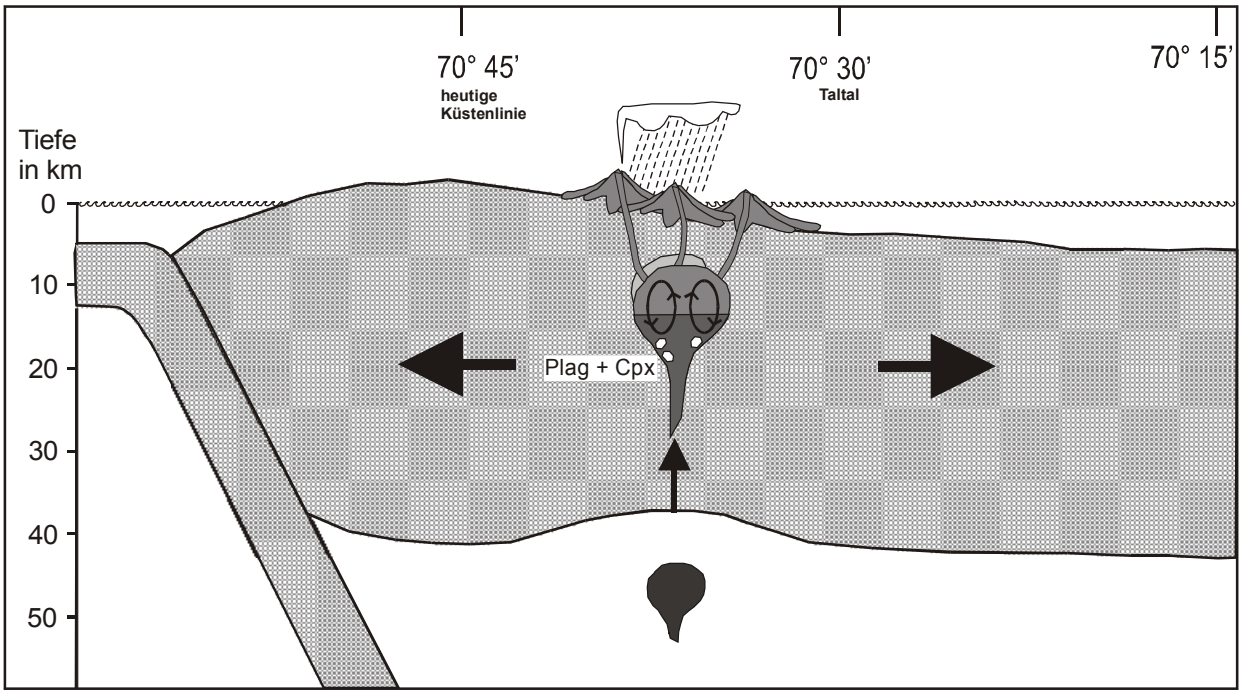


Abb. 4.9: Unterer Jura (Sinemurium) bis Bajocium in den Küstenprofilen Quebrada del Gritón und Cerro Plomo mit marin bis terrestrisch geförderten Laven und vereinzelten pyroklastischen Ablagerungen (Tuffe proximal u./o. distal abgelagert). Die Magmenkammern sind zoniert und weisen nicht-turbulente Konvektionen und fraktionierte Kristallisationen von Plagioklas und Klinopyroxen auf. Die kontinentale Kruste ist extensionsbedingt verdünnt gegenüber der oberen Trias.

größeren Tiefe (> 26 km) des Magmenherdes ergaben. Der Vulkanismus im Profil Sierra Minillas setzte später als im Cerro del Difunto-Profil und früher als im Cerro Plomo-Profil ein.
Die Magmen im unteren Jura bis Bajocium sind zum Teil sehr schnell aufgestiegen. Die hydrothermalen Aktivitäten nach ihrer Förderung waren vergleichsweise gering.

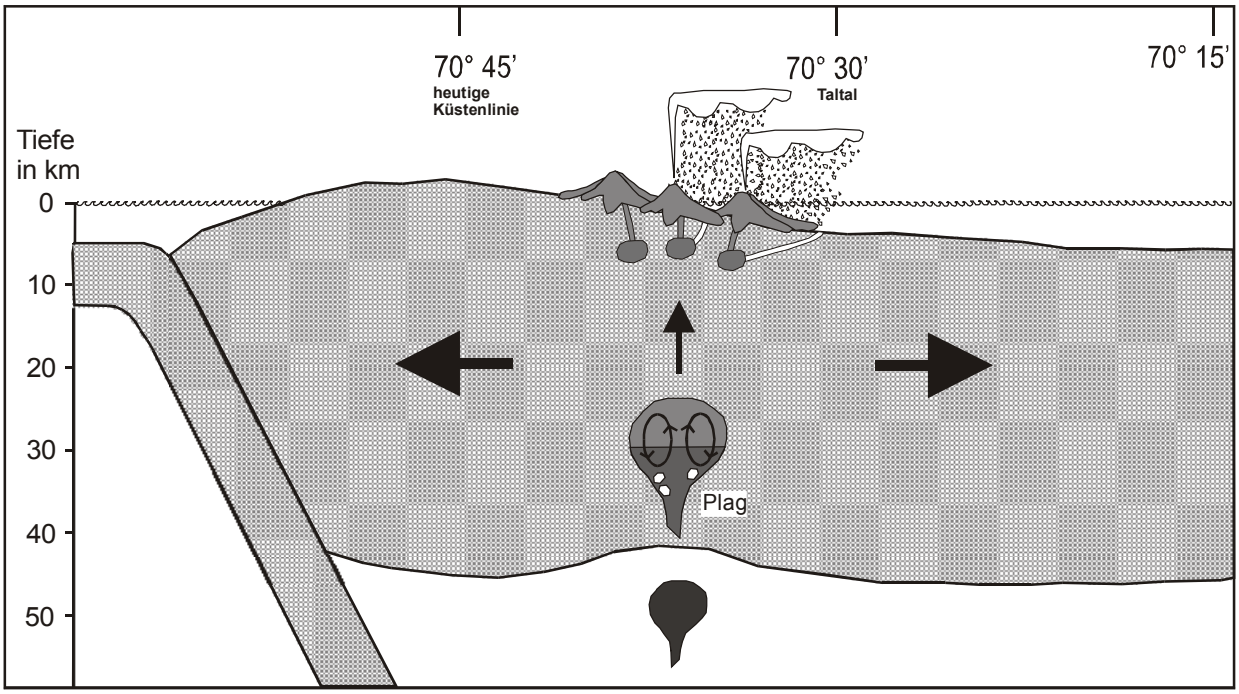


Abb. 4.10: Unterer Jura bis Bajocium in der Sierra Minillas mit pyroklastischen Förderprodukten und Laven, bis zur westwärtsgerichteten marinen Transgression im Bajocium.

Mittlerer bis ?oberer Jura:

Auf Grund der großen Mächtigkeiten und der großen Probenanzahl in den Profilen Cerro del Difunto und Cerro Plomo ist für diese Profile im mittleren bis ?oberen Jura ein sehr komplexes Bild der Magmengenese entstanden. Auf eine Darstellung der Profile Mina Julia, Sierra Fraga, Sierra de Candeleros und Quebrada La Tranquita wurde auf Grund der geringen Datenmenge verzichtet. Auf Unterschiede und Besonderheiten dieser Profile wird im Text eingegangen.
Die Ausgangsmagmen in diesem Zeitabschnitt waren wie im unteren Jura bis Bajocium basische Mantelmagmen (Abb. 4.11 und Abb. 4.12). Diese Magmen weisen für Phänokristalle neben guten Wachstumsbedingungen bzw. großen Verweilzeiten in unzonierten Bereichen der Magmenkammern unterschiedliche Abkühlungsgeschwindigkeiten auf. Die Magmenkammern in der kontinentalen Kruste waren häufig zoniert und groß genug, dass eine nicht-turbulente Konvektion der Schmelze möglich war. Durch den Eintrag von basischen und krustalen Schmelzen kam es in vielen Fällen zu Magmenmischungen. Es konnten Fraktionierungen von Plagioklas und Klinopyroxen beobachtet werden. Beim Aufstieg der Magmen kam es zu Aufenthalten in mehreren Zwischenherden unterschiedlicher Krustenstockwerke; überwiegend in geringer Tiefe (meist < 13 km).

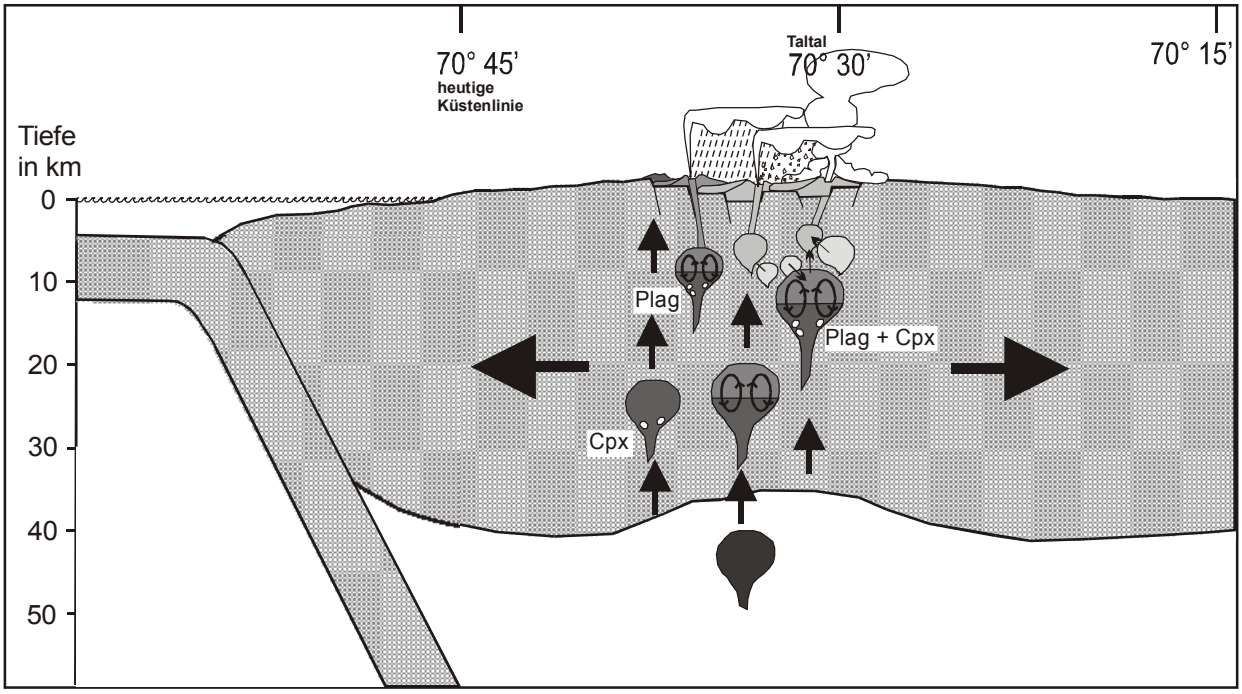


Abb. 4.11: Mittlerer bis ?oberer Jura (La Negra-Formation) im Cerro del Difunto-Profil mit der Förderung von Laven, Ignimbriten und vereinzelten Tuffen (später auch Tuffbrekzien) entlang von Spalten, in einem System aus Horsten und Gräben auf einer durch Extension verdünnten Kruste (s. Kapitel 2.2.2.2 Jura und untere Kreide: Paläogeographischer, magmatischer und tektonischer Überblick). Die Magmenkammern weisen Zonierungen, nicht-turbulente Konvektionen und fraktionierte Kristallisationen von Plagioklas und Klinopyroxen auf. Es treten Kontaminationen der aufsteigenden, mantelbürtigen Magmen durch Schmelzen der oberen kontinentalen Kruste auf.

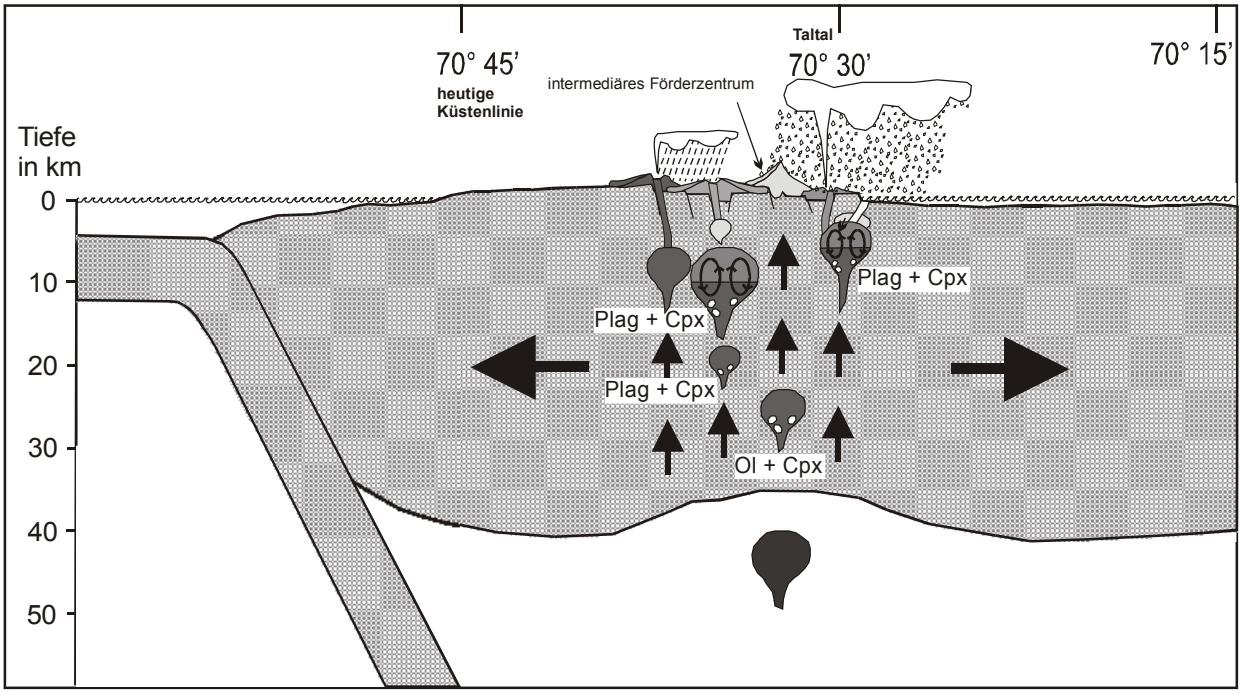


Abb. 4.12: Mittlerer bis ?oberer Jura (La Negra-Formation) im Cerro Plomo-Profil mit der Förderung von Laven und Pyroklastiten sowie der Ausbildung von kleinräumigen, intermediären Förderzentren. Die Magmenkammern sind häufig zoniert mit nicht-turbulenter Konvektion und der fraktionierten Kristallisation von Plagioklas und Klinopyroxen. Der Einfluss durch Schmelzen der oberen kontinentalen Kruste ist geringer als im Cerro del Difunto-Profil.

Die Klinopyroxen-Phänokristalle zeigen hohe Kristallisationstemperaturen (meistens ≥ 1000° C) in den Zwischenherden der oberen Kruste. Diese energiereichen Schmelzen sind vermutlich für die Bildung und den starken Einfluss krustaler Schmelzen auf die jurassischen Vulkanite im Untersuchungsgebiet mit verantwortlich. Die jeweils mehrfache Förderung aus einzelnen, großen Magmenkammern scheint zum Aufbau der sehr monotonen Abfolgen beigetragen zu haben.

Bei den jüngsten, im Osten des Cerro del Difunto-Profils aufgeschlossenen Vulkaniten des Jura sind Übergangstendenzen zu den niedrigeren Kristallisationstemperaturen und höheren Drücken der unterkretazischen Vulkanite zu verzeichnen. Es gibt insbesondere bei den jüngeren Magmen Hinweise auf einen sehr schnellen Aufstieg.

Die Intensität der hydrothermalen Aktivitäten steigt nach Osten zu den jüngeren Vulkaniten an.

Während die Magmen im südlichen Profil Sierra Fraga, den östlichen Aufschlüssen (Profile Sierra de Candeleros und Quebrada La Tranquita) sowie im Gebiet Taltal-Chañaral zu Beginn des La Negra-Vulkanismus eher geringe Kontaminationen durch Material der oberen kontinentalen Kruste aufweisen, zeichnen sich die Vulkanite im nördlichen Mina Julia-Profil und im Gebiet zwischen Taltal und Chañaral durch zunehmende Assimilation von Krustenmaterial aus. Im Cerro del Difunto-Profil (Abb. 4.11) ist der Anteil an Kontamination durch Alkalifeldspat-führende Krustenmagmen am ausgeprägtesten und das Volumen der geförderten Vulkanite im Gebiet zwischen 24° 15’ und 27° 00’S am größten.

Untere Kreide:

Auch die am östlichen Rand des Untersuchungsgebietes zwischen Taltal und Chañaral aufgeschlossenen Vulkanite der unteren Kreide (Profil Cerro del Difunto, Abb. 4.13) leiten sich von basischen Ausgangsschmelzen ab, die Klinopyroxen- und Hornblende-Fraktionierungen aufweisen. Die Kristallisation der Phänokristalle erfolgte bei niedrigen Temperaturen um 800° C und bei vergleichsweise hohen Drücken bzw. in größerer Tiefe (> 33 km). Die basischen Ausgangsmagmen wurden durch Schmelzen, der durch basisches “underplating“ entstandenen Unterkruste, kontaminiert. Die Magmen wurden aus großen, zonierten Magmenkammern gefördert, in denen sich nicht-turbulente Konvektionswalzen ausbilden konnten. In diesen tief gelegenen Magmenkammern, im Bereich der Kruste-Mantel-Grenze, kam es durch den wiederholten Eintrag basischer Schmelzen zu Magmenmischungen. Weitere Mischungen erfolgten in Zwischenherden beim Aufstieg der Magmen durch den Eintrag krustaler Schmelzen. Längere Verweilzeiten in den Zwischenherden konnten nicht nachgewiesen werden. Abschließend wurden auch die in der unteren Kreide geförderten Magmen hydrothermal überprägt.

Die untere Kreide ist gegenüber den Plagioklas-, Olivin- und Pyroxen-haltigen Paragenesen der jurassischen Vulkanite durch Quarz- und Amphibol-haltige Paragenesen gekennzeichnet.

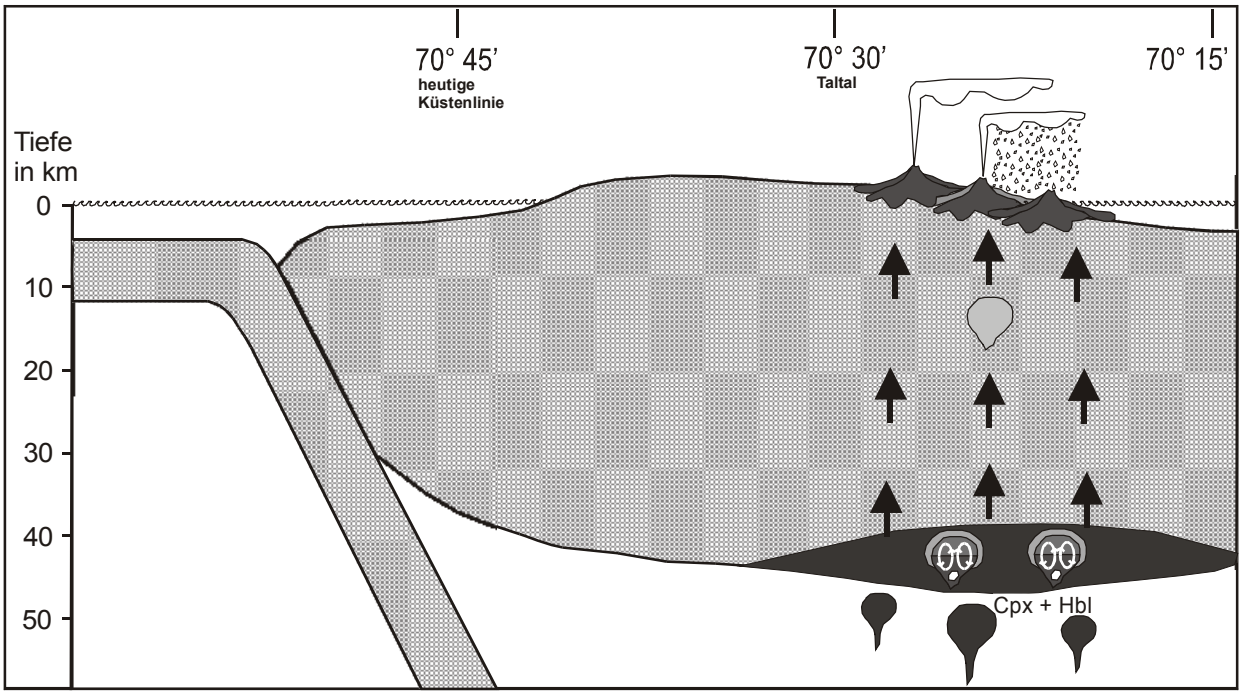


Abb. 4.13: Untere Kreide im Cerro del Difunto-Profil mit einem großen Partialschmelzanteil im Mantel durch den Fluideintrag aus dem Slab und einer durch basisches "underplating" verdickten, kontinentalen Kruste. Die Magmenkammern an der Kruste-Mantel-Grenze sind zoniert und weisen nicht-turbulente Konvektionen auf. In diesem Bereich erfolgte die Assimilation mit Unterkrustenmaterial. Kontaminationen durch oberkrustale Schmelzen beim schnellen Aufstieg der Magmen sind selten. Die pyroklastischen Produkte und Laven wurden im terrestrisch- marinen Übergangsbereich abgelagert.

Gänge im paläozoischen Basement:

Die durch paläozoische Einheiten an der Küste verlaufenden Ganggesteine haben ein basisches Ausgangsmagma, dass aus weitgehend unzonierten Magmenkammern oder unzonierten Bereichen einer Magmenkammer stammt. Hohe Kristallisationstemperaturen der Phänokristalle um 1000 - 1100° C bei niedrigen Drücken bzw. in geringer Tiefe (maximal 10 km) und die Mineralvergesellschaftungen legen Ähnlichkeiten mit den Vulkaniten des mittleren bis ?oberen Jura nahe. Es handelt sich daher mit großer Wahrscheinlichkeit um Fördergänge des La Negra-Vulkanismus.

Auch die Ganggesteine sind schwach durch hydrothermale Aktivitäten überprägt worden.

Zusammenfassend ergeben sich von der oberen Trias bis in die untere Kreide markante Änderungen der physikochemischen Parameter bei der Evolution der Magmen:

Die sauren, triassischen Vulkanite zeigen neben Injektionen heißer, mafischer Schmelzen überwiegend starke Merkmale der Beeinflussung mit Alkalifeldspat-führenden, krustalen Schmelzen. Der Chemismus der obertriassischen und der unterkratazischen Vulkanite gibt Hinweise auf eine – anders als im Jura - durch basisches "underplating" verdickte kontinentale Kruste.

Im unteren Jura bis Bajocium kam es zu Mischungen zwischen basischen Schmelzen, deren Pyroxenanteil vergleichsweise hoch ist. Es konnten im Cerro del Difunto-Profil (Posada) nur

vereinzelte und leichte Kontaminationen durch Krustenmaterial nachgewiesen werden, während die Magmen im Cerro Plomo-Profil den Magmen des La Negra-Vulkanismus ähneln und ebenfalls deutliche Kontaminationen mit Krustenmaterial aufweisen.

Bei den weiter im Osten aufgeschlossenen Vulkaniten des mittleren bis ?oberen Jura konnten zusätzlich auch wieder verstärkt (wie in der Trias) Magmenmischungen mit krustalen Schmelzen beobachtet werden. Insgesamt spricht die isotopische und Spurenelement-Zusammensetzung der jurassischen Vulkanite, bedingt durch das extensionale bis transtensionale, tektonische Regime, für eine verarmte, asthenosphärische Mantelquelle mit einem hohen Partialschmelzanteil und einer vergleichsweise geringen Zufuhr fluider Phasen aus dem subduzierten Slab. Die jurassischen Vulkanite sind auf einer kontinentalen Kruste mit geringerer Mächtigkeit gefördert worden. Die östlichen Profile (Sierra de Candeleros und Quebrada La Tranquita) weisen überwiegend Kontaminationen durch Material der unteren kontinentalen Kruste auf. Außerdem setzt der Vulkanismus in den östlichen Profilen (inklusive Sierra Fraga-Profil) später ein, was für eine ostwärts gerichtete Migration der vulkanischen Zone spricht (HILLEBRANDT et al. 2000).

Zu Beginn des mittel- bis ?oberjurassischen Vulkanismus sind häufig die primitivsten Vulkanite der Abfolgen gefördert worden, die zunehmend durch krustale Einflüsse geprägt werden. Es kam bei den jüngeren Vulkaniten beim Aufstieg der Magmen in unterschiedlichen Zwischenherden wiederholt zur Zufuhr basischer und/oder saurer Schmelzen. Die Bildung krustaler Schmelzen im Gebiet zwischen Taltal und Chañaral ist vermutlich durch die in der Kruste zwischengelagerten, energiereichen Mantelschmelzen initiiert worden. Die jurassischen Vulkanite zeichnen sich durch Kontaminationen mit Alkalifeldspat-führenden Schmelzen in der oberen kontinentalen Kruste und/oder Schmelzen in unterschiedlichen Krustenstockwerken sowie durch starke Fraktionierungen - besonders von Plagioklas - aus. Im Vergleich mit den Amphibol-führenden, unterkretazischen Vulkaniten im Untersuchungsgebiet und Amphibol-führenden, jurassischen Vulkaniten bei Antofagasta und nördlich davon (BUCHELT & TÉLLEZ 1988, PICHOWIAK et al. 1990, KRAMER & SEIFERT 2000) weisen die jurassischen Vulkanite des Untersuchungsgebietes einen zum Teil sauren Vulkanismus auf. Dieser Vulkanismus mit Plag-Cpx-Mag-führenden Paragenesen ist durch Magmenzwischenherde in flachen Krustenstockwerken, vergleichsweise niedrige H_2O-Gehalte und Sauerstoff-Fugazitäten (fO_2) sowie den Einfluss krustaler Schmelzen geprägt.

Während die obertriassischen und ein großer Anteil der jurassischen Vulkanite Kontaminationen durch Oberkrustenmaterial (Assimilation und Magmenmischung) aufweisen, ist die Beeinflussung der unterkretazischen Vulkanite durch Krustenkontamination gering und weitgehend auf die untere kontinentale Kruste beschränkt. Der Eintrag subduktionsbedingter, fluider Phasen ist in der unteren Kreide am stärksten ausgeprägt. Die unterkretazischen Magmen waren energieärmer, stammen aus tiefer gelegenen Magmenkammern, weisen Hybridisierungen mit Schmelzen aus der durch basisches “underplating“ entstandenen

Unterkruste auf, sind durch fehlende bzw. kürzere Aufenthalte in krustalen Zwischenherden gekennzeichnet als die Magmen der jurassischen Vulkanite und haben höhere H_2O-Gehalte bzw. Sauerstoff-Fugazitäten. Hauptfraktionierungsphase ist Hornblende.

Auch der oberkretazische bis obereozäne Vulkanbogen zeigt eine zeitliche Entwicklung mit einer fraktionierten Kristallisation von Pyroxen und Plagioklas zu Beginn und einer Hornblende-dominierten und Plagioklas-armen fraktionierten Kristallisation am Ende der vulkanischen Phase (HASCHKE 1999).
Die starken hydrothermalen Aktivitäten und die mit dem La Negra-Vulkanismus assoziierten jurassischen und kretazischen Intrusoinen haben zu der starken Alteration der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite im gesamten Arbeitsgebiet geführt. Durch die große Zeitspanne der magmatisch aktiven Phase im Jura mit vulkanischen Aktivitäten und Intrusionen war der geothermische Gradient entsprechend hoch, so dass sich die für Vulkanbögen typischen hydrothermalen Tätigkeiten entwickeln konnten und insbesondere die jüngeren Vulkanite stark durch hydrothermale Aktivitäten übergeprägt worden sind.

4.5.1 Geodynamische Konsequenzen

Die Aufschlüsse der oberen Trias können der Backarc-Seite eines Vulkanbogens zugeordnet werden. Im Übergangsbereich von der oberen Trias in den unteren Jura ist es im Arbeitsgebiet zwischen Taltal und Chañaral zu einer Verlagerung des Vulkanbogens nach Westen gekommen. Diese Verlagerung kann durch das Abreißen eines steil subduzierten Slabs und die Ausbildung eines neuen Vulkanbogens oder die Versteilung des Subduktionswinkels entstanden sein. Damit waren in den einzelnen Profilen unterschiedlich stark ausgeprägte Krustenausdünnungen im Übergang von der oberen Trias zum unteren Jura verbunden. Gleichzeitig zur Krustenverdünnung kam es zur Ausbildung einer sich wieder nach Osten verlagernden, vulkanisch aktiven Zone. Danach folgte, parallel zur Subduktion, eine extensionale Phase im mittleren bis ?oberen Jura, die von einer regional variablen Krusten-verdickung bis in die untere Kreide begleitet worden ist. Insgesamt sind die Krustenmächtig-keiten und die Kontamination durch Krustenmaterial im Vergleich mit den sich im Osten anschließenden jüngeren Vulkanbögen gering. Auch die Beeinflussung durch subduktions-bezogene, fluide Phasen aus dem Slab ist im Jura gegenüber der unteren Kreide geringer. Das große Volumen der geförderten Vulkanite im Jura lässt sich durch die Unterstützung der Schmelzbildung durch den Wechsel zwischen einem transtensionalen und einem extensionalen Regime, ähnlich wie in einem Riftsystem, und die geringeren Krustenmächtigkeiten erklären. Die Verlagerung des Vulkanbogens nach Osten kann u.a. durch eine fortschreitende Subduktionserosion und/oder eine evtl. Verflachung des Subduktionswinkels bedingt sein, die mit zunehmender Kompression zu einer erneuten Krustenverdickung in der unteren Kreide geführt haben.

5 Literaturverzeichnis

ALLEN, J. F. (1986): Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: Late Cenocoic rifting in the Mexican volcanic belt. - Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 97, S.473-485.

ALLEN, J. F. & CARMICHAEL, I. S. (1984): Lamprophyric lavas in the Colima graben, SW Mexico. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 88, S. 203-216.

ALLMENDINGER, R. W., JORDAN, T. E., KAY, S. M. & ISACKS, B. L. (1997): The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. - Annu. Rev. Earth Planet. Sci., S. 139-174;

ANDERSEN, D. J. & LINDSLEY, D. H. (1988): Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. - Am. Mineral., Vol. 73, S. 714-726.

ANDERSEN, D. J., BISHOP, F. C. & LINDSLEY, D. H. (1991): Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Part II. Fe-Mg-Ti oxides and olivine. - Am. Mineral., Vol. 76, S. 427-444.

ANDERSON, A. T. (1984): Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala. - Am. Mineral., Vol. 69, S. 660-676.

ARDILL, J., FLINT, S., CHONG, G. & WILKE, H. (1998): Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko Basin, northern Chile. - Jour. of the Geological Society, Vol. 155, S. 71-88; London.

ATHERTON, M. P. & PETFORD (1993): Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. - Nature, Vol. 362, S. 144-146.

ATHERTON, M. P., PITCHER, W. S. & WARDEN, V. (1983):The mesozoic marginal basin of central Peru. - Nature, Vol. 305, S. 303-306.

BACON, C. R. & HIRSCHMANN, M. M. (1988): Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. - Am. Mineral., Vol. 73, S. 57-61.

BAHLBURG, H. & BREITKREUZ, C. (1991): Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). - J. of South American Earth Sciences, Vol. 4, No. 3, S. 171-188; Great Britain.

BAHLBURG, H. & HERVÉ, F. (1997): Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. - GSA Bulletin, Vol. 109, No. 7, S. 869-884.

BAILEY, S. W. (1988): Chlorites: Structures and crystal chemistry. - Reviews in Mineralogy, Vol. 19, S. 347-403.

BAKER, D. R. & EGGLER, D. H. (1983): Fractionation paths of Atka (Aleutians) high alumina basalts: constraints from phase relations. – J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 18, S. 387-404.

BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJEKT (1981): Basaltic volcanism on the terrestrial planets. – 1286 S.; Pergamon Press, New York.

BEARD, J. S. & LOFGREN, G. E. (1989): Effect of water on the composition of partial melts of greenstone and amphibolite. - Science, Vol. 244, S. 195-197.

BEBIOLKA, A (1999): Eine obertriassische Flora aus der nordchilenischen Küstenkordillere (Agua Chica-Formation, Quebrada Pan de Azúcar). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 211, 1/2, S. 213-232; Stuttgart.

BEBIOLKA, A., EHRLICHMANN, R., HILLEBRANDT, A. VON , KOSSLER, A. & KRAMER, W. (1995): Sedimentationsprozesse in einem Arc/Backarc-System unter marinen Bedingungen. - In: Deformationsprozesse in den Anden, Berichtsband des Sonderforschungsbereich 267 für die Jahre 1993-1995, S. 705-754.

BEBIOLKA, A., BARTSCH, V. & KRAMER, W. (1996): Triassische und jurassische, sedimentäre und vulkanogene Entwicklung in der Küstenkordillere von Nord-Chile zwischen 25° 20' und 26° 20'S. - Terra Nostra, 8, S. 18-19; Köln.

BECK, S. L., ZANDT, G., MYERS, S. C., WALLACE, T. C., SILVER, P. G. & DRAKE, L. (1996): Crustal thickness variations in the Central Andes. - Geology, 24, S. 407-410.

BERG, K., BREITKREUZ, C., DAMM, K.-W., PICHOWIAK, S. & ZEIL, W. (1983): The North-Chilean Coast Range - an Example for the Development of an Active Continental Margin. - Geologische Rundschau, 72, 2, S. 715-731, Stuttgart.

BISCHOFF, G. (1988): Algenstromatolithe aus der oberen Trias von N-Chile. – unveröffentlichte Studienarbeit am Inst. für Geologie & Paläontologie der TU Berlin.

BOWEN, N. L. (1913): The melting phenomena of the plagioclase feldspars. – American Journal of Science, Vol. 35, S. 577-599.

BREITKREUZ, C. & ZEIL, W. (1994): The Late Carbonoferous to Triassic Volcanic Belt in Northern Chile. - In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P. J. (Eds.): Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin, S. 277-292; Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

BUCHELT, M. & TÉLLEZ CANCINO, C. (1988): The jurassic La Negra Formation in the area of Antofagasta, Northern Chile (Lithology, Petrography, Geochemistry). - In: Bahlburg, H., Breitkreuz, Ch. & Giese, P. (Eds.): The southern Central Andes, Lecture Notes in Earth Sciences, No. 17, S. 171-182; Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

BUCHELT, M. & ZEIL, W. (1986): Petrographische und geochemische Untersuchungen an jurassischen Vulkaniten der Porphyrit-Formation in der Küstenkordillere Nord-Chiles. - Berliner geowiss. Abh. (A), 66, S. 191-204; Berlin.

BUDDINGTON, A. F., FAHEY, J. & VLISDIS, A. (1955): Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. - Am. J. Sci., Vol. 253, S. 497-532.

BURKE, W. H., DENISON, R. E., HETHERINGTON, E. A., KOEPNICK, R. B., NELSON, H. F. & OTTO, J. B. (1982): Variation of seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ throughout Phanerozoic time. – Geology, Vol. 10, S. 516-519.

BUSBY-SPERA, C. J. (1988): Speculative tectonic model for the early Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States. - Geology, Vol. 16, S.1121-1125.

CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. (1988): Volcanic successions, modern and ancient. 528 S.; Capman & Hall, London Glasgow New York Tokyo Melbourne Madras.

CHARRIER, R. (1979): El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. – Dep. Geol. Univ. Chile Comun., 26, S. 1-37; Santiago (Chile).

CHARRIER, R. & MUÑOZ, N (1994): Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24°S latitude and 34°-35°S latitude: a comparative analysis. - - In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P. J. (Eds.): Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin, S. 233-242; Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

CHEN, J. H. & PALLISTER, J. S. (1981): Lead isotopic studies of the Samail ophiolite, Oman. – J. Geophys. Res., Vol. 86, S. 2699-2708.

CHONG, D. & HILLEBRANDT, A. VON (1985): El triasico preandino de Chile entre los 23° 30' y 26° 00' de lat. sur. - IV Congreso Geologico Chileno, Tomo I, S. 162-210; Antofagasta.

COIRA, B., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. & RAMOS, V. (1982): Tectonic and Magmatic Evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. - Earth-Science Reviews, 18, S. 030-332; Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Netherlands.

COULON, C. & THORPE, R. S. (1981): Role of continental crust in petrogenesis of orogenic volcanic associations. – Tectonophysics, 77, S. 79-93.

COX, P. A. (1995): The elements on Earth. – Oxford Univ. Press; Oxford.

DALLMEYER, R. D., BROWN, M., GROCOTT, J., TAYLOR, G. K. & TRELOAR, P. J. (1996): Mesozoic Magmatic and Tectonic Events within the Andean Plate Boundary Zone, 26°-27° 30'S, North Chile: Constraints from $^{40}Ar/^{39}Ar$ Mineral Ages. - The Journal of Geology, Vol. 104, S. 19-40; Chicago.

DALZIEL, I. W. D., DALLA SALDA, L. H. & GAHAGAN, L. M. (1994): Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. - Geol. Soc. of Am. Bulletin, v. 106, S. 243-252.

DALZIEL, I. W. D. (1997): Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. - GSA Bulletin, Vol. 109, No. 1, S. 16-42.

DARAPSKY, L. (1900): Das Departamento Taltal. - 230 S.; Berlin.

DAMM, K.-W. & PICHOWIAK, S. (1981a): Geodynamik und Magmengenese in der Küstenkordillere Nordchiles zwischen Taltal und Chañaral. - Geotekt. Forsch., 61, 166 S.; Stuttgart.

DAMM, K.-W. & PICHOWIAK, S. (1981b): Petrologie, Geochronologie und Geochemie der Magmatite im Küstenkordillerensegment Taltal-Chañaral (Nordchile). - Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, H 3/4, S.319-332; Stuttgart.

DAMM, K.-W., PICHOWIAK, S., TODT, W. (1986): Geochemie, Petrologie und Geochronologie der Plutonite und des metamorphen Grundgebirges in Nordchile. - Berliner geowiss. Abh. (A), 66, S. 73-146; Berlin.

DAMM, K.-W., PICHOWIAK, S., HARMON, R. S., TODT, W., KELLEY, S., OMARINI, R. & NIEMEYER, H. (1990): Pre-Mesozoic evolution of the central Andes; The basement revisited. - Geol. Soc. of America Special Paper 241, S. 101-126.

DAMM, K.-W., HARMON, R. S. & KELLEY, S. (1994): Some Isotopic and Geochemical Constraints on the Origin and Evolution of the Central Andean Basement (19° - 24°S). - In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P. J. (Eds.): Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin, S. 263-276; Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

DAVIDSON, J. P. (1996): Deciphering Mantle and Crustal Signatures in Subduction Zone Magmatism. – In: Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H. & Platt, J. P. (Eds.): Subduction top to bottom, S. 251-2262; American Geophysical Union, Washington DC.

DAVIDSON, J. & GODOY, E. (1975): Observaciones sobre un perfil geológico de los Andes chilenos en la latitud 25° 40' Sur (Provincias de Antofagasta y Atacama, Chile). – VI Congreso Geológico Argentino, Bahía Blanca.

DAVIDSON, P. M. & LINDSLEY, D. H. (1985): Thermodynamic analysis of quadrilateral pyroxenes. Part II: Model calibration from experiments and applications to geothermometry. - Contrib Mineral Petrol, Vol. 91, S. 390-404; Springer Verlag.

DAVIDSON, J., GODOY, E. & COVACEVICH, V. (1976): El Bajociano marino de Sierra Minillas (70° 30' L.O - 26° L.S) y Sierra Fraga (69° 50' L.O - 27° L. S), Provincia de Atacama Chile: edad y marco geotectonico de la Formacion La Negra en esta latitud. - I Congreso Geológico Chileno, Actas, S. A255-A272; Santiago de Chile.

DAVIDSON, J. P., MCMILLAN, N. J., MOORBATH, S., WÖRNER, G., HARMON, R. S. & LÓPEZ-ESCOBAR, L. (1990): The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. – Contirb. Mineral. Petrol., Vol. 105, S. 412-432.

DAVIDSON, J. P., HARMON, R. S. & WÖRNER, G. (1991): The source of central Andean magmas; Some considerations. - In: Harmon, R. S. & Rapela, C. W. (Eds.): Andean magmatism and its tectonic setting, Geological Society of America Special Paper, Vol. 265, S. 233-243; Boulder Colorado.

DECKER, R. & DECKER, B. (1992): Vulkane. Abbild der Erddynamik. – 257S.; Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.

DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J (1978): Rock-Forming Minerals. Single-Chain Silicates - Second Edition, Vol. 2A, 668 S.; Longman Group Ltd., London, UK.

DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J (1986): Rock-Forming Minerals: Disilikates and Ring Silicates - Vol. 1B, 629 S.; Longman Group Ltd., London, UK.

DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J (1992): An Introduction to the Rock-Forming Minerals. - Second Edition, 696 S.; Longman, Essex, UK.

DEFANT, M. J. & DRUMMOND, M. S. (1990): Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. - Nature, Vol. 347, S. 662-665.

DERUELLE, B. (1982): Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the south-central and meridonal Andes. - J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 14, S. 77-124.

DICKINSON, W. R. (1975): Potash-depth (K-h) relations in continental margin and intra-ocean magmatic arcs. – Geology, Vol. 3, S. 53-56.

DOSTAL, J., ZENTILLI, M., CAELLES, J. C. & CLARK, A. H. (1977): Geochemistry and Origin of Volcanic Rocks of the Andes (26°-28°S). - Contrib. Mineral. Petrol., 63, S. 113-128; Springer-Verlag.

DRUMMOND, M. S. & DEFANT, M. J. (1990): A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. - J. Geophys. Res., Vol. 95, B 13, S. 21503-21521.

DUNGAN, M. A. & RHODES, J. M. (1978): Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP legs 45 and 46: evidence for magma mixing. - Contrib. Mineral. Petrol., 67, S. 417-431; Springer-Verlag.

EICHELBERGER, J. C. (1978): Andesitic volcanism and crustal evolution. - Nature, Vol. 275, S. 21-27.

ELLIOT, T., PLANK, T., ZINDLER, A., WHITE, W. & BOURBON, B. (1997): Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. – J. Geophys. Res., Vol. 102, S. 14991-15019.

FAURE, G. (1986): Principles of isotope geology. – 2nd edition; Wiley, New York.

FEELEY, T. C. & DAVIDSON, J. P. (1994): Petrology of Calc-Alkaline Lavas at Volcán Ollagüe and the Origin of Compositional Diversity at Central Andean Stratovolcanoes. - J. Petrol., Vol. 35, Part 5, S. 1295-1340.

FERRARIS, F. (1978a): Hoja Tocopilla, Región de Antofagasta. - Instituto de Investigaciones Geológicas, Mapas Geol. Prelim. de Chile, No. 3, 48 S.; Santiago de Chile.

FERRARIS B., F. (1978b): Geologia de la Cordillera de la Costa entre los 24° 00' y 25° 00' Latitud sur, Región de Antofagasta. - Instituto de Investigaciones Geológicas: Carta Geol. de Chile No. 26, 15 S.; Santiago de Chile.

FEUERBACH, D. L., SMITH, E. I., WALKER, J. D. & TANGEMANN, J. A. (1993): The role of the mantle during crustal extension: constraints from geochemistry of volcanic rocks in the Lake Mead area Nevada and Arizona. – Geol. Soc. of Am. Bull., Vol. 105, S. 1561-1575.

FISHER, R. V. (1966): Rocks composed of volcanic fragments. - Earth Sci. Rev., 1, S. 287-298.

FISHER, R. V. & SCHMINCKE (1984): Pyroclastic Rocks. - 472 S.; Springer-Verlag, Berlin.

FISHER, R. V. & SCHMINCKE (1994): Volcanic sediment transport and deposition. - In: Pye, K. (Eds.): Sedimentary Processes, S. 349-386; Blackwell Oxford.

FLOYD, P. A. & WINCHESTER, J. A. (1975): Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements. – Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 27, S. 211-218.

FODEN, J. D. & GREEN, D. H. (1992): Possible role of amphibole in the origin of andesite: some experimental and natural evidence. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 109, S. 479-493.

FORSYTHE, R. D., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. & JESINKEY, C. (1993): Lower paleozoic relative motion of the Arequipa Block and Gondwana; paleomagnetic evidence from Sierra de Almeida of northern Chile. - Tectonics, Vol. 12, No. 1, S. 219-236.

FRANCIS, P., SPARKS, R., HAWKESWORTH, C., THORPE, R., PYLE, D., TAIT, S., MANTOVANI, M. & MCDERMOTT, F. (1989): Petrology and geochemistry of volcanic rocks of the Cerro Galan caldera, northwest Argentina. – Geol. Mag., Vol. 126, S. 515-547.

FREY, F. A., GERLACH, D. C., HICKEY, R. L., LOPEZ-ESCOBAR, L. & MUNIZAGA-VALLAVICENCIO, F. (1984): Petrogenesis of the Laguna del Maule volcanic complex, Chile (36°S). - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 88, S. 133-149.

FROST, B. R. & LINDSLEY, D. H. (1992): Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: Part II. Application. - Am. Mineral., Vol. 77, S. 1004-1020.

FROST, B. R., LINDSLEY, D. H. & ANDERSEN, D. J. (1988): Fe-Ti oxide-silicate equilibria: Assemblages with fayalitic olivine. - Am. Mineral., Vol. 73, S. 727-740.

FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. - 1141 S.; Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

FUTA, K. & STERN, C. R. (1988): Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the southern Andes. – Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 88, S. 253-262.

GARCÍA A., F. (1967): Geología del Norte Grande de Chile. - Symposium sobre el Geosinclinal Andino, Sociedad Geológica de Chile, Publicación, No. 3, 138 S.; Santiago de Chile.

GHIORSO, M. S. (1990): Thermodynamic properties of hematite-ilmenite-geikielite solid solutions. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 104, S. 645-667.

GHIORSO, M. S. & SACK, R. O. (1991): Fe-Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 108, S. 485-510.

GHIORSO, M. S., CARMICHAEL, I. S. E., RIVERS, M. L. & SACK, R. O. (1983): The Gibbs free energy of mixing of natural silicate liquids: An expanded regular solution approximation for the calculation of magmatic intensive variables. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 84, S. 107-145.

GILL, J. B. (1981): Orogenic Andesites and Plate Tectonics. – 390 S.; Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

GÖPEL, C., ALLÈGRE, C. J. & XU, R.-H. (1984): Lead isotopic study of the Xigaze ophiolite (Tibet): the problem of the relationship between magmatites (gabbros, dolerites, lavas) and tectonites (harzburgites). - Earth and Planetary Science Letters, Vol. 69, S. 301-310.

GÖTZE, H.-J., LAHMEYER, B., SCHMIDT, S. & STRUNK, S. (1994): The Lithospheric Structure of the Central Andes (20° - 26°S) as Inferred from Interpretation of Regional Gravity. - In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P. J. (Eds.): Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin, S. 7-21; Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

GONZÁLEZ L., G. (1996): Evolución Tectónica de la Cordillera de la Costa de Antofagasta (Chile): Con especial referencia a las deformaciones sinmagmáticas del Jurásico-Cretácio Inferior. - Berliner geowiss. Abh. (A), 181, 120 S; Berlin.

GONZÁLEZ, G. & SCHEUBER, E. (1997): La tectónica del arco magmático del jurásico-cretácio inferior, Cordillera de la Costa (22-26°S), norte de Chile: una historia de deformación cortical en un límite de placas convergentes. - VIII Congreso Geológico Chileno, Actas Vol. III, S. 1635-1639; Antofagasta.

GORTON, M. (1977): The geochemistry and origin of Quaternary volcanism in the New Hebrides. – Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 41, S. 1257-1270; Pergamon. Press Ltd., U.S.A..

GOVINDARAJU, K. (1995): 1995 working values with confidence limits for twenty-six CRPG, ANRT and IWG-GIT geostandards. – Geostand. Newsl., Vol. 19, No. Spec. Issue, S. 1-32.

GRABE-SCHÖNBERG, C.-D. (1993): Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twentyeight international rock standards by ICP-MS. – Geostand. Newsle., Vol. 17, No. 1, S. 81-98.GRADSTEIN, F. M., AGTERBERG, F. P., OGG, J. G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY J. & HUANG, Z. (1994): A Mesozoic time scale. - J. Geophys. Res., Vol. 99, B 12, S. 24.051-24.074.

GROCOTT, J., BROWN, M., DALLMEYER, R. D., TAYLOR, G. K. & TRELOAR, P. J. (1994): Mechanisms of continental growth in extensional arcs: An example from the Andean plate-boundary zone. - Geology, Vol. 22, S. 391-394.

GRÖSCHKE, M. & HILLEBRANDT, A. VON (1985): Trias und Jura in der mittleren Cordillera Domeyko von Chile (23° 30'S - 24° 30'S). - N Jb. Geol. Paläont. Abh., 170, 2, S. 129-166; Stuttgart.

GRÖSCHKE, M., HILLEBRANDT, A. VON, PRINZ, P., QUINZIO, L. A. & WILKE, H.-G. (1988): Marine mesozoic paleogeography in northern Chile between 21° - 26°S. - In: Bahlburg, H., Breitkreuz, Ch. & Giese, P. (Eds.): The southern Central Andes, Lecture Notes in Earth Sciences, No. 17, S. 105-118; Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

GROVE, T. L. & LINDSLEY, D. H. (1979): Experimental investigation of pigeonite/liquid equilibria in lunar basalt liquid. – GSA Abstr. with Progr., Vol. 11, S. 436.

GROVE, T. L., GERLACH, D. C. & SANDO, T. W. (1982): Origin of calc-allkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing. – Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 92, S. 281-302.

HAGGERTY, S. E. (1976): Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. - Min. Soc. Am. Reviews in Mineralogy, Vol. 3, S. Hg101-Hg300.

HALLAM, A. (1988): A reevaluation of Jurassic eustacy in the light of new data and the revised Exxon curve. - In: Wilgus, C. K., Hastings, B.S., Kendall, C. G. S. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., & Van Wagoner, J. C. (Eds.): Sea-level changes an integrated approach, Scociety of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa. Special Publication, 42, S. 261-273.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235, S. 1156-1167.

HART, S. R. (1984): A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. – Natrure, Vol. 309, S. 753-757.

HASCHKE, M. R. (1999): Variationen in der Magmengenese oberkretazischer bis obereozäner Magmatite in Nordchile (21,5°-26°S). - Berliner geowiss. Abh. (A), 202, 120 S.; Berlin.

HENDERSON, P. (1984): General geochemical properties and abundances of the REE. – In: Henderson, P. (Ed.): Rare earth element geochemistry, S. 1-32; Elsevier, New York Amsterdam.

HERVÉ, M. & MARINOVIC, N. (1989): Geocronología y evolución del batolito Vicuña Mackena, Cordillera de la Costa, Sur de Antofagasta (24-25°S). - Rev. Geol. de Chile, Vol. 16, S. 31-49.

HIBBARD, M. J. (1981): The magma mixing origin of mantled feldspars. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 76, S. 158-170.

HICKEY, R., FREY, F. & GERLACH, D. (1986): Multiple source for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone oh the Andes (34°-41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. - J. Geophys. Res., Vol. 91, S. 5963-5983.

HILDRETH, W. & MOORBATH, S. (1988): Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. – Contirb. Mineral. Petrol., Vol. 98, S. 455-489.

HILLEBRANDT, A. VON (2001): Ammonite stratigraphy of the Bajocian in Northern Chile. – Hantkeniana, 3, S. 49-87; Budapest.

HILLEBRANDT, A. VON (2002): Ammoniten aus dem oberen Sinemurium von Südamerika. – Revue Paléobiol., N. 21(1), S. 35-147; Genève.

HILLEBRANDT, A. VON, GRÖSCHKE, M., PRINZ, P. & WILKE, H.-G. (1986): Marines Mesozoikum in Nordchile zwischen 21° und 26°S. - Berliner geowiss. Abh. (A), Nr. 66, S.169-190; Berlin.

HILLEBRANDT, A. VON, KRAMER, W. & WILKE, H. G. (1994): Jurassic volcanism in the Precordillera of Northern Chile. – Terra Nostra, 2, S. a21; Tübingen.

HILLEBRANDT, A. VON, KRAMER, W., BARTSCH, V., BEBIOLKA, A., KOSSLER, A. & WITTMANN, S. (1998): Vulkanismus und Sedimentation in Trias und Jura der Küstenkordillere von Nordchile - Beitrag zur Rekonstruktion des jurassischen magmatischen Bogens. - In: Deformationsprozesse in den Anden, Berichtsband des Sonderforschungsbereich 267 für die Jahre 1996-1998, S. 523-559.

HILLEBRANDT, A. VON, BARTSCH, V., BEBIOLKA, A., KOSSLER, A., KRAMER, W., WILKE, H.-G. & WITTMANN, S. (2000): The paleogeographic evolution in a volcanic arc/backarc-setting during the mesozoic in northern Chile. - Zeitschrift für Angewandte Geologie, Sonderheft SH1, S. 87-93.

HIROSE, K. & KUSHIRO, I. (1993): Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. - Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 114, S. 477-489.

HOUSH, T. B. & LUHR, J. F. (1991): Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. - Am. Mineral., Vol. 76, S. 477-492.

INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR DE CHILE (1972): Esmeralda 2545-7030, 1:50.000, No. 0870; Santiago.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. - Can J. Earth Sci., Vol. 8, S. 523-548.

JAILLARD, E., SOLER, P., CARLIER, G. & MOURIER, T. (1990): Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. - J. of the Geol. Society, London, Vol. 147, S. 1009-1022; Nordirland.

JAKEŠ, P. & WHITE, A. J. R. (1970): K/Rb ratios of rocks from island arcs. – Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 34, S. 849-856; Pergamon. Press Ltd., U.S.A..

JAMES, D. (1971): The Andean crust and upper mantle structure. - J. Geophys. Res., Vol. 76, S. 3246-3271.

JESINKEY, C., FORSYTHE, R. D., MPODOZIS, C. & DAVIDSON, J. (1987): Concordant late Paleozoic paleomagnetizations from the Atacama Desert: implications for tectonic models of the Chilean Andes. - Earth and Planetary Science Letters, 85, S. 461-472; Amsterdam.

JOHANNES, W. (1978): Melting of plagioclase in the system Ab-An-H_2O and Qz-Ab-An-H_2O at P_{H_2O} = 5 kbars, an equilibrium problem. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 66, S. 295-304.

JURGAN, H (1974): Die marine Kalkfolge der Unterkreide in der Quebrada El Way - Antofagasta, Chile. - Geol. Rdsch., 63, S. 490-515, Stuttgart.

KAY, R. W. (1978): Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. – J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 4, S. 117-132.

KAY, S. M., KAY, R. W. & CITRON, G. P. (1982): Tectonic controls on tholeiitic and calc-alkaline magmatism in the Aleutian arc. – J. Geophys. Res., Vol. 87, S. 4051-4072.

KAY, S. M., MAKSAEV, V., MPODOZIS, C., MOSCOSO, D., NASI, C. & GORDILLO, C. E. (1988): Tertiary Andean magmatism in Argentina and Chile between 28°-33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. – J. of South American Earth Sciences, Vol. 1, S. 21-38.

KAY, S. M., MPODOZIS, C., RAMOS, V. A. & MUNIZAGA, F. (1991): Magma source variations for Mid-Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduktion zone and a thickening crust in the Central Andes (28°-33°S). In: Harmon, R. S. & Rapela, C. W. (Eds.): Andean magmatism and its tectonic setting, Geological Society of America Special Paper, Vol. 265, S. 113-137; Boulder Colorado.

KAY, S. M., COIRA, B. & VIRAMONTE, J. (1994a): Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. – J. Geophys. Res., Vol. 99, B 12, S. 24323-24339.

KAY, S. M., MPODOZIS, C., TITTLER, A. & CORNEJO, P. (1994b): Tertiary magmatic evolution of the Maricunga Mineral belt in Chile. – Int. Geol. Rev., Vol. 36, S. 1079-1112.

KAY, S. M., COIRA, B. & MPODOZIS, C. (1997): Southern central volcanic zone arc and back-arc mafic magmas: signals of andean lithospheric processes (27°S to 25°S). - VIII Congreso Geológico Chileno, Actas Vol. III, S. 1656-1660; Antofagasta.

KILIAN, R. (1997): Magmatismus und Stoffkreislauf an aktiven Kontinentalrändern, untersucht am Beispiel der südlichen Anden. - Z. dt. Geol. Ges., Vol. 148/1, S. 105-152; Stuttgart.

KOSSLER, A. (1998): Der Jura in der Küstenkordillere von Iquique (Nordchile) - Paläontologie, Lithologie, Stratigraphie, Paläogeographie. - Berliner geowiss. Abh. (A), 197, 226 S.; Berlin.

KOUCHI, A. & SUNAGAWA, I. (1985): A model for mixing basaltic and dacite magmas as deducesd from experimental data. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 89, S. 17-23.

KRAEMER, B. (1999): Eine geochemische Traverse quer zum mittelmiozänen magmatischen Bogen im südlichen Bereich der Zentralen Vulkanischen Zone der Anden (ZVZ, 25° - 26°30'S, 67°30' - 69°W). - Berliner Geowiss. Abh. (A), 200, 174 S.; Berlin.

KRAMER, W. (1997): The mesozoic magmatic arc in northern Chile: geochemical evolution of jurassic volcanic successions. - VIII Congreso Geológico Chileno, Actas Vol. II, S. 1329-1333; Antofagasta.

KRAMER, W. & EHRLICHMANN, R. (1996): Geochemical evolution of Triassic and Jurassic volcanic succession in northern Chile between 20° and 26° 30' latitudesouth. - Terra Nostra, 8, S. 78; Köln.

KRAMER, W. & SEIFERT, W. (2000): Adakite im jurassischen Vulkanbogen Nord-Chiles: Magmengenese und Konsequenzen für Subduktion und Arc-Migration. – In: 17. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, Kurzfassung der Vorträge. – Profil, 18, S. 29, Stuttgart.

KRAMER, W., HAASE, G., ROMER, R. L. & SIEBEL, W. (1998): Temporal magmachemical trends in the Jurassic volcanic arc near Iquique (20°30'S) and Arica (18°30'S), North-Chilean Coastal Range: isotope- and element chemical constraints. – Terra Nostra, Vol. 98/5, S. 92-93; Bayreuth.

KRAMER, W., SIEBEL, W., ROMER, R. L., HAASE, G., ZIMMER, M. & EHRLICHMANN, R. (2005): Geochemical and isotopic characteristics and evolution of the Jurassic volcanic arc between Arica (18°30'S) and Tocopilla (22°S), North Chilean Coastal Cordillera. – Chemie der Erde, 65, Heft 1 (im Druck).

KRETZ, R. (1982): Transfer and exchange equilibria in a potion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. - Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 46, S. 411-421; Pergamon. Press Ltd., U.S.A..

KUDO, A. M. & WEILL, D. F. (1970): An igneous plagioclase thermometer. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 25, S. 52-65.

KURTH, D. (2000): Die nordchilienische Küstenkordillere bei Taltal: Scherzonen und Forearc-Silver im jurassischen und unterkretazischen magmatischen Bogen. - http://sfb267.geoinf.fu-berlin.de/web/en/diss/dissertationen.asp

LAIRD, J. (1988): Chlorites. - Reviews in Mineralogy, Vol. 19, S. 405-454; Min. Soc. America.

LEEMAN, W. P. (1983): The influence of crustal structure on compositions of subducted-related magmas. – J. of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 18, S. 561-588.

LEEMAN, W. P. (1996): Boron and Other Fluid-mobile Elements in Volcanic Arc Lavas: Implications for Subduction Processes. – In: Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H. & Platt, J. P. (Eds.): Subduction top to bottom, S. 269-276; American Geophysical Union, Washington DC.

LE MAITRE, R. W., BATEMAN, P., DUDEK, A., KELLER, J., LAMEYRE LE BAS, M. J., SABINE, P. A., SCHMID, R., SORENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLLEY, A. R. & ZANETTIN, B. (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms; Blackwell, Oxford.

LETERRIER, J., MAURY, R. C., THONON, P., GIRARD, D. & MARCHAL, M. (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. - Earth and Planetary Science Letters, 59, S. 139-154; Elservier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

LINDSLEY, D. H. (1968): Melting relations of plagioclase at high pressures. - In: Isachsen, Y. W. (Eds): Origin of anorthosite and related rocks. New York State Museum and Science Service, Memoir, Vol. 18, S. 39-46.

LIU, C.-Q., MASUDA, A., SHIMIZU, H., TAKKAHASHI, K. & XIE, G.-H. (1992): Evidence for pressure dependence of the peak position in the REE mineral/melt partition patterns of clinopyroxen. – Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 56, S. 1523-1530.

LOFGREN, G. E. (1974): An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallisation. Am. J. Sci., Vol. 274, S. 243-273.

LOFGREN, G. E. (1980): Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. - In: Hargraves, R. B. (Ed): Physics of magmatic processes, S. 487-552; Princeton Univ. Press, New Jersey.

LOFGREN, G. E. & NORRIS, P. N. (1981): Experimental duplication of plagioclase sieve and overgrowth textures. - Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.

LONGHI, J., Walker, D. & Hays, J. F. (1976): Fe and Mg in plagioclase. - Proceedings of the Lunar Science Conference, 7, S. 1281-1300.

LOPEZ-ESCOBAR, L., FREY, F. & VERGARA, M. (1977): Andesites and high-aluminia basalts from the central south Chile High Andes: Geochemical evidence bearing on their petrogenesis. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 63, S. 199-228.

LOPEZ-ESCOBAR, L., KILIAN, R., KEMPTON, P. D. & TAGIRI, M. (1993): Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' and 46°00'S, Chile. – Rev. Geol. Chile, Vol. 20, S. 33-55.

LUCASSEN, F. & FRANZ, G. (1994): Arc related Jurassic igneous and meta-igneous rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile/Region Antofagasta. - Lithos, 32: S. 273-298.

LUCASSEN, F. & FRANZ, G. (1997): Crustal Recycling of Metamorphic Basement: Late Paleozoic Granites of the Chilean Coast Range and Precordillera at ~22°S. - VIII Congreso Geológico Chileno, Actas Vol. II, S. 1344-1348; Antofagasta.

LUCASSEN, F. & THIRLWALL, M. F. (1998): Sm-Nd ages of mafic rocks from Coastal Cordillera at 24°S, northern Chile. – Geologische Rundschau, Vol. 86, S. 767-774.

LUCASSEN, F., FOWLER, C. M. R. & FRANZ, G. (1996a): Formation of magmatic crust at the Andean continental margin during early Mesozoic: a geological and thermal model of the North Chilean Coast Range. - Tectonophysics 262, S. 263-279.

LUCASSEN, F., WILKE, H. G., VIRAMONTE, J., BECCIO, R., FRANZ, G., LABER, A., WEMMER, K. & VROON, P. (1996): The paleozoic basement of the central Andes (18°-26°S) a metamorphic view. - Extended Abstracts, Third ISAG, S. 779-782; St. Malo, Frankreich.

LUCASSEN, F., BECCHIO, R., WILKE, H. G., FRANZ, G., VIRAMONTE, J. & WREMMER, K. (1998a): Development of the continental margin in the central Andes (18°-27°S) - the metamorphic view. - Terra Nostra, 3, V 214; Köln.

LUCASSEN, F., FRANZ, G., THIRLWALL, M. F. & MEZGER, K. (1999a): Crustal Recycling of the Metamorphic Basement: Late Palaeozoic Granitoids of Northern Chile (~ 22°S). Implications for the Composition of the Andean Crust. - J. Petrol., Vol. 40, No. 10, S. 1527-1551.

LUCASSEN, F., LEWERENZ, S., FRANZ, G., VIRAMONTE, J. & MEZGER, K. (1999b): Metamorphism, isotopic ages and composition of lower crustal granulite xenoliths from the Cretaceous Salta Rift, Argentina. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 134, S. 325-341; Springer-Verlag.

LUCASSEN, F., BECCHIO, R., HARMON, R., KASEMANN, S., FRANZ, G., TRUMBULL, R., WILKE, H.-G., ROMER, R. L. & DULSKI, P. (2001): Composition and density model of the continental crust at an active continental margin – the Central Andes between 21° and 27°S. – Tectonophysics, 341, S. 195-223; Amsterdam.

LUCASSEN, F., ESCAYOLA, M., ROMER, R. L., VIRAMONTE, J., KOCH, K. & FRANZ, G. (2002a): Isotopic composition of Late Mesozoic and ultrabasic rocks from the Andes (23-32°S) – implications for the Andean mantle. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 143, S. 336-349; Springer-Verlag.

LUCASSEN, F., HARMON, R., FRANZ, G., ROMER, R. L., BECCHIO, R. & SIEBEL, W. (2002b): Lead evolution of the Pre-Mesozoic crust in the Central Andes (18-27°S): progressive homogenisation of Pb. – Chemical Geology, Vol. 186, S. 183-197; Amsterdam.

LUHR, J. F. , ALLAN, J. F., CARMICHAEL, I. S., NELSON, S. A. & HASENAKA, T. (1989): Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican volcanic belt. - J. Geophys. Res., Vol. 94, B 4, S. 4515-4530.

LUYENDYK, B. P. (1970): Dips of downgoing lithospheric plates beneath island arcs. - Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 81, S.3411-3416.

MACLEAN, W. H. & BARRETT, T. J. (1993): Lithogeochemical techniques using immobile elements. - J. of Geochemical Exploration, Vol. 48, S. 109-133.

MARINOVIC S., N., SMOJE T., I., MAKSAEV J., V., HERVÉ A., M. & MPODOZIS M., C. (1995): Hojas Aguas Blancas, Region de Antofagasta. - Serv. Nac. Geol. Min.: Carta Geol. de Chile No. 70, 150 S.; Santiago de Chile.

MCCULLOCH, M., T., GREGORY, R., T., WASSERBURG, G., J. & TAYLOR, H., T. (1981): Sm-Nd, Rb-Sr, and $^{18}O/^{16}O$ isotope systematics in an oceanic crustal section: evidence from the Samail ophiolite. – J. Geophys. Res., Vol. 86, S. 2721-2735.

McPHIE, J., DOYLE, M & ALLEN, R. (1993): Volcanic Textures. - CODES Key Centre, University of Tasmania, 197 S.; Hobart.

MERCADO W., M. (1978): Hojas Chañaral y Porterillos, Región de Atacama. - Instituto de Investigaciones Geológicas: Carta Geol. de Chile No. 2, 24 S.; Santiago de Chile.

MERCADO W., M. (1980): Area Pan de Azúcar, Región de Atacama. - Instituto de Investigaciones Geológicas: Carta Geol. de Chile No. 37, 30 S.; Santiago de Chile.

MIDDELMOST, E. (1975): The basalt clan. - Earth. Sci. Rev., Vol. 11, S. 337-364.

MÖLLER, P., IRBER, W. & GIESE, U. (1997): Element mobility in paragneisses and metabasites of the Continental Deep Drilling Project (KTB/Germany). – Geol. Rdsch., Vol. 86, S. 184-198.

MORAGA B., A. (1977): Cuadrángulo Quebrada Desierto (Quebrada Salitrosa), III Region Atacama.- Instituto de Investigaciones Geológicas: Carta Geol. de Chile No. 25, 12 S.; Santiago de Chile.

MORIMOTO, N. (1989): Nomenclature of pyroxenes. - Canadian Mineralogist, Vol. 27, S. 143-156.

MPODOZIS, C. & CORNEJO, P. (1997): El rift Triasico-Sinemuriano de Sierra Exploradora, Cordillera de Domeyko (25°-26°S): asociaciones de facies y reconstruccion tectonica. - VIII Congreso Geológico Chileno, Actas Vol. I, S. 550-554; Antofagasta.

MPODOZIS, C. & RAMOS, V. (1989): The Andes of Chile and Argentina. - In: Ericksen, G. E., Pinochet, M. T. & Reinemund, J. A. (Eds.): Geology of the Andes and ist relation to hydrocarbon and mineral resources: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, Vol. 11, S. 59-90; Houston, Texas.

MUÑOZ, N., VENEGAS, R. & TELLEZ, C. (1988): La Formación La Negra: nuevos antecedentes estratigraficos en la Cordillera de la Costa de Antofagasta. - V Congreso Geologico Chileno, Tomo I, S. A283-A311; Santiago de Chile.

MURAWSKI, H. (1992): Geologisches Wörterbuch. - 9. Auflage, 254 S.; Enke Verlag, Stuttgart.

MYERS, J. D. & JOHNSTON, A. D. (1996): Phase Equilibria Constraints on Models of Subduction Zone Magmatism. – In: Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H. & Platt, J. P. (Eds.): Subduction top to bottom, S. 229-249; American Geophysical Union, Washington DC.

NAKAMURA, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. – Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 38, S. 757-775.

NARANJO, J. A. (1978): Geología de la zona interior de la Cordillera de la Costa entre los 26° 00' y 26° 20', Región de Atacama. - Inst. Invest. Geol., Carta Geol. de Chile, No. 34, 46 S.

NARANJO, J. A. & PUIG, A. (1984): Hojas Taltal y Chañaral, Regiones de Antofagasta y Atacama. - Serv. Nac. Geol. Min.: Carta Geol. de Chile Nos. 62-63, 140 S.; Santiago de Chile.

NELSON, S. T. & MONTANA, A. (1992): Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. - Am. Mineral., 77, S. 1242-1249.

NIELSON, D. R. & STOIBER, R. E. (1973): Relationship of potassium content in andesitic lavas and depth to the seismic zone. - J. Geophys. Res., Vol. 78, S. 6887-6892.

NIMIS, P (1999): Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 135, S. 62-74; Springer-Verlag.

NIMIS, P & ULMER, P (1998): Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 133, S. 122-135; Springer-Verlag.

NIXON, G. T. & PEARCE, T. H. (1987): Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: The record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccíhuatl volcano, Mexico. - Am. Mineral., Vol. 72, S. 1144-1162.

NYE, C. & REID, M. (1986): Geochemistry of Primary and Least Fractionated Lavas from Okmok Volcano, Central Aleutians: Implications for Arc Magmagenesis. – J. Geophys. Res., Vol. 91, B 10, S. 10271-10287.

OCOLA, L. C. & MEYER, R. P. (1973): Crustal Structure from the Pacific Basin to the Brazilian Shild between 12° and 30°South Latitude. - Geol. Soc. of America Bulletin, Vol. 84, S. 3387-3404.

PALACIOS-MONASTERIO, C. (1978): The jurassic paleovolcanism in Northern Chile. - Ph.D. Thesis (unpubl.) , 99 S.; Universität Tübingen.

PÁLFY, J., SMITH, P. L. & MORTENSEN, J. K. (2000): A U-Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ time scale for the Jurassic. - Can. J. Earth Sci., Vol. 37, S. 923-944.

PEACOCK, S. M., RUSHMER, T. & THOMPSON, A. B. (1994): Partial melting of subducting oceanic crust. – Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 121, S. 227-244.

PEARCE, J. A. (1983): The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. – In: Hawkesworth, C. J. & Norry, M. J. (Eds.): Continental basalts and mantle xenoliths, S. 230-249; Nantwich: Shiva.

PEARCE, T. H. & KOLISNIK, A. M. (1990): Observations of plagioclase zoning using interference imaging. - Earth-Science Reviews, Vol. 29, S. 9-26; Elsevier Science Publishers, Amsterdam.

PEARCE, T. H., RUSSELL, J. K. & WOLFSON, I. (1987): Laser-interference and Nomarski interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens, Washington. - Am. Mineral., Vol. 72, S. 1131-1143.

PETFORD, N. & ATHERTON, M. P. (1995): Cretaceous-Tertiary volcanism and syn-subduction crustal extension in northern central Peru. - In: Smellie, J. L. (Ed.): Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins, Geol. Soc. Spec. Publ., 81, S. 233-248; London.

PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C. (1987): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. - 230 S.;Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

PICHOWIAK, S. (1994): Early Jurassic to early Cretaceous magmatism in the Coastal Cordillera and teh Central Depression of north Chile. - In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P. J. (Eds.): Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin, S. 203-217; Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

PICHOWIAK, S., BUCHELT, M. & DAMM, K.-W. (1990): Magmatic activity and tectonic setting of the early stages of the Andean cycle in northern Chile. - Geol. Soc. of America Special Paper 241, S. 127-144.

PIN, C. & PAQUETTE, J.-L. (1997): A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian Belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France). – Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 129, S. 222-238.

PLANK, T. & LANGMUIR, C. H. (1998): The geochemical composition of subducting Sediment and ist consequence for the crust and mantle. – Chemical Geology, Vol. 145, S. 325-394; Amsterdam.

PLESSEN, H.-G. (1997): Analytik und Geochemie der Platingruppenelemente in magmatischen Gesteinen. – Scientific Technical Report STR97/11, 135 S.; Potsdam.

POUCHOU, J. L. & PICHIOR, F. (1984): Un nouveau modèle de calcul pour la microanalyse quantitative par spectrométrie de rayons X. – La Recherche Aérospatiale, Vol. 3, S. 167-192.

PRINZ, P., WILKE, H.-G. & HILLEBRANDT, A. VON (1994): Sediment Accumulation and Subsidence History in the Mesozoik Marginal Basin of Northern Chile. - In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P. J. (Eds.): Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin, S. 219-232; Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

PUTIRKA, K., JOHNSON, M., KINZLER, R., LONGHI, J. & WALKER, D. (1996): Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. – Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 123, S. 92-108.

QUINZIO S., L. A. (1987): Stratigraphische Untersuchungen im Unterjura des Südteils der Provinz Antofagasta in Nord-Chile. - Berliner geowiss. Abh. (A), 87, 105 S.; Berlin.

RAMOS, V. A. (1988): Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a Collisional History. - Episodes, Vol. 11, No. 3, S. 168-174.

RAMOS, V. A. & Mahlburg Kay, S. (1991): Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. - Geol. Soc. of America, Special Paper 265, S. 79-92.

RAPP, R. P. & WATSON, E. B. (1995): Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. - J. Petrol., Vol. 36, S. 891-931.

RYAN, J., MORRIS, J., BEBOUT, G. & LEEMAN, B. (1996): Describing Chemical Fluxes in Subduction Zones: Insights from “Depth-Profiling” Studies of Arc and Forearc Rocks. - - In: Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H. & Platt, J. P. (Eds.): Subduction top to bottom, S. 263-268; American Geophysical Union, Washington DC.

REUTTER, K.-J., GIESE, P., GÖTZE, H.-J., SCHEUBER, E., SCHWAB, K., SCHWARZ, G. & WIGGER, P. J. (1988): Structures and crustal development of the Central Andes between 21° and 25°. - In: Bahlburg, H., Breitkreuz, C. & Giese, P. (Eds.): The southern Central Andes, Lecture Notes in Earth Sciences, No. 17, S. 231-261; Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

REUTTER, K.-J., DÖBEL, R., BOGDANIC, T. & KLEY, J. (1994): Geological map of the Central Andes between 20°S and 26°S (1:1.000.000). - In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P. J. (Eds.): Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin; Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

RÖSLER, H. J. (1981): Lehrbuch der Mineralogie. - 833 S.; VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, DDR.

ROGERS, G. & HAWKESWORTH, C. J. (1989): A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. - Earth and Planetary Science Letters, 91, S. 271-285; Elservier Science Publishers B. V., Amsterdam.

ROLLINSON, H. (1996): Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Singapore Publishers, 352 S..

ROMEUF, N., AGUIRRE, L., SOLER, P., FÉRAUD, G., JAILLARD, E. & RUFFET, G. (1995): Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. - Revista Geolólogica de Chile, Vol. 22, No. 2, S. 245-259; Santiago, Chile.

RUTHERFORD, M. J. & DEVINE, J. D. (1988): The May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens: 3. Stability and chemistry of amphibole in the magma chamber. - J. Geophys. Res., Vol. 93, S. 11949-11959.

RUTHERFORD, M. J. & HILL, P. M. (1993): Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruption. - J. Geophys. Res., Vol. 98, S. 19667-19685.

SACK, R. O. & CARMICHAEL, I. S. E. (1984): Fe2⇆Mg2 and $TiAl_2$⇆MgSi2 exchange reactions between clinopyroxenes and silicate melts. – Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 85, S. 103-115.

SCHEUBER, E. (1993): Tektonische Entwicklung des nordchilenischen aktiven Kontinentalrandes: Der Einfluß von Plattenkonvergenz und Rheologie. - Habilitationsschrift Fachbereich Geowissenschaften Freie Universität Berlin.

SCHEUBER, E. & ANDRIESSEN, P. A. M. (1990): The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. - J. of Structual Geology, Vol. 12, No.2, S. 243-257.

SCHEUBER, E. & REUTTER, K.-J. (1992): Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 26°S. - Tectonophysics, 205, S. 127-140; Amsterdam.

SCHEUBER, E. & GONZALEZ, G. (1999): Tectonics of the Jurassic- Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. - Tectonics, Vol. 18, No. 5, S. 895-910.

SCHEUBER, E., BOGDANIC, T., JENSEN, A. & REUTTER, K.-J. (1994): Tectonic Development of the North Chilean Andes in Relation to Plate Convergence and Magmatism Since the Jurassic. - In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P. J. (Eds.): Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin, S. 121-139; Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

SCHMID, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification of pyroklastic deposits and fragments: Recommendations oh the IUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks. - Geology, Vol. 9, S. 41-43; Boulder.

SCHMINCKE, H.-U. (1988): Pyroklastische Gesteine. - In: Füchtbauer, H. (Eds.): Sedimente und Sedimentgesteine, S. 731-778; Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

SEGERSTROM, K. (1960): Cuadrángulo Llampos, Provincia de Atacama. - Instituto de Investigaciones Geológicas: Carta Geol. de Chile No. 4, 40 S.; Santiago de Chile.

SEMPERE, T. (1995): Phanerozoic Evolution of Bolivia and Adjacent Regions. - In: Tankard, A. J. , Suárez S., R. & Welsink, H. J. (Eds.): Petroleum basins of South America, AAPG Memoir 62, S. 207-230; Massachusetts.

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA (1982): Mapa Geologico de Chile (1:1.000.000). - Instituto de Investigaciones Geológicas, Hoja No. 1/6 y 2/6; Santiago de Chile.

SHIMIZU, N. & KUSHIRO, I. (1975): The partitioning of rare earth elements between garnet and liquid at high pressures: Preliminary experiments. – Geophysical Research Letters, Vol. 2, S. 413-416.

SIBLEY, D. F., VOGEL, T. A., WALKER, B. M. & BYERLY, G. (1976): The origin of oscillatory zoning in plagioclase: a diffusion and growth controlled model. - Am. J. Sci., Vol. 276, S. 275-284.

SINGER, B. S., MYERS, J. D. & FROST, C. D. (1992): Mid-Pleistocene basalt from the Seguam volcanic center, central Aleutian arc, Alaska: local lithospheric structures and source variability in the Aleutian arc. J. Geophys. Res., Vol. 97, S. 4561-4578.

SINGER, B. S., DUNGAN, M. A. & LAYNE, G. D. (1995): Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. - Am. Mineral., Vol. 80, S. 776-796.

SINGER, B. S., LEEMAN, W. P., THIRLWALL, M. F. & ROGERS, N. W. (1996): Does Fracture Zone Subduction Increase Sediment Flux and Mantle Melting in Subduction Zones? Trace Element Evidence from Aleutian Arc Basalt. – In: Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H. & Platt, J. P. (Eds.): Subduction top to bottom, S. 285-291; American Geophysical Union, Washington DC.

SISSON, T. W. & GROVE, T. L. (1993a): Experimental investigations of the role of H_2O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 113, S. 143-166; Springer-Verlag.

SISSON, T. W. & GROVE, T. L. (1993b):Temperatures and H_2O contents of low MgO high-alumina basalts. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 113, S. 167-183; Springer-Verlag.

SPARKS, R. S. J. & MARSHALL, L. A. (1986): Thermal and mechanical constrains on mixing between mafic and silicic magmas. - J. of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 29, S. 99-124.

SPULBER, S. D. & RUTHERFORD, M. J. (1983): The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: an experimental study. - J. Petrol., Vol. 24, S. 1-25.

STACEY, J. S. & KRAMERS, J. D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. – Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 26, S. 207-221.

STAUDIGEL, H., DAVIES, G. R., HART, S. R., MARCHANT, K. M. & SMITH, B. M. (1995): Large scale Sr, Nd and O isotopic anatomy of altered oceanic crust: DSDP/ODP sites 417/418. – Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 130, S. 169-185.

STEIN, S. & STEIN, C. A. (1996): Thermo-mechanical Evolution of Oceanic Lithosphere: Implications for the Subduction Process and Deep Earthquakes. - In: Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H. & Platt, J. P. (Eds.): Subduction top to bottom, S. 1-17; American Geophysical Union, Washington DC.

STERN, C. R. & KILIAN, R. (1996): The role of subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. – Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 123, S. 263-281.

STIMAC, J. A. & PEARCE, T. H. (1992): Textural evidence of mafic-felsic magma interaction in dacite lavas, Clear Lake, California. - Am. Min., Vol. 77, S. 795-809.

STOLPER, E. (1980): A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis. - Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 74, S. 13-27.

SUÁREZ, M., NARANJO, J. A. & PUIG, A. (1982): Volcanismo liásico inferior en la región costera de Antofagasta meridional: piroclastitas en la Formación Pan de Azúcar e implicancias paleogeográficas. - Rev. Geol. Chile, No. 17, S 83-90; Santiago.

SUÁREZ, M. & BELL, C. M. (1992): Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24°-29°S). - J. of South American Earth Sciences, Vol. 6, No. 3, S. 109-121; Great Britain.

SUÁREZ, M. & BELL, C. M. (1994): Braided Rivers, Lakes and Sabkhas of the Upper Triassic Cifuncho Formation, Atacama Region, Chile. - J. of South American Earth Sciences, Vol. 7, No. 1, S. 25-33; Great Britain.

SUÁREZ, M., NARANJO, J. A. & PUIG, A. (1985): Estratigrafia de la Cordillera de la Costa, al sur de Taltal, Chile: etapas iniciales de la evolución andina. - Revista Geológica de Chile, No. 24, S. 19-28; Santiago de Chile.

SUNAGAWA, I. (1992): In situ investigation of nucleation, growth and dissolution of silicate crystals at high temperatures. - Ann. Rev. Earth Planet. Sci., Vol. 20, S. 113-142.

TATSUMI, Y. (1991): Origin of Subduction Zone Magmas Based on Experimental Petrology. – In: Baker, D. R., Bottinga, Y, Chekhmir, A. S., Doyle, C. D., Epel'baum, M. B., Hess, P. C., Kushiro, I., Kuznetsov, A. D., Mysen, B. O., Perchuk, L. L., Persikov, E. S., Shimizu, N., Tatsumi, Y. & Watson, E. B. (Eds.): Physical Chemistry of Magmas, S. 268-301; Sprinter-Verlag, New York Berlin Heidelberg London Paris.

TATSUMI, Y. & Eggins, S. (1995): Subduction Zone Magmatism, Frontiers in Earth Sciences. Blackwell Science Inc., 217 S.

TATSUMI, Y., HAMILTON, D. L. & NESBITT, R. W. (1986): Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and the origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. - J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 29, S. 293-309.

TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. (1981):The composition and evolution of the continental crust: rare earth elemnt evidence from sedimentary rocks. – Phil. Trans. R. Soc., Vol. A301, S. 381-399.

TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. (1985): The Continental Crust: Its Composition and Evolution. – Blackwell Scientific, 312 S.; Oxford.

TEPPER, J. H., NELSON, B. K., BERGANTZ, G. W. & IRVING, A. J. (1993): Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoides by melting of the mafic lower crust with variable water fugacity. – Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 113, S. 333-351.

TILTON, G. R. (1973): Isotopic lead ages of chondritic meteorites. - Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 19, S. 321-329.

TORMEY, D., FREY, A. & LOPEZ-ESCOBAR, L. (1995): Geochemistry of the Active Azuf-Planchon-Peteroa Volcanic Complex Chile (35°15'S): Evidence for Multiple Sources and Processes in a Cordilleran Arc Magmatic System. - J. Petrol., Vol. 36, S. 265-298.

TRÖGER, W. E. (1969)-(1971): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. - Teil 2: Textbuch, 822 S.; Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.

TRUMBULL, R. B., WITTENBRINK, R., HAHNE, K., EMMERMANN, R., BÜSCH, W., GERSTENBERGER, H. & SIEBEL, W. (1999): Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25 – 26°S) and ist geodynamic implications. – J. of South American Earth Sciences, Vol. 12, S. 135-155; Great Britain.

TSUCHIYAMA, A. (1985): Dissolution kinetics of plagioclase in the melt system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. - Contrib. Mineral. Petrol., 89, S. 1-16; Springer-Verlag.

ULRIKSEN, C. (1979): Regional geology, geochronology and metallogeny of the Coastal Cordillera of Chile between 25° 30' and 26° 00' south. - M.Sc. Thesis, Dalhousie Univ., 221 S.; Kanada.

ULIANA, M. & BIDDLE, K. T. (1988): Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. - Revista Brasileira de Geociências, 18 (2), S. 172-190.

VERGARA, M., LEVI, B., NYSTRÖM, J. O. & CANCINO, A. (1995): Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. - GSA Bulletin, Vol. 107, No. 12, S. 1427-1440.

VERHOOGEN, J. (1962): Oxidation of iron-titanium oxides in igneous rocks. - J. Geol., Vol. 79, S. 168-181.

VINCENTE, J. C. (1974): Exemple de “volcanisme initial euliminaire”: les complexes albitophyriques neotriassiques et jurassiques du secteur cotier des Andes Meridonales Centrales (32° a 33° lat. Surd). – Internatl. Symp. On Volcanology, Santiago 1974, Bull. Volc.

WEAVER, B. & TARNEY, J. (1984): Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. – Nature, Vol. 310, S. 555-557.

WHARTON, M. R., HATHWAY, B. & COLLEY, H. (1994): Volcanism associated with extension in an Oligocene-Miocene arc, southwestern Viti Levu, Fiji. - In: Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins, Geological Society Special Publication, No. 81, S. 95-114; London.

WHITFORD, D. J. & NICHOLLS, I. A. (1976): Potassium variations in lavas across the Sunda arc in Java and Bali. – In: Johnson, R. W. (Ed.): Volcanism in Australasia, S. 63-76; Elsevier, Amsterdam.

WIGGER, P. J., SCHMITZ, M., ARANEDA, M., ASCH, G., BALDZUHN, S., GIESE, P., HEINSOHN, W.-D., MARTÍNEZ, E., RICALDI, E., RÖWER, P. & VIRAMONTE, J. (1994): Variation in the Crustal Structure of the Southern Central Andes Deduced from Seismic Refraction Investigations. - In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P. J. (Eds.): Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin, S. 23-48; Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

WILSON, M. (1989): Igneous Petrogenesis. - 466 S.; Unwin Hyman, London.

WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. – 382 S.; Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – Chemical Geology, Vol. 20, S. 325-343.

WITTENBRINK, R. (1997): Zeitliche Variation der Magmengenese miozäner bis quartärer Vulkanite im Bereich der Zentralen Vulkanischen Zone der Anden (CVZ, 25°-26°S, 67°-69°W). - Berliner geowiss. Abh. (A), 193, 135 S.; Berlin.

WITTMANN, S. (2001): Wechselwirkungen zwischen karbonatischer und vulkaniklastischer Sedimentation auf dem jurassischen Vulkanbogen in der chilenisch/peruanischen Küstenkordillere (Südamerika). – Institut für Angewandte Geowissenschaften II, Technische Universität Berlin, D 83.

WÖRNER, G., MOORBATH, S. & HARMON, R. S. (1992): Andean Cenozoic volcanic centres reflect basement isotopic domains. – Geology, Vol. 20, S. 1103-1106.

WÖRNER, G., MOORBATH, S., HORN, S., ENTENMANN, J., HARMON, R. L. (1994): Large- and Fine-Scale Geochemical Variations Along the Andean Arc of Northern Chile (17,5° - 22°S). - In: Reutter, K.-J., Scheuber, E. & Wigger, P. J. (Eds.): Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin, S. 77-92; Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.

WOOD, B. J. & BLUNDY, J. D. (1997): A predictive model for rare earth element partitioning between clinopyroxene and anhydrous silicate melt. – Contrib. Mineral. Petrol., Vol. 129, S. 166-181.

YODER, H. S., STEWART, D. B. & SMITH, J. R. (1957): Tenary feldspars. – Carnegie Institution of Washington Year Book, Vol. 56, S. 206-214.

ZARTMAN, R. E. & HAINES, S. M. (1988): The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – a case for bidirectional transport. - Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 52, S. 1327-1339; Pergamon. Press Ltd., U.S.A..

ZULEGER, E. & ERZINGER, J. (1988): Determination of the REE and Y in silicate materials with ICP-AES. - Fresenius Z. Anal. Chem., Vol. 332, S. 140-143; Springer-Verlag.

6 Anhang

6.1 Methodik

6.1.1 Probenaufbereitung

Die Vorgehensweise bei der Gesteinsaufbereitung folgte den am GeoForschungsZentrum (GFZ) in Potsdam erarbeiteten und optimierten Richtlinien. Die Grobaufbereitung fand zum Teil am GFZ selbst zum anderen in den Räumen des Institutes für Petrologie an der Technischen Universität Berlin statt. Die Feinaufbereitung erfolgte ausschließlich am GFZ in Potsdam.

Grobaufbereitung:
Zunächst wurden die im Gelände geschlagenen Proben von 4 - 6 kg mit einem Hammer vorzerkleinert. Anschließend wurden sie in einem Backenbrecher auf eine Größe von maximal 3 cm zerkleinert. Nach dem Abtrennen der Staubfraktion mit einem Kunststoff-Küchensieb wurden die Proben mit Leitungswasser und anschließend mit destilliertem Wasser gewaschen. Von den im Trockenschrank getrockneten Proben wurde von Hand mit einer Pinzette jeweils 200 g repräsentatives Probenmaterial ausgelesen. Dabei wurde darauf geachtet sekundäre Verunreinigungen, wie z.B. Reste der Verwitterungskruste, Karbonatklüfte und Blasenfüllungen, die einen störenden Einfluss auf die spätere Analytik haben, auszusortieren.

Feinaufbereitung:
Die weitere Zerkleinerung des ausgelesenen Materials erfolgte erneut mit einem Backenbrecher. Zum Mahlen wurden ca. 80 g Probenmaterial durch herunterviertеln ausgesucht und in einer Planetenkugelmühle mit Achatgefäßen aufgemahlen. Die Mahldauer lag bei 5 Stunden. Um eine Korngröße von < 63 µm zu garantieren wurde das Mahlgut über ein Sieb mit einer Polyester-Siebgaze von 63 µm gegeben. Evtl. anfallende Rückstände wurden in einer Pulverisette (Achatmahlgefäß) von Hand nachgemörsert bis keine Rückstände mehr im Sieb zurückblieben. Das gesiebte Probenmaterial ist mit dem Mörser ca. 5 min. lang in der rotierenden Pulverisette homogenisiert worden und diente als Grundlage für die Press- und Schmelztabletten der Röntgenfluoreszensanalyse (RFA) zur Ermittlung der Haupt- und Spurenelementgehalte, für die Bestimmung der REE-Gehalte mittels der ICP-Atomemmissionsspektroskopie (ICP-AES), die Messung weiterer Spurenelemente mittels ICP-Massenspektrometrie (ICP-MS) und die Bestimmung von Isotopenverhältnissen mit der Thermionenmassenspektrometrie.

6.1.2 Mineral-, Element- und Isotopenanalytik

6.1.2.1 Elektronenstrahlmikrosonden-Analytik

Die Mikrosondenanalysen wurden am GFZ Potsdam durchgeführt. Die Messungen erfolgten an 17 polierten und mit Kohlenstoff bedampften Dünnschliffen. Bei der Mikrosonde handelte es sich um den Typ: CAMECA SX100. Die Anregungsspannung lag bei 15 kV, der Strom betrug 20 nA. Die Zählzeiten lagen bei 20 sec (abweichende Zählzeiten sind bei den entsprechenden Tabellen angegeben). Der Durchmesser des Elektronenstrahles betrug bei der Messung der Feldspäte 10 µm, bei den Pyroxenen 2 µm, bei den Glimmern 10 µm und bei den sonstigen Mineralanalysen 5 µm. Die Auswertung der Messergebnisse erfolgte nach dem Korrekturprogramm PAP (POUCHOU & PICHIOR 1984).

Tab. 6.1a: Feldspäte (Zählzeit Ba 30 sec):

Element	Standard	Linie	Kristall	Nachweisgrenze [ppm]	Wertigkeit
Fe	Fe_2O_3	Kα	LIF	2677	2+
K	Orthose	Kα	PET	723	1+
Ca	Wollaston	Kα	PET	1080	2+
Ba	Barit	Lα	PET	1740	2+
Na	Albit	Kα	TAP	490	1+
Si	Wollaston	Kα	TAP	497	4+
Al	Orthose	Kα	TAP	315	3+

Tab. 6.1b: Pyroxene:

Element	Standard	Linie	Kristall	Nachweisgrenze [ppm]	Wertigkeit
Fe	Fe_2O_3	Kα	LIF	2677	2+
Ca	Diopsid	Kα	PET	789	2+
Ti	Rutil	Kα	PET	1313	4+
Mn	Rhodonit	Kα	PET	1147	2+
Na	Albit	Kα	TAP	490	1+
Mg	Diopsid	Kα	TAP	420	2+
Al	Al_2O_3	Kα	TAP	752	3+
Si	Diopsid	Kα	TAP	530	4+

Tab. 6.1c: Glimmer (Zählzeiten: F 10 sec und Cl 30 sec):

Element	Standard	Linie	Kristall	Nachweisgrenze [ppm]	Wertigkeit
F	LiF	Kα	PC1	1159	1-
Fe	Fe_2O_3	Kα	LIF	2677	2+
Cl	Tugtupite	Kα	PET	568	1-
K	Orthose	Kα	PET	723	1+
Ca	Wollaston	Kα	PET	1080	2+
Ti	Rutil	Kα	PET	1313	4+
Mn	Rhodonit	Kα	PET	1147	2+
Ba	Barit	Lβ	PET	2420	2+
Na	Albit	Kα	TAP	490	1+
Mg	MgO	Kα	TAP	911	2+
Al	Orthose	Kα	TAP	315	3+
Si	Wollaston	Kα	TAP	497	4+

Tab. 6.1d: Sonstige Mineralphasen: z. B. Chlorite, opake Phasen, Schichtsillikate, Amphibole

Element	Standard	Linie	Kristall	Nachweisgrenze [ppm]	Wertigkeit
Fe	Fe_2O_3	Kα	LIF	2677	2+
K	Orthose	Kα	PET	723	1+
Ca	Wollaston	Kα	PET	1080	2+
Ti	Rutil	Kα	PET	1313	4+
Mn	Rhodonit	Kα	PET	1147	2+
Na	Albit	Kα	TAP	490	1+
Mg	MgO	Kα	TAP	911	2+
Al	Orthose	Kα	TAP	315	3+
Si	Wollaston	Kα	TAP	497	4+

Die relative Standartabweichung der mehrfachen Messungen gibt die Reproduzierbarkeit der Messwerte wieder. Sie liegt bei folgenden Werten:
SiO_2< 1,66%, Al_2O_3 < 1,77%, FeO < 0,98%, MnO < 0,02%, MgO < 0,25%, CaO < 0,98%, Na_2O < 0,53%, K_2O < 0,31%.

6.1.2.2 Röntgenfluoreszensanalyse (RFA)

Herstellung der Schmelz- und Presstabletten:

Schmelztabletten (Ø 40 mm):

Als Schmelzmittel für die Tabletten diente Spectromelt A 12 (di Lithiumtetraborat/ Lithiummetaborat 66:34). Das Verhältnis Schmelzmittel/Probe (bei 105 °C getrocknet) lag bei 6:1. Zur Verringerung der Oberflächenspannung wurden 0,5 g Ammoniumnitrat (NH_4NO_3) hinzugefügt.

Presstabletten (Ø 40 mm):

Für die Herstellung der Presstabletten wurden 3 g getrocknetes Probenpulver mit 3 Tropfen Moviol verrührt und gepresst.

Messung:

Für die RFA-Messungen am GFZ Potsdam wurde ein automatisiertes Spektrometer der Firma Siemens (Siemens SRS 303 AS) eingesetzt. Die Messung erfolgte wellenlängendispersiv mit einer Rh-Röhre bei 50 kV und 45 mA. Dabei wurden an Schmelztabletten die Gehalte der Hauptelemente in Gewichtsprozent und folgender Spurenelemente in ppm ermittelt: Ba, Cr, Ni, Rb, Sr, V, Zn und Zr. Die Gehalte der Spurenelemente: Y, Nb, Th, U und Pb wurden in ppm an Presstabletten gemessen.

Bei der Messung wurden 40 internationale und interne Standards zur Kalibrierung mitgeführt. Der relative Messfehler ist bei den Hauptelementen < ± 5% und bei den Spurenelemnten < ± 10%.

6.1.2.2.1 H_2O^--, CO_2- und Fe (II) / Fe (III)-Bestimmung

Die Bestimmung der Fe(II), H_2O- und CO_2-Gehalte erfolgte ebenfalls am GFZ Potsdam.

Die Messungen der H_2O^+- und die CO_2-Gehalte wurden IR-spektrometrisch an im Sauerstoffgasstrom erhitzten Proben durchgeführt. Als Messgerät stand ein Spektrometer der Marke LECO (RC-412) zur Verfügung.

Die Fe(II)-Gehalte wurden durch potentiometrische Titration bestimmt.

6.1.2.3 ICP-Atomemissionsspektroskopie (mit induktiv gekoppeltem Plasma, ICP-AES)

Aufschluss bis Anreicherung der Seltene Erden-Elemente (REE):

Die Vorgehensweise bei der Aufbereitung entspricht dem an GFZ Potsdam üblichen Verfahren. Bei dem Aufschlussverfahren handelt es sich um einen Na_2O_2-Sinteraufschluss nach der Vorschrift von ZULEGER & ERZINGER (1988) mit einer anschließenden säulenchromatographischen Abtrennung und Anreicherung der REE.

Aufschluss:

Als Aufschlussverfahren dient ein Na_2O_2-Aufschluss. Es wurden jeweils 1,000 g bei 105 °C getrocknetes Probenpulver und 5 g aufgemahlenes Na_2O_2 im Ni-Tiegel homogenisiert und mit 1 - 1,5 g Na_2O_2 überschichtet. Der Tiegel wurde anschließend 1,5 Stunden im Muffelofen bei 480 °C geglüht. Der Sinterkuchen wurde nach dem Abkühlen mit destillierten Wasser aufgenommen, über Nacht stehen gelassen und mehrfach durch zentrifugieren gewaschen. Der Kuchen wurde danach mit 1:1 Salzsäure gelöst, mit Wasser zu einer 1 n HCl verdünnt, auf 100 ml mit 1 n HCl aufgefüllt und über Nacht bei 50 °C im Trockenschrank aufbewahrt.

Abtrennung und Anreicherung:

Die Aufschlusslösung wurde über Ionenaustauschersäulen (Dowex 50, WX8, 20 mm Durchmesser, 300 mm lang, 100 mm hoch) aufgegeben. Es folgte eine Spülung mit 1 n HCl und das Auswaschen mit 500 ml 1,7 n HCl. Beide Eluate wurden verworfen. Die REE, Ba und Y wurden anschließend durch 4 n HCl ausgewaschen, filtriert und das Eluat über Nacht auf einer Heizplatte eingedampft. Der Rückstand wurde mit 10 ml 10%iger HCl aufgenommen, 30 min stehen gelassen und über Schwarzbandfilter in 10 ml Kautexflaschen abgefüllt.

Messung:

Die Messung wurde am GFZ Potsdam mit dem Spektrometer “Liberty 200“ der Firma Varian durchgeführt. Neben den REE (La-Lu) wurden die Spurenelemente Y und Sc gemessen. Der relative Messfehler liegt bei weniger als ± 10 %. Er wird durch die Messung eines Hausstandards überwacht.

6.1.2.4 ICP-Massenspektrometrie (mit induktiv gekoppeltem Plasma, ICP-MS)

Aufschluss:

Für die Bestimmung der Spurenelemente Li, Co, Cu, Ga, Mo, Cd, Sn, Sb, Cs, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Be, Th und U wurde ein nach GARBE-SCHÖNBERG (1993) optimierter Flusssäure-Königswasser-Aufschluss verwendet (PLESSEN 1997). In die gereinigten und ausgekochten Savillex-Teflonbehälter werden 250 mg Probenpulver (getrocknet, < 63 µm) mit einigen Tropfen H_2O_{bidest} angefeuchtet und aufgeschlämmt. Nach dem Hinzupipetieren von 4 ml HF_{konz} und 4 ml Königswasser werden die Gefäße verschlossen und mindestens 10 Stunden auf konstant 160 °C erhitzt. Nach dem Abkühlen wird 1 ml $HClO_{4\ konz}$ hinzugegeben und die Aufschlusslösungen bei 180 – 190 °C eingedampft. Nach der Zugabe von 2 ml H_2O_{bidest} und 1 ml $HNO_{3\ konz}$ werden die Proben erneut eingedampft. Anschließend werden 1ml $HNO_{3\ konz}$ und 5 ml H_2O_{bidest} hinzugefügt und die verschlossenen Behälter erneut mindestens 10 Stunden auf ca. 100 °C erhitzt. Die klaren Aufschlusslösungen werden mit H_2O_{bidest} über PE-Trichter in 50 ml PE-Messkolben überführt, die bis zur Eichmarke aufgefüllt werden. Die PE-Probenflaschen werden mit einigen Millilitern Probenlösung ausgewaschen (die Waschlösung wird verworfen), mit der

Aufschlusslösung aufgefüllt und bis kurz vor der Messung im Kühlschrank aufbewahrt. Für die Analyse werden die Proben mit 2%iger HNO_3 auf eine Gesamtverdünnung von 1:1000 aufgefüllt.

Messung:

Die Aufschlüsse und Messungen der Spurenelemente wurden am GFZ Potsdam durchgeführt. Als Messgerät stand ein ICP-Massenspektrometer VG PlasmaQuad II+ mit "S-Option" zur Verfügung, das im normalen Modus betrieben wurde. Die Zufuhr der Proben erfolgte automatisch mit dem Gilson Autosampler 221. Als Zerstäuber diente der Meinhard-Nebulizer TR-30-A3. Die Sprühkammer wurde auf 6 °C gekühlt. Im Interface wurden ein Kupfer-Sampler (1 mm Öffnung) und ein Nickel- oder Aluminium-Magnesium-Silizium-Skimmer (0,7 mm Öffnung) eingesetzt. Der Detektor wurde im Pulse-Count-Modus betrieben. Folgende Geräteparameter wurden verwendet: 1,35 kW eingestrahlte Energie, < 5 W reflektierte Energie, 13,05 l/min Ar Kühlgasstrom, 0,95 l/min Ar Hilfsgasstrom, 0,885 l/min Ar Zerstäubergasstrom, 90 s Probenaufnahmezeit, 3 * 60 s Messzeit, 180 s Auswaschzeit (mit 2% HNO_3). Linseneinstellungen: Extraktion 2,75, Collector 8,0, L1 8,3, L2 7,7, L3 5,15, L4 4,2 Pole Bias 4,8, HT1 3,8 und HT2. Die Datenaufnahme erfolgte für jede Probe 3 mal mit einem Galileo Channeltronmultiplier vom Typ 4870. Im Normalmodus lag die Empfindlichkeit für ^{115}In bei 15 – 35 MHz/ppm. Als Referenzmaterial wurde ein Mikrogabbro PM-S (GOVINDARAJU 1995) gemessen.

Tab. 6.2: Nachweisgrenzen und Standardabweichung der gemessenen Isotope.

	Li	Co	Cu	Ga	Mo	Cd	Sn	Sb
Isotop	7	59	63	71	98	114	120	121
Nachweisgrenze [ng/g]	2,7	4,9	125	23	25	15	52	24
Standardabweichung [µg/g]	0,69	4,3	4,7	0,96	0,10	0,06	0,40	0,005

	Cs	Hf	Ta	Wo	Tl	Pb	Th	U
Isotop	133	178	181	184	205	208	232	238
Nachweisgrenze [ng/g]	19	33,8	9,6	23,4	7,1	52	2,4	1,3
Standardabweichung [µg/g]	0,03	0,10	0,06	0,04	0,006	0,57	0,010	0,002

6.1.2.5 TIMS (Thermionenmassenspektroskopie)

Aufschlussverfahren:

Die Aufschlüsse und Sr-, Nd- und Pb-Isotopenanalysen wurden an Gesamtgesteinspulvern am GFZ Potsdam durchgeführt. Für den Sr- und Nd-Aufschluss wurde das Probenpulver in einer 52% HF-Lösung vier Tage auf einer Heizplatte bei 160°C aufgeschlossen. Der Rückstand wurde getrocknet und mit einer 6N HCl aufgenommen. Die Abtrennung des Sr und der REE erfolgte über Trennsäulen aus Quarzglas, die mit dem Ionentauscherharz “Bio Rad AW50W-X8“ bestückt sind. Für die Separierung des Nd von den REE wurden Trennsäulen mit “HDEHP (Bi-2ethyl-hexyl-Phosphorsäure)“-ummantelten Teflonpuder verwendet. Der Pb-Aufschluss erfolgte analog zum Sr- und Nd-Aufschluss an 20 mg Probensubstanz. Die Pb-Abtrennung erfolgte nach der HBr-HCl Ionenaustauschmethode (TILTON 1973).

Messung:

Sr:

Für Messung der Sr-Isotopenverhältnisse wurde das Multi-Kollektor Massenspektrometer “Micromass VG Sector 54-30“ im dynamischen Modus verwendet. Die Probe wurde mit einer 1 molaren Phosphorsäure auf ein Ta-Filament aufgebracht. Die $^{87}Sr/^{86}Sr$-Verhältnisse wurde auf das $^{86}Sr/^{88}Sr$-Verhältnis von 0,1194 normiert. Der “NBS 987“-Standard ergab einen Wert von 0,710246 $\pm$ 6 (2σ) bei einer Anzahl von 8 Messungen (n = 8).

Die Messung der Nd- und Pb-Isotopenverhältnisse erfolgte unter der Verwendung eines statischen Modus mit 5 Kollektoren mit dem Finnigan “MAT 262“ Massenspektrometer.

Nd:

Die Proben wurden mit 0,1 molarer Phosphorsäure auf Re-Filamente aufgebracht. Die Messung erfolgte nach der Doppel-Filament Methode unter der Verwendung von einem Ionisations-Filament aus Re. Die Nd-Verhältnisse wurden im statischen Modus gemessen. Die Normierung des $^{143}Nd/^{144}Nd$-Verhältnisses erfolgte auf das $^{146}Nd/^{144}Nd$-Verhältnis 0,7219. Wiederholte Messungen (n = 6) des “La Jolla“-Standards ergaben einen Wert von 0,511910 $\pm$ 4 (2 σ). Die Messpunkte wurden auf den Callwert des “La Jolla“-Standards von 0,511850 korrigiert.

Pb:

Das Probenmaterial wurde bei ca. 1200°C auf einem Re-Filament gemessen. Die 2 σ Reproduzierbarkeit war besser als 0,1 %. Als Standard wurde NBS 981 mitgemessen. Die instrumentelle Massenfraktionierung wurde mit einem Faktor von 1,0 ‰ pro Pb-Masseneinheit korrigiert, basierend auf den Messungen des NBS 981.

6.2 Datentabellen

6.2.1 Mineralchemie

6.2.1.1 Feldspäte

Tab. A1: Feldspatzusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite.

Alter	o. Trias																u. Jura			
Lokalität	Q. Cachina																Küste: Q. Griton			
Typ	dacit. Lava																andesit. Lava			
Proben-Nr.	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-164	96-164	96-164	96-164
Messpunkt	1_1	1_2	1_3	1_4	2_1	2_3	2_4	2_5	2_6	2_7	2_8	2_9	2_10	2_11	2_12	2_14	6_1	6_2	6_3	6_4
Art	Kern	Rand	kl. Ph	Matrix	Matrix	Rand	Rand	Kern	Matrix	kl. Ph	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Matrix	Rand	Ph	Ph	Kern
Nr. Phänokristall	1	1	2			3	3	3			4	4	4	5	5		1	1	1	1
SiO2	67,71	68,56	68,59	68,17	66,50	68,67	68,64	68,78	69,21	68,68	67,99	68,68	68,62	67,27	68,78	68,37	55,32	55,52	53,07	53,06
Al2O3	20,37	19,64	19,46	19,52	20,88	19,71	19,82	19,37	19,62	19,73	20,13	19,38	19,47	20,81	19,72	19,32	27,56	27,36	28,64	28,62
MgO																	0,11	0,12	0,10	0,09
CaO	1,00	0,12	0,06	0,30	0,77	0,30	0,27	0,03	0,15	0,24	0,04	0,04	0,07	0,41	0,10	0,06	11,17	11,23	12,69	12,41
MnO																	0,01	0,00	0,01	0,01
FeO	0,01	0,00	0,04	0,18	0,34	0,03	0,07	0,05	0,03	0,03	0,16	0,07	0,06	0,25	0,10	0,21	0,79	0,75	0,68	0,68
BaO	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.				
Na2O	11,08	11,49	11,79	11,52	10,35	11,54	11,57	11,62	11,78	11,44	11,11	11,53	11,51	10,52	11,33	11,57	5,53	5,47	4,70	4,63
K2O	0,05	0,13	0,06	0,09	0,73	0,09	0,21	0,13	0,05	0,15	0,52	0,09	0,13	0,86	0,24	0,04	0,34	0,35	0,25	0,27
Summe	100,22	99,98	100,02	99,78	99,59	100,35	100,60	99,97	100,83	100,30	99,94	99,79	99,92	100,12	100,27	99,56	100,83	100,80	100,14	99,77
Kationen O=8																				
Si	2,96	2,99	3,00	2,99	2,93	2,99	2,98	3,00	3,00	2,99	2,98	3,00	3,00	2,95	3,00	3,00	2,49	2,50	2,41	2,42
Al	1,05	1,01	1,00	1,01	1,09	1,01	1,02	1,00	1,00	1,01	1,04	1,00	1,00	1,07	1,01	1,00	1,46	1,45	1,54	1,54
Summe	4,00	4,01	4,00	4,00	4,02	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,01	4,00	4,00	4,02	4,01	4,00	3,95	3,95	3,95	3,96
Mg																	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,05	0,01	0,00	0,01	0,04	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,54	0,54	0,62	0,61
Mn																	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03
Na	0,94	0,97	1,00	0,98	0,88	0,97	0,98	0,98	0,99	0,97	0,94	0,98	0,98	0,89	0,96	0,98	0,48	0,48	0,41	0,41
K	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,05	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02
Summe	0,99	0,99	1,01	1,00	0,97	0,99	1,00	0,99	1,00	0,99	0,98	0,99	0,99	0,97	0,98	1,00	1,08	1,08	1,08	1,06
Summe Kationen	4,99	4,99	5,00	5,00	4,99	4,99	5,00	4,99	5,00	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99	5,00	5,03	5,02	5,03	5,02
Na+Ca+K	0,99	0,99	1,01	1,00	0,96	0,99	1,00	0,99	1,00	0,99	0,97	0,99	0,99	0,96	0,98	0,99	1,04	1,04	1,05	1,03
AN(Si/Al)																	47,62	46,59	55,59	55,31
AB(Si/Al)																	50,50	51,48	43,03	43,16
Diff.:																	0,04	0,06	0,03	0,03
AN(Na/Ca)	4,74	0,55	0,26	1,41	3,80	1,40	1,26	0,13	0,71	1,13	0,17	0,19	0,35	2,01	0,47	0,29	51,76	52,12	59,04	58,79
AB(Na/Ca)	94,99	98,63	99,37	98,10	91,93	98,07	97,55	99,15	99,04	98,00	96,85	99,29	98,82	93,00	98,16	99,51	46,37	45,94	39,57	39,69
OR	0,27	0,76	0,34	0,49	4,25	0,50	1,18	0,72	0,25	0,82	2,98	0,52	0,75	4,99	1,36	0,20	1,88	1,93	1,38	1,52
CE	0,00	0,06	0,04	0,00	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

u.N. = unter der Nachweisgrenze

Tab. A1 (Fortsetzung)**:** Feldspatzusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite.

Alter																				
Lokalität																				
Typ																				
Proben-Nr.	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164
Messpunkt	6_5	6_6	6_7	6_8	6_1-8	6_9	6_11	6_12	6_13	6_16	6_9-16	6_18	6_19	6_20	6_22	6_23	6_24	6_25	6_26	6_27
Art	Kern	Ph	Ph	Rand	Ph	Rand	Ph	Kern	Kern	Rand	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Kern	Ph	Ph
Nr. Phänokristall	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	4 Linie I	4 Linie I	4 Linie I	4 Linie I	4 Linie I	4 Linie I	4 Linie I	4 Linie I	4 Linie I
SiO2	53,21	55,47	54,98	55,15	54,47	52,65	54,17	54,01	53,43	53,13	54,08	53,71	54,46	55,70	55,34	55,35	55,11	55,34	55,24	54,62
Al2O3	28,66	27,38	27,36	27,40	27,87	29,08	28,16	28,32	29,41	29,31	28,57	28,21	27,74	26,84	27,13	27,10	27,07	26,95	27,09	26,95
MgO	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,13	0,15	0,12	0,11	0,14	0,12	0,14	0,13
CaO	12,58	11,06	11,21	11,05	11,67	12,96	12,26	12,35	12,91	12,86	12,32	12,25	11,82	11,12	10,83	10,88	10,94	10,68	10,82	11,19
MnO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01
FeO	0,73	0,77	0,75	0,73	0,73	0,86	0,75	0,75	0,73	0,81	0,77	0,74	0,78	0,86	0,74	0,73	0,82	0,76	0,74	0,69
BaO																				
Na2O	4,59	5,43	5,40	5,55	5,16	4,42	4,92	4,75	4,54	4,30	4,78	4,67	5,05	5,40	5,59	5,53	5,43	5,63	5,40	5,66
K2O	0,26	0,34	0,34	0,34	0,31	0,22	0,28	0,26	0,25	0,21	0,26	0,28	0,31	0,41	0,38	0,33	0,35	0,37	0,34	0,34
Summe	100,14	100,58	100,14	100,33	100,33	100,30	100,69	100,58	101,38	100,73	100,90	99,97	100,29	100,48	100,13	100,03	99,87	99,87	99,78	99,59
Kationen O=8																				
Si	2,42	2,50	2,49	2,49	2,47	2,39	2,45	2,44	2,40	2,40	2,44	2,44	2,47	2,51	2,51	2,51	2,50	2,51	2,51	2,49
Al	1,54	1,45	1,46	1,46	1,49	1,56	1,50	1,51	1,56	1,56	1,52	1,51	1,48	1,43	1,45	1,45	1,45	1,44	1,45	1,45
Summe	3,96	3,95	3,95	3,95	3,95	3,95	3,95	3,95	3,96	3,96	3,96	3,95	3,95	3,94	3,95	3,95	3,95	3,95	3,96	3,94
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,61	0,53	0,54	0,54	0,57	0,63	0,59	0,60	0,62	0,62	0,59	0,60	0,57	0,54	0,53	0,53	0,53	0,52	0,53	0,55
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Na	0,40	0,47	0,47	0,49	0,45	0,39	0,43	0,42	0,40	0,38	0,42	0,41	0,44	0,47	0,49	0,49	0,48	0,50	0,48	0,50
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Summe	1,07	1,07	1,07	1,08	1,07	1,07	1,08	1,07	1,07	1,05	1,06	1,06	1,07	1,08	1,07	1,07	1,07	1,07	1,06	1,10
Summe Kationen	5,02	5,02	5,03	5,03	5,03	5,03	5,03	5,02	5,03	5,01	5,02	5,02	5,02	5,02	5,03	5,02	5,02	5,03	5,02	5,04
Na+Ca+K	1,03	1,03	1,04	1,04	1,04	1,03	1,04	1,03	1,03	1,01	1,03	1,02	1,04	1,03	1,04	1,03	1,03	1,04	1,02	1,07
AN(Si/Al)	55,28	46,70	47,50	47,34	50,22	57,89	51,92	52,74	57,36	57,61	53,40	52,78	49,85	44,37	45,97	45,97	46,25	45,37	46,06	46,84
AB(Si/Al)	43,26	51,40	50,60	50,78	48,05	40,88	46,53	45,81	41,25	41,19	45,14	45,63	48,42	53,34	51,91	52,19	51,78	52,56	52,02	51,30
Diff.:	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04
AN(Na/Ca)	59,35	51,95	52,42	51,40	54,59	61,07	57,03	58,10	60,26	61,56	57,90	58,24	55,42	52,01	50,61	51,13	51,65	50,12	51,53	51,24
AB(Na/Ca)	39,19	46,15	45,69	46,72	43,68	37,69	41,42	40,44	38,35	37,25	40,65	40,18	42,85	45,71	47,27	47,03	46,39	47,81	46,54	46,90
OR	1,46	1,90	1,89	1,88	1,73	1,23	1,55	1,46	1,39	1,20	1,45	1,59	1,73	2,28	2,11	1,85	1,97	2,07	1,93	1,85
CE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tab. A1 (Fortsetzung)**:** Feldspatzusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite.

Alter																					
Lokalität																					
Typ																					
Proben-Nr.	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164
Messpunkt	6_28	6_29	6_30	6_32	6_17-32	6_34	6_35	6_36	6_37	6_39	6_40	6_41	6_43	6_44	6_45	6_46	6_47	6_48	6_49	6_50
Art	Ph	Ph	Ph	Rand	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph
Nr. Phänokristall	4 Linie I	4 Linie I	4 Linie I	4 Linie I	4 Linie I	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II
SiO2	55,04	54,78	54,49	53,15	55,00	55,10	54,76	54,49	55,09	55,30	54,66	55,13	55,69	55,65	55,77	55,66	55,54	55,26	54,59	54,85
Al2O3	26,89	27,21	27,38	28,23	26,88	27,71	27,43	27,81	27,49	27,12	27,65	27,06	27,04	26,93	26,60	27,36	27,03	27,19	27,03	26,91
MgO	0,12	0,12	0,12	0,10	0,14	0,12	0,12	0,10	0,13	0,13	0,17	0,12	0,10	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,12
CaO	10,73	10,99	11,06	11,84	11,04	11,37	11,14	11,48	11,16	10,85	11,77	11,22	10,94	10,93	10,62	10,63	10,87	11,13	11,21	10,93
MnO	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03
FeO	0,68	0,81	0,71	0,77	1,00	0,73	0,76	0,77	0,71	0,73	0,96	0,70	0,69	0,68	0,70	0,69	0,74	0,77	0,82	0,69
BaO																				
Na2O	5,53	5,47	5,37	4,97	5,30	5,35	5,36	5,11	5,47	5,66	4,91	5,32	5,54	5,52	5,57	5,71	5,47	5,56	5,31	5,49
K2O	0,36	0,35	0,37	0,26	0,39	0,31	0,32	0,31	0,33	0,35	0,34	0,34	0,36	0,34	0,37	0,37	0,34	0,34	0,37	0,35
Summe	99,36	99,73	99,52	99,32	99,76	100,71	99,90	100,09	100,38	100,14	100,46	99,89	100,36	100,17	99,76	100,54	100,14	100,37	99,46	99,37
Kationen O=8																				
Si	2,51	2,49	2,48	2,43	2,50	2,48	2,49	2,47	2,49	2,50	2,47	2,50	2,51	2,52	2,53	2,51	2,51	2,50	2,49	2,50
Al	1,44	1,46	1,47	1,52	1,44	1,47	1,47	1,49	1,46	1,45	1,47	1,45	1,44	1,44	1,42	1,45	1,44	1,45	1,45	1,45
Summe	3,95	3,95	3,96	3,96	3,94	3,95	3,95	3,96	3,95	3,95	3,95	3,95	3,95	3,95	3,95	3,96	3,95	3,95	3,95	3,95
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,52	0,54	0,54	0,58	0,54	0,55	0,54	0,56	0,54	0,53	0,57	0,55	0,53	0,53	0,52	0,51	0,53	0,54	0,55	0,53
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Na	0,49	0,48	0,47	0,44	0,47	0,47	0,47	0,45	0,48	0,50	0,43	0,47	0,48	0,48	0,49	0,50	0,48	0,49	0,47	0,49
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Summe	1,07	1,08	1,07	1,07	1,08	1,07	1,07	1,06	1,07	1,08	1,07	1,07	1,07	1,07	1,06	1,07	1,06	1,08	1,08	1,08
Summe Kationen	5,02	5,03	5,03	5,03	5,02	5,02	5,02	5,02	5,03	5,03	5,02	5,02	5,02	5,02	5,01	5,03	5,02	5,03	5,03	5,03
Na+Ca+K	1,03	1,04	1,04	1,04	1,03	1,03	1,03	1,03	1,04	1,04	1,02	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	1,05	1,04	1,04
AN(Si/Al)	45,67	47,30	48,29	53,87	45,73	48,57	48,14	49,91	47,78	46,11	49,12	46,22	45,13	44,87	43,42	46,18	45,38	46,49	47,01	46,15
AB(Si/Al)	52,30	50,74	49,63	44,66	52,07	49,71	50,06	48,34	50,39	51,95	48,96	51,87	52,87	53,24	54,50	51,76	52,71	51,63	50,92	51,89
Diff.:	0,05	0,04	0,04	0,02	0,07	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,03	0,06	0,05	0,06	0,05
AN(Na/Ca)	50,69	51,58	52,12	56,00	52,33	53,08	52,50	54,42	52,02	50,44	55,89	52,79	51,14	51,26	50,24	49,66	51,34	51,54	52,73	51,36
AB(Na/Ca)	47,28	46,46	45,80	42,54	45,47	45,20	45,71	43,83	46,14	47,62	42,19	45,30	46,86	46,84	47,68	48,28	46,75	46,59	45,20	46,68
OR	2,03	1,96	2,08	1,46	2,20	1,72	1,80	1,75	1,83	1,94	1,92	1,90	2,00	1,90	2,08	2,06	1,91	1,87	2,07	1,96
CE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tab. A1 (Fortsetzung)**:** Feldspatzusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite.

Alter																					
Lokalität																					
Typ																					
Proben-Nr.	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164	96-164
Messpunkt	6_51	6_52	6_53	6_54	6_55	6_56	6_57	6_58	6_59	6_60	6_61	6_63	6_64	6_65	6_66	6_67	6_68	6_69	6_70	6_71
Art	Ph	Kern	Kern	Kern	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph
Nr. Phänokristall	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II	4 Linie II
SiO2	54,22	55,40	55,78	55,89	55,22	54,68	54,60	55,50	55,36	55,41	55,39	54,44	54,92	54,17	54,94	52,21	52,86	53,10	52,73	53,35
Al2O3	27,56	27,19	27,01	26,81	26,99	27,73	27,65	27,23	27,32	27,16	26,82	27,47	27,16	27,41	27,29	29,44	29,17	28,70	29,00	28,61
MgO	0,13	0,12	0,11	0,12	0,11	0,10	0,11	0,12	0,12	0,13	0,15	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,09	0,10	0,10	0,17
CaO	11,56	10,94	10,91	10,47	10,92	11,70	11,51	11,13	10,98	11,03	10,96	11,41	11,28	11,23	11,20	13,25	13,15	12,84	12,91	12,60
MnO	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01
FeO	0,82	0,70	0,75	0,63	0,74	0,76	0,78	0,73	0,67	0,72	0,96	0,79	0,73	0,76	0,74	0,72	0,71	0,74	0,73	0,86
BaO																				
Na2O	5,22	5,54	5,58	5,57	5,38	5,09	5,18	5,57	5,49	5,38	5,22	5,52	5,36	5,35	5,56	4,20	4,42	4,54	4,52	4,76
K2O	0,30	0,35	0,36	0,36	0,38	0,30	0,34	0,35	0,34	0,36	0,51	0,34	0,35	0,32	0,33	0,22	0,23	0,26	0,23	0,24
Summe	99,81	100,27	100,53	99,85	99,74	100,36	100,19	100,67	100,28	100,19	100,02	100,10	99,95	99,36	100,19	100,16	100,63	100,31	100,22	100,60
Kationen O=8																				
Si	2,47	2,50	2,51	2,53	2,51	2,47	2,47	2,50	2,50	2,51	2,51	2,47	2,49	2,48	2,49	2,38	2,40	2,41	2,40	2,42
Al	1,48	1,45	1,44	1,43	1,45	1,48	1,48	1,45	1,45	1,45	1,43	1,47	1,45	1,48	1,46	1,58	1,56	1,54	1,55	1,53
Summe	3,95	3,95	3,95	3,96	3,95	3,95	3,95	3,95	3,96	3,95	3,95	3,94	3,95	3,95	3,95	3,96	3,95	3,95	3,95	3,95
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,56	0,53	0,53	0,51	0,53	0,57	0,56	0,54	0,53	0,53	0,53	0,56	0,55	0,55	0,54	0,65	0,64	0,63	0,63	0,61
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Na	0,46	0,49	0,49	0,49	0,47	0,45	0,46	0,49	0,48	0,47	0,46	0,49	0,47	0,47	0,49	0,37	0,39	0,40	0,40	0,42
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Summe	1,08	1,07	1,07	1,05	1,06	1,07	1,07	1,08	1,07	1,06	1,07	1,10	1,08	1,08	1,09	1,07	1,07	1,08	1,08	1,09
Summe Kationen	5,03	5,02	5,02	5,01	5,02	5,02	5,02	5,03	5,02	5,02	5,01	5,04	5,03	5,03	5,04	5,02	5,03	5,03	5,03	5,03
Na+Ca+K	1,04	1,04	1,04	1,02	1,03	1,03	1,03	1,04	1,03	1,03	1,02	1,06	1,04	1,04	1,05	1,03	1,04	1,04	1,04	1,04
AN(Si/Al)	49,69	46,16	44,90	43,90	45,67	49,41	49,16	46,19	46,67	46,00	44,52	48,94	46,94	49,14	47,42	59,81	57,77	55,71	57,43	55,09
AB(Si/Al)	48,64	51,89	53,11	54,06	52,19	48,91	48,94	51,88	51,44	51,98	52,60	49,20	51,11	49,07	50,76	38,95	40,95	42,84	41,28	43,58
Diff.:	0,04	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,08	0,03	0,06	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04
AN(Na/Ca)	54,11	51,16	50,89	49,91	51,73	55,01	54,07	51,46	51,50	52,04	52,16	52,33	52,72	52,74	51,72	62,76	61,38	60,10	60,43	58,61
AB(Na/Ca)	44,22	46,89	47,11	48,05	46,12	43,31	44,03	46,61	46,60	45,94	44,95	45,81	45,33	45,47	46,46	36,00	37,34	38,45	38,29	40,07
OR	1,67	1,95	2,00	2,04	2,14	1,68	1,90	1,93	1,90	2,02	2,89	1,86	1,95	1,79	1,81	1,24	1,28	1,45	1,28	1,33
CE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tab. A1 (Fortsetzung)**:** Feldspatzusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite.

Alter			u. Jura - Bajocium																		
Lokalität			Sierra Minillas																		
Typ			basalt. andesit. Lava																		
Proben-Nr.	96-164	96-164	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127
Messpunkt	6_72	6_33-72	2_27	2_29	2_30	2_32	2_33	3_2	3_6	3_7	3_9	3_10	3_11	3_12	3_13	3_14	3_15	3_16	3_17	3_19	
Art	Rand	Ph	Matrix	Kern	Rand	Kern	Rand	Rand	Kern	kl. Ph	Matrix	Rand	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Rand	kl. Ph	
Nr. Phänokristall	4 Linie II	4 Linie II		2	2	2	2	1	2			3	3	3	3	3	4	5	5		
SiO2	55,91	54,85	54,54	55,37	58,80	54,28	57,88	53,19	53,41	54,34	50,19	53,87	55,14	54,92	56,35	54,23	55,39	54,34	54,56	56,10	
Al2O3	26,81	27,26	26,88	27,10	25,18	27,91	25,55	28,34	28,69	27,83	30,28	28,12	27,26	27,42	26,47	28,14	27,02	28,12	28,01	27,18	
MgO	0,08	0,18																			
CaO	10,21	11,28	11,34	10,46	7,98	11,47	8,78	12,22	12,26	11,49	14,49	11,60	10,71	11,11	9,88	11,72	10,38	11,61	11,46	10,55	
MnO	0,01	0,01																			
FeO	0,90	0,93	1,37	0,36	0,42	0,42	0,55	0,56	0,39	0,61	1,03	0,60	0,55	0,57	0,69	0,63	0,62	0,53	0,51	0,61	
BaO			u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	
Na2O	5,96	5,20	4,64	5,33	6,36	4,70	6,05	4,50	4,35	4,89	3,21	4,92	5,14	5,19	5,75	4,77	5,31	4,83	4,93	5,44	
K2O	0,38	0,38	0,34	0,41	0,57	0,31	0,53	0,17	0,26	0,22	0,15	0,23	0,25	0,20	0,40	0,20	0,36	0,20	0,20	0,25	
Summe	100,26	100,09	99,13	99,02	99,31	99,12	99,38	99,00	99,40	99,37	99,37	99,37	99,11	99,40	99,56	99,74	99,11	99,62	99,67	100,14	
Kationen O=8																					
Si	2,53	2,49	2,50	2,52	2,65	2,48	2,62	2,44	2,44	2,48	2,31	2,46	2,51	2,50	2,55	2,46	2,52	2,47	2,48	2,53	
Al	1,43	1,46	1,45	1,46	1,34	1,50	1,36	1,53	1,54	1,50	1,65	1,51	1,46	1,47	1,41	1,51	1,45	1,51	1,50	1,44	
Summe	3,95	3,95	3,95	3,98	3,99	3,98	3,98	3,97	3,98	3,97	3,96	3,97	3,98	3,97	3,97	3,97	3,98	3,98	3,97	3,97	
Mg	0,01	0,01																			
Ca	0,49	0,55	0,56	0,51	0,39	0,56	0,43	0,60	0,60	0,56	0,72	0,57	0,52	0,54	0,48	0,57	0,51	0,57	0,56	0,51	
Mn	0,00	0,00																			
Fe	0,03	0,04	0,05	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	
Na	0,52	0,46	0,41	0,47	0,56	0,42	0,53	0,40	0,39	0,43	0,29	0,44	0,45	0,46	0,51	0,42	0,47	0,43	0,43	0,48	
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	
Summe	1,08	1,08	1,04	1,02	0,99	1,01	1,01	1,03	1,02	1,03	1,05	1,04	1,01	1,03	1,03	1,03	1,02	1,02	1,02	1,02	
Summe Kationen	5,03	5,02	4,99	5,00	4,98	4,99	4,99	5,00	4,99	5,00	5,01	5,01	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
Na+Ca+K	1,04	1,03	0,99	1,01	0,97	1,00	0,99	1,01	1,00	1,01	1,01	1,02	0,99	1,01	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	
AN(Si/Al)	43,89	47,33																			
AB(Si/Al)	54,00	50,53																			
Diff.:	0,04	0,06																			
AN(Na/Ca)	47,60	53,35	56,30	50,81	39,58	56,33	43,07	59,39	59,94	55,81	70,73	55,79	52,70	53,58	47,58	56,87	50,82	56,37	55,54	50,97	
AB(Na/Ca)	50,29	44,51	41,64	46,84	57,06	41,80	53,74	39,59	38,48	42,94	28,33	42,82	45,75	45,30	50,12	41,87	47,05	42,48	43,28	47,59	
OR	2,11	2,14	2,03	2,34	3,36	1,81	3,10	0,99	1,51	1,26	0,88	1,34	1,44	1,12	2,27	1,17	2,08	1,13	1,18	1,44	
CE	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,06	0,08	0,03	0,07	0,00	0,06	0,05	0,12	0,00	0,04	0,09	0,06	0,02	0,00	0,00	
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	

Tab. A1 (Fortsetzung)**:** Feldspatzusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite.

Alter											m. Jura	m. - ?o. Jura							
Lokalität											Küste: C. Plomo	C. d. Difunto						
Typ											andesit. Lava	trachyandesit. Lava						
Proben-Nr.	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-311	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25
Messpunkt	3_20	3_21	3_22	3_23	3_24	3_26	3_27	3_28	3_30	3_31	2_5	5_1	5_2	5_3	5_4	5_5	5_6	5_7	5_8
Art	kl. Ph	kl. Ph	kl. Ph	kl. Ph	Kern	Kern	Kern	Rand	Rand	Rand	?	Kern	Matrix	Matrix	Kern	Kern	Rand	kl. Ph	Kern
Nr. Phänokristall					6	6	7	7	8	8		1			1	1	1		2
SiO2	55,08	54,71	55,40	54,99	54,87	56,54	55,03	55,67	55,44	56,01	55,91	54,09	56,51	67,09	55,56	55,31	55,59	56,20	55,38	
Al2O3	27,47	27,39	27,50	27,97	28,18	27,33	28,24	27,93	27,92	27,63	27,28	27,71	26,72	21,14	27,46	27,48	27,34	26,86	27,39	
MgO											0,09									
CaO	10,91	11,26	11,01	11,57	11,74	10,52	11,51	11,13	11,22	10,97	10,33	11,52	9,96	1,37	11,18	11,29	10,85	10,61	11,19	
MnO											0,01									
FeO	0,47	0,55	0,50	0,57	0,69	0,55	0,59	0,57	0,51	0,53	0,66	0,74	0,63	0,27	0,73	0,69	0,70	0,85	0,64	
BaO	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.		u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	
Na2O	5,30	5,01	5,23	4,94	4,91	5,65	4,99	5,21	5,15	5,38	5,77	4,77	5,58	10,48	4,98	4,90	5,03	5,31	5,00	
K2O	0,24	0,21	0,24	0,22	0,23	0,24	0,24	0,22	0,21	0,23	0,36	0,43	0,57	0,48	0,49	0,46	0,47	0,51	0,49	
Summe	99,48	99,15	99,94	100,26	100,65	100,83	100,59	100,73	100,50	100,74	100,41	99,25	99,97	100,85	100,40	100,13	100,04	100,36	100,10	
Kationen O=8																				
Si	2,50	2,50	2,51	2,48	2,47	2,53	2,48	2,50	2,49	2,51	2,52	2,47	2,55	2,92	2,51	2,50	2,51	2,53	2,51	
Al	1,47	1,47	1,47	1,49	1,50	1,44	1,50	1,48	1,48	1,46	1,45	1,49	1,42	1,09	1,46	1,46	1,46	1,43	1,46	
Summe	3,97	3,97	3,97	3,97	3,97	3,97	3,97	3,98	3,97	3,97	3,97	3,97	3,97	4,01	3,97	3,97	3,97	3,96	3,97	
Mg											0,01									
Ca	0,53	0,55	0,53	0,56	0,57	0,51	0,56	0,54	0,54	0,53	0,50	0,56	0,48	0,06	0,54	0,55	0,53	0,51	0,54	
Mn											0,00									
Fe	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	
Na	0,47	0,44	0,46	0,43	0,43	0,49	0,44	0,45	0,45	0,47	0,50	0,42	0,49	0,89	0,44	0,43	0,44	0,46	0,44	
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	
Summe	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	1,02	1,02	1,03	1,05	1,04	1,03	0,99	1,03	1,03	1,02	1,04	1,03	
Summe Kationen	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,02	5,01	5,00	4,99	5,00	4,99	4,99	5,00	5,00	
Na+Ca+K	1,01	1,01	1,01	1,00	1,01	1,01	1,00	1,00	1,00	1,01	1,02	1,01	1,00	0,98	1,00	1,00	0,99	1,01	1,01	
AN(Si/Al)											45,44									
AB(Si/Al)											52,54									
Diff.:											0,03									
AN(Na/Ca)	52,48	54,69	52,99	55,74	56,17	50,03	55,29	53,49	53,90	52,32	48,73	55,77	48,02	6,53	53,83	54,51	52,85	50,91	53,74	
AB(Na/Ca)	46,12	44,05	45,53	43,03	42,48	48,59	43,36	45,26	44,80	46,38	49,25	41,77	48,69	90,70	43,37	42,85	44,31	46,13	43,44	
OR	1,40	1,21	1,38	1,23	1,29	1,37	1,35	1,25	1,22	1,31	2,02	2,46	3,29	2,75	2,78	2,63	2,74	2,93	2,79	
CE	0,00	0,05	0,11	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,10	0,04	0,03	
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	

Tab. A1 (Fortsetzung)**:** Feldspatzusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite.

Alter																				
Lokalität																				
Typ																				
Proben-Nr.	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25
Messpunkt	5_9	5_10	5_11	5_13	5_16	5_18	5_20	5_21	5_22	5_24	5_26	5_27	5_30	5_31	5_32	5_33	5_34	5_35	5_36
Art	Kern	Kern	Kern	Rand	Kern-Rand	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Rand	Kern	Rand	Rand kl.Ph	Kern kl. Ph	Rand kl.Ph	Kern	Kern
Nr. Phänokristall	1	3	3	3	3	4	4	4	4	4	4	4	5	5	6	6	6	7	7
SiO2	54,59	68,05	56,40	54,91	54,44	54,61	54,85	54,85	54,76	54,75	54,69	53,75	55,53	54,89	56,68	55,80	56,11	54,40	54,40
Al2O3	27,85	20,36	26,35	27,35	27,54	27,32	27,23	27,26	27,36	27,17	27,21	27,87	27,04	27,22	26,21	26,96	26,83	27,87	27,74
MgO																			
CaO	11,67	0,36	8,76	10,91	11,33	11,35	11,14	11,07	11,02	10,98	11,26	11,84	10,82	11,29	9,70	10,69	10,35	11,75	11,69
MnO																			
FeO	0,73	0,14	0,57	0,74	0,73	0,62	0,73	0,61	0,70	0,68	0,71	0,77	0,66	0,72	0,64	0,85	0,71	0,70	0,75
BaO	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.
Na2O	4,85	11,44	5,99	4,94	4,78	4,66	4,88	4,84	4,84	4,95	4,88	4,50	4,99	4,79	5,62	5,12	5,25	4,56	4,56
K2O	0,43	0,31	1,00	0,49	0,44	0,43	0,47	0,43	0,46	0,49	0,47	0,41	0,47	0,45	0,50	0,52	0,52	0,43	0,43
Summe	100,16	100,66	99,07	99,39	99,25	99,08	99,28	99,12	99,19	99,04	99,24	99,18	99,52	99,36	99,36	99,94	99,81	99,76	99,59
Kationen O=8																			
Si	2,47	2,96	2,57	2,50	2,49	2,50	2,50	2,50	2,50	2,50	2,50	2,46	2,52	2,50	2,57	2,53	2,54	2,47	2,48
Al	1,49	1,04	1,41	1,47	1,48	1,47	1,46	1,47	1,47	1,46	1,47	1,50	1,45	1,46	1,40	1,44	1,43	1,49	1,49
Summe	3,96	4,01	3,98	3,97	3,97	3,97	3,97	3,97	3,97	3,97	3,96	3,97	3,97	3,96	3,97	3,96	3,97	3,97	3,97
Mg																			
Ca	0,57	0,02	0,43	0,53	0,55	0,56	0,55	0,54	0,54	0,54	0,55	0,58	0,53	0,55	0,47	0,52	0,50	0,57	0,57
Mn																			
Fe	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Na	0,43	0,97	0,53	0,44	0,42	0,41	0,43	0,43	0,43	0,44	0,43	0,40	0,44	0,42	0,49	0,45	0,46	0,40	0,40
K	0,03	0,02	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Summe	1,05	1,00	1,04	1,03	1,03	1,02	1,03	1,02	1,02	1,03	1,04	1,04	1,02	1,03	1,02	1,03	1,02	1,03	1,03
Summe Kationen	5,01	5,01	5,02	5,00	5,00	4,99	5,00	4,99	4,99	5,00	5,00	5,00	4,99	4,99	4,99	5,00	4,99	4,99	4,99
Na+Ca+K	1,02	1,00	1,01	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	0,99	1,00	1,01	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00
AN(Si/Al)																			
AB(Si/Al)																			
Diff.:																			
AN(Na/Ca)	55,63	1,68	42,15	53,34	55,26	55,81	54,29	54,35	54,18	53,52	54,51	57,82	52,98	55,11	47,41	51,95	50,54	57,24	57,14
AB(Na/Ca)	41,88	96,60	52,13	43,70	42,20	41,50	43,01	43,02	43,07	43,62	42,75	39,74	44,25	42,28	49,69	45,05	46,36	40,18	40,34
OR	2,41	1,72	5,71	2,85	2,54	2,53	2,70	2,52	2,67	2,81	2,72	2,39	2,75	2,61	2,89	2,99	3,03	2,48	2,48
CE	0,08	0,00	0,01	0,11	0,00	0,16	0,00	0,11	0,09	0,05	0,03	0,06	0,02	0,00	0,01	0,01	0,07	0,11	0,04
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tab. A1 (Fortsetzung)**:** Feldspatzusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite.

Alter									m. - ?o. Jura								m. - ?o. Jura		
Lokalität									C. d. Difunto								C. d. Difunto		
Typ									basalt. trachyandesit. Lava								basalt. trachyandesit. subvulk. Intr.		
Proben-Nr.	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-45	95-45	95-45	95-45	95-45	95-45	95-45	95-45	95-51	95-51	95-51
Messpunkt	5_37	5_38	5_40	5_41	5_42	5_43	5_46	5_47	3_33	4_1	4_2	4_3	4_4	4_5	4_6	4_8	3_2	3_3	3_4
Art	kl. Ph	kl. Ph	Rand	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Rand	kl. Ph	Kern
Nr. Phänokristall			8	8	8	8	8	8	1	2	2	2	2	2	2	3			
SiO2	54,98	55,94	55,36	54,90	53,73	55,12	55,02	55,40	53,81	52,98	52,83	53,47	53,41	53,15	53,62	52,38	52,95	53,65	52,76
Al2O3	27,44	26,97	27,04	27,36	27,84	27,05	26,97	26,65	28,14	28,03	28,54	28,34	28,28	28,45	27,79	28,89	28,95	28,35	29,19
MgO																	0,15	0,10	0,16
CaO	11,26	10,60	10,76	11,01	11,94	11,00	10,95	10,71	12,50	12,65	12,96	12,74	12,82	12,78	12,21	13,37	12,48	11,87	12,87
MnO																	0,03	0,04	0,02
FeO	0,71	0,62	0,70	0,72	0,70	0,68	0,68	0,69	0,95	0,97	0,96	0,98	0,98	1,06	1,47	1,04	1,00	1,21	1,02
BaO	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.			
Na2O	4,91	5,24	5,03	4,89	4,51	4,97	4,98	5,19	4,33	4,19	3,96	4,15	4,13	4,12	4,18	3,71	4,52	5,12	4,32
K2O	0,47	0,53	0,48	0,45	0,38	0,45	0,46	0,52	0,25	0,23	0,23	0,27	0,24	0,26	0,31	0,26	0,20	0,21	0,25
Summe	99,79	99,89	99,38	99,34	99,13	99,31	99,06	99,15	99,98	99,09	99,50	99,95	99,85	99,82	99,59	99,66	100,28	100,55	100,59
Kationen O=8																			
Si	2,50	2,53	2,52	2,50	2,46	2,51	2,51	2,53	2,45	2,43	2,42	2,44	2,43	2,43	2,45	2,40	2,41	2,43	2,39
Al	1,47	1,44	1,45	1,47	1,50	1,45	1,45	1,43	1,51	1,52	1,54	1,52	1,52	1,53	1,50	1,56	1,55	1,52	1,56
Summe	3,96	3,97	3,97	3,97	3,96	3,97	3,97	3,96	3,96	3,95	3,96	3,96	3,95	3,96	3,95	3,96	3,96	3,95	3,95
Mg																	0,01	0,01	0,01
Ca	0,55	0,51	0,53	0,54	0,59	0,54	0,54	0,52	0,61	0,62	0,64	0,62	0,63	0,63	0,60	0,66	0,61	0,58	0,63
Mn																	0,00	0,00	0,00
Fe	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,05	0,04
Na	0,43	0,46	0,44	0,43	0,40	0,44	0,44	0,46	0,38	0,37	0,35	0,37	0,37	0,36	0,37	0,33	0,40	0,45	0,38
K	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Summe	1,03	1,03	1,02	1,02	1,04	1,03	1,03	1,04	1,04	1,05	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,07	1,09	1,07
Summe Kationen	5,00	5,00	4,99	4,99	5,00	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	4,99	5,00	5,00	5,00	4,99	5,00	5,02	5,04	5,02
Na+Ca+K	1,01	1,01	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00	1,01	1,01	1,01	1,00	1,00	1,01	1,00	0,99	1,00	1,02	1,04	1,02
AN(Si/Al)																	56,89	53,71	57,94
AB(Si/Al)																	41,97	45,12	40,64
Diff.:																	0,03	0,02	0,03
AN(Na/Ca)	54,37	51,16	52,63	53,96	58,04	53,53	53,39	51,69	60,57	61,66	63,50	61,91	62,34	62,20	60,60	65,55	59,72	55,51	61,33
AB(Na/Ca)	42,89	45,78	44,56	43,37	39,71	43,79	43,92	45,31	38,01	36,91	35,12	36,52	36,30	36,29	37,57	32,94	39,14	43,33	37,25
OR	2,70	3,06	2,77	2,65	2,18	2,61	2,69	2,99	1,42	1,36	1,35	1,57	1,36	1,51	1,83	1,51	1,14	1,17	1,42
CE	0,04	0,00	0,04	0,02	0,06	0,07	0,00	0,02	0,00	0,07	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tab. A1 (Fortsetzung)**:** Feldspatzusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite.

Alter	m. - ?o. Jura															m. - ?o. Jura				
Lokalität	C. d. Difunto															C. d. Difunto				
Typ	trachydacit. Lava															trachydacit. Ignimbrit				
Proben-Nr.	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	96-57	96-57	96-57	96-57	96-57
Messpunkt	7_45	7_34	7_35	7_36	7_37	7_49	7_52	7_53	7_57	7_38	7_39	7_41	7_27	7_33		7_63	7_64	7_65	7_69	7_74
Art	Rand	Matrix	kl. Ph	kl. Ph Kern	kl. Ph Rand	Kern	Kern	Rand	Rand	Matrix	kl. Ph	Rand	kl. Ph Kern	Rand		kl. Ph Kern	kl. Ph	Rand	Rand	kl. Ph Ker
Nr. Phänokristall						3	4	4	5			2						1	1	
SiO2	68,49	68,18	68,73	68,54	68,63	68,36	68,20	68,07	68,61	68,85	68,70	68,96	68,17	67,64		56,79	56,98	68,05	65,89	58,30
Al2O3	19,49	19,55	19,49	19,35	20,16	19,26	19,25	19,14	19,22	19,50	19,35	19,47	19,68	20,33		26,42	26,00	19,21	19,17	25,33
MgO																				
CaO	0,23	0,17	0,06	0,19	0,11	0,12	0,16	0,18	0,13	0,12	0,11	0,04	0,15	0,11		9,84	9,42	0,20	0,23	7,95
MnO																				
FeO	0,12	0,25	0,11	0,18	0,11	0,16	0,54	0,27	0,23	0,09	0,07	0,16	0,34	0,23		0,60	0,60	0,18	0,46	0,71
BaO	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.		u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.
Na2O	11,49	11,26	11,61	11,52	11,54	11,47	11,29	11,37	11,66	11,55	11,44	11,63	11,56	11,04		5,67	5,87	9,20	7,08	6,48
K2O	0,05	0,21	0,07	0,07	0,43	0,07	0,10	0,06	0,04	0,12	0,08	0,05	0,20	0,67		0,53	0,59	3,40	6,38	0,64
Summe	99,88	99,62	100,08	99,89	101,00	99,43	99,56	99,09	99,93	100,24	99,75	100,30	100,15	100,04		99,85	99,47	100,25	99,72	99,42
Kationen O=8																				
Si	3,00	2,99	3,00	3,00	2,98	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00	2,98	2,96		2,56	2,58	3,00	2,97	2,63
Al	1,00	1,01	1,00	1,00	1,03	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	1,01	1,05		1,41	1,39	1,00	1,02	1,35
Summe	4,00	4,00	4,00	4,00	4,01	4,00	3,99	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	4,01		3,97	3,97	4,00	3,99	3,98
Mg																				
Ca	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01		0,48	0,46	0,01	0,01	0,38
Mn																				
Fe	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01		0,02	0,02	0,01	0,02	0,03
Na	0,97	0,96	0,98	0,98	0,97	0,98	0,96	0,97	0,99	0,98	0,97	0,98	0,98	0,94		0,50	0,52	0,79	0,62	0,57
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04		0,03	0,03	0,19	0,37	0,04
Summe	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	1,01	0,99	0,98	0,99	1,01	0,99		1,03	1,03	0,99	1,02	1,02
Summe Kationen	4,99	4,99	4,99	4,99	5,01	4,99	4,99	4,99	5,00	4,99	4,99	4,99	5,01	5,00		5,00	5,00	4,99	5,01	5,00
Na+Ca+K	0,99	0,98	0,99	0,99	1,00	0,99	0,98	0,98	1,00	0,99	0,98	0,99	1,00	0,98		1,00	1,01	0,99	1,00	0,99
AN(Si/Al)																				
AB(Si/Al)																				
Diff.:																				
AN(Na/Ca)	1,08	0,80	0,30	0,89	0,53	0,58	0,75	0,85	0,59	0,55	0,52	0,19	0,72	0,51		47,46	45,42	0,93	1,12	38,87
AB(Na/Ca)	98,61	97,99	99,29	98,67	97,07	99,05	98,62	98,81	99,11	98,76	99,01	99,55	98,07	95,64		49,47	51,16	79,67	61,52	57,36
OR	0,27	1,21	0,41	0,39	2,39	0,37	0,59	0,34	0,24	0,68	0,47	0,26	1,10	3,83		3,06	3,40	19,36	36,47	3,74
CE	0,04	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,04	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,12	0,02		0,01	0,01	0,04	0,90	0,03
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00		100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tab. A1 (Fortsetzung)**:** Feldspatzusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite.

Alter				m. - ?o. Jura																
Lokalität				C. d. Difunto																
Typ				dacit. Lava																
Proben-Nr.	96-57	96-57	96-57	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70
Messpunkt	7_79	7_80	7_84	6_57	6_58	6_59	6_62	6_63	6_64	6_65	6_66	6_67	6_69	6_71	6_72	6_73	6_76	6_79	6_81	6_82
Art	Kern	kl. Ph	Kern	kl. Ph Kern	Matrix	Matrix	Kern	Kern	Rand	Matrix	kl. Ph	kl. Ph	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern
Nr. Phänokristall	4		5				1	1	1				2	2	2	2	2	2	2	2
SiO2	67,89	68,42	68,07	54,10	55,39	57,42	52,02	67,78	55,90	56,62	54,38	54,51	51,79	52,86	52,64	52,47	52,65	52,61	52,74	52,18
Al2O3	19,65	19,92	20,18	27,64	26,88	25,72	29,42	20,17	26,58	26,30	27,74	27,80	29,42	28,78	28,78	28,96	28,56	29,02	28,55	29,00
MgO																				
CaO	0,13	0,20	0,61	11,58	10,83	8,96	13,69	0,86	10,39	9,93	11,68	11,63	13,57	13,16	12,97	13,43	12,98	13,20	12,87	13,32
MnO																				
FeO	0,32	0,22	0,22	0,86	0,95	0,78	0,76	0,01	0,92	0,85	0,82	0,87	0,67	0,71	0,75	0,76	0,85	0,85	0,72	0,74
BaO	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.
Na2O	11,06	11,46	11,21	4,76	5,23	6,13	3,63	11,22	5,65	5,87	4,68	4,77	3,62	3,90	3,91	3,83	4,04	3,82	3,99	3,75
K2O	0,40	0,22	0,18	0,25	0,26	0,26	0,20	0,05	0,14	0,24	0,27	0,23	0,20	0,25	0,22	0,21	0,25	0,22	0,25	0,21
Summe	99,45	100,47	100,46	99,18	99,54	99,27	99,72	100,13	99,61	99,85	99,58	99,84	99,27	99,66	99,27	99,66	99,33	99,73	99,18	99,18
Kationen O=8																				
Si	2,99	2,98	2,97	2,47	2,52	2,60	2,38	2,96	2,54	2,56	2,48	2,48	2,38	2,41	2,41	2,40	2,41	2,40	2,42	2,40
Al	1,02	1,02	1,04	1,49	1,44	1,37	1,59	1,04	1,42	1,40	1,49	1,49	1,59	1,55	1,55	1,56	1,54	1,56	1,54	1,57
Summe	4,00	4,00	4,00	3,96	3,96	3,97	3,96	4,00	3,96	3,96	3,96	3,96	3,97	3,96	3,97	3,96	3,96	3,96	3,96	3,96
Mg																				
Ca	0,01	0,01	0,03	0,57	0,53	0,43	0,67	0,04	0,51	0,48	0,57	0,57	0,67	0,64	0,64	0,66	0,64	0,65	0,63	0,66
Mn																				
Fe	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,03	0,03	0,00	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Na	0,94	0,97	0,95	0,42	0,46	0,54	0,32	0,95	0,50	0,52	0,41	0,42	0,32	0,35	0,35	0,34	0,36	0,34	0,36	0,33
K	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Summe	0,98	1,00	0,99	1,04	1,04	1,02	1,03	1,00	1,05	1,04	1,03	1,03	1,03	1,03	1,03	1,04	1,05	1,03	1,03	1,03
Summe Kationen	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	4,99	5,00	5,00	5,01	5,00	4,99	5,00	5,00	4,99	4,99	5,00	5,00	4,99	4,99	4,99
Na+Ca+K	0,97	0,99	0,99	1,00	1,00	0,99	1,01	0,99	1,01	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,01	1,01	1,00	1,00	1,00
AN(Si/Al)																				
AB(Si/Al)																				
Diff.:																				
AN(Na/Ca)	0,62	0,96	2,89	56,53	52,55	43,97	66,79	4,03	49,97	47,61	57,03	56,61	66,64	64,14	63,83	65,12	63,06	64,78	63,05	65,46
AB(Na/Ca)	97,07	97,77	96,12	42,04	45,95	54,48	32,06	95,60	49,17	50,95	41,39	42,02	32,17	34,39	34,86	33,65	35,49	33,90	35,38	33,34
OR	2,31	1,21	0,99	1,43	1,50	1,54	1,15	0,29	0,80	1,38	1,57	1,34	1,19	1,47	1,31	1,23	1,44	1,31	1,46	1,20
CE	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,09	0,05	0,07	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,11	0,00
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tab. A1 (Fortsetzung)**:** Feldspatzusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite.

Alter														m. - ?o. Jura					
Lokalität														Küste: C. Plomo					
Typ														trachyandesit. Lava					
Proben-Nr.	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235
Messpunkt	6_84	6_85	6_86	6_87	6_88	6_89	6_90	6_91	6_92	6_95	6_105	6_118	6Mic_1	7_17	7_18	7_19	7_20	7_21	7_22
Art	Kern	Kern	Kern	Kern	Rand	kl. Ph	Matrix	kl. Ph Kern	kl. Ph Kern	kl. Ph Rand	Kern	Kern	Kern	Rand	Rand	Rand	Kern	Kern	Kern
Nr. Phänokristall	2	2	2	2	2						3	4		3	3	3	3	3	3
SiO2	53,07	52,26	52,09	52,71	52,83	54,97	55,33	54,62	54,38	59,13	52,01	52,79	66,92	67,63	65,45	67,33	54,80	56,81	55,87
Al2O3	28,48	28,83	29,12	28,96	28,48	27,62	27,00	28,02	28,09	24,80	28,91	28,52	20,25	20,11	21,70	20,67	27,81	26,50	27,10
MgO													0,00						
CaO	12,62	13,36	13,53	13,19	12,85	11,59	10,84	11,89	11,94	7,78	13,46	12,71	1,31	0,93	2,79	1,29	11,42	9,80	10,35
MnO													0,00						
FeO	0,74	0,71	0,78	0,76	0,83	0,84	0,95	0,77	0,80	0,63	0,76	0,73	0,06	0,10	0,06	0,07	0,65	0,56	0,57
BaO	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.		u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.
Na2O	4,31	3,82	3,59	3,92	4,06	4,83	5,20	4,78	4,61	6,72	3,70	4,07	10,81	11,07	10,09	10,97	4,93	5,79	5,55
K2O	0,10	0,21	0,25	0,22	0,19	0,26	0,28	0,26	0,28	0,24	0,19	0,23	0,07	0,10	0,10	0,08	0,39	0,50	0,46
Summe	99,33	99,19	99,34	99,76	99,24	100,16	99,60	100,34	100,12	99,33	99,03	99,05	99,42	99,94	100,25	100,43	100,04	99,98	99,91
Kationen O=8																			
Si	2,43	2,40	2,39	2,41	2,42	2,49	2,52	2,47	2,46	2,66	2,39	2,42	2,95	2,96	2,87	2,94	2,48	2,56	2,53
Al	1,54	1,56	1,57	1,56	1,54	1,47	1,45	1,49	1,50	1,32	1,57	1,54	1,05	1,04	1,12	1,06	1,49	1,41	1,45
Summe	3,96	3,96	3,96	3,96	3,96	3,96	3,96	3,96	3,96	3,98	3,96	3,97	4,00	4,00	4,00	4,00	3,97	3,97	3,97
Mg													0,00						
Ca	0,62	0,66	0,67	0,65	0,63	0,56	0,53	0,58	0,58	0,38	0,66	0,63	0,06	0,04	0,13	0,06	0,55	0,47	0,50
Mn													0,00						
Fe	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02
Na	0,38	0,34	0,32	0,35	0,36	0,42	0,46	0,42	0,41	0,59	0,33	0,36	0,92	0,94	0,86	0,93	0,43	0,51	0,49
K	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03
Summe	1,03	1,04	1,03	1,03	1,04	1,03	1,04	1,04	1,03	1,00	1,03	1,03	0,99	0,99	1,00	1,00	1,04	1,03	1,04
Summe Kationen	5,00	5,00	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	4,98	4,99	4,99	4,99	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	5,01
Na+Ca+K	1,01	1,01	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	1,01	1,00	0,98	1,00	1,00	0,99	0,99	1,00	0,99	1,01	1,01	1,02
AN(Si/Al)													5,10						
AB(Si/Al)													94,48						
Diff.:													0,01						
AN(Na/Ca)	61,42	65,11	66,60	64,21	62,93	56,10	52,70	57,04	57,89	38,44	66,05	62,50	6,25	4,41	13,18	6,08	54,86	46,93	49,44
AB(Na/Ca)	37,98	33,70	31,95	34,52	35,97	42,34	45,70	41,47	40,47	60,07	32,83	36,17	93,33	95,04	86,13	93,42	42,86	50,17	47,96
OR	0,59	1,19	1,45	1,25	1,10	1,48	1,60	1,48	1,63	1,41	1,13	1,32	0,41	0,54	0,58	0,46	2,21	2,84	2,59
CE	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,08	0,00	0,00	0,01	0,09	0,00	0,00	0,00	0,02	0,11	0,05	0,07	0,06	0,01
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tab. A1 (Fortsetzung)**:** Feldspatzusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite.

Alter									m. - ?o. Jura		u. Kreide								
Lokalität									Küste: C. Plomo		C. d. Difunto								
Typ									trachyandesit. Lava		trachyt. Lava								
Proben-Nr.	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-255	97-255	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181
Messpunkt	7_2	7_8	7_9	7_13	7_14	7_16	7_5	7_6	5_48	5_49	6_1	6_3	6_4	6_5	6_7	6_8	6_9	6_10	6_11
Art	kl. Ph Rand	Kern	Kern	Kern	Kern	kl. Ph Kern	kl. Ph	Kern	Kern	Kern	Matrix	kl. Ph	kl. Ph Rand	kl. Ph	Matrix	kl. Ph	kl. Ph	Rand	Kern
Nr. Phänokristall	1	2	2	2	2				1	1								1	1
SiO2	65,67	57,50	58,46	58,09	57,78	65,69	65,51	58,78	68,28	68,24	68,70	68,42	68,08	68,83	67,79	68,59	67,78	68,11	68,69
Al2O3	21,05	25,52	25,14	25,54	25,54	21,79	21,40	24,81	19,79	20,47	19,96	19,85	20,08	19,90	20,38	19,83	20,03	20,17	19,84
MgO																			
CaO	1,55	8,86	8,36	7,80	8,77	2,70	2,58	7,58	0,39	0,37	0,54	0,55	0,43	0,37	0,72	0,55	0,83	0,91	0,51
MnO																			
FeO	0,13	0,52	0,44	0,60	0,47	0,03	0,05	0,58	0,07	0,05	0,16	0,08	0,13	0,01	0,10	0,02	0,04	0,08	0,01
BaO	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.
Na2O	10,15	6,09	6,43	6,26	6,24	10,15	10,12	6,57	11,46	11,13	11,39	11,41	11,00	11,54	10,98	11,35	11,05	11,12	11,36
K2O	0,50	0,59	0,69	1,06	0,60	0,10	0,10	0,83	0,04	0,37	0,07	0,09	0,39	0,07	0,47	0,05	0,21	0,10	0,09
Total	99,05	99,07	99,52	99,43	99,40	100,46	99,78	99,17	100,03	100,64	100,82	100,39	100,10	100,73	100,44	100,41	99,93	100,49	100,50
Kationen O=8																			
Si	2,91	2,61	2,64	2,63	2,61	2,88	2,89	2,66	2,98	2,97	2,98	2,98	2,97	2,99	2,96	2,98	2,97	2,97	2,99
Al	1,10	1,37	1,34	1,36	1,36	1,12	1,11	1,32	1,02	1,05	1,02	1,02	1,03	1,02	1,05	1,02	1,03	1,04	1,02
Summe	4,01	3,97	3,97	3,99	3,97	4,00	4,00	3,98	4,00	4,01	4,00	4,00	4,01	4,00	4,01	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg																			
Ca	0,07	0,43	0,40	0,38	0,43	0,13	0,12	0,37	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02
Mn																			
Fe	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,87	0,54	0,56	0,55	0,55	0,86	0,87	0,58	0,97	0,94	0,96	0,96	0,93	0,97	0,93	0,96	0,94	0,94	0,96
K	0,03	0,03	0,04	0,06	0,03	0,01	0,01	0,05	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01
Summe	0,98	1,02	1,02	1,01	1,02	1,00	0,99	1,01	0,99	0,98	0,99	1,00	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99
Summe Kationen	4,99	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	4,99	4,99	5,00	4,99	4,99	5,00	4,99	4,99	5,00	4,99	4,99	4,99	4,99
Na+Ca+K	0,98	1,00	1,01	0,99	1,01	0,99	0,99	0,99	0,99	0,97	0,99	1,00	0,97	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99
AN(Si/Al)																			
AB(Si/Al)																			
Diff.:																			
AN(Na/Ca)	7,54	43,04	40,15	38,21	42,23	12,73	12,26	37,03	1,84	1,79	2,53	2,57	2,08	1,74	3,40	2,62	3,93	4,30	2,43
AB(Na/Ca)	89,53	53,52	55,90	55,51	54,35	86,68	87,15	58,08	97,96	96,12	97,10	96,92	95,70	97,84	93,93	97,08	94,87	95,14	97,09
OR	2,93	3,44	3,95	6,18	3,41	0,56	0,55	4,82	0,20	2,07	0,37	0,52	2,23	0,41	2,67	0,29	1,21	0,57	0,48
CE	0,00	0,00	0,01	0,11	0,01	0,03	0,04	0,07	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tab. A1 (Fortsetzung)**:** Feldspatzusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite.

Alter																		
Lokalität																		
Typ																		
Proben-Nr.	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181
Messpunkt	6_12	6_13	6_14	6_15	6_16	6_17	6_19	6_20	6_21	6_22	6_23	6_24	6_25	6_26	6_28	6_30	6_31	6_32
Art	Kern	Rand	kl. Ph	Kern	Kern	Kern	Kern	Rand	Kern	kl. Ph Kern	kl. Ph Kern	kl. Ph Rand	kl. Ph Rand	kl. Ph Kern	kl. Ph Kern	kl. Ph	kl. Ph Kern	kl. Ph Rand
Nr. Phänokristall	1	1		2	2	2	2											
SiO2	67,10	68,19	68,82	67,71	67,50	67,85	68,64	64,83	68,66	68,45	68,73	68,54	68,47	68,40	68,86	68,40	68,16	66,92
Al2O3	20,99	20,22	19,78	20,64	20,22	20,46	19,96	18,19	19,65	19,39	19,64	19,62	19,66	19,47	19,44	19,51	19,49	20,73
MgO																		
CaO	1,72	0,86	0,40	1,27	1,18	1,20	0,60	0,00	0,36	0,25	0,36	0,39	0,37	0,34	0,14	0,28	0,36	0,59
MnO																		
FeO	0,03	0,00	0,02	0,00	0,04	0,03	0,00	0,08	0,05	0,04	0,05	0,09	0,07	0,02	0,04	0,02	0,00	0,13
BaO	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.
Na2O	10,60	11,25	11,51	10,99	11,03	10,99	11,41	0,16	11,62	11,49	11,52	11,39	11,41	11,42	11,63	11,39	11,24	10,49
K2O	0,05	0,06	0,06	0,04	0,05	0,03	0,06	16,35	0,09	0,08	0,05	0,08	0,06	0,10	0,06	0,05	0,11	0,74
Total	100,51	100,61	100,58	100,66	100,01	100,60	100,66	100,21	100,41	99,71	100,35	100,13	100,07	99,74	100,18	99,67	99,36	99,64
Kationen O=8																		
Si	2,93	2,97	2,99	2,95	2,96	2,95	2,98	3,00	2,99	3,00	2,99	2,99	2,99	3,00	3,00	3,00	2,99	2,94
Al	1,08	1,04	1,01	1,06	1,04	1,05	1,02	0,99	1,01	1,00	1,01	1,01	1,01	1,01	1,00	1,01	1,01	1,08
Summe	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,02
Mg																		
Ca	0,08	0,04	0,02	0,06	0,06	0,06	0,03	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03
Mn																		
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,90	0,95	0,97	0,93	0,94	0,93	0,96	0,01	0,98	0,98	0,97	0,96	0,97	0,97	0,98	0,97	0,96	0,90
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,97	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,04
Summe	0,98	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	0,98	0,98	0,97
Summe Kationen	4,98	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99	5,00	4,99	4,99	4,99	4,99	4,99	5,00	4,99	4,98	4,99
Na+Ca+K	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,98	0,96
AN(Si/Al)																		
AB(Si/Al)																		
Diff.:																		
AN(Na/Ca)	8,20	4,06	1,87	5,99	5,57	5,69	2,81	0,00	1,66	1,18	1,67	1,84	1,74	1,62	0,67	1,34	1,74	2,90
AB(Na/Ca)	91,50	95,56	97,82	93,76	94,13	94,06	96,86	1,42	97,87	98,34	98,05	97,70	97,84	97,84	98,95	98,34	97,66	92,76
OR	0,27	0,35	0,31	0,25	0,30	0,19	0,34	97,49	0,48	0,47	0,28	0,44	0,35	0,54	0,35	0,30	0,60	4,29
CE	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	1,10	0,00	0,01	0,00	0,03	0,07	0,00	0,02	0,03	0,01	0,06
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tab. A1 (Fortsetzung)**:** Feldspatzusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite.

Alter																			
Lokalität																			
Typ																			
Proben-Nr.	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181
Messpunkt	6_33	6_34	6_36	6_37	6_38	6_39	6_40	6_42	6_43	6_44	6_45	6_46	6_47	6_48	6_49	6_50	6_52	6_53	6_54
Art	Rand	Rand	Matrix	kl. Ph	kl. Ph	kl. Ph	Matrix	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Kern	Rand	Rand	kl. Ph Kern
Nr. Phänokristall	1	1						2	2	3	5	4	4	4	4	5	4	4	
SiO2	67,79	68,55	67,27	68,45	68,35	68,07	63,72	66,84	67,94	68,44	67,92	68,29	67,81	67,78	67,79	68,17	68,09	68,21	64,82
Al2O3	19,97	19,66	19,42	19,52	19,55	19,59	22,35	20,29	19,60	19,42	19,64	19,52	19,39	19,98	19,48	19,31	19,44	19,64	18,40
MgO																			
CaO	0,88	0,42	0,44	0,16	0,38	0,44	1,33	1,30	0,62	0,25	0,61	0,34	0,41	0,69	0,50	0,38	0,44	0,32	0,08
MnO																			
FeO	0,05	0,06	0,18	0,02	0,04	0,07	0,33	0,01	0,01	0,03	0,02	0,07	0,00	0,02	0,02	0,07	0,03	0,06	0,00
BaO	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	0,67
Na2O	11,16	11,29	9,59	11,33	11,33	11,25	8,95	10,81	11,09	11,36	11,16	11,40	11,35	11,04	11,25	11,32	11,15	11,37	2,13
K2O	0,07	0,08	2,73	0,07	0,08	0,09	2,01	0,01	0,11	0,05	0,06	0,06	0,07	0,10	0,07	0,07	0,09	0,10	13,43
Total	99,93	100,08	99,73	99,56	99,75	99,51	98,71	99,27	99,37	99,55	99,43	99,68	99,06	99,61	99,11	99,31	99,25	99,72	99,53
Kationen O=8																			
Si	2,97	2,99	2,98	3,00	2,99	2,99	2,85	2,95	2,99	3,00	2,98	2,99	2,99	2,97	2,99	3,00	2,99	2,99	3,00
Al	1,03	1,01	1,01	1,01	1,01	1,01	1,18	1,05	1,02	1,00	1,02	1,01	1,01	1,03	1,01	1,00	1,01	1,01	1,00
Summe	4,00	4,00	3,99	4,01	4,00	4,00	4,03	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,01	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg																			
Ca	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,06	0,06	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00
Mn																			
Fe	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,95	0,96	0,82	0,96	0,96	0,96	0,78	0,92	0,95	0,97	0,95	0,97	0,97	0,94	0,96	0,97	0,95	0,97	0,19
K	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,01	0,12	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,79
Summe	0,99	0,98	1,01	0,98	0,99	0,99	0,97	0,99	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,98	0,99	0,99	0,98	0,99	1,00
Summe Kationen	4,99	4,98	5,00	4,98	4,99	4,99	5,00	4,99	4,98	4,98	4,99	4,99	4,99	4,98	4,99	4,99	4,98	4,99	5,00
Na+Ca+K	0,99	0,98	1,00	0,97	0,98	0,98	0,96	0,99	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,98	0,99	0,99	0,98	0,99	0,99
AN(Si/Al)																			
AB(Si/Al)																			
Diff.:																			
AN(Na/Ca)	4,15	2,02	2,08	0,77	1,81	2,09	6,67	6,22	2,98	1,20	2,91	1,63	1,94	3,33	2,37	1,80	2,13	1,53	0,38
AB(Na/Ca)	95,45	97,52	82,31	98,82	97,70	97,40	81,27	93,71	96,38	98,49	96,70	98,03	97,60	96,12	97,22	97,83	97,33	97,89	19,13
OR	0,40	0,45	15,43	0,39	0,44	0,51	12,02	0,08	0,64	0,31	0,35	0,35	0,41	0,54	0,41	0,37	0,53	0,54	79,29
CE	0,00	0,01	0,17	0,01	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	1,21
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tab. A1 (Fortsetzung)**:** Feldspatzusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite.

Alter		u. Kreide		im paläoz. Basement		im paläoz. Basement			
Lokalität		C. d. Difunto		Küste		Küste			
Typ		andesit. Lava		Ganggestein		Ganggestein			
Proben-Nr.	96-181	96-196	96-196	95-87	95-87	95-99	95-99	95-99	95-99
Messpunkt	6_55	1_1	1_3	4_79	4_80	7_1	7_2	7_4	7_7
Art	kl. Ph Rand	Ph	Ph	Mitte	Rand	Kern	Rand	Kern	Matrix
Nr. Phänokristall									
SiO2	68,61	58,72	52,86	56,62	55,70	54,18	54,49	54,42	64,78
Al2O3	19,55	25,64	29,91	26,98	27,20	28,75	28,48	28,50	18,71
MgO		0,04	0,04	0,12	0,09	0,10	0,08	0,10	0,00
CaO	0,40	8,01	12,64	10,54	10,89	11,44	11,23	11,10	0,29
MnO		0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
FeO	0,06	0,62	0,69	0,68	0,84	0,74	0,70	0,74	0,20
BaO	u.N.								
Na2O	11,41	7,38	4,70	5,66	5,69	4,72	4,99	4,79	2,39
K2O	0,07	0,47	0,11	0,39	0,34	0,48	0,38	0,50	12,69
Total	100,14	100,90	100,97	100,99	100,75	100,41	100,36	100,15	99,06
Kationen O=8									
Si	2,99	2,62	2,38	2,53	2,51	2,45	2,46	2,46	2,99
Al	1,01	1,35	1,59	1,42	1,44	1,53	1,52	1,52	1,02
Summe	4,00	3,97	3,97	3,96	3,95	3,98	3,98	3,98	4,00
Mg		0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ca	0,02	0,38	0,61	0,51	0,53	0,55	0,54	0,54	0,01
Mn		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01
Na	0,97	0,64	0,41	0,49	0,50	0,41	0,44	0,42	0,21
K	0,00	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,75
Summe	0,99	1,07	1,06	1,05	1,08	1,03	1,03	1,02	0,98
Summe Kationen	4,99	5,04	5,03	5,01	5,03	5,01	5,01	5,00	4,99
Na+Ca+K	0,99	1,05	1,03	1,02	1,04	0,99	1,00	0,99	0,97
AN(Si/Al)		35,06	60,21	43,23	45,74	52,74	51,67	51,39	0,39
AB(Si/Al)		62,39	39,17	54,58	52,38	44,48	46,15	45,68	23,01
Diff.:		0,01	0,01	0,06	0,05	0,03	0,03	0,03	0,01
AN(Na/Ca)	1,88	36,53	59,41	49,61	50,44	55,66	54,22	54,51	1,47
AB(Na/Ca)	97,67	60,91	39,98	48,21	47,69	41,56	43,60	42,57	21,93
OR	0,38	2,55	0,62	2,19	1,87	2,78	2,18	2,92	76,60
CE	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

6.2.1.2 Klinopyroxene

Tab. A2: Formelberechnung und Zusammensetzungen der Klinopyroxene.

Alter	u. Jura	u. Jura - Bajocium												
Lokalität	Küste: Q. Griton	Sierra Minillas												
Typ	andesit. Lava	basalt. andesit. Lava												
Proben-Nr.	96-164a	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127
Messpunkt	1	3_2	3_3	3_4	3_5	3_6	3_7	3_11	1_1	1_2	1_3	1_4	2_5	2_6
Art	Kern	Rand	Rand	Kern	Kern	Rand	Rand	Matrix	?	Kern	Kern	Rand	Kern	Rand
Nr. Phänokristall	1	5	5	6	6	6	7			1	2	2	4	4
SiO2	50,26	48,30	51,32	51,72	51,81	51,97	51,25	51,48	55,57	51,40	51,44	51,73	51,73	51,70
TiO2	0,67	1,27	0,59	0,36	0,34	0,34	0,51	0,41	0,06	0,52	0,45	0,36	0,33	0,36
Al2O3	1,79	5,28	3,00	1,60	1,48	1,47	2,20	1,35	0,06	2,13	2,04	1,66	1,60	1,72
Cr2O3	0,13													
MgO	15,07	14,20	16,22	13,96	13,63	13,73	13,99	13,65	18,58	13,83	13,65	13,70	13,51	13,52
CaO	18,57	19,35	19,78	19,77	20,15	20,07	19,37	20,12	25,84	19,10	19,40	19,78	20,32	19,92
MnO	0,32	0,28	0,23	0,45	0,44	0,48	0,43	0,51	0,05	0,49	0,44	0,42	0,44	0,45
FeO	11,99	10,03	7,73	11,17	11,06	11,04	11,03	11,45	0,04	11,57	11,70	11,32	10,71	11,02
Na2O	0,24	0,26	0,18	0,37	0,31	0,30	0,34	0,31	0,00	0,36	0,36	0,31	0,36	0,33
K2O	0,00													
Summe:	99,04	98,98	99,03	99,38	99,20	99,39	99,11	99,27	100,20	99,39	99,47	99,29	99,02	99,01
Formelberechnung														
SiO2	50,26	48,30	51,32	51,72	51,81	51,97	51,25	51,48	55,57	51,40	51,44	51,73	51,73	51,70
TiO2	0,67	1,27	0,59	0,36	0,34	0,34	0,51	0,41	0,06	0,52	0,45	0,36	0,33	0,36
Al2O3	1,79	5,28	3,00	1,60	1,48	1,47	2,20	1,35	0,06	2,13	2,04	1,66	1,60	1,72
Cr2O3	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	3,76	3,03	1,28	1,49	0,85	0,73	1,17	1,76	0,00	1,03	1,18	0,86	0,89	0,50
MgO	15,07	14,20	16,22	13,96	13,63	13,73	13,99	13,65	18,58	13,83	13,65	13,70	13,51	13,52
CaO	18,57	19,35	19,78	19,77	20,15	20,07	19,37	20,12	25,84	19,10	19,40	19,78	20,32	19,92
MnO	0,32	0,28	0,23	0,45	0,44	0,48	0,43	0,51	0,05	0,49	0,44	0,42	0,44	0,45
FeO	8,61	7,30	6,58	9,83	10,29	10,38	9,97	9,86	0,04	10,65	10,64	10,54	9,90	10,57
Na2O	0,24	0,26	0,18	0,37	0,31	0,30	0,34	0,31	0,00	0,36	0,36	0,31	0,36	0,33
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	99,42	99,28	99,16	99,53	99,28	99,46	99,23	99,45	100,20	99,50	99,59	99,37	99,11	99,06
Kationen O=6														
Si	1,89	1,81	1,91	1,95	1,96	1,96	1,93	1,94	2,00	1,94	1,94	1,95	1,96	1,96
Ti	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	0,08	0,23	0,13	0,07	0,07	0,07	0,10	0,06	0,00	0,09	0,09	0,07	0,07	0,08
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,11	0,09	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03	0,05	0,00	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01
Mg	0,85	0,79	0,90	0,78	0,77	0,77	0,79	0,77	1,00	0,78	0,77	0,77	0,76	0,76
Ca	0,75	0,78	0,79	0,80	0,82	0,81	0,78	0,81	1,00	0,77	0,78	0,80	0,82	0,81
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe2	0,27	0,23	0,20	0,31	0,32	0,33	0,31	0,31	0,00	0,34	0,34	0,33	0,31	0,33
Na	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Formelbesetzung														
T														
Si	1,89	1,81	1,91	1,95	1,96	1,96	1,93	1,94	2,00	1,94	1,94	1,95	1,96	1,96
Al	0,08	0,19	0,09	0,05	0,04	0,04	0,07	0,06	0,00	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04
Fe3	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
M1														
Al	0,00	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe3	0,08	0,09	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03	0,05	0,00	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,76	0,71	0,80	0,73	0,72	0,73	0,73	0,72	0,99	0,72	0,71	0,72	0,72	0,72
Fe2	0,14	0,12	0,11	0,20	0,22	0,22	0,19	0,21	0,00	0,21	0,21	0,22	0,22	0,22
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M2														
Mg	0,09	0,08	0,09	0,05	0,04	0,05	0,06	0,04	0,00	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04
Fe2	0,13	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,12	0,10	0,00	0,13	0,12	0,12	0,10	0,11
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,75	0,78	0,79	0,80	0,82	0,81	0,78	0,81	1,00	0,77	0,78	0,80	0,82	0,81
Na	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Endglieder														
Enstatit	45,32	44,08	47,53	41,44	40,22	40,40	41,76	40,57	49,98	41,24	40,66	40,50	40,13	40,04
Wollastonit	40,14	43,20	41,65	42,19	42,75	42,46	41,54	42,98	49,97	40,94	41,55	42,02	43,38	42,40
Ferrosilit	14,53	12,72	10,82	16,37	17,04	17,14	16,70	16,45	0,05	17,81	17,79	17,49	16,50	17,56
CaTiAl2O6	1,82	3,30	1,58	0,99	0,65	0,64	1,40	0,78	0,17	1,43	1,25	0,68	0,66	0,68
CaAl2SiO6	1,98	5,26	2,89	1,61	0,81	0,75	1,88	1,09	0,00	1,66	1,76	0,91	0,88	0,78
CaFe2SiO6	1,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NaAlSi2O6	0,00	4,40	3,61	1,71	1,51	1,59	2,94	0,33	0,14	3,03	2,79	1,71	1,85	2,21
(Na,K)FeSi2O6	7,73	7,89	3,41	4,11	1,64	1,38	3,24	3,40	0,00	2,85	3,26	1,62	1,76	0,95
CaMgSi2O6	66,65	63,15	70,84	75,17	51,87	51,79	72,77	52,17	99,47	72,09	73,24	50,87	52,53	50,96
CaFeSi2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	21,97	21,98	0,00	21,15	0,00	0,00	0,00	21,97	21,60	22,35
Ca2Si2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2Si2O6	12,98	10,56	9,78	15,09	21,07	21,35	15,28	20,53	0,05	16,36	16,32	21,80	20,24	21,58
Mg2Si2O6	7,13	5,02	7,55	0,62	0,00	0,00	1,84	0,00	0,09	1,82	0,69	0,00	0,00	0,00
Mn2Si2O6	0,49	0,42	0,34	0,69	0,47	0,51	0,66	0,55	0,08	0,76	0,68	0,44	0,49	0,49
Summe:	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
BANNO (1959)														
Jadeit:	0,00	0,86	0,83	0,95	1,28	1,41	1,47	0,24	0,01	1,70	1,48	1,43	1,61	2,01
Akmit:	2,29	1,53	0,79	2,28	1,39	1,23	1,62	2,50	0,00	1,60	1,73	1,36	1,53	0,86
Augit:	97,71	97,61	98,38	96,77	97,33	97,36	96,91	97,26	99,99	96,69	96,79	97,22	96,86	97,13

Tab. A2 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung und Zusammensetzungen der Klinopyroxene.

Alter															
Lokalität															
Typ															
Proben-Nr.	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127
Messpunkt	3_1	3_12	3_14	3_15	3_18	3_19	3_21	3_22	3_23	3_24	3_25	3_27	3_28	3Mis_4	3Mis_12
Art	kl. Ph	Matrix	Kern	Kern	Rand um Amp	Kern	kl. Ph	Kern	Kern	Kern	Rand	Kern	Rand	Rand	Matrix
Nr. Phänokristall			9	9		10		11	11	11	11	13	13	5	
SiO2	50,24	51,86	51,53	51,20	51,32	51,81	52,28	52,12	52,28	51,52	52,40	52,01	48,32	51,60	51,18
TiO2	0,77	0,55	0,39	0,43	0,50	0,40	0,39	0,47	0,39	0,54	0,31	0,38	1,33	0,60	0,49
Al2O3	4,25	2,06	1,82	1,80	1,81	1,62	1,36	1,86	1,62	2,29	1,54	1,59	6,12	2,64	1,82
Cr2O3															
MgO	15,89	17,35	13,49	13,40	13,93	13,80	13,33	13,70	13,57	13,53	13,51	13,54	13,99	16,08	13,58
CaO	19,46	16,21	20,45	20,37	19,46	19,94	19,02	19,88	20,09	19,55	20,04	19,81	20,22	20,53	19,81
MnO	0,24	0,36	0,45	0,43	0,48	0,44	0,59	0,44	0,41	0,52	0,49	0,52	0,25	0,27	0,49
FeO	8,02	10,57	11,23	11,20	11,52	10,99	12,32	11,60	11,62	12,14	11,78	11,74	9,39	7,65	11,41
Na2O	0,24	0,17	0,35	0,35	0,31	0,30	0,41	0,35	0,32	0,38	0,35	0,33	0,29	0,18	0,36
K2O														0,01	0,00
Summe:	99,11	99,13	99,70	99,18	99,33	99,29	99,72	100,40	100,30	100,47	100,43	99,92	99,90	99,56	99,14
Formelberechnung															
SiO2	50,24	51,86	51,53	51,20	51,32	51,81	52,28	52,12	52,28	51,52	52,40	52,01	48,32	51,60	51,18
TiO2	0,77	0,55	0,39	0,43	0,50	0,40	0,39	0,47	0,39	0,54	0,31	0,38	1,33	0,60	0,49
Al2O3	4,25	2,06	1,82	1,80	1,81	1,62	1,36	1,86	1,62	2,29	1,54	1,59	6,12	2,64	1,82
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	2,08	0,98	1,73	1,80	1,55	0,73	0,09	0,88	0,63	1,67	0,79	0,88	3,17	1,69	1,69
MgO	15,89	17,35	13,49	13,40	13,93	13,80	13,33	13,70	13,57	13,53	13,51	13,54	13,99	16,08	13,58
CaO	19,46	16,21	20,45	20,37	19,46	19,94	19,02	19,88	20,09	19,55	20,04	19,81	20,22	20,53	19,81
MnO	0,24	0,36	0,45	0,43	0,48	0,44	0,59	0,44	0,41	0,52	0,49	0,52	0,25	0,27	0,49
FeO	6,15	9,68	9,67	9,58	10,13	10,33	12,24	10,80	11,05	10,64	11,07	10,95	6,54	6,13	9,89
Na2O	0,24	0,17	0,35	0,35	0,31	0,30	0,41	0,35	0,32	0,38	0,35	0,33	0,29	0,18	0,36
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Summe:	99,32	99,23	99,87	99,36	99,48	99,36	99,73	100,49	100,36	100,63	100,51	100,01	100,22	99,73	99,31
Kationen O=6															
Si	1,87	1,93	1,94	1,93	1,94	1,95	1,97	1,95	1,96	1,92	1,96	1,95	1,80	1,91	1,93
Ti	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01
Al	0,19	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07	0,06	0,08	0,07	0,10	0,07	0,07	0,27	0,12	0,08
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,06	0,03	0,05	0,05	0,04	0,02	0,00	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,09	0,05	0,05
Mg	0,88	0,96	0,76	0,75	0,78	0,78	0,75	0,76	0,76	0,75	0,75	0,76	0,77	0,89	0,76
Ca	0,77	0,65	0,82	0,82	0,79	0,81	0,77	0,80	0,81	0,78	0,80	0,80	0,80	0,81	0,80
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
Fe2	0,19	0,30	0,30	0,30	0,32	0,33	0,39	0,34	0,35	0,33	0,35	0,34	0,20	0,19	0,31
Na	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Formelbesetzung															
T															
Si	1,87	1,93	1,94	1,93	1,94	1,95	1,97	1,95	1,96	1,92	1,96	1,95	1,80	1,91	1,93
Al	0,13	0,07	0,06	0,07	0,06	0,05	0,03	0,05	0,04	0,08	0,04	0,05	0,20	0,09	0,07
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
M1															
Al	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,06	0,02	0,02
Fe3	0,06	0,03	0,05	0,05	0,04	0,02	0,00	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,09	0,05	0,05
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01
Mg	0,78	0,81	0,71	0,71	0,73	0,73	0,70	0,71	0,71	0,70	0,71	0,71	0,70	0,81	0,72
Fe2	0,09	0,12	0,21	0,21	0,20	0,22	0,25	0,22	0,23	0,21	0,23	0,23	0,11	0,11	0,21
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M2															
Mg	0,10	0,15	0,04	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,08	0,08	0,05
Fe2	0,10	0,18	0,10	0,09	0,12	0,11	0,13	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12	0,09	0,08	0,11
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
Ca	0,77	0,65	0,82	0,82	0,79	0,81	0,77	0,80	0,81	0,78	0,80	0,80	0,80	0,81	0,80
Na	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Endglieder															
Enstatit	47,69	50,38	40,13	40,10	41,46	40,66	39,36	40,23	39,67	40,32	39,59	39,92	43,45	46,91	40,69
Wollastonit	41,96	33,84	43,73	43,81	41,63	42,26	40,36	41,97	42,21	41,89	42,21	41,97	45,15	43,06	42,68
Ferrosilit	10,35	15,78	16,14	16,08	16,91	17,08	20,28	17,80	18,12	17,79	18,20	18,11	11,40	10,04	16,63
CaTiAl2O6	2,02	1,52	0,77	0,85	1,39	0,75	0,71	0,86	0,73	1,48	0,59	0,71	3,37	1,59	0,94
CaAl2SiO6	4,31	1,85	1,41	1,40	1,77	0,80	0,17	0,91	0,73	2,16	0,78	0,81	5,95	2,77	1,25
CaFe2SiO6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NaAlSi2O6	4,80	2,17	1,19	1,04	1,49	1,68	2,08	1,83	1,81	2,46	1,77	1,59	5,74	2,34	1,06
(Na,K)FeSi2O6	5,46	2,72	3,36	3,54	4,27	1,39	0,16	1,63	1,18	4,54	1,47	1,63	8,06	4,50	3,22
CaMgSi2O6	66,43	60,43	52,10	52,15	73,37	51,70	47,50	50,14	50,17	72,09	49,93	49,92	63,98	73,64	51,27
CaFeSi2O6	0,00	0,00	20,96	20,92	0,00	21,72	24,47	22,19	22,91	0,00	22,95	22,65	0,00	0,00	20,95
Ca2Si2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2Si2O6	8,97	14,87	19,71	19,63	15,54	21,49	24,31	21,98	22,04	16,08	21,98	22,13	9,25	9,09	20,79
Mg2Si2O6	7,65	15,89	0,00	0,00	1,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40	0,00	0,00	3,29	5,67	0,00
Mn2Si2O6	0,36	0,56	0,49	0,47	0,74	0,47	0,60	0,45	0,43	0,79	0,51	0,55	0,35	0,41	0,52
Summe:	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
BANNO (1959)															
Jadeit:	1,03	0,81	0,78	0,69	0,73	1,46	3,47	1,62	1,68	1,20	1,67	1,45	1,05	0,56	0,80
Akmit:	1,18	1,02	2,19	2,33	2,09	1,20	0,27	1,44	1,09	2,21	1,38	1,49	1,48	1,08	2,41
Augit:	97,79	98,17	97,03	96,98	97,19	97,34	96,26	96,95	97,23	96,59	96,95	97,06	97,47	98,35	96,79

Tab. A2 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung und Zusammensetzungen der Klinopyroxene.

Alter				m. Jura				m. - ?o. Jura		
Lokalität				Küste: C. Plomo				C. d. Difunto		
Typ				andesit. Lava				trachyandesit. Lava		
Proben-Nr.	96-127	96-127	96-127	96-311	96-311	96-311	96-311	95-25	95-25	95-25
Messpunkt	3Mis_15	3Mis_21	3Mis_22	2quarx_10	2quarx_11	2quarx_12	2quarx_13	5_1	5_2	5_3
Art	Einschl. in Fsp	Kern Amp-Pseu	Rand Amp-Pseu	Kern	Rand	Kern	Rand	kl. Ph in Fsp	Kern	Rand
Nr. Phänokristall				1	1	2	2	12	1	1
SiO2	51,74	51,50	51,60	50,67	50,58	51,19	50,71	51,21	51,35	51,41
TiO2	0,31	0,47	0,50	0,72	0,76	0,78	0,80	0,89	0,87	0,83
Al2O3	2,76	1,97	1,91	1,54	1,47	1,52	1,55	1,66	2,25	1,59
Cr2O3				0,00	0,01	0,00	0,00			
MgO	13,58	13,47	13,91	14,98	14,71	14,60	14,77	14,73	15,07	14,75
CaO	19,68	20,01	19,76	18,16	17,57	17,72	18,03	18,26	18,82	17,54
MnO	0,46	0,49	0,44	0,33	0,38	0,36	0,40	0,33	0,34	0,34
FeO	10,57	11,28	11,60	13,01	13,59	13,44	12,95	12,61	11,25	12,75
Na2O	0,44	0,34	0,36	0,27	0,29	0,28	0,30	0,24	0,25	0,26
K2O	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Summe:	99,55	99,53	100,07	99,68	99,36	99,89	99,51	99,93	100,20	99,47
Formelberechnung										
SiO2	51,74	51,50	51,60	50,67	50,58	51,19	50,71	51,21	51,35	51,41
TiO2	0,31	0,47	0,50	0,72	0,76	0,78	0,80	0,89	0,87	0,83
Al2O3	2,76	1,97	1,91	1,54	1,47	1,52	1,55	1,66	2,25	1,59
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,49	1,14	1,83	3,69	3,20	2,13	3,13	1,85	1,73	0,93
MgO	13,58	13,47	13,91	14,98	14,71	14,60	14,77	14,73	15,07	14,75
CaO	19,68	20,01	19,76	18,16	17,57	17,72	18,03	18,26	18,82	17,54
MnO	0,46	0,49	0,44	0,33	0,38	0,36	0,40	0,33	0,34	0,34
FeO	10,13	10,25	9,95	9,69	10,71	11,53	10,14	10,95	9,70	11,91
Na2O	0,44	0,34	0,36	0,27	0,29	0,28	0,30	0,24	0,25	0,26
K2O	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	99,60	99,65	100,25	100,05	99,68	100,10	99,82	100,11	100,38	99,57
Kationen O=6										
Si	1,94	1,94	1,93	1,90	1,91	1,92	1,91	1,92	1,91	1,94
Ti	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
Al	0,12	0,09	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,10	0,07
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,01	0,03	0,05	0,10	0,09	0,06	0,09	0,05	0,05	0,03
Mg	0,76	0,76	0,78	0,84	0,83	0,82	0,83	0,82	0,84	0,83
Ca	0,79	0,81	0,79	0,73	0,71	0,71	0,73	0,73	0,75	0,71
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe2	0,32	0,32	0,31	0,30	0,34	0,36	0,32	0,34	0,30	0,38
Na	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Formelbesetzung										
T										
Si	1,94	1,94	1,93	1,90	1,91	1,92	1,91	1,92	1,91	1,94
Al	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,09	0,06
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
Summe:	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
M1										
Al	0,06	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Fe3	0,01	0,03	0,05	0,08	0,07	0,05	0,07	0,05	0,05	0,03
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
Mg	0,71	0,71	0,72	0,75	0,74	0,74	0,74	0,74	0,75	0,74
Fe2	0,21	0,22	0,20	0,15	0,17	0,19	0,17	0,18	0,16	0,20
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M2										
Mg	0,05	0,04	0,05	0,09	0,09	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08
Fe2	0,11	0,11	0,11	0,15	0,17	0,17	0,15	0,16	0,14	0,18
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,79	0,81	0,79	0,73	0,71	0,71	0,73	0,73	0,75	0,71
Na	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Endglieder										
Enstatit	40,64	40,08	41,28	44,76	44,11	43,19	44,20	43,33	44,28	43,32
Wollastonit	42,34	42,80	42,15	39,00	37,87	37,68	38,78	38,61	39,74	37,04
Ferrosilit	17,02	17,12	16,57	16,24	18,02	19,13	17,02	18,06	15,98	19,64
CaTiAl2O6	0,57	0,90	1,36	1,95	2,09	2,15	2,19	2,47	2,38	2,32
CaAl2SiO6	1,41	1,13	1,99	1,32	1,08	1,14	1,14	1,11	1,94	0,77
CaFe2SiO6	0,00	0,00	0,00	1,37	1,16	0,40	1,05	0,30	0,00	0,00
NaAlSi2O6	4,12	1,81	1,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,94	0,82
(Na,K)FeSi2O6	0,91	2,18	4,99	7,27	6,49	5,07	6,48	4,51	4,70	2,61
CaMgSi2O6	50,38	50,79	73,51	65,48	64,43	66,03	65,99	67,96	68,57	66,91
CaFeSi2O6	21,09	21,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca2Si2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2Si2O6	21,03	20,98	15,11	14,60	16,35	17,70	15,44	16,80	14,65	18,55
Mg2Si2O6	0,00	0,00	0,89	7,50	7,82	6,94	7,10	6,33	6,31	7,48
Mn2Si2O6	0,48	0,52	0,67	0,50	0,59	0,56	0,62	0,52	0,51	0,54
Summe:	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
BANNO (1959)										
Jadeit:	3,30	1,39	0,72	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,63
Akmit:	0,73	1,67	2,43	2,62	2,90	2,78	2,92	2,29	1,96	1,99
Augit:	95,97	96,94	96,85	97,38	97,10	97,22	97,08	97,71	97,64	97,38

Tab. A2 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung und Zusammensetzungen der Klinopyroxene.

Alter															
Lokalität															
Typ															
Proben-Nr.	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25
Messpunkt	5_4	5_5	5_6	5_7	5_8	5_9	5_10	5_11	5_12	5_17	5_18	5_24	5_25	5_26	5_27
Art	Mitte	Rand	kl. Ph Rand	kl. Ph Kern	kl. Ph Kern	kl. Ph Kern	Kern	Kern	Rand	kl. Ph Rand	kl. Ph Kern	Rand	Kern	kl. Ph	Rand
Nr. Phänokristall	1	13	14	15	16		2	2	2	4	4	6	6		7
SiO2	51,66	51,23	51,60	51,54	51,34	51,75	51,48	51,37	51,29	51,07	51,07	51,26	51,24	51,21	51,23
TiO2	0,86	0,92	0,83	0,88	0,90	0,87	0,73	0,79	0,85	0,82	0,86	0,89	0,87	0,88	0,86
Al2O3	1,63	1,58	1,73	1,56	1,78	1,50	2,05	2,13	1,85	1,82	1,71	1,79	1,57	1,58	1,67
Cr2O3															
MgO	15,11	14,78	14,93	14,51	14,59	14,64	15,50	15,51	15,32	15,00	14,98	14,69	14,51	14,45	14,56
CaO	17,95	17,71	17,97	17,43	17,80	18,08	19,06	19,05	17,71	17,91	18,01	17,75	17,62	17,47	17,65
MnO	0,34	0,37	0,34	0,36	0,39	0,34	0,28	0,26	0,31	0,34	0,32	0,31	0,33	0,35	0,32
FeO	12,24	12,62	12,12	13,07	13,09	13,08	9,80	9,70	11,75	11,86	11,69	12,33	13,24	13,07	12,67
Na2O	0,24	0,27	0,26	0,22	0,26	0,27	0,24	0,23	0,26	0,27	0,28	0,25	0,25	0,25	0,25
K2O															
Summe:	100,02	99,49	99,77	99,57	100,14	100,52	99,14	99,03	99,35	99,10	98,92	99,26	99,62	99,25	99,22
Formelberechnung															
SiO2	51,66	51,23	51,60	51,54	51,34	51,75	51,48	51,37	51,29	51,07	51,07	51,26	51,24	51,21	51,23
TiO2	0,86	0,92	0,83	0,88	0,90	0,87	0,73	0,79	0,85	0,82	0,86	0,89	0,87	0,88	0,86
Al2O3	1,63	1,58	1,73	1,56	1,78	1,50	2,05	2,13	1,85	1,82	1,71	1,79	1,57	1,58	1,67
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	1,18	1,33	0,91	0,27	1,40	1,38	1,14	1,06	1,31	1,49	1,37	0,76	1,21	0,78	0,79
MgO	15,11	14,78	14,93	14,51	14,59	14,64	15,50	15,51	15,32	15,00	14,98	14,69	14,51	14,45	14,56
CaO	17,95	17,71	17,97	17,43	17,80	18,08	19,06	19,05	17,71	17,91	18,01	17,75	17,62	17,47	17,65
MnO	0,34	0,37	0,34	0,36	0,39	0,34	0,28	0,26	0,31	0,34	0,32	0,31	0,33	0,35	0,32
FeO	11,18	11,42	11,30	12,83	11,82	11,84	8,77	8,74	10,57	10,52	10,45	11,65	12,15	12,37	11,96
Na2O	0,24	0,27	0,26	0,22	0,26	0,27	0,24	0,23	0,26	0,27	0,28	0,25	0,25	0,25	0,25
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	100,14	99,63	99,86	99,60	100,28	100,66	99,25	99,13	99,49	99,25	99,06	99,34	99,74	99,33	99,30
Kationen O=6															
Si	1,93	1,93	1,93	1,94	1,92	1,93	1,93	1,92	1,93	1,93	1,93	1,93	1,93	1,94	1,94
Ti	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02
Al	0,07	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,03	0,04	0,03	0,01	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02
Mg	0,84	0,83	0,83	0,82	0,82	0,81	0,86	0,87	0,86	0,84	0,84	0,83	0,82	0,81	0,82
Ca	0,72	0,71	0,72	0,70	0,71	0,72	0,76	0,76	0,71	0,72	0,73	0,72	0,71	0,71	0,71
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe2	0,35	0,36	0,35	0,40	0,37	0,37	0,27	0,27	0,33	0,33	0,33	0,37	0,38	0,39	0,38
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Formelbesetzung															
T															
Si	1,93	1,93	1,93	1,94	1,92	1,93	1,93	1,92	1,93	1,93	1,93	1,93	1,93	1,94	1,94
Al	0,07	0,07	0,07	0,06	0,08	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
M1															
Al	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Fe3	0,03	0,04	0,03	0,01	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02
Mg	0,76	0,75	0,75	0,74	0,73	0,74	0,78	0,78	0,76	0,76	0,76	0,74	0,74	0,74	0,74
Fe2	0,18	0,19	0,19	0,22	0,20	0,20	0,15	0,15	0,17	0,17	0,17	0,20	0,20	0,21	0,20
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M2															
Mg	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
Fe2	0,17	0,17	0,17	0,19	0,17	0,17	0,13	0,13	0,16	0,16	0,16	0,17	0,18	0,18	0,18
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,72	0,71	0,72	0,70	0,71	0,72	0,76	0,76	0,71	0,72	0,73	0,72	0,71	0,71	0,71
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Endglieder															
Enstatit	44,07	43,58	43,66	42,38	42,88	42,70	45,43	45,47	45,08	44,41	44,33	43,22	42,68	42,55	42,87
Wollastonit	37,64	37,53	37,79	36,60	37,61	37,92	40,14	40,15	37,46	38,11	38,31	37,54	37,26	37,00	37,37
Ferrosilit	18,29	18,89	18,55	21,02	19,51	19,38	14,43	14,38	17,45	17,48	17,36	19,24	20,06	20,45	19,77
CaTiAl2O6	2,39	2,58	2,31	2,47	2,50	2,41	2,00	2,16	2,37	2,29	2,39	2,48	2,44	2,48	2,43
CaAl2SiO6	0,97	0,87	0,91	0,27	1,20	0,84	1,57	1,53	1,28	1,38	1,14	0,77	0,90	0,60	0,72
CaFe2SiO6	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NaAlSi2O6	0,36	0,00	1,12	1,41	0,34	0,00	1,69	1,80	0,77	0,58	0,44	1,34	0,21	0,82	1,07
(Na,K)FeSi2O6	3,27	3,70	2,53	0,77	3,89	3,70	3,15	2,93	3,63	4,14	3,84	2,12	3,37	2,19	2,21
CaMgSi2O6	67,51	67,08	67,99	67,44	66,49	68,07	71,05	71,00	66,26	67,15	68,09	67,64	66,88	67,13	67,58
CaFeSi2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca2Si2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2Si2O6	17,23	17,76	17,47	20,15	18,20	18,24	13,41	13,38	16,28	16,24	16,22	18,17	18,90	19,40	18,70
Mg2Si2O6	7,74	7,41	7,14	6,91	6,77	6,15	6,70	6,80	8,93	7,69	7,39	6,99	6,78	6,81	6,78
Mn2Si2O6	0,53	0,58	0,53	0,58	0,60	0,53	0,43	0,40	0,49	0,53	0,50	0,49	0,52	0,56	0,51
Summe:	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
BANNO (1959)															
Jadeit:	0,23	0,00	0,77	1,47	0,20	0,00	0,77	0,83	0,45	0,33	0,28	0,96	0,14	0,69	0,83
Akmit:	2,10	2,68	1,74	0,81	2,33	2,58	1,44	1,35	2,13	2,35	2,44	1,52	2,32	1,84	1,71
Augit:	97,67	97,32	97,50	97,73	97,46	97,42	97,78	97,83	97,42	97,32	97,28	97,51	97,54	97,48	97,46

Tab. A2 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung und Zusammensetzungen der Klinopyroxene.

Alter											m. - ?o. Jura		
Lokalität											C. d. Difunto		
Typ											basalt. trachyandesit. Lava		
Proben-Nr.	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-45	95-45	95-45
Messpunkt	5_28	5_29	5_30	5_31	5_32	5_33	5_38	5_40	5_44	5Mis_11	3_29	3_30	3_31
Art	Kern	kl. Ph in Fsp	kl. Ph Kern	Rand	kl. Ph Kern	kl. Ph Rand	kl. Ph	kl. Ph	Kern	Einschl. in Fsp	Kern	Kern	Rand
Nr. Phänokristall	7		17	18	8	8	10	10	11		1	1	1
SiO2	51,42	51,44	51,16	50,60	51,05	51,05	51,20	51,24	51,34	51,18	52,02	51,99	52,51
TiO2	0,82	0,84	0,91	0,98	0,77	0,84	0,87	0,81	0,76	0,77	0,46	0,40	0,42
Al2O3	1,64	1,40	1,63	2,37	1,41	1,77	1,86	1,74	1,51	1,69	2,49	2,46	2,32
Cr2O3													
MgO	14,52	14,57	14,36	14,05	14,45	14,91	14,96	14,91	14,51	14,40	16,58	16,58	16,99
CaO	17,45	17,41	17,50	18,04	17,67	17,76	17,57	17,47	17,32	18,06	18,02	17,79	18,80
MnO	0,33	0,39	0,33	0,37	0,37	0,35	0,30	0,31	0,36	0,35	0,33	0,26	0,29
FeO	12,77	12,91	13,25	12,63	13,03	12,03	12,08	12,46	13,09	12,52	9,69	9,50	8,31
Na2O	0,24	0,24	0,24	0,24	0,23	0,25	0,26	0,25	0,23	0,23	0,32	0,30	0,25
K2O										0,00			
Summe:	99,19	99,21	99,37	99,29	98,99	98,97	99,09	99,17	99,11	99,20	99,90	99,27	99,88
Formelberechnung													
SiO2	51,42	51,44	51,16	50,60	51,05	51,05	51,20	51,24	51,34	51,18	52,02	51,99	52,51
TiO2	0,82	0,84	0,91	0,98	0,77	0,84	0,87	0,81	0,76	0,77	0,46	0,40	0,42
Al2O3	1,64	1,40	1,63	2,37	1,41	1,77	1,86	1,74	1,51	1,69	2,49	2,46	2,32
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,26	0,49	0,78	0,98	1,24	1,20	0,83	0,97	0,56	0,94	1,69	1,08	1,09
MgO	14,52	14,57	14,36	14,05	14,45	14,91	14,96	14,91	14,51	14,40	16,58	16,58	16,99
CaO	17,45	17,41	17,50	18,04	17,67	17,76	17,57	17,47	17,32	18,06	18,02	17,79	18,80
MnO	0,33	0,39	0,33	0,37	0,37	0,35	0,30	0,31	0,36	0,35	0,33	0,26	0,29
FeO	12,54	12,48	12,55	11,75	11,92	10,95	11,33	11,59	12,58	11,68	8,17	8,52	7,34
Na2O	0,24	0,24	0,24	0,24	0,23	0,25	0,26	0,25	0,23	0,23	0,32	0,30	0,25
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	99,22	99,26	99,45	99,38	99,11	99,09	99,17	99,26	99,17	99,30	100,07	99,38	99,99
Kationen O=6													
Si	1,95	1,95	1,94	1,91	1,94	1,93	1,93	1,93	1,95	1,94	1,92	1,93	1,93
Ti	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Al	0,07	0,06	0,07	0,11	0,06	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,11	0,11	0,10
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	0,03
Mg	0,82	0,82	0,81	0,79	0,82	0,84	0,84	0,84	0,82	0,81	0,91	0,92	0,93
Ca	0,71	0,71	0,71	0,73	0,72	0,72	0,71	0,71	0,70	0,73	0,71	0,71	0,74
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe2	0,40	0,39	0,40	0,37	0,38	0,35	0,36	0,37	0,40	0,37	0,25	0,26	0,23
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Formelbesetzung													
T													
Si	1,95	1,95	1,94	1,91	1,94	1,93	1,93	1,93	1,95	1,94	1,92	1,93	1,93
Al	0,05	0,05	0,06	0,09	0,06	0,07	0,07	0,07	0,05	0,06	0,08	0,07	0,07
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
M1													
Al	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,03
Fe3	0,01	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	0,03
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Mg	0,74	0,74	0,73	0,72	0,74	0,75	0,75	0,75	0,74	0,74	0,80	0,80	0,82
Fe2	0,21	0,21	0,21	0,21	0,20	0,18	0,18	0,19	0,21	0,20	0,12	0,12	0,11
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M2													
Mg	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,09	0,09	0,09	0,08	0,07	0,12	0,12	0,11
Fe2	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,19	0,17	0,14	0,14	0,12
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,71	0,71	0,71	0,73	0,72	0,72	0,71	0,71	0,70	0,73	0,71	0,71	0,74
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Endglieder													
Enstatit	42,58	42,75	42,26	41,79	42,70	44,08	44,07	43,89	42,65	42,43	48,60	48,56	49,08
Wollastonit	36,79	36,72	37,02	38,59	37,54	37,76	37,20	36,97	36,60	38,27	37,97	37,44	39,03
Ferrosilit	20,63	20,53	20,72	19,62	19,76	18,16	18,73	19,14	20,75	19,31	13,43	14,01	11,89
CaTiAl2O6	2,31	2,37	2,55	2,74	2,18	2,36	2,42	2,25	2,13	2,14	1,22	1,08	1,12
CaAl2SiO6	0,42	0,29	0,64	1,46	0,92	1,14	0,94	1,01	0,58	1,03	2,58	2,27	2,17
CaFe2SiO6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NaAlSi2O6	1,84	0,93	0,80	1,92	0,01	0,73	1,43	1,09	1,27	1,08	2,82	3,71	3,17
(Na,K)FeSi2O6	0,74	1,38	2,20	2,72	3,48	3,36	2,31	2,70	1,59	2,64	4,52	2,91	2,92
CaMgSi2O6	67,58	67,65	67,04	67,33	67,76	67,18	66,66	66,31	66,98	68,88	64,80	65,02	68,64
CaFeSi2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca2Si2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2Si2O6	19,71	19,66	19,66	18,18	18,65	17,00	17,63	18,01	19,76	18,18	12,14	12,79	10,95
Mg2Si2O6	6,90	7,10	6,57	5,07	6,41	7,67	8,14	8,15	7,11	5,50	11,43	11,82	10,60
Mn2Si2O6	0,52	0,63	0,53	0,59	0,59	0,56	0,48	0,48	0,58	0,55	0,50	0,40	0,43
Summe:	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
BANNO (1959)													
Jadeit:	1,73	0,97	0,64	0,97	0,01	0,45	0,99	0,71	1,06	0,65	1,19	1,67	1,23
Akmit:	0,70	1,44	1,75	1,38	2,26	2,05	1,60	1,77	1,33	1,58	1,91	1,31	1,14
Augit:	97,57	97,60	97,62	97,65	97,73	97,50	97,41	97,51	97,61	97,77	96,91	97,03	97,63

Tab. A2 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung und Zusammensetzungen der Klinopyroxene.

Alter										
Lokalität										
Typ										
Proben-Nr.	95-45	95-45	95-45	95-45	95-45	95-45	95-45	95-45	95-45	95-45
Messpunkt	3_32	3_33	4_5	4_6	4_1	4_2	4_3	4_4	4_7	4Mis_1
Art	II Rand Anwachssaum	II Rand Anwachssaum	Kern	Kern	Kern	I Rand	II Rand Anwachssaum	Kern-Rest	Kern	Ph-Rest
Nr. Phänokristall	1	1	4	5	2	2	2	6	3	6
SiO2	51,64	52,15	51,75	52,13	51,76	52,34	51,94	52,31	51,31	51,19
TiO2	0,45	0,49	0,52	0,43	0,51	0,41	0,53	0,41	0,54	0,41
Al2O3	2,42	2,16	2,49	2,28	2,20	2,27	2,21	2,32	2,52	2,25
Cr2O3										
MgO	16,65	16,70	16,58	16,83	16,34	17,19	16,20	17,33	16,38	16,97
CaO	17,33	17,53	18,26	18,38	18,25	18,57	17,97	18,73	18,18	18,86
MnO	0,29	0,33	0,28	0,28	0,29	0,27	0,30	0,30	0,25	0,28
FeO	10,24	10,51	9,96	8,90	9,63	8,34	10,21	8,46	9,69	8,51
Na2O	0,31	0,26	0,31	0,27	0,27	0,25	0,28	0,28	0,28	0,28
K2O										0,00
Summe:	99,33	100,12	100,15	99,50	99,23	99,62	99,65	100,14	99,15	98,75
Formelberechnung										
SiO2	51,64	52,15	51,75	52,13	51,76	52,34	51,94	52,31	51,31	51,19
TiO2	0,45	0,49	0,52	0,43	0,51	0,41	0,53	0,41	0,54	0,41
Al2O3	2,42	2,16	2,49	2,28	2,20	2,27	2,21	2,32	2,52	2,25
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	1,88	1,64	2,50	1,41	1,47	1,38	1,27	2,26	2,09	3,23
MgO	16,65	16,70	16,58	16,83	16,34	17,19	16,20	17,33	16,38	16,97
CaO	17,33	17,53	18,26	18,38	18,25	18,57	17,97	18,73	18,18	18,86
MnO	0,29	0,33	0,28	0,28	0,29	0,27	0,30	0,30	0,25	0,28
FeO	8,55	9,04	7,71	7,63	8,31	7,10	9,07	6,43	7,80	5,61
Na2O	0,31	0,26	0,31	0,27	0,27	0,25	0,28	0,28	0,28	0,28
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	99,52	100,28	100,40	99,64	99,38	99,76	99,77	100,36	99,36	99,07
Kationen O=6										
Si	1,92	1,93	1,91	1,93	1,93	1,93	1,93	1,92	1,91	1,90
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Al	0,11	0,09	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,05	0,05	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,09
Mg	0,92	0,92	0,91	0,93	0,91	0,94	0,90	0,95	0,91	0,94
Ca	0,69	0,69	0,72	0,73	0,73	0,73	0,72	0,74	0,73	0,75
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe2	0,27	0,28	0,24	0,24	0,26	0,22	0,28	0,20	0,24	0,17
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Formelbesetzung										
T										
Si	1,92	1,93	1,91	1,93	1,93	1,93	1,93	1,92	1,91	1,90
Al	0,08	0,07	0,09	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,09	0,10
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
M1										
Al	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00
Fe3	0,05	0,05	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,09
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Mg	0,79	0,80	0,79	0,81	0,80	0,82	0,79	0,82	0,79	0,82
Fe2	0,12	0,12	0,11	0,11	0,12	0,10	0,13	0,09	0,11	0,08
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M2										
Mg	0,13	0,12	0,12	0,12	0,11	0,12	0,11	0,13	0,12	0,12
Fe2	0,15	0,15	0,13	0,13	0,13	0,12	0,15	0,11	0,13	0,10
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,69	0,69	0,72	0,73	0,73	0,73	0,72	0,74	0,73	0,75
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Endglieder										
Enstatit	49,11	48,59	48,72	49,04	47,88	49,79	47,36	50,38	48,42	50,40
Wollastonit	36,74	36,65	38,57	38,49	38,45	38,66	37,76	39,14	38,64	40,25
Ferrosilit	14,15	14,75	12,71	12,47	13,66	11,54	14,88	10,49	12,94	9,35
CaTiAl2O6	1,23	1,30	1,39	1,15	1,37	1,10	1,44	1,10	1,45	1,10
CaAl2SiO6	2,68	2,27	3,04	2,31	2,18	2,35	1,99	2,93	2,85	3,54
CaFe2SiO6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NaAlSi2O6	2,44	1,93	1,53	2,72	2,25	2,71	2,52	1,71	2,00	0,27
(Na,K)FeSi2O6	5,08	4,40	6,66	3,80	3,97	3,72	3,44	6,07	5,63	8,75
CaMgSi2O6	62,75	63,42	64,75	67,11	66,88	68,07	65,94	67,69	65,27	68,17
CaFeSi2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca2Si2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2Si2O6	12,83	13,48	11,40	11,43	12,51	10,68	13,66	9,61	11,65	8,45
Mg2Si2O6	12,55	12,70	10,81	11,05	10,41	10,96	10,54	10,45	10,78	9,30
Mn2Si2O6	0,44	0,49	0,42	0,42	0,44	0,41	0,46	0,45	0,38	0,42
Summe:	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
BANNO (1959)										
Jadeit:	1,02	0,80	0,55	1,10	0,93	1,00	1,17	0,57	0,71	0,08
Akmit:	2,12	1,82	2,39	1,53	1,65	1,38	1,60	2,03	1,99	2,50
Augit:	96,85	97,39	97,06	97,37	97,41	97,62	97,23	97,39	97,31	97,42

Tab. A2 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung und Zusammensetzungen der Klinopyroxene.

Alter	m. - ?o. Jura		m. - ?o. Jura						m. - ?o. Jura				
Lokalität	C. d. Difunto		C. d. Difunto						Küste: C. Plomo				
Typ	bas. trachyandes. subvulk. In		dacitische Lava						trachyandesit. Lava				
Proben-Nr.	95-51	95-51	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	95-70	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235
Messpunkt	1	2	6_23	6_25	6_27	6Mis_86	6Mis_80	6Mis_92	7_20	7_32	7_33	7_34	7_37
Art	Kern	Rand	Kern	Kern	Rest, gr. Ph	kl. Ph	Ph	Ph	Rand	Rand	Kern	Kern	Rand
Nr. Phänokristall			1	1	3			8	3	5	5	5	5
SiO2	51,66	51,12	52,37	52,22	51,67	51,04	51,06	50,90	51,11	51,10	51,34	51,08	51,63
TiO2	0,77	1,00	0,47	0,52	0,71	0,63	0,79	0,75	0,81	0,79	0,82	0,80	0,77
Al2O3	1,93	2,46	2,05	2,10	1,84	1,93	1,99	2,57	1,19	1,24	1,72	1,75	1,71
Cr2O3	0,14	0,08											
MgO	15,59	16,06	16,74	16,95	14,91	15,31	12,76	14,85	13,56	13,86	14,51	15,02	14,78
CaO	18,67	16,11	18,53	18,24	17,99	19,13	22,36	20,00	17,24	17,44	18,30	18,50	18,55
MnO	0,19	0,47	0,27	0,29	0,32	0,28	1,06	0,25	0,40	0,41	0,36	0,32	0,29
FeO	10,30	12,31	9,13	9,14	12,25	10,39	8,67	9,94	14,59	14,00	11,91	11,59	11,48
Na2O	0,30	0,27	0,23	0,20	0,23	0,24	0,45	0,25	0,26	0,27	0,31	0,27	0,27
K2O	0,00	0,01				0,00	0,01	0,00					
Summe:	99,55	99,89	99,79	99,64	99,92	98,94	99,14	99,51	99,17	99,09	99,26	99,33	99,47
Formelberechnung													
SiO2	51,66	51,12	52,37	52,22	51,67	51,04	51,06	50,90	51,11	51,10	51,34	51,08	51,63
TiO2	0,77	1,00	0,47	0,52	0,71	0,63	0,79	0,75	0,81	0,79	0,82	0,80	0,77
Al2O3	1,93	2,46	2,05	2,10	1,84	1,93	1,99	2,57	1,19	1,24	1,72	1,75	1,71
Cr2O3	0,14	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	1,25	1,45	1,12	1,15	0,94	2,19	1,62	2,10	0,68	0,97	0,95	2,05	0,78
MgO	15,59	16,06	16,74	16,95	14,91	15,31	12,76	14,85	13,56	13,86	14,51	15,02	14,78
CaO	18,67	16,11	18,53	18,24	17,99	19,13	22,36	20,00	17,24	17,44	18,30	18,50	18,55
MnO	0,19	0,47	0,27	0,29	0,32	0,28	1,06	0,25	0,40	0,41	0,36	0,32	0,29
FeO	9,18	11,00	8,12	8,11	11,40	8,42	7,20	8,05	13,98	13,13	11,05	9,75	10,77
Na2O	0,30	0,27	0,23	0,20	0,23	0,24	0,45	0,25	0,26	0,27	0,31	0,27	0,27
K2O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	99,68	100,04	99,90	99,76	100,02	99,16	99,30	99,72	99,24	99,19	99,36	99,54	99,55
Kationen O=6													
Si	1,93	1,91	1,94	1,93	1,93	1,92	1,93	1,90	1,95	1,95	1,94	1,92	1,94
Ti	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al	0,08	0,11	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09	0,11	0,05	0,06	0,08	0,08	0,08
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,06	0,05	0,06	0,02	0,03	0,03	0,06	0,02
Mg	0,87	0,89	0,92	0,93	0,83	0,86	0,72	0,83	0,77	0,79	0,82	0,84	0,83
Ca	0,75	0,64	0,73	0,72	0,72	0,77	0,90	0,80	0,70	0,71	0,74	0,74	0,75
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe2	0,29	0,34	0,25	0,25	0,36	0,26	0,23	0,25	0,45	0,42	0,35	0,31	0,34
Na	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Formelbesetzung													
T													
Si	1,93	1,91	1,94	1,93	1,93	1,92	1,93	1,90	1,95	1,95	1,94	1,92	1,94
Al	0,07	0,09	0,06	0,07	0,07	0,08	0,07	0,10	0,05	0,05	0,06	0,08	0,06
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
M1													
Al	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe3	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,06	0,05	0,06	0,02	0,03	0,03	0,05	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,78	0,77	0,81	0,82	0,75	0,77	0,71	0,76	0,70	0,72	0,74	0,76	0,75
Fe2	0,15	0,15	0,12	0,12	0,19	0,14	0,21	0,15	0,25	0,23	0,20	0,17	0,19
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M2													
Mg	0,09	0,13	0,11	0,12	0,08	0,08	0,01	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07
Fe2	0,14	0,20	0,13	0,14	0,17	0,12	0,02	0,10	0,20	0,19	0,15	0,14	0,15
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,75	0,64	0,73	0,72	0,72	0,77	0,90	0,80	0,70	0,71	0,74	0,74	0,75
Na	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Endglieder													
Enstatit	45,64	47,49	48,36	48,98	43,55	45,32	38,82	44,01	40,12	41,06	42,84	44,46	43,27
Wollastonit	39,29	34,25	38,48	37,88	37,77	40,69	48,88	42,60	36,67	37,13	38,85	39,36	39,04
Ferrosilit	15,07	18,26	13,16	13,14	18,68	13,99	12,29	13,39	23,21	21,81	18,32	16,18	17,69
CaTiAl2O6	2,12	2,73	1,27	1,40	1,97	1,71	1,84	2,03	2,32	2,25	2,30	2,21	2,14
CaAl2SiO6	1,46	1,83	1,89	1,95	1,25	2,29	1,18	2,68	0,18	0,45	0,85	1,57	0,86
CaFe2SiO6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00
NaAlSi2O6	1,18	1,41	2,34	2,20	1,53	0,26	1,27	1,44	0,32	0,10	1,25	0,00	1,46
(Na,K)FeSi2O6	3,45	3,98	3,04	3,10	2,61	5,97	3,80	5,66	1,95	2,75	2,66	5,35	2,19
CaMgSi2O6	69,72	58,18	68,12	66,91	67,60	70,34	59,19	72,12	67,78	67,95	69,84	68,65	70,70
CaFeSi2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	18,74	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca2Si2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2Si2O6	14,06	16,73	12,19	12,19	17,51	12,78	12,58	12,07	22,24	20,76	17,21	14,92	16,70
Mg2Si2O6	7,71	14,42	10,74	11,81	7,03	6,22	0,00	3,62	4,56	5,09	5,32	6,66	5,50
Mn2Si2O6	0,29	0,72	0,41	0,43	0,50	0,44	1,40	0,38	0,65	0,65	0,57	0,49	0,46
Summe:	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
BANNO (1959)													
Jadeit:	0,72	0,79	0,96	0,81	0,84	0,09	0,88	0,45	0,37	0,10	0,94	0,00	1,01
Akmit:	2,11	2,23	1,25	1,14	1,43	2,10	2,64	1,76	2,27	2,58	1,99	2,59	1,52
Augit:	97,17	96,99	97,79	98,05	97,73	97,81	96,47	97,79	97,36	97,32	97,07	97,41	97,46

Tab. A2 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung und Zusammensetzungen der Klinopyroxene.

Alter																
Lokalität																
Typ																
Proben-Nr.	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235
Messpunkt	7_39	7_40	7_41	7_43	7_44	7_45	7_22	7_23	7_24	7_25	7_26	7_27	7_28	7_29	7_30	7_31
Art	Kern	Rand	Kern	Kern	Rand	kl. Ph	Kern	Rand	Kern	kl. Ph Kern	Matrix	kl. Ph	Kern	kl. Ph Kern	kl. Ph	kl. Ph
Nr. Phänokristall	6	11	12	7	7	14	4	4	4				15			
SiO2	50,70	51,05	51,19	51,42	51,45	51,46	51,31	51,70	51,55	51,20	51,37	51,30	51,25	51,09	51,02	51,18
TiO2	0,82	0,81	0,81	0,77	0,78	0,79	0,75	0,79	0,72	0,75	0,78	0,73	0,74	0,72	0,73	0,76
Al2O3	1,88	2,02	1,86	1,72	1,80	1,56	1,19	1,25	1,22	1,15	1,15	1,15	1,11	1,09	1,06	1,16
Cr2O3																
MgO	14,40	14,48	14,34	14,65	14,97	14,74	13,52	13,85	13,40	13,44	13,68	13,21	13,40	13,22	13,39	13,41
CaO	18,64	18,56	18,48	18,22	18,35	18,22	17,52	17,58	17,43	16,79	17,16	17,17	17,13	17,26	17,16	17,34
MnO	0,37	0,37	0,31	0,34	0,29	0,32	0,41	0,44	0,41	0,44	0,41	0,45	0,43	0,46	0,45	0,43
FeO	11,92	11,67	12,11	12,03	11,27	11,81	14,76	13,83	14,88	15,26	14,88	15,14	14,97	15,09	15,20	14,94
Na2O	0,31	0,28	0,28	0,26	0,29	0,30	0,27	0,28	0,27	0,26	0,25	0,26	0,26	0,25	0,26	0,28
K2O																
Summe:	99,04	99,24	99,37	99,40	99,21	99,20	99,72	99,73	99,87	99,28	99,69	99,42	99,29	99,17	99,27	99,50
Formelberechnung																
SiO2	50,70	51,05	51,19	51,42	51,45	51,46	51,31	51,70	51,55	51,20	51,37	51,30	51,25	51,09	51,02	51,18
TiO2	0,82	0,81	0,81	0,77	0,78	0,79	0,75	0,79	0,72	0,75	0,78	0,73	0,74	0,72	0,73	0,76
Al2O3	1,88	2,02	1,86	1,72	1,80	1,56	1,19	1,25	1,22	1,15	1,15	1,15	1,11	1,09	1,06	1,16
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	2,14	1,28	1,11	0,95	0,97	1,01	1,01	0,30	0,54	0,52	0,76	0,39	0,56	0,73	1,16	0,97
MgO	14,40	14,48	14,34	14,65	14,97	14,74	13,52	13,85	13,40	13,44	13,68	13,21	13,40	13,22	13,39	13,41
CaO	18,64	18,56	18,48	18,22	18,35	18,22	17,52	17,58	17,43	16,79	17,16	17,17	17,13	17,26	17,16	17,34
MnO	0,37	0,37	0,31	0,34	0,29	0,32	0,41	0,44	0,41	0,44	0,41	0,45	0,43	0,46	0,45	0,43
FeO	9,99	10,52	11,11	11,18	10,40	10,91	13,84	13,56	14,39	14,79	14,20	14,78	14,47	14,43	14,16	14,06
Na2O	0,31	0,28	0,28	0,26	0,29	0,30	0,27	0,28	0,27	0,26	0,25	0,26	0,26	0,25	0,26	0,28
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	99,26	99,37	99,48	99,49	99,30	99,30	99,82	99,76	99,92	99,33	99,77	99,46	99,35	99,24	99,39	99,59
Kationen O=6																
Si	1,92	1,92	1,93	1,94	1,93	1,94	1,95	1,96	1,95	1,95	1,95	1,96	1,96	1,95	1,95	1,95
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,07	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,06	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03
Mg	0,81	0,81	0,81	0,82	0,84	0,83	0,76	0,78	0,76	0,77	0,77	0,75	0,76	0,75	0,76	0,76
Ca	0,75	0,75	0,75	0,74	0,74	0,74	0,71	0,71	0,71	0,69	0,70	0,70	0,70	0,71	0,70	0,71
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe2	0,32	0,33	0,35	0,35	0,33	0,34	0,44	0,43	0,46	0,47	0,45	0,47	0,46	0,46	0,45	0,45
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Formelbesetzung																
T																
Si	1,92	1,92	1,93	1,94	1,93	1,94	1,95	1,96	1,95	1,95	1,95	1,96	1,96	1,95	1,95	1,95
Al	0,08	0,08	0,07	0,06	0,07	0,06	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
M1																
Al	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,06	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,74	0,74	0,73	0,75	0,76	0,75	0,70	0,71	0,69	0,70	0,70	0,69	0,70	0,69	0,69	0,70
Fe2	0,18	0,19	0,20	0,19	0,18	0,19	0,25	0,24	0,26	0,26	0,25	0,27	0,26	0,27	0,25	0,25
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M2																
Mg	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,07
Fe2	0,14	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,19	0,19	0,19	0,21	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,75	0,75	0,75	0,74	0,74	0,74	0,71	0,71	0,71	0,69	0,70	0,70	0,70	0,71	0,70	0,71
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Endglieder																
Enstatit	43,11	42,94	42,37	43,06	44,03	43,40	39,90	40,62	39,41	39,76	40,26	39,03	39,61	39,20	39,77	39,71
Wollastonit	40,10	39,56	39,22	38,50	38,81	38,58	37,17	37,06	36,85	35,69	36,30	36,46	36,39	36,79	36,64	36,92
Ferrosilit	16,78	17,50	18,41	18,43	17,17	18,02	22,92	22,32	23,75	24,55	23,44	24,50	24,00	24,01	23,59	23,37
CaTiAl2O6	2,27	2,25	2,25	2,14	2,18	2,20	2,13	2,26	2,03	2,14	2,22	2,10	2,13	2,06	2,07	2,17
CaAl2SiO6	1,80	1,46	1,18	1,00	1,02	0,78	0,49	0,00	0,23	0,11	0,27	0,04	0,09	0,25	0,31	0,40
CaFe2SiO6	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00
NaAlSi2O6	0,00	1,37	1,26	1,23	1,44	0,90	0,03	1,15	0,92	0,63	0,16	0,89	0,54	0,28	0,00	0,04
(Na,K)FeSi2O6	5,88	3,54	3,09	2,65	2,71	2,82	2,88	0,85	1,55	1,49	2,18	1,13	1,59	2,10	2,92	2,78
CaMgSi2O6	69,30	69,60	69,88	69,25	69,59	69,75	68,09	69,02	68,30	66,31	67,04	68,00	67,69	68,14	67,10	67,74
CaFeSi2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca2Si2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2Si2O6	15,36	16,22	17,21	17,33	16,10	16,99	21,81	21,46	22,74	23,58	22,44	23,56	23,06	22,99	22,43	22,25
Mg2Si2O6	4,80	4,99	4,65	5,86	6,50	6,04	3,91	4,55	3,58	5,03	5,03	3,54	4,21	3,45	4,27	3,94
Mn2Si2O6	0,57	0,58	0,48	0,53	0,46	0,51	0,66	0,71	0,65	0,71	0,66	0,73	0,70	0,74	0,72	0,69
Summe:	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
BANNO (1959)																
Jadeit:	0,00	0,74	0,76	0,80	0,97	0,70	0,03	1,63	1,03	0,79	0,18	1,18	0,68	0,30	0,00	0,04
Akmit:	2,96	1,91	1,88	1,72	1,83	2,19	2,63	1,21	1,74	1,88	2,36	1,50	2,02	2,29	2,66	2,76
Augit:	97,04	97,35	97,36	97,48	97,20	97,12	97,34	97,16	97,23	97,33	97,46	97,31	97,30	97,41	97,34	97,20

Tab. A2 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung und Zusammensetzungen der Klinopyroxene.

Alter					m. - ?o. Jura							
Lokalität					Küste: C. Plomo							
Typ					trachyandesit. Lava							
Proben-Nr.	97-235	95-235	95-235	95-235	97-255	97-255	97-255	97-255	97-255	97-255	97-255	97-255
Messpunkt	7_14	7Mis_39	7Mis_43	7Mis_15	5Mis_71	5Mis_90	5Mis_91	5Mis_94	5Mis_95	5Mis_96	5Mis_97	5Mic_4
Art	Rand	Einschl. in Fsp	Einschl. in Fsp	kl. Ph	Kern	Kern	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph
Nr. Phänokristall	1				3	4	5	6	6	7	8	11
SiO2	51,04	50,92	49,00	51,00	51,21	51,18	51,60	51,60	51,20	51,66	51,50	51,39
TiO2	0,79	0,75	0,53	0,75	0,84	0,85	0,80	0,83	0,97	0,87	0,86	0,78
Al2O3	1,22	1,78	3,90	1,21	1,37	2,63	1,33	1,36	1,80	1,32	1,34	1,24
Cr2O3												
MgO	13,61	14,09	14,52	13,47	14,32	15,32	14,44	14,20	13,88	14,41	14,31	13,99
CaO	17,13	17,67	15,41	17,50	18,05	20,84	17,91	17,94	18,35	17,60	17,87	17,57
MnO	0,39	0,43	0,39	0,41	0,38	0,24	0,38	0,37	0,41	0,40	0,36	0,40
FeO	14,62	13,33	15,09	14,30	13,12	8,50	13,58	13,40	13,68	14,02	13,52	14,29
Na2O	0,30	0,27	0,23	0,29	0,27	0,27	0,26	0,29	0,28	0,26	0,26	0,27
K2O		0,03	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Summe:	99,09	99,27	99,10	98,96	99,57	99,83	100,31	99,98	100,56	100,54	100,03	99,92
Formelberechnung												
SiO2	51,04	50,92	49,00	51,00	51,21	51,18	51,60	51,60	51,20	51,66	51,50	51,39
TiO2	0,79	0,75	0,53	0,75	0,84	0,85	0,80	0,83	0,97	0,87	0,86	0,78
Al2O3	1,22	1,78	3,90	1,21	1,37	2,63	1,33	1,36	1,80	1,32	1,34	1,24
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,95	1,43	3,58	0,98	1,61	2,27	1,60	1,07	1,74	1,45	1,32	1,38
MgO	13,61	14,09	14,52	13,47	14,32	15,32	14,44	14,20	13,88	14,41	14,31	13,99
CaO	17,13	17,67	15,41	17,50	18,05	20,84	17,91	17,94	18,35	17,60	17,87	17,57
MnO	0,39	0,43	0,39	0,41	0,38	0,24	0,38	0,37	0,41	0,40	0,36	0,40
FeO	13,76	12,04	11,87	13,42	11,67	6,45	12,14	12,44	12,12	12,72	12,33	13,05
Na2O	0,30	0,27	0,23	0,29	0,27	0,27	0,26	0,29	0,28	0,26	0,26	0,27
K2O	0,00	0,03	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Summe:	99,18	99,41	99,46	99,06	99,73	100,06	100,47	100,08	100,74	100,69	100,16	100,06
Kationen O=6												
Si	1,95	1,93	1,86	1,95	1,93	1,90	1,93	1,94	1,92	1,94	1,94	1,94
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
Al	0,05	0,08	0,17	0,05	0,06	0,11	0,06	0,06	0,08	0,06	0,06	0,06
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,03	0,04	0,10	0,03	0,05	0,06	0,05	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04
Mg	0,77	0,80	0,82	0,77	0,81	0,85	0,81	0,80	0,78	0,80	0,80	0,79
Ca	0,70	0,72	0,63	0,72	0,73	0,83	0,72	0,72	0,74	0,71	0,72	0,71
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe2	0,44	0,38	0,38	0,43	0,37	0,20	0,38	0,39	0,38	0,40	0,39	0,41
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Formelbesetzung												
T												
Si	1,95	1,93	1,86	1,95	1,93	1,90	1,93	1,94	1,92	1,94	1,94	1,94
Al	0,05	0,07	0,14	0,05	0,06	0,10	0,06	0,06	0,08	0,06	0,06	0,06
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Summe:	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
M1												
Al	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,03	0,04	0,10	0,03	0,04	0,06	0,04	0,03	0,05	0,03	0,03	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
Mg	0,70	0,72	0,70	0,70	0,73	0,78	0,73	0,73	0,71	0,73	0,73	0,71
Fe2	0,24	0,21	0,16	0,25	0,21	0,12	0,21	0,22	0,22	0,22	0,21	0,23
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M2												
Mg	0,07	0,07	0,12	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07
Fe2	0,20	0,17	0,22	0,18	0,16	0,08	0,17	0,17	0,16	0,18	0,17	0,18
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,70	0,72	0,63	0,72	0,73	0,83	0,72	0,72	0,74	0,71	0,72	0,71
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Endglieder												
Enstatit	40,46	41,99	45,02	40,12	42,31	45,17	42,32	41,67	40,99	42,14	42,00	41,22
Wollastonit	36,59	37,86	34,34	37,45	38,34	44,16	37,73	37,85	38,94	36,99	37,69	37,21
Ferrosilit	22,95	20,14	20,64	22,43	19,35	10,67	19,95	20,48	20,08	20,87	20,31	21,57
CaTiAl2O6	2,24	2,10	1,39	2,15	2,36	2,26	2,23	2,32	2,67	2,43	2,39	2,18
CaAl2SiO6	0,38	1,37	5,24	0,42	0,65	2,68	0,66	0,56	1,22	0,44	0,55	0,55
CaFe2SiO6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,31	0,00	0,09	0,32	0,17	0,20
NaAlSi2O6	0,22	0,83	2,80	0,27	0,00	1,15	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00
(Na,K)FeSi2O6	2,71	4,00	9,40	2,79	3,90	6,08	3,82	3,00	4,63	3,41	3,36	3,46
CaMgSi2O6	67,00	66,77	51,01	68,57	68,66	74,49	67,71	68,85	68,24	66,64	68,14	67,36
CaFeSi2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca2Si2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2Si2O6	21,83	18,69	17,32	21,30	18,16	9,60	18,75	19,41	18,62	19,70	19,19	20,37
Mg2Si2O6	4,99	5,57	12,27	3,82	5,38	3,38	5,92	5,06	3,89	6,45	5,63	5,25
Mn2Si2O6	0,63	0,67	0,57	0,66	0,59	0,36	0,59	0,59	0,64	0,62	0,57	0,62
Summe:	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
BANNO (1959)												
Jadeit:	0,23	0,50	0,67	0,27	0,00	0,37	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00
Akmit:	2,80	2,40	2,24	2,75	2,70	1,93	2,58	2,65	2,71	2,64	2,64	2,71
Augit:	96,98	97,10	97,09	96,98	97,30	97,70	97,42	97,16	97,29	97,36	97,36	97,29

Tab. A2 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung und Zusammensetzungen der Klinopyroxene.

Alter	u. Kreide													
Lokalität	C. d. Difunto													
Typ	trachyt. Lava													
Proben-Nr.	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181
Messpunkt	6_17	6_18	6_19	6_20	6_21	6_22	6_9	6_11	6_13	6_1	6_2	6_3	6Mis_45	6Mis_48
Art	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand	kl. Ph (Rest)	kl. Ph Kern	kl. Ph	Kern	Rand	II Rand	kl. Ph	kl. Ph
Nr. Phänokristall	5	5	5	5	6	6			7	1	1	1		
SiO2	53,00	52,96	52,84	53,13	52,79	52,63	52,00	52,87	52,65	52,74	52,98	53,01	52,09	51,77
TiO2	0,23	0,20	0,22	0,15	0,38	0,31	0,41	0,21	0,32	0,25	0,26	0,22	0,37	0,59
Al2O3	0,90	0,87	0,92	0,79	1,31	1,16	1,68	0,82	1,30	1,12	0,88	0,89	1,43	1,97
Cr2O3														
MgO	14,80	14,67	14,45	14,55	15,00	14,59	14,46	14,74	14,68	14,78	14,54	14,75	14,86	14,66
CaO	21,50	21,46	21,09	21,40	21,51	20,98	21,28	21,35	21,01	21,18	20,99	20,86	21,29	21,20
MnO	0,49	0,46	0,44	0,40	0,43	0,41	0,41	0,44	0,42	0,39	0,45	0,48	0,38	0,33
FeO	8,57	8,56	9,19	9,26	8,40	8,99	8,54	8,40	8,50	9,11	9,19	9,27	8,36	8,11
Na2O	0,33	0,31	0,33	0,31	0,33	0,35	0,36	0,33	0,32	0,32	0,32	0,34	0,31	0,36
K2O													0,03	0,01
Summe:	99,81	99,49	99,48	99,99	100,15	99,40	99,14	99,16	99,19	99,89	99,61	99,82	99,10	98,99
Formelberechnung														
SiO2	53,00	52,96	52,84	53,13	52,79	52,63	52,00	52,87	52,65	52,74	52,98	53,01	52,09	51,77
TiO2	0,23	0,20	0,22	0,15	0,38	0,31	0,41	0,21	0,32	0,25	0,26	0,22	0,37	0,59
Al2O3	0,90	0,87	0,92	0,79	1,31	1,16	1,68	0,82	1,30	1,12	0,88	0,89	1,43	1,97
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	1,03	0,69	0,62	0,89	1,34	0,76	1,23	0,66	0,25	1,32	0,36	0,81	1,57	1,08
MgO	14,80	14,67	14,45	14,55	15,00	14,59	14,46	14,74	14,68	14,78	14,54	14,75	14,86	14,66
CaO	21,50	21,46	21,09	21,40	21,51	20,98	21,28	21,35	21,01	21,18	20,99	20,86	21,29	21,20
MnO	0,49	0,46	0,44	0,40	0,43	0,41	0,41	0,44	0,42	0,39	0,45	0,48	0,38	0,33
FeO	7,64	7,94	8,63	8,46	7,20	8,31	7,43	7,80	8,27	7,92	8,87	8,54	6,94	7,14
Na2O	0,33	0,31	0,33	0,31	0,33	0,35	0,36	0,33	0,32	0,32	0,32	0,34	0,31	0,36
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01
Summe:	99,92	99,55	99,54	100,08	100,28	99,47	99,26	99,23	99,21	100,02	99,65	99,90	99,26	99,10
Kationen O=6														
Si	1,97	1,98	1,98	1,98	1,95	1,97	1,95	1,98	1,97	1,96	1,98	1,98	1,95	1,94
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Al	0,04	0,04	0,04	0,03	0,06	0,05	0,07	0,04	0,06	0,05	0,04	0,04	0,06	0,09
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,04	0,01	0,02	0,04	0,03
Mg	0,82	0,82	0,81	0,81	0,83	0,81	0,81	0,82	0,82	0,82	0,81	0,82	0,83	0,82
Ca	0,86	0,86	0,85	0,85	0,85	0,84	0,85	0,86	0,84	0,84	0,84	0,83	0,85	0,85
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe2	0,24	0,25	0,27	0,26	0,22	0,26	0,23	0,24	0,26	0,25	0,28	0,27	0,22	0,22
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Formelbesetzung														
T														
Si	1,97	1,98	1,98	1,98	1,95	1,97	1,95	1,98	1,97	1,96	1,98	1,98	1,95	1,94
Al	0,03	0,02	0,02	0,02	0,05	0,03	0,05	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,05	0,06
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
M1														
Al	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
Fe3	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,04	0,01	0,02	0,04	0,03
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Mg	0,78	0,78	0,77	0,77	0,78	0,77	0,77	0,78	0,78	0,77	0,77	0,77	0,78	0,77
Fe2	0,17	0,18	0,19	0,19	0,16	0,18	0,17	0,18	0,18	0,17	0,20	0,18	0,15	0,16
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M2														
Mg	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04
Fe2	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,86	0,86	0,85	0,85	0,85	0,84	0,85	0,86	0,84	0,84	0,84	0,83	0,85	0,85
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Endglieder														
Enstatit	42,86	42,46	41,93	41,95	43,47	42,50	42,62	42,77	42,64	42,89	42,02	42,70	43,64	43,23
Wollastonit	44,73	44,64	44,01	44,36	44,82	43,92	45,10	44,53	43,88	44,20	43,60	43,42	44,93	44,95
Ferrosilit	12,41	12,89	14,06	13,69	11,71	13,58	12,29	12,70	13,48	12,90	14,38	13,88	11,44	11,82
CaTiAl2O6	0,48	0,41	0,44	0,31	0,78	0,62	0,85	0,43	0,65	0,50	0,52	0,45	1,02	1,22
CaAl2SiO6	0,59	0,44	0,39	0,52	0,92	0,54	1,11	0,36	0,41	0,89	0,21	0,44	1,52	1,07
CaFe2SiO6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NaAlSi2O6	0,79	1,14	1,25	0,86	0,84	1,35	1,58	1,11	1,98	0,79	1,33	1,00	1,07	1,82
(Na,K)FeSi2O6	2,15	1,43	1,26	1,81	2,75	1,53	2,58	1,39	0,51	2,66	0,72	1,61	4,32	2,25
CaMgSi2O6	60,93	60,45	58,17	58,88	61,30	58,51	59,73	60,90	58,98	59,27	57,85	58,19	80,80	60,33
CaFeSi2O6	17,64	18,36	19,50	19,22	16,51	18,69	17,22	18,08	18,65	17,83	19,79	18,91	0,00	16,49
Ca2Si2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2Si2O6	16,84	17,23	18,48	17,94	16,41	18,29	16,46	17,22	18,33	17,62	19,07	18,87	10,61	16,44
Mg2Si2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00
Mn2Si2O6	0,57	0,54	0,51	0,46	0,49	0,46	0,48	0,51	0,48	0,45	0,51	0,53	0,58	0,39
Summe:	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
BANNO (1959)														
Jadeit:	0,72	1,14	1,37	0,83	0,63	1,36	1,13	1,21	2,12	0,62	1,72	1,08	0,54	1,34
Akmit:	1,97	1,44	1,38	1,74	2,08	1,53	1,84	1,52	0,55	2,07	0,94	1,75	2,19	1,65
Augit:	97,31	97,42	97,25	97,43	97,29	97,11	97,02	97,27	97,33	97,31	97,34	97,17	97,27	97,01

Tab. A2 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung und Zusammensetzungen der Klinopyroxene.

Alter	u. Kreide				im paläoz. Basement	
Lokalität	C. d. Difunto				Küste	
Typ	andesit. Lava				Ganggestein	
Proben-Nr.	96-196	96-196	96-196	96-196	95-87	95-87
Messpunkt	1quarx_1	1quarx_2	1quarx_6	1quarx_9	4quarx_1	4quarx_12
Art	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Ph
Nr. Phänokristall	1	1	3	3	1	
SiO2	50,58	51,63	52,30	50,96	50,26	50,29
TiO2	0,51	0,63	0,26	0,56	0,67	0,72
Al2O3	1,82	1,01	2,48	2,59	1,79	1,54
Cr2O3	0,12	0,03	0,38	0,08	0,13	0,03
MgO	14,95	15,39	18,01	14,74	15,07	14,62
CaO	20,19	19,65	21,12	20,25	18,57	17,98
MnO	0,24	0,26	0,11	0,23	0,32	0,29
FeO	9,98	10,05	4,85	9,34	11,99	13,78
Na2O	0,56	0,49	0,36	0,52	0,24	0,28
K2O	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03
Summe:	98,95	99,15	99,88	99,28	99,04	99,56
Formelberechnung						
SiO2	50,58	51,63	52,30	50,96	50,26	50,29
TiO2	0,51	0,63	0,26	0,56	0,67	0,72
Al2O3	1,82	1,01	2,48	2,59	1,79	1,54
Cr2O3	0,12	0,03	0,38	0,08	0,13	0,03
Fe2O3	4,88	3,24	3,39	3,10	3,75	4,19
MgO	14,95	15,39	18,01	14,74	15,07	14,62
CaO	20,19	19,65	21,12	20,25	18,57	17,98
MnO	0,24	0,26	0,11	0,23	0,32	0,29
FeO	5,59	7,13	1,80	6,55	8,61	10,01
Na2O	0,56	0,49	0,36	0,52	0,24	0,28
K2O	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03
Summe:	99,44	99,47	100,22	99,59	99,42	99,98
Kationen O=6						
Si	1,90	1,93	1,90	1,90	1,89	1,90
Ti	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Al	0,08	0,04	0,11	0,11	0,08	0,07
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,14	0,09	0,09	0,09	0,11	0,12
Mg	0,83	0,86	0,98	0,82	0,85	0,82
Ca	0,81	0,79	0,82	0,81	0,75	0,73
Mn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Fe2	0,18	0,22	0,05	0,20	0,27	0,32
Na	0,04	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Formelbesetzung						
T						
Si	1,90	1,93	1,90	1,90	1,89	1,90
Al	0,08	0,04	0,10	0,10	0,08	0,07
Fe3	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,04
Summe:	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
M1						
Al	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Fe3	0,11	0,07	0,09	0,09	0,08	0,08
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Mg	0,76	0,79	0,86	0,76	0,76	0,73
Fe2	0,11	0,13	0,03	0,12	0,14	0,16
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
M2						
Mg	0,07	0,07	0,12	0,06	0,09	0,09
Fe2	0,07	0,10	0,02	0,08	0,13	0,16
Mn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Ca	0,81	0,79	0,82	0,81	0,75	0,73
Na	0,04	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Endglieder						
Enstatit	45,86	45,92	52,66	44,71	45,32	44,09
Wollastonit	44,52	42,14	44,39	44,15	40,14	38,98
Ferrosilit	9,62	11,94	2,96	11,15	14,53	16,93
CaTiAl2O6	1,36	1,73	0,71	1,50	1,82	1,95
CaAl2SiO6	2,45	0,44	4,22	3,19	1,98	1,32
CaFe2SiO6	1,16	1,15	0,00	0,00	1,22	1,68
NaAlSi2O6	0,00	0,00	0,71	1,49	0,00	0,00
(Na,K)FeSi2O6	10,74	6,62	9,21	8,31	7,72	8,01
CaMgSi2O6	71,96	73,64	76,83	72,58	66,65	64,48
CaFeSi2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca2Si2O6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2Si2O6	8,31	10,90	2,72	9,75	12,98	15,08
Mg2Si2O6	3,65	5,11	5,43	2,83	7,13	7,03
Mn2Si2O6	0,36	0,40	0,17	0,35	0,49	0,44
Summe:	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
BANNO (1959)						
Jadeit:	0,00	0,00	0,22	0,68	0,00	0,00
Akmit:	4,78	4,37	2,83	3,81	2,29	2,93
Augit:	95,22	95,63	96,95	95,51	97,71	97,07

6.2.1.3 Eisen-Titan-Oxide

Tab. A3: Zusammensetzung der Spinelle.

Alter	o. Trias						u. Jura - Bajocium				
Lokalität	Q. Cachina						Sierra Minillas				
Typ	dacitische Lava						basalt. andesit. Lava				
Proben-Nr.	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127
Messpunkt	2_3	2_12	2_31	2_44	2_52	2_55	2_60	2_62	3_5	3_6	3_10
Art	in Fsp 3	kl.Ph	in Px-Pseu 1	M	in kl. Px-Pseu	in Px-Pseu 2	in Opx-Pseu 3	in Opx-Pseu	Kern 1	Rand 1	Ph
Al2O3	0,54	0,04	0,02	0,13	0,06	1,31	1,90	0,27	1,24	0,59	1,50
TiO2	4,08	29,22	27,64	7,84	17,66	3,77	2,20	4,70	10,13	8,88	13,03
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	82,04	59,11	61,22	77,25	68,65	75,20	75,08	80,06	77,84	76,67	72,33
MnO	0,14	0,09	0,04	0,03	0,00	0,15	0,10	0,22	0,16	0,10	1,45
MgO	0,12	0,07	0,07	0,01	0,06	0,32	2,01	0,10	0,11	0,08	0,58
Summe	86,93	88,53	88,98	85,26	86,43	80,74	81,29	85,36	89,48	86,32	88,88
Al	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,07	0,10	0,01	0,06	0,03	0,07
Ti	0,13	0,92	0,86	0,25	0,56	0,13	0,07	0,15	0,31	0,28	0,40
Fe3+	1,72	0,16	0,27	1,49	0,87	1,68	1,76	1,69	1,33	1,41	1,14
Fe2+	1,11	1,91	1,86	1,25	1,56	1,10	0,94	1,14	1,30	1,27	1,31
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,05
Mg	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,13	0,01	0,01	0,01	0,04
Summe:	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Usp	0,13	0,92	0,87	0,25	0,56	0,13	0,07	0,15	0,31	0,28	0,40
Mt	0,87	0,08	0,14	0,75	0,44	0,87	0,93	0,85	0,69	0,72	0,60

Nummern oder Buchstaben (A, B) hinter der **Art** der Kristalle bezeichnen einzelne Phänokristalle der Probe (in Fsp 3 = Einschluss im Feldspat-Phänokristall mit der Nummer 3)
Abkürzungen der Komponenten:
Usp = Ulvöspinell
Mt = Magnetit im engeren Sinn

Tab. A3 (Fortsetzung)**:** Zusammensetzung der Spinelle.

Alter					m. - ?o. Jura						m. - ?o. Jura
Lokalität					C. d. Difunto						C. d. Difunto
Typ					trachyandesit. Lava						basalt. trachyandesit. Lava
Proben-Nr.	96-127	96-127	96-127	96-127	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-25	95-45
Messpunkt	3_13	3_28	3_30	3_31	5_1	5_4	5_8	5_10	5_16	5_21	3_48
Art	Ph	in Cpx 10	Ph	Matrix	kl. Ph	Matrix	Ph	in Fsp 3	in Fsp 3	Matrix	Matrix
Al2O3	1,08	1,28	1,85	1,27	1,03	0,78	0,82	1,53	1,79	0,98	1,06
TiO2	13,86	10,89	13,01	3,69	22,05	23,75	15,86	23,44	17,72	19,48	7,55
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	74,99	73,50	73,37	77,28	65,72	62,27	67,91	60,93	69,70	65,37	72,83
MnO	0,25	0,50	0,17	0,17	1,63	1,23	0,29	1,02	0,44	0,73	0,33
MgO	0,06	0,27	0,04	0,38	0,30	0,61	0,66	1,01	0,75	0,82	0,11
Summe	90,23	86,44	88,44	82,79	90,72	88,64	85,53	87,93	90,41	87,38	81,87
Al	0,05	0,06	0,09	0,07	0,05	0,04	0,04	0,07	0,08	0,05	0,06
Ti	0,42	0,34	0,40	0,12	0,67	0,74	0,51	0,73	0,53	0,61	0,25
Fe3+	1,11	1,26	1,11	1,70	0,62	0,49	0,95	0,47	0,85	0,74	1,45
Fe2+	1,41	1,31	1,39	1,09	1,59	1,66	1,45	1,63	1,47	1,53	1,23
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,06	0,04	0,01	0,04	0,02	0,03	0,01
Mg	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,04	0,04	0,06	0,05	0,05	0,01
Summe:	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Usp	0,43	0,35	0,42	0,12	0,67	0,75	0,51	0,75	0,55	0,62	0,25
Mt	0,57	0,65	0,58	0,88	0,33	0,26	0,49	0,25	0,45	0,38	0,75

Tab. A3 (Fortsetzung)**:** Zusammensetzung der Spinelle.

Alter	m. - ?o. Jura									m. - ?o. Jura						
Lokalität	C. d. Difunto									C. d. Difunto						
Typ	trachydacit. Lava									trachydacit. Ignimbrit						
Proben-Nr.	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58	96-57	96-57	96-57	96-57	96-57	96-57	96-57
Messpunkt	7_56	7_57	7_59	7_60	7_65	7_70	7_72	7_75	7_79	7_96	7-97	7_109	7_113	7_118	7_125	7_126
Art	kl. Ph	kl. Ph	Ph	Ph	Ph	kl. Ph	Ph	kl. Ph	kl. Ph	kl. Ph	Ph	kl. Ph	in Fsp 4	Ph	Kern 1	Rand 1
Al2O3	0,63	1,89	1,53	1,67	1,89	1,75	1,88	1,43	1,57	0,86	2,31	0,84	2,21	1,01	2,55	1,96
TiO2	3,28	25,09	25,05	22,24	22,46	26,83	20,89	13,25	26,44	8,57	26,88	8,90	22,99	13,79	24,93	18,50
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	77,75	55,88	55,47	58,22	58,74	53,82	60,13	66,84	52,34	74,30	58,03	74,58	61,07	69,05	62,94	67,01
MnO	0,31	4,06	1,97	2,35	3,35	3,55	2,54	1,63	4,59	1,51	2,02	1,43	2,99	1,22	0,98	1,20
MgO	0,06	0,00	0,44	0,19	0,40	0,04	0,23	0,04	0,06	0,01	0,27	0,02	0,07	0,08	0,34	0,04
Summe	82,02	86,94	84,46	84,67	86,83	86,00	85,68	83,19	84,99	85,25	89,51	85,77	89,33	85,15	91,74	88,71
Al	0,03	0,09	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,07	0,08	0,04	0,11	0,04	0,11	0,05	0,12	0,09
Ti	0,11	0,79	0,82	0,72	0,71	0,86	0,67	0,43	0,86	0,27	0,82	0,28	0,71	0,44	0,74	0,57
Fe3+	1,75	0,32	0,29	0,48	0,49	0,19	0,57	1,06	0,20	1,41	0,24	1,40	0,48	1,07	0,40	0,77
Fe2+	1,09	1,65	1,71	1,62	1,56	1,73	1,56	1,37	1,69	1,22	1,74	1,23	1,60	1,39	1,69	1,53
Mn	0,01	0,15	0,07	0,09	0,12	0,13	0,09	0,06	0,17	0,05	0,07	0,05	0,10	0,04	0,03	0,04
Mg	0,00	0,00	0,03	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Summe:	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Usp	0,10	0,82	0,84	0,74	0,72	0,89	0,68	0,43	0,88	0,26	0,87	0,27	0,73	0,44	0,79	0,59
Mt	0,90	0,18	0,16	0,26	0,28	0,11	0,32	0,57	0,12	0,74	0,13	0,73	0,27	0,56	0,21	0,41

Tab. A3 (Fortsetzung)**:** Zusammensetzung der Spinelle.

Alter	m. - ?o. Jura			m. - ?o. Jura							
Lokalität	C. d. Difunto			Küste: C. Plomo							
Typ	dacit. Lava			trachyandesit. Lava							
Proben-Nr.	95-70	95-70	95-70	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235
Messpunkt	6_63	6_71	6_83	7_9	7_12	7_18	7_23	7_33	7_35	7_40	7_45
Art	Matrix	Blase	Matrix	in Cpx 8	Matrix	Ph	Ph	in Cpx	Matrix	in Fsp-Xeno. 3	in Anwachssaum Fsp-Xeno. 3
Al2O3	0,84	0,33	0,75	1,50	0,09	1,79	1,76	1,56	0,21	3,40	0,56
TiO2	14,77	2,25	16,27	23,66	0,18	21,37	25,43	25,55	17,32	20,47	17,05
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	71,53	84,49	69,85	63,40	85,91	65,28	62,26	62,46	72,06	64,55	69,92
MnO	0,28	0,35	0,45	0,19	0,03	0,16	0,13	0,10	0,13	0,14	0,11
MgO	0,96	0,63	0,75	0,07	0,03	0,07	0,05	0,12	0,02	0,01	0,02
Summe	88,37	88,05	88,08	88,81	86,23	88,66	89,62	89,79	89,74	88,57	87,66
Al	0,04	0,02	0,04	0,07	0,00	0,09	0,09	0,08	0,01	0,16	0,03
Ti	0,45	0,07	0,50	0,73	0,01	0,66	0,78	0,78	0,53	0,63	0,53
Fe3+	1,05	1,85	0,96	0,46	1,98	0,59	0,35	0,36	0,93	0,58	0,91
Fe2+	1,39	1,02	1,44	1,72	1,00	1,65	1,77	1,77	1,53	1,62	1,53
Mn	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,06	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Summe:	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Usp	0,46	0,06	0,51	0,76	0,01	0,69	0,82	0,81	0,53	0,68	0,54
Mt	0,54	0,94	0,49	0,24	1,00	0,31	0,19	0,19	0,47	0,32	0,46

Tab. A3 (Fortsetzung)**:** Zusammensetzung der Spinelle.

Alter		m. - ?o. Jura						u. Kreide					
Lokalität		Küste: C. Plomo						C. d. Difunto					
Typ		trachyandesit. Lava						trachyt. Lava					
Proben-Nr.	97-235	97-255	97-255	97-255	97-255	97-255	97-255	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181
Messpunkt	7_51	5_48	5_54	5_58	5_74	5_75	5_82	6_7	6_9	6_14	6_23	6_26	6_27
Art	kl. Ph	kl. Ph	Matrix	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	in Opx-Pseu	Matrix	in Opx-Pseu	Ph	Ph
Al2O3	1,21	0,17	0,06	0,89	0,64	1,92	1,17	0,33	0,84	0,23	1,09	0,58	0,39
TiO2	0,61	11,91	5,51	23,45	28,93	23,11	23,92	1,86	4,80	5,20	7,47	5,88	0,79
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	81,24	76,43	79,90	62,42	60,70	66,61	66,61	86,05	81,90	79,82	78,76	79,85	85,25
MnO	0,10	0,21	0,23	3,81	3,79	0,12	0,72	0,38	0,56	0,12	0,30	0,41	0,15
MgO	1,05	0,24	0,28	0,03	0,04	0,00	0,01	0,28	0,50	0,08	0,60	0,77	0,17
Summe	84,21	88,96	85,98	90,59	94,09	91,76	92,43	88,91	88,60	85,46	88,22	87,49	86,74
Al	0,06	0,01	0,00	0,04	0,03	0,09	0,06	0,02	0,04	0,01	0,05	0,03	0,02
Ti	0,02	0,37	0,17	0,71	0,85	0,69	0,71	0,06	0,15	0,17	0,23	0,18	0,03
Fe3+	1,90	1,26	1,65	0,53	0,27	0,53	0,52	1,87	1,67	1,66	1,49	1,61	1,93
Fe2+	0,95	1,34	1,15	1,58	1,73	1,69	1,69	1,03	1,10	1,16	1,18	1,12	1,01
Mn	0,00	0,01	0,01	0,13	0,13	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01
Mg	0,07	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,04	0,05	0,01
Summe:	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Usp	0,02	0,36	0,17	0,71	0,86	0,72	0,73	0,05	0,14	0,16	0,23	0,18	0,02
Mt	0,98	0,64	0,83	0,29	0,14	0,28	0,27	0,95	0,86	0,84	0,77	0,82	0,98

Tab. A3 (Fortsetzung)**:** Zusammensetzung der Spinelle.

Alter						im paläoz. Basement	im paläoz. Basement
Lokalität						Küste	Küste
Typ						Ganggestein	Ganggestein
Proben-Nr.	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181	95-87	95-99
Messpunkt	6_30	6_34	6_35	6_37	6_41	4_4	1_1
Art	Matrix	Matrix	in Opx-Pseu A	in Opx-Pseu A	in Opx-Pseu A	?	?
Al2O3	0,29	0,15	0,62	0,31	0,17	0,97	0,77
TiO2	3,69	2,59	3,36	1,35	5,47	2,09	23,10
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	81,42	83,01	79,41	82,66	79,97	85,68	66,02
MnO	0,27	0,07	0,32	0,23	0,56	0,05	3,46
MgO	0,15	0,04	0,27	0,07	0,03	0,04	0,02
Summe	85,82	85,86	83,97	84,61	86,20	88,83	93,37
Al	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,05	0,04
Ti	0,12	0,08	0,11	0,04	0,17	0,06	0,68
Fe3+	1,75	1,83	1,75	1,90	1,65	1,83	0,60
Fe2+	1,10	1,08	1,08	1,03	1,15	1,06	1,57
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,12
Mg	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Usp	0,11	0,08	0,10	0,04	0,16	0,06	0,68
Mt	0,89	0,92	0,90	0,96	0,84	0,94	0,33

Tab. A4: Zusammensetzung der Ilmenite.

Alter	o.Trias		m. - o. Jura	m. - o. Jura		
Lokalität	Q. Cachina		Küste: C. Plomo	Küste: C. Plomo		
Typ	dacit. Lava		trachyandesit. Lava	trachyandesit. Lava		
Proben-Nr.	96-83	96-83	97-235	97-255	97-255	97-255
Messpunkt	2_24	2_27	7_1	5_40	5_63	5_73
Art	Matrix	in Fsp 2	Ph	in Cpx 11	Ph	in Fsp
Al2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO2	32,47	43,81	49,68	49,81	49,47	51,06
FeO	56,00	48,03	35,06	31,61	38,80	30,37
MnO	0,08	0,06	11,33	14,94	5,70	16,35
MgO	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01
Summe	88,58	91,93	96,09	96,38	93,99	97,79
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,68	0,90	0,98	0,98	1,00	0,99
Fe3+	0,63	0,20	0,04	0,04	0,00	0,02
Fe2+	0,68	0,90	0,73	0,65	0,87	0,63
Mn	0,00	0,00	0,25	0,33	0,13	0,36
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Ilm	0,68	0,90	0,97	0,97	1,00	0,98
Hem	0,32	0,10	0,03	0,03	0,00	0,02
xGk	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
xPy	0,00	0,00	0,25	0,33	0,13	0,36

Nummern hinter der **Art** der Kristalle bezeichnen einzelne Phänokristalle der Probe (in Fsp 3 = Einschluss im Feldspat-Phänokristall mit der Nummer 3)

Abkürzungen der Komponenten:

Ilm = Ilmenit, Hem = Hematit, Gk = Geikielit, Py = Pyrophanit

6.2.1.4 Epidote

Tab. A5: Zusammensetzung von Mineralen der Epidotgruppe.

Alter	m. - ?o. Jura						m. - ?o. Jura						
Lokalität	Küste: C. Plomo						Küste: C. Plomo						
Typ	trachyandesit. Lava						trachyandesit. Lava						
Proben-Nr.	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-255	97-255	97-255	97-255	97-255	97-255	97-255
Messpunkt	7MIS_38	7MIS_44	7MIS_27	7MIS_48	7MIS_53	7 Px_21	5MIS_68	5MIS_47	5MIS_42	5MIS_44	5MIS_45	5MIS_86	5MIS_77
Art	in Fsp-Kern(alt)	in Fsp-Kern(alt)	Matrix	in Cpx 5	in Fsp	Matrix	in Fsp	Matrix	in Fsp	in Fsp 1	Matrix	Matrix	in Fsp
SiO2	37,12	37,96	37,23	37,40	37,64	37,04	39,23	37,53	37,69	38,00	37,58	37,42	37,79
TiO2	0,06	0,08	0,05	0,02	0,01	0,09	0,03	0,04	0,09	0,06	0,06	0,01	0,00
Al2O3	20,38	23,41	22,80	22,03	22,53	22,80	29,13	21,91	23,01	24,90	21,63	19,76	22,83
Fe2O3	16,41	12,66	13,76	13,64	13,60	14,06	4,15	14,16	12,52	10,01	14,84	17,54	13,49
MgO	0,00	0,00	0,16	0,09	0,02	0,08	0,07	0,04	0,01	0,00	0,04	0,00	0,02
CaO	23,26	23,76	22,86	22,96	23,09	22,46	23,45	23,35	23,33	23,62	23,40	23,06	23,34
MnO	0,26	0,15	0,31	0,17	0,26	0,29	0,94	0,21	0,39	0,32	0,14	0,25	0,40
Na2O	0,00	0,00	0,03	0,04	0,01	0,01	0,05	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
K2O	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01
Summe:	97,52	98,03	97,19	96,35	97,16	96,83	97,06	97,25	97,07	96,91	97,70	98,03	97,88
Kationen O=25													
Si	3,01	3,02	2,99	3,03	3,03	2,99	3,05	3,03	3,03	3,03	3,02	3,03	3,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,95	2,19	2,16	2,11	2,14	2,17	2,67	2,08	2,18	2,34	2,05	1,88	2,15
Fe3+	1,00	0,76	0,83	0,83	0,82	0,85	0,24	0,86	0,76	0,60	0,90	1,07	0,81
Mg	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	2,02	2,02	1,97	2,00	1,99	1,94	1,95	2,02	2,01	2,02	2,02	2,00	2,00
Mn	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,06	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Formelbesetzung													
Si	3,01	3,02	2,99	3,03	3,03	2,99	3,05	3,03	3,03	3,03	3,02	3,03	3,02
Al(IV)	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	3,01	3,02	3,00	3,03	3,03	3,00	3,05	3,03	3,03	3,03	3,02	3,03	3,02
Al(VI)	1,95	2,19	2,16	2,11	2,14	2,16	2,67	2,08	2,18	2,34	2,05	1,88	2,15
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,06	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03
Fe3+	1,00	0,76	0,83	0,83	0,82	0,85	0,24	0,86	0,76	0,60	0,90	1,07	0,81
Summe:	2,97	2,96	3,00	2,95	2,98	3,02	2,98	2,96	2,97	2,96	2,96	2,97	2,99
Mg	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	2,02	2,02	1,97	2,00	1,99	1,94	1,95	2,02	2,01	2,02	2,02	2,00	2,00
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe:	2,02	2,02	2,00	2,01	1,99	1,97	1,97	2,02	2,01	2,02	2,02	2,00	2,00
Total:	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Pz [%]	33,95	25,67	27,87	28,32	27,81	28,34	8,34	29,22	25,78	20,42	30,46	36,18	27,40
A:	41,97	42,04	42,68	42,14	42,40	43,40	41,83	41,93	41,90	41,88	42,06	42,26	42,21
C:	57,52	57,67	56,16	57,22	57,02	55,76	56,14	57,53	57,32	57,50	57,53	57,25	56,96
F:	0,51	0,29	1,16	0,64	0,58	0,84	2,02	0,54	0,79	0,62	0,41	0,49	0,83

Nummern hinter der **Art** der Kristalle bezeichnen einzelne Phänokristalle der Probe (in Fsp 3 = Einschluss im Feldspat-Phänokristall mit der Nummer 3); (alt) = älterer, resorbierter Kern

6.2.1.5 Glimmer und ähnliche Schichtsilikate

Tab. A6: Formelberechnung der di-oktaedrischen Glimmer.

Alter	obere Trias			m. - ?o. Jura		m. - ?o. Jura		
Lokalität	Q. Cachina			C. d. Difunto		C. d. Difunto		
Typ	dacit. Lava			basalt. Trachyandesit. Lava		trachydacit. Ignimbrit		
Proben-Nr.	96-83	96-83	96-83	95-45	95-45	96-57	96-57	96-57
Messpunkt	2MIS_35	2MIS_2	2MIS_22	4MIC_2	4MIC_3	7MIS_94	7MIS_107	7MIS_120
Art	in Opx-Pseudo	in Fsp	Matrix	in Fsp 2	in Fsp 2	Blase	Blase	Blase
SiO2	51,11	52,36	51,55	48,38	49,42	52,25	50,98	51,12
TiO2	0,06	0,05	0,16	0,03	0,05	0,18	0,09	0,10
Al2O3	28,48	29,72	28,47	33,48	34,25	8,92	7,95	7,11
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	1,99	1,96	2,20	0,46	0,29	2,92	3,11	2,62
CaO	0,01	0,12	0,03	0,23	0,29	0,15	0,19	0,17
MnO	0,00	0,00	0,00	0,31	0,13	0,09	0,16	0,14
FeO	3,01	2,75	4,08	1,29	1,09	18,13	22,09	22,57
Na2O	0,09	0,08	0,06	0,58	0,81	0,07	0,04	0,02
K2O	9,44	9,27	9,56	10,38	9,73	8,55	8,33	8,57
Total	94,20	96,30	96,11	95,15	96,05	91,25	92,94	92,41
SiO2	51,11	52,36	51,55	48,38	49,42	52,25	50,98	51,12
TiO2	0,06	0,05	0,16	0,03	0,05	0,18	0,09	0,10
Al2O3	28,48	29,72	28,47	33,48	34,25	8,92	7,95	7,11
Fe2O3	2,97	3,05	4,54	0,00	0,00	14,39	22,40	20,41
MgO	1,99	1,96	2,20	0,46	0,29	2,92	3,11	2,62
CaO	0,01	0,12	0,03	0,23	0,29	0,15	0,19	0,17
MnO	0,00	0,00	0,00	0,31	0,13	0,09	0,16	0,14
FeO	0,34	0,00	0,00	1,29	1,09	5,17	1,93	4,21
Na2O	0,09	0,08	0,06	0,58	0,81	0,07	0,04	0,02
K2O	9,44	9,27	9,56	10,38	9,73	8,55	8,33	8,57
Total	94,50	96,61	96,56	95,15	96,05	92,69	95,18	94,45
Kationen:								
Si	6,80	6,78	6,74	6,43	6,46	7,60	7,31	7,44
Ti	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01
Al	4,46	4,54	4,39	5,25	5,28	1,53	1,34	1,22
Fe3	0,30	0,30	0,45	0,00	0,00	1,58	2,42	2,23
Mg	0,40	0,38	0,43	0,09	0,06	0,63	0,66	0,57
Ca	0,00	0,02	0,00	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02
Fe	0,04	0,00	0,00	0,14	0,12	0,63	0,23	0,51
Na	0,02	0,02	0,02	0,15	0,20	0,02	0,01	0,01
K	1,60	1,53	1,59	1,76	1,62	1,59	1,52	1,59
Total	13,63	13,57	13,63	13,90	13,81	13,63	13,56	13,62

Formelberechnung:								
Si	6,80	6,78	6,74	6,43	6,46	7,60	7,31	7,44
Al IV	1,20	1,22	1,26	1,57	1,54	0,40	0,69	0,56
Fe3+								
tetr.	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al VI	3,26	3,32	3,13	3,68	3,74	1,13	0,66	0,66
Fe3+	0,30	0,30	0,45	0,00	0,00	1,58	2,42	2,23
Ti	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01
Fe2+	0,04	0,00	0,00	0,14	0,12	0,63	0,23	0,51
Mn	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02
Mg	0,40	0,38	0,43	0,09	0,06	0,63	0,66	0,57
okta.	4,00	4,00	4,02	3,95	3,94	4,00	4,00	4,00
Ca	0,00	0,02	0,00	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03
Na	0,02	0,02	0,02	0,15	0,20	0,02	0,01	0,01
K	1,60	1,53	1,59	1,76	1,62	1,59	1,52	1,59
interlayer	1,63	1,57	1,61	1,94	1,87	1,63	1,56	1,62
Summe :	13,63	13,57	13,63	13,90	13,81	13,63	13,56	13,62
Endglieder:								
Ma	0,11	1,07	0,23	1,67	2,15	1,39	1,85	1,62
Pg	1,35	1,28	0,97	7,72	10,94	1,21	0,75	0,31
Ce	39,96	39,15	37,01	21,65	23,19	80,05	65,62	71,91
Ms	58,59	58,50	61,78	68,96	63,72	17,35	31,79	26,15
Si p.f.u.:	3,40	3,39	3,37	3,22	3,23	3,80	3,66	3,72
Mg+Fe2p.f.u.:	0,22	0,19	0,21	0,12	0,09	0,63	0,45	0,54

Nummern hinter der **Art** der Kristalle bezeichnen einzelne Phänokristalle der Probe (in Fsp 3 = Einschluss im Feldspat-Phänokristall mit der Nummer 3)

Tab. A6 (Fortsetzung): Formelberechnung der di-oktaedrischen Glimmer.

Alter	untere Kreide				
Lokalität	C. d. Difunto				
Typ	trachyt. Lava				
Proben-Nr.	96-181	96-181	96-181	96-181	96-181
Messpunkt	6MIS_52	6MIS_58	6MIS_2	6MIS_5	6MIS_13
Art	in Fsp	in Opx-Pseudo	Blase	Blase	Matrix
SiO2	49,52	49,41	51,76	52,10	50,20
TiO2	0,02	0,21	0,03	0,03	0,28
Al2O3	33,21	10,81	8,66	9,32	10,28
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,54	5,31	6,47	5,61	5,41
CaO	0,13	0,33	0,19	0,19	0,26
MnO	0,32	0,13	0,19	0,10	0,18
FeO	0,61	10,52	12,70	12,15	13,77
Na2O	0,75	0,04	0,01	0,03	0,07
K2O	9,33	6,34	8,19	8,19	7,14
Total	94,41	83,09	88,18	87,72	87,59
SiO2	49,52	49,41	51,76	52,10	50,20
TiO2	0,02	0,21	0,03	0,03	0,28
Al2O3	33,21	10,81	8,66	9,32	10,28
Fe2O3	0,00	11,69	14,11	13,34	15,31
MgO	0,54	5,31	6,47	5,61	5,41
CaO	0,13	0,33	0,19	0,19	0,26
MnO	0,32	0,13	0,19	0,10	0,18
FeO	0,61	0,00	0,00	0,15	0,00
Na2O	0,75	0,04	0,01	0,03	0,07
K2O	9,33	6,34	8,19	8,19	7,14
Total	94,41	84,26	89,59	89,06	89,12
Kationen:					
Si	6,56	7,55	7,59	7,65	7,39
Ti	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03
Al	5,18	1,95	1,50	1,61	1,78
Fe3	0,00	1,34	1,56	1,47	1,70
Mg	0,11	1,21	1,41	1,23	1,19
Ca	0,02	0,05	0,03	0,03	0,04
Mn	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02
Fe	0,07	0,00	0,00	0,02	0,00
Na	0,19	0,01	0,00	0,01	0,02
K	1,58	1,24	1,53	1,53	1,34
Total	13,73	13,40	13,65	13,57	13,52

Formelberechnung:					
Si	6,56	7,55	7,59	7,65	7,39
Al IV	1,44	0,45	0,41	0,35	0,61
Fe3+					
tetr.	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al VI	3,74	1,50	1,09	1,26	1,18
Fe3+	0,00	1,34	1,56	1,47	1,70
Ti	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03
Fe2+	0,07	0,00	0,00	0,02	0,00
Mn	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02
Mg	0,11	1,21	1,41	1,23	1,19
okta.	3,95	4,10	4,08	4,00	4,11
Ca	0,02	0,05	0,03	0,03	0,04
Na	0,19	0,01	0,00	0,01	0,02
K	1,58	1,24	1,53	1,53	1,34
interlayer	1,79	1,30	1,56	1,57	1,40
Summe :	13,73	13,40	13,65	13,57	13,52
Endglieder:					
Ma	1,02	4,15	1,89	1,88	2,89
Pg	10,71	1,00	0,11	0,60	1,34
Ce	27,81	77,69	79,51	82,57	69,67
Ms	60,45	17,16	18,49	14,95	26,09
Si p.f.u.:	3,28	3,78	3,80	3,83	3,70
Mg+Fe2p.f.u.:	0,09	0,61	0,71	0,62	0,59

6.2.1.6 Chlorite

Tab. A7: Formelberechnung der Chlorite.

Alter	o. Trias											
Lokalität	Q. Cachina											
Typ	dacitische Lava											
Proben-Nr.	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83	96-83
Messpunkt	2MIS_32	2MIS_34	2MIS_36	2MIS_37	1MIS_1	2MIS_25	2MIS_11	2MIS_13	2MIS_14	2MIS_15	2MIS_4	2MIS_5
Art	in Opx-Pseu 1	in Opx-Pseu 1	in Px-Anw. 1	M	in Fsp 2	in Fsp 2	M	M	M	in Fsp 5	in Fsp 3	M
SiO2	30,03	30,07	30,15	30,09	30,46	29,88	30,36	30,14	30,54	30,55	30,20	31,15
TiO2	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,06	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01	0,01
Al2O3	18,85	18,99	17,70	17,03	18,48	18,19	19,26	18,32	17,93	18,83	18,61	18,61
Cr2O3												
MgO	18,71	18,89	19,14	19,85	19,30	18,82	18,86	19,45	19,54	19,15	19,43	19,57
CaO	0,09	0,28	0,13	0,17	0,12	0,16	0,13	0,26	0,12	0,12	0,12	0,14
MnO	0,25	0,28	0,20	0,21	0,29	0,24	0,28	0,25	0,26	0,26	0,24	0,21
FeO	18,22	18,19	17,81	17,50	18,11	18,26	18,38	18,34	18,33	18,25	18,06	18,08
Na2O	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,02
K2O	0,17	0,17	0,20	0,04	0,12	0,15	0,09	0,04	0,06	0,05	0,07	0,13
Summe	86,37	86,88	85,38	84,96	86,93	85,77	87,39	86,88	86,83	87,27	86,78	87,93
SiO2	30,03	30,07	30,15	30,09	30,46	29,88	30,36	30,14	30,54	30,55	30,20	31,15
TiO2	0,02	0,00	0,01	0,03	0,00	0,06	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01	0,01
Al2O3	18,85	18,99	17,70	17,03	18,48	18,19	19,26	18,32	17,93	18,83	18,61	18,61
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	18,71	18,89	19,14	19,85	19,30	18,82	18,86	19,45	19,54	19,15	19,43	19,57
CaO	0,09	0,28	0,13	0,17	0,12	0,16	0,13	0,26	0,12	0,12	0,12	0,14
MnO	0,25	0,28	0,20	0,21	0,29	0,24	0,28	0,25	0,26	0,26	0,24	0,21
FeO	18,22	18,19	17,81	17,50	18,11	18,26	18,38	18,34	18,33	18,25	18,06	18,08
Na2O	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,02
K2O	0,17	0,17	0,20	0,04	0,12	0,15	0,09	0,04	0,06	0,05	0,07	0,13
Total	86,37	86,88	85,38	84,96	86,93	85,77	87,39	86,88	86,83	87,27	86,78	87,93
Si	6,14	6,11	6,23	6,24	6,18	6,16	6,13	6,13	6,21	6,17	6,14	6,23
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	4,54	4,55	4,31	4,16	4,42	4,42	4,58	4,39	4,30	4,48	4,46	4,39
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	5,70	5,72	5,90	6,14	5,84	5,78	5,67	5,90	5,92	5,76	5,88	5,84
Ca	0,02	0,06	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03
Mn	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03
Fe	3,11	3,09	3,08	3,04	3,07	3,15	3,10	3,12	3,12	3,08	3,07	3,03
Na	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
K	0,04	0,04	0,05	0,01	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
Total	19,62	19,64	19,65	19,69	19,63	19,65	19,60	19,68	19,65	19,60	19,65	19,59

Formelberechnung:												
Si	6,14	6,11	6,23	6,24	6,18	6,16	6,13	6,13	6,21	6,17	6,14	6,23
Al IV	1,86	1,89	1,77	1,76	1,82	1,84	1,87	1,87	1,79	1,83	1,86	1,77
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
tetr.	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al VI	2,68	2,66	2,54	2,41	2,60	2,58	2,71	2,53	2,51	2,65	2,59	2,62
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	3,11	3,09	3,08	3,04	3,07	3,15	3,10	3,12	3,12	3,08	3,07	3,03
Mn	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03
Mg	5,70	5,72	5,90	6,14	5,84	5,78	5,67	5,90	5,92	5,76	5,88	5,84
Ca	0,02	0,06	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03
Na	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
K	0,04	0,04	0,05	0,01	0,03	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
okta.	11,62	11,64	11,65	11,69	11,63	11,65	11,60	11,68	11,65	11,60	11,65	11,59
Summe Kationen:	19,62	19,64	19,65	19,69	19,63	19,65	19,60	19,68	19,65	19,60	19,65	19,59
A'KF												
A':	20,15	20,19	19,00	18,32	19,58	19,55	20,47	19,42	19,00	20,02	19,71	19,60
K:	0,20	0,20	0,24	0,05	0,13	0,17	0,10	0,05	0,06	0,06	0,09	0,15
F:	79,65	79,61	80,76	81,63	80,29	80,28	79,43	80,53	80,94	79,92	80,21	80,25
Fe 2+ (tot)	3,11	3,09	3,08	3,04	3,07	3,15	3,10	3,12	3,12	3,08	3,07	3,03
Oktaeder-Pos/2	5,81	5,82	5,82	5,84	5,82	5,82	5,80	5,84	5,83	5,80	5,83	5,80
(R3+VI/2)-(R3+IV/2)	0,41	0,39	0,39	0,33	0,39	0,37	0,42	0,33	0,36	0,41	0,37	0,43

Tab. A7 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung der Chlorite.

Alter Lokalität Typ								
Proben-Nr. Messpunkt Art	96-83 2MIS_54 R in Opx-Pseu 2	96-83 2MIS_41 in Opx-Pseu 3	96-83 2MIS_42 R in Opx-Pseu 3	96-83 2MIS_45 K in Opx-Pseu 4	96-83 2MIS_47 R in Opx-Pseu 4	96-83 2MIS_48 R in Opx-Pseu 4	96-83 2MIS_50 K in Opx-Pseu 5	96-83 2MIS_51 M
SiO2	30,07	30,71	30,60	29,93	30,45	30,36	30,35	30,00
TiO2	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	17,10	16,56	17,12	16,50	16,51	16,67	16,64	16,66
Cr2O3								
MgO	19,28	19,87	19,72	19,54	20,16	20,13	19,72	19,98
CaO	0,13	0,07	0,10	0,14	0,15	0,10	0,15	0,10
MnO	0,28	0,26	0,28	0,24	0,26	0,23	0,27	0,23
FeO	16,73	18,21	17,95	17,51	17,27	17,66	17,44	17,61
Na2O	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03
K2O	0,16	0,10	0,16	0,09	0,05	0,07	0,14	0,05
Summe	83,80	85,83	86,01	83,99	84,88	85,26	84,73	84,64
SiO2	30,07	30,71	30,60	29,93	30,45	30,36	30,35	30,00
TiO2	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al2O3	17,10	16,56	17,12	16,50	16,51	16,67	16,64	16,66
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	19,28	19,87	19,72	19,54	20,16	20,13	19,72	19,98
CaO	0,13	0,07	0,10	0,14	0,15	0,10	0,15	0,10
MnO	0,28	0,26	0,28	0,24	0,26	0,23	0,27	0,23
FeO	16,73	18,21	17,95	17,51	17,27	17,66	17,44	17,61
Na2O	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03
K2O	0,16	0,10	0,16	0,09	0,05	0,07	0,14	0,05
Total	83,80	85,83	86,01	83,99	84,88	85,26	84,73	84,64
Si	6,30	6,33	6,28	6,29	6,31	6,28	6,31	6,25
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	4,22	4,02	4,14	4,09	4,03	4,06	4,08	4,09
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	6,02	6,10	6,03	6,12	6,23	6,21	6,11	6,21
Ca	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02
Mn	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04
Fe	2,93	3,14	3,08	3,08	2,99	3,06	3,03	3,07
Na	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,04	0,03	0,04	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01
Total	19,61	19,68	19,67	19,69	19,68	19,70	19,67	19,71
Formelberechnung:								
Si	6,30	6,33	6,28	6,29	6,31	6,28	6,31	6,25
Al IV	1,70	1,67	1,72	1,71	1,69	1,72	1,69	1,75
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
tetr.	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al VI	2,52	2,34	2,42	2,38	2,35	2,34	2,39	2,35
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	2,93	3,14	3,08	3,08	2,99	3,06	3,03	3,07
Mn	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04
Mg	6,02	6,10	6,03	6,12	6,23	6,21	6,11	6,21
Ca	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02
Na	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,04	0,03	0,04	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01
okta.	11,61	11,68	11,67	11,69	11,68	11,70	11,67	11,71
Summe Kationen:	19,61	19,68	19,67	19,69	19,68	19,70	19,67	19,71
A'KF								
A':	18,76	17,62	18,19	17,94	17,76	17,79	17,96	17,91
K:	0,19	0,12	0,18	0,11	0,05	0,09	0,17	0,05
F:	81,05	82,26	81,63	81,96	82,19	82,13	81,87	82,04
Fe 2+ (tot)	2,93	3,14	3,08	3,08	2,99	3,06	3,03	3,07
Oktaeder-Pos/2	5,81	5,84	5,84	5,84	5,84	5,85	5,83	5,86
(R3+VI/2)-(R3+IV/2)	0,41	0,34	0,35	0,33	0,33	0,31	0,35	0,30

Tab. A7 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung der Chlorite.

Alter		u. Jura - Bajocium							
Lokalität		Sierra Minillas							
Typ		basalt. andesitische Lava							
Proben-Nr.	96-83	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127	96-127
Messpunkt	2MIS_20	3MIS_8	2MIS_69	3MIS_19	3MIS_23	3MIS_33	3MIS_36	3MIS_37	3 Px_13
Art	M	K in Px-Pseu 8	in Amp-Pseu	K in Px-Pseu A	in Amp-Pseu	R in Amp-Pseu 1	R in Px-Pseu 12	K in Px-Pseu 12	R in Px-Pseu A
SiO2	30,52	32,38	34,51	33,46	34,86	31,86	35,29	35,40	34,25
TiO2	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
Al2O3	17,66	12,77	14,21	13,48	13,63	14,22	13,51	13,73	13,91
Cr2O3									
MgO	19,85	22,50	23,14	23,96	23,53	21,06	24,42	24,34	24,56
CaO	0,13	0,30	0,38	0,21	0,28	0,15	0,25	0,23	0,20
MnO	0,23	0,28	0,23	0,25	0,26	0,33	0,22	0,25	0,25
FeO	17,81	13,63	14,00	13,77	14,29	16,33	14,12	14,00	13,93
Na2O	0,03	0,01	0,03	0,03	0,06	0,03	0,04	0,03	0,04
K2O	0,03	0,06	0,07	0,06	0,12	0,07	0,08	0,07	
Summe	86,29	81,94	86,59	85,23	87,03	84,06	87,95	88,04	87,15
SiO2	30,52	32,38	34,51	33,46	34,86	31,86	35,29	35,40	34,25
TiO2	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
Al2O3	17,66	12,77	14,21	13,48	13,63	14,22	13,51	13,73	13,91
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	19,85	22,50	23,14	23,96	23,53	21,06	24,42	24,34	24,56
CaO	0,13	0,30	0,38	0,21	0,28	0,15	0,25	0,23	0,20
MnO	0,23	0,28	0,23	0,25	0,26	0,33	0,22	0,25	0,25
FeO	17,81	13,63	14,00	13,77	14,29	16,33	14,12	14,00	13,93
Na2O	0,03	0,01	0,03	0,03	0,06	0,03	0,04	0,03	0,04
K2O	0,03	0,06	0,07	0,06	0,12	0,07	0,08	0,07	0,00
Total	86,29	81,94	86,59	85,23	87,03	84,06	87,95	88,04	87,15
Si	6,23	6,82	6,85	6,76	6,90	6,64	6,90	6,90	6,76
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	4,25	3,17	3,32	3,21	3,18	3,49	3,11	3,15	3,24
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	6,04	7,07	6,85	7,22	6,94	6,54	7,12	7,07	7,23
Ca	0,03	0,07	0,08	0,04	0,06	0,03	0,05	0,05	0,04
Mn	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04
Fe	3,04	2,40	2,32	2,33	2,36	2,84	2,31	2,28	2,30
Na	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
K	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00
Total	19,65	19,60	19,50	19,64	19,54	19,63	19,56	19,53	19,63
Formelberechnung:									
Si	6,23	6,82	6,85	6,76	6,90	6,64	6,90	6,90	6,76
Al IV	1,77	1,18	1,15	1,24	1,10	1,36	1,10	1,10	1,24
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
tetr.	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al VI	2,48	1,99	2,17	1,98	2,08	2,13	2,01	2,06	2,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	3,04	2,40	2,32	2,33	2,36	2,84	2,31	2,28	2,30
Mn	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04
Mg	6,04	7,07	6,85	7,22	6,94	6,54	7,12	7,07	7,23
Ca	0,03	0,07	0,08	0,04	0,06	0,03	0,05	0,05	0,04
Na	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
K	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00
okta.	11,65	11,60	11,50	11,64	11,54	11,63	11,56	11,53	11,63
Summe Kationen:	19,65	19,60	19,50	19,64	19,54	19,63	19,56	19,53	19,63
A'KF									
A':	18,82	14,19	15,16	14,22	14,31	15,47	13,97	14,25	14,41
K:	0,04	0,07	0,09	0,07	0,14	0,08	0,09	0,08	0,00
F:	81,15	85,74	84,76	85,71	85,55	84,45	85,94	85,67	85,59
Fe 2+ (tot)	3,04	2,40	2,32	2,33	2,36	2,84	2,31	2,28	2,30
Oktaeder-Pos/2	5,83	5,80	5,75	5,82	5,77	5,82	5,78	5,77	5,81
(R3+VI/2)-(R3+IV/2)	0,36	0,41	0,51	0,37	0,49	0,38	0,46	0,48	0,38

Tab. A7 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung der Chlorite.

Alter		m. - ?o. Jura		m. - ?o. Jura	m. - ?o. Jura				
Lokalität		C. d. Difunto		C. d. Difunto	C. d. Difunto				
Typ		trachydacitischer Ignimbrit		basalt. trachyandesit. subvulk. Intr.	trachydacitische Lava				
Proben-Nr.	96-127	96-57	96-57	96-51	95-58	95-58	95-58	95-58	95-58
Messpunkt	3 Px_26	7MIS_101	7MIS_123	3 quarx_1	7MIS_73	7MIS_77	7MIS_80	7MIS_81	7MIS_83
Art	R in Px-Pseu 12	in Px-Pseu 2	in Px-Pseu	in Opx-Pseu	in Px-Pseu	in Fsp	in Px-Pseu	in Px-Pseu	in Px-Pseu
SiO2	34,55	29,95	29,55	33,32	27,94	26,88	26,08	29,87	26,48
TiO2	0,02	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,08	0,05	0,03
Al2O3	14,62	13,00	12,67	12,88	12,98	13,76	13,72	12,27	15,41
Cr2O3				0,00					
MgO	24,42	9,99	9,54	22,73	11,82	12,64	10,79	12,86	10,90
CaO	0,22	0,30	0,25	0,18	0,24	0,11	0,15	0,39	0,05
MnO	0,23	1,34	1,21	0,69	0,75	0,98	0,80	0,70	0,86
FeO	14,30	30,21	30,29	16,96	24,00	25,05	26,11	23,27	27,54
Na2O	0,03	0,06	0,06	0,07	0,04	0,01	0,30	0,04	0,04
K2O		0,12	0,08	0,06	0,05	0,02	0,02	0,02	0,01
Summe	88,39	84,96	83,70	86,91	77,83	79,46	78,06	79,47	81,32
SiO2	34,55	29,95	29,55	33,32	27,94	26,88	26,08	29,87	26,48
TiO2	0,02	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,08	0,05	0,03
Al2O3	14,62	13,00	12,67	12,88	12,98	13,76	13,72	12,27	15,41
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	24,42	9,99	9,54	22,73	11,82	12,64	10,79	12,86	10,90
CaO	0,22	0,30	0,25	0,18	0,24	0,11	0,15	0,39	0,05
MnO	0,23	1,34	1,21	0,69	0,75	0,98	0,80	0,70	0,86
FeO	14,30	30,21	30,29	16,96	24,00	25,05	26,11	23,27	27,54
Na2O	0,03	0,06	0,06	0,07	0,04	0,01	0,30	0,04	0,04
K2O	0,00	0,12	0,08	0,06	0,05	0,02	0,02	0,02	0,01
Total	88,39	84,96	83,70	86,91	77,83	79,46	78,06	79,47	81,32
Si	6,73	6,73	6,75	6,74	6,66	6,33	6,32	6,90	6,16
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
Al	3,36	3,44	3,41	3,07	3,65	3,82	3,92	3,34	4,23
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	7,09	3,34	3,25	6,85	4,20	4,44	3,90	4,43	3,78
Ca	0,04	0,07	0,06	0,04	0,06	0,03	0,04	0,10	0,01
Mn	0,04	0,26	0,23	0,12	0,15	0,20	0,16	0,14	0,17
Fe	2,33	5,68	5,79	2,87	4,78	4,94	5,29	4,50	5,36
Na	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,00	0,14	0,02	0,02
K	0,00	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Total	19,60	19,58	19,56	19,74	19,53	19,76	19,79	19,43	19,73
Formelberechnung:									
Si	6,73	6,73	6,75	6,74	6,66	6,33	6,32	6,90	6,16
Al IV	1,27	1,27	1,25	1,26	1,34	1,67	1,68	1,10	1,84
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
tetr.	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al VI	2,08	2,17	2,17	1,81	2,30	2,15	2,23	2,24	2,39
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
Fe2+	2,33	5,68	5,79	2,87	4,78	4,94	5,29	4,50	5,36
Mn	0,04	0,26	0,23	0,12	0,15	0,20	0,16	0,14	0,17
Mg	7,09	3,34	3,25	6,85	4,20	4,44	3,90	4,43	3,78
Ca	0,04	0,07	0,06	0,04	0,06	0,03	0,04	0,10	0,01
Na	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,00	0,14	0,02	0,02
K	0,00	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
okta.	11,60	11,58	11,56	11,74	11,53	11,76	11,79	11,43	11,73
Summe Kationen:	19,60	19,58	19,56	19,74	19,53	19,76	19,79	19,43	19,73
A'KF									
A':	15,02	15,40	15,32	13,32	16,50	16,60	16,76	15,48	18,44
K:	0,00	0,15	0,11	0,07	0,07	0,02	0,03	0,03	0,01
F:	84,98	84,45	84,57	86,61	83,43	83,38	83,21	84,49	81,55
Fe 2+ (tot)	2,33	5,68	5,79	2,87	4,78	4,94	5,29	4,50	5,36
Oktaeder-Pos/2	5,80	5,79	5,78	5,87	5,77	5,88	5,89	5,72	5,86
(R3+VI/2)-(R3+IV/2)	0,41	0,45	0,46	0,28	0,48	0,24	0,28	0,58	0,28

Tab. A7 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung der Chlorite.

Alter					m. - ?o. Jura						
Lokalität					Küste: C. Plomo						
Typ					trachyandesitische Lava						
Proben-Nr.	95-58	95-58	95-58	95-58	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235	97-235
Messpunkt	7MIS_84	7MIS_87	7MIS_61	7 Px_46	7MIS_37	7MIS_41	7MIS_5	7MIS_6	7MIS_47	7MIS_49	7MIS_52
Art	in Px-Pseu	in Px-Pseu	in Fsp	in Fsp	in Amp-Pseu	in res. Fsp 3	in Amp-Pseu 2	in Amp-Pseu 1	in Cpx 5	M	in Amp-Pseu
SiO2	32,87	28,19	27,59	26,57	27,83	27,88	27,70	28,24	28,03	27,83	26,70
TiO2	0,01	0,03	0,02	0,03	0,09	0,01	0,00	0,03	0,06	0,03	0,09
Al2O3	13,38	15,62	14,49	15,56	16,76	17,56	16,18	17,02	17,28	17,43	15,90
Cr2O3											
MgO	13,53	12,70	12,85	11,45	12,97	13,85	12,57	13,20	13,74	13,59	12,97
CaO	0,44	0,08	0,12	0,09	0,12	0,18	0,18	0,20	0,27	0,11	0,13
MnO	0,67	0,83	0,91	0,94	0,57	0,62	0,60	0,59	0,62	0,71	0,59
FeO	25,50	28,54	26,09	28,16	28,94	26,94	24,40	26,04	27,32	27,38	30,90
Na2O	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02
K2O	0,01	0,01	0,02		0,03	0,05	0,04	0,06	0,03	0,03	0,06
Summe	86,45	85,99	82,09	82,82	87,31	87,10	81,66	85,40	87,37	87,12	87,34
SiO2	32,87	28,19	27,59	26,57	27,83	27,88	27,70	28,24	28,03	27,83	26,70
TiO2	0,01	0,03	0,02	0,03	0,09	0,01	0,00	0,03	0,06	0,03	0,09
Al2O3	13,38	15,62	14,49	15,56	16,76	17,56	16,18	17,02	17,28	17,43	15,90
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,27
MgO	13,53	12,70	12,85	11,45	12,97	13,85	12,57	13,20	13,74	13,59	12,97
CaO	0,44	0,08	0,12	0,09	0,12	0,18	0,18	0,20	0,27	0,11	0,13
MnO	0,67	0,83	0,91	0,94	0,57	0,62	0,60	0,59	0,62	0,71	0,59
FeO	25,50	28,54	26,09	28,16	28,94	26,94	24,40	26,04	27,32	27,38	29,76
Na2O	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02
K2O	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,05	0,04	0,06	0,03	0,03	0,06
Total	86,45	85,99	82,09	82,82	87,31	87,10	81,66	85,40	87,37	87,12	87,47
Si	6,97	6,18	6,30	6,09	6,01	5,97	6,26	6,14	6,00	5,97	5,84
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Al	3,35	4,04	3,90	4,20	4,27	4,43	4,31	4,36	4,36	4,41	4,10
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21
Mg	4,28	4,15	4,37	3,91	4,18	4,42	4,24	4,28	4,38	4,35	4,23
Ca	0,10	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06	0,03	0,03
Mn	0,12	0,15	0,18	0,18	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,13	0,11
Fe	4,52	5,24	4,98	5,39	5,23	4,83	4,61	4,73	4,89	4,92	5,44
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
Total	19,36	19,79	19,76	19,81	19,84	19,82	19,59	19,69	19,82	19,82	20,00
Formelberechnung:											
Si	6,97	6,18	6,30	6,09	6,01	5,97	6,26	6,14	6,00	5,97	5,84
Al IV	1,03	1,82	1,70	1,91	1,99	2,03	1,74	1,86	2,00	2,03	2,16
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
tetr.	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al VI	2,32	2,22	2,19	2,29	2,28	2,40	2,57	2,50	2,35	2,38	1,94
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe2+	4,52	5,24	4,98	5,39	5,23	4,83	4,61	4,73	4,89	4,92	5,44
Mn	0,12	0,15	0,18	0,18	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,13	0,11
Mg	4,28	4,15	4,37	3,91	4,18	4,42	4,24	4,28	4,38	4,35	4,23
Ca	0,10	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06	0,03	0,03
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
okta.	11,36	11,79	11,76	11,81	11,84	11,82	11,59	11,69	11,82	11,82	12,00
Summe Kationen:	19,36	19,79	19,76	19,81	19,84	19,82	19,59	19,69	19,82	19,82	20,00
A'KF											
A':	15,72	17,46	16,95	18,12	18,29	19,08	19,33	19,19	18,78	18,95	17,23
K:	0,01	0,01	0,02	0,00	0,04	0,06	0,05	0,08	0,03	0,04	0,07
F:	84,26	82,54	83,03	81,88	81,67	80,86	80,62	80,74	81,18	81,01	82,70
Fe 2+ (tot)	4,52	5,24	4,98	5,39	5,23	4,83	4,61	4,73	4,89	4,92	5,63
Oktaeder-Pos/2	5,68	5,90	5,88	5,90	5,92	5,91	5,79	5,85	5,91	5,91	6,00
(R3+VI/2)-(R3+IV/2)	0,65	0,21	0,25	0,19	0,15	0,19	0,42	0,32	0,18	0,18	0,00

Tab. A7 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung der Chlorite.

Alter			m. - ?o. Jura								
Lokalität			Küste: C. Plomo								
Typ			trachyandesitische Lava								
Proben-Nr.	97-235	97-235	97-255	97-255	97-255	97-255	97-255	97-255	97-255	97-255	97-255
Messpunkt	7MIS_19	7MIS_17	5MIS_69	5MIS_70	5MIS_72	5MIS_46	5MIS_52	5MIS_55	5MIS_87	5MIS_89	5MIS_38
Art	in Amp-Pseu	in Amp-Pseu	M	in Cpx 3	Cpx-R	M	M	M	in Amp-Pseu A	in Amp-Pseu A	in Cpx 11
SiO2	28,34	27,77	27,38	24,20	25,23	25,41	27,90	27,23	27,12	28,04	24,72
TiO2	0,04	0,01	0,00	0,08	0,00	0,02	0,04	0,05	0,04	0,07	0,03
Al2O3	17,17	17,26	17,38	14,42	17,10	14,94	16,88	16,29	16,85	17,10	18,59
Cr2O3											
MgO	13,87	13,57	13,15	11,00	11,31	11,72	13,44	13,25	12,59	13,36	10,76
CaO	0,16	0,13	0,17	0,16	0,03	0,12	0,17	0,12	0,12	0,15	0,02
MnO	0,68	0,64	0,57	0,52	0,71	0,50	0,55	0,55	0,53	0,56	0,69
FeO	26,83	27,58	28,38	26,36	29,12	25,80	28,41	28,35	28,44	28,53	30,74
Na2O	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00
K2O	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02
Summe	87,11	87,01	87,07	76,78	83,52	78,53	87,45	85,88	85,71	87,82	85,58
SiO2	28,34	27,77	27,38	24,20	25,23	25,41	27,90	27,23	27,12	28,04	24,72
TiO2	0,04	0,01	0,00	0,08	0,00	0,02	0,04	0,05	0,04	0,07	0,03
Al2O3	17,17	17,26	17,38	14,42	17,10	14,94	16,88	16,29	16,85	17,10	18,59
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	13,87	13,57	13,15	11,00	11,31	11,72	13,44	13,25	12,59	13,36	10,76
CaO	0,16	0,13	0,17	0,16	0,03	0,12	0,17	0,12	0,12	0,15	0,02
MnO	0,68	0,64	0,57	0,52	0,71	0,50	0,55	0,55	0,53	0,56	0,69
FeO	26,83	27,58	28,38	26,36	29,12	25,80	28,41	28,35	28,44	28,53	30,74
Na2O	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00
K2O	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02
Total	87,11	87,01	87,07	76,78	83,52	78,53	87,45	85,88	85,71	87,82	85,58
Si	6,06	5,98	5,92	5,99	5,76	6,09	6,00	5,98	5,97	6,00	5,55
Ti	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	4,33	4,38	4,43	4,21	4,61	4,22	4,28	4,22	4,37	4,31	4,92
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	4,42	4,35	4,24	4,06	3,85	4,18	4,31	4,34	4,13	4,26	3,60
Ca	0,04	0,03	0,04	0,04	0,01	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,01
Mn	0,12	0,12	0,10	0,11	0,14	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,13
Fe	4,80	4,96	5,13	5,46	5,56	5,17	5,11	5,21	5,23	5,11	5,77
Na	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Total	19,78	19,84	19,87	19,90	19,94	19,81	19,86	19,91	19,85	19,83	19,99
Formelberechnung:											
Si	6,06	5,98	5,92	5,99	5,76	6,09	6,00	5,98	5,97	6,00	5,55
Al IV	1,94	2,02	2,08	2,01	2,24	1,91	2,00	2,02	2,03	2,00	2,45
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
tetr.	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al VI	2,38	2,36	2,35	2,20	2,37	2,31	2,28	2,20	2,34	2,31	2,47
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe2+	4,80	4,96	5,13	5,46	5,56	5,17	5,11	5,21	5,23	5,11	5,77
Mn	0,12	0,12	0,10	0,11	0,14	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,13
Mg	4,42	4,35	4,24	4,06	3,85	4,18	4,31	4,34	4,13	4,26	3,60
Ca	0,04	0,03	0,04	0,04	0,01	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,01
Na	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
okta.	11,78	11,84	11,87	11,90	11,94	11,81	11,86	11,91	11,85	11,83	11,99
Summe Kationen:	19,78	19,84	19,87	19,90	19,94	19,81	19,86	19,91	19,85	19,83	19,99
A'KF											
A':	18,76	18,76	18,88	17,89	19,41	18,19	18,27	17,87	18,71	18,52	20,54
K:	0,03	0,04	0,02	0,02	0,00	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02
F:	81,21	81,20	81,09	82,09	80,59	81,77	81,70	82,09	81,25	81,47	79,44
Fe 2+ (tot)	4,80	4,96	5,13	5,46	5,56	5,17	5,11	5,21	5,23	5,11	5,77
Oktaeder-Pos/2	5,89	5,92	5,94	5,95	5,97	5,90	5,93	5,95	5,92	5,92	5,99
(R3+VI/2)-(R3+IV/2)	0,22	0,17	0,13	0,10	0,07	0,20	0,14	0,10	0,16	0,16	0,01

Tab. A7 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung der Chlorite.

Alter Lokalität Typ											
Proben-Nr. Messpunkt Art	97-255 5MIS_39 in Cpx 11	97-255 5MIS_41 in Amp-Pseu	97-255 5MIS_59 in Cpx 1	97-255 5MIS_60 in Cpx	97-255 5MIS_62 in Cpx 2	97-255 5MIS_65 in Cpx 3	97-255 5MIS_66 in Cpx 3	97-255 5MIS_92 in Amp-Pseu	97-255 5MIS_93 in Amp-Pseu	97-255 5MIS_76 in Cpx 9	97-255 5MIS_79 in Amp-Pseu B
SiO2	25,41	27,66	25,57	27,69	25,45	27,79	26,20	27,53	27,82	25,67	28,33
TiO2	0,06	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
Al2O3	18,21	17,03	17,84	17,24	17,44	17,15	18,08	17,23	17,09	18,52	16,03
Cr2O3											
MgO	11,13	13,25	11,68	13,08	11,32	13,36	12,08	12,98	13,21	11,42	13,55
CaO	0,05	0,11	0,05	0,14	0,12	0,12	0,04	0,10	0,12	0,02	0,10
MnO	0,68	0,55	0,86	0,57	0,86	0,57	0,91	0,58	0,60	0,70	0,54
FeO	30,60	28,57	29,99	28,53	26,69	28,62	29,73	28,92	29,29	31,09	29,12
Na2O	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
K2O	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04	0,00	0,03
Summe	86,16	87,22	86,01	87,28	81,91	87,64	87,06	87,37	88,19	87,45	87,71
SiO2	25,41	27,66	25,57	27,69	25,45	27,79	26,20	27,53	27,82	25,67	28,33
TiO2	0,06	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
Al2O3	18,21	17,03	17,84	17,24	17,44	17,15	18,08	17,23	17,09	18,52	16,03
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	11,13	13,25	11,68	13,08	11,32	13,36	12,08	12,98	13,21	11,42	13,55
CaO	0,05	0,11	0,05	0,14	0,12	0,12	0,04	0,10	0,12	0,02	0,10
MnO	0,68	0,55	0,86	0,57	0,86	0,57	0,91	0,58	0,60	0,70	0,54
FeO	30,60	28,57	29,99	28,53	26,69	28,62	29,73	28,92	29,29	31,09	29,12
Na2O	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
K2O	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04	0,00	0,03
Total	86,16	87,22	86,01	87,28	81,91	87,64	87,06	87,37	88,19	87,45	87,71
Si	5,65	5,97	5,68	5,97	5,85	5,97	5,73	5,94	5,96	5,63	6,09
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	4,77	4,33	4,67	4,38	4,72	4,34	4,66	4,38	4,32	4,78	4,07
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	3,69	4,26	3,87	4,20	3,88	4,28	3,94	4,18	4,22	3,73	4,34
Ca	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02
Mn	0,13	0,10	0,16	0,10	0,17	0,10	0,17	0,11	0,11	0,13	0,10
Fe	5,69	5,16	5,57	5,14	5,13	5,14	5,44	5,22	5,25	5,70	5,24
Na	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	19,96	19,87	19,98	19,84	19,79	19,87	19,94	19,87	19,89	19,98	19,88
Formelberechnung:											
Si	5,65	5,97	5,68	5,97	5,85	5,97	5,73	5,94	5,96	5,63	6,09
Al IV	2,35	2,03	2,32	2,03	2,15	2,03	2,27	2,06	2,04	2,37	1,91
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
tetr.	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al VI	2,42	2,31	2,36	2,35	2,57	2,31	2,39	2,33	2,27	2,41	2,16
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	5,69	5,16	5,57	5,14	5,13	5,14	5,44	5,22	5,25	5,70	5,24
Mn	0,13	0,10	0,16	0,10	0,17	0,10	0,17	0,11	0,11	0,13	0,10
Mg	3,69	4,26	3,87	4,20	3,88	4,28	3,94	4,18	4,22	3,73	4,34
Ca	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02
Na	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
okta.	11,96	11,87	11,98	11,84	11,79	11,87	11,94	11,87	11,89	11,98	11,88
Summe Kationen:	19,96	19,87	19,98	19,84	19,79	19,87	19,94	19,87	19,89	19,98	19,88
A'KF											
A':	20,03	18,48	19,55	18,78	20,46	18,53	19,60	18,71	18,33	20,00	17,29
K:	0,03	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,05	0,00	0,03
F:	79,94	81,50	80,44	81,21	79,54	81,46	80,39	81,27	81,62	80,00	82,68
Fe 2+ (tot)	5,69	5,16	5,57	5,14	5,13	5,14	5,44	5,22	5,25	5,70	5,24
Oktaeder-Pos/2	5,98	5,93	5,99	5,92	5,89	5,93	5,97	5,93	5,95	5,99	5,94
(R3+VI/2)-(R3+IV/2)	0,04	0,14	0,02	0,16	0,21	0,14	0,06	0,14	0,12	0,02	0,13

Tab. A7 (Fortsetzung)**:** Formelberechnung der Chlorite.

Alter				untere Kreide C. d. Difunto trachytische Lava		im paläoz. Basement Küste Ganggestein
Lokalität						
Typ						
Proben-Nr.	97-255	97-255	97-255	96-181	96-181	95-99
Messpunkt	5MIS_81	5MIS_98	5MIS_99	6MIS_24	6MIS_25	7 feldx_8
Art	in Cpx 10	in Amp-Pseu B	in Amp-Pseu B	in Opx-Pseu	in Opx-Pseu	?
SiO2	26,24	27,55	28,21	33,82	34,69	30,85
TiO2	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	
Al2O3	18,37	16,89	17,32	17,72	17,75	12,4
Cr2O3						
MgO	11,84	12,97	13,51	27,30	27,32	15,47
CaO	0,13	0,11	0,19	0,40	0,38	0,07
MnO	0,89	0,53	0,53	2,58	2,77	0,18
FeO	30,89	29,17	29,21	3,99	4,00	28,19
Na2O	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03
K2O	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03	0,03
Summe	88,39	87,26	89,05	85,89	86,96	87,22
SiO2	26,24	27,55	28,21	33,82	34,69	30,85
TiO2	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
Al2O3	18,37	16,89	17,32	17,72	17,75	12,40
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	11,84	12,97	13,51	27,30	27,32	15,47
CaO	0,13	0,11	0,19	0,40	0,38	0,07
MnO	0,89	0,53	0,53	2,58	2,77	0,18
FeO	30,89	29,17	29,21	3,99	4,00	28,19
Na2O	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03
K2O	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03	0,03
Total	88,39	87,26	89,05	85,89	86,96	87,22
Si	5,68	5,97	5,97	6,50	6,58	6,62
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	4,69	4,31	4,32	4,01	3,97	3,13
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	3,82	4,19	4,26	7,82	7,72	4,95
Ca	0,03	0,03	0,04	0,08	0,08	0,02
Mn	0,16	0,10	0,10	0,42	0,44	0,03
Fe	5,59	5,28	5,17	0,64	0,63	5,06
Na	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	19,98	19,88	19,88	19,50	19,44	19,83

Formelberechnung:						
Si	5,68	5,97	5,97	6,50	6,58	6,62
Al IV	2,32	2,03	2,03	1,50	1,42	1,38
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
tetr.	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al VI	2,37	2,28	2,29	2,51	2,55	1,75
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	5,59	5,28	5,17	0,64	0,63	5,06
Mn	0,16	0,10	0,10	0,42	0,44	0,03
Mg	3,82	4,19	4,26	7,82	7,72	4,95
Ca	0,03	0,03	0,04	0,08	0,08	0,02
Na	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
okta.	11,98	11,88	11,88	11,50	11,44	11,83
Summe Kationen:	19,98	19,88	19,88	19,50	19,44	19,83
A'KF						
A':	19,63	18,34	18,40	18,33	18,32	13,43
K:	0,01	0,02	0,04	0,04	0,03	0,04
F:	80,37	81,65	81,56	81,63	81,65	86,54
Fe 2+ (tot)	5,59	5,28	5,17	0,64	0,63	5,06
Oktaeder-Pos/2	5,99	5,94	5,94	5,75	5,72	5,91
(R3+VI/2)-(R3+IV/2)	0,02	0,12	0,13	0,51	0,56	0,19

6.2.2 Geochemie

Tab. A8: Gesamtgesteinsgeochemie

Lokalität	C. Yumbes			Pan de Azúcar		Q. Cachina										C. del Difunto	C. del Difunto (Posada)						C. del Difunto		
Alter	o. T.		u. J.	o. T.		o. T.										o. T.	u. J.-Baj.			Jura ? u. J.-Baj.			m.-?o. J.		
Typ	Ignimb.	Ignimb.	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Ignimb.	Lava	Ignimb.	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Klast, pyrok. Brek.	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Proben-Nr.	97-218	97-213	97-45 *	K 41 *	K 42 *	96-77a *	96-83 *	K 98	K 99 *	96-109 *	K 116	K 118/1	K 118/2	K 119 *	K 120	97-145	96-21 *	96-23 *	95-5 *	K 13	K 19	K 20	K 9	K 10	95-11 *
Art	r	r	ta	t	ta	d	d	r	d	r	r	d	d	t	td	r	ba	ta	t	ta	t	t	t	ta	ta
mitt. Alter [Mill. J.]						211											194								
[Gew.%]																									
SiO2	72,0	77,6	53,6	57,0	51,7	64,5	63,7	67,7	65,1	73,9	68,9	67,6	65,8	60,2	69,9	71,0	50,9	49,4	62,1	52,3	58,8	59,1	64,3	58,1	52,4
TiO_2	0,334	0,273	1,20	0,596	0,731	0,530	0,480	0,390	0,510	0,086	0,510	0,494	0,510	0,691	0,530	0,474	0,867	0,761	0,572	0,850	0,580	0,590	1,27	1,55	1,69
Al_2O_3	13,55	12,91	14,18	16,62	14,86	15,40	14,70	12,00	15,59	13,16	15,26	14,85	15,30	16,05	15,86	14,58	18,23	14,01	16,61	17,08	17,89	16,69	12,66	11,46	16,26
Fe_2O_3	1,33	0,29	6,45	3,37	4,52	2,30	2,62	2,41	4,60	0,94	3,82	2,73	2,68	3,76	1,71	2,62	6,17	7,39	4,99	6,14	5,76	5,79	8,46	10,44	9,63
FeO	0,65	0,00	1,71	0,00	0,00	1,68	1,16	-	-	0,00	0,00	0,91	1,29	1,85	2,49	0,00	0,00	0,00	0,54	-	-	-	-	-	1,72
MnO	0,017	0,001	0,101	0,123	0,199	0,058	0,079	0,080	0,060	0,029	0,019	0,065	0,077	0,060	0,063	0,007	0,099	0,172	0,137	0,070	0,140	0,080	0,040	0,210	0,192
MgO	0,95	0,05	1,28	0,24	0,07	2,59	2,27	0,18	1,03	0,41	0,40	0,75	0,88	2,51	0,40	0,28	1,21	0,32	2,61	1,68	2,40	0,32	0,41	0,87	3,59
CaO	1,25	0,27	7,33	6,83	10,52	3,58	3,07	4,94	3,40	2,21	0,22	3,31	3,83	3,33	1,32	1,28	12,24	10,97	1,31	7,35	2,03	4,28	3,08	6,47	6,91
Na_2O	3,44	7,35	4,31	8,99	7,85	4,22	5,14	2,64	4,83	3,79	4,07	4,79	4,79	4,09	4,55	3,25	3,31	5,79	7,11	7,12	8,72	8,19	6,57	5,65	4,23
K_2O	4,17	0,26	2,64	0,08	0,06	1,15	1,93	5,36	2,25	1,80	4,80	2,28	2,29	3,23	5,02	3,27	0,76	2,26	1,51	1,47	0,94	1,83	1,32	0,95	1,07
P_2O_5	0,074	0,066	0,258	0,133	0,310	0,128	0,133	0,110	0,150	0,085	0,051	0,040	0,037	0,103	0,140	0,124	0,111	0,090	0,113	0,100	0,130	0,120	0,270	0,320	0,305
H_2O^+	1,52	0,53	1,82	0,54	-	2,45	2,15	0,90	1,62	1,80	3,29	1,36	1,57	2,51	0,81	2,06	-	-	2,03	-	1,75	0,41	-	-	1,82
CO_2	0,47	0,07	4,92	4,80	-	1,14	2,10	3,72	1,38	1,46	0,08	1,45	1,83	1,56	0,25	0,81	-	-	0,22	-	1,05	2,90	-	-	0,19
Summe	99,8	99,7	99,8	99,4	90,8	99,7	99,5	100,4	100,5	99,7	101,4	100,6	100,9	99,9	103,0	99,7	93,9	91,2	99,8	94,1	100,2	100,3	98,4	96,0	100,0
FeO*	1,85	0,26	7,51	3,03	4,07	3,75	3,52	2,17	4,14	0,85	3,44	3,37	3,70	5,23	4,03	2,36	5,55	6,65	5,03	5,52	5,18	5,21	7,61	9,39	10,39
[ppm]																									
La	40	7	16	17	30	14	16	14	18	13	23	16	18	10	10	10	7	9	10	7	8	6	14	15	14
Ce	82	15	37	35	64	29	33	28	37	29	39	23	25	19	22	19	17	21	22	16	19	15	37	39	33
Pr	9,8	2,0	5,5	4,3	7,8	3,7	4,1	3,4	4,2	3,9	4,1	4,6	5,1	2,6	2,5	2,6	2,8	2,9	3,0	2,2	2,7	1,8	5,0	5,6	5,2
Nd	36	7	23	18	30	14	15	14	17	15	17	19	21	11	11	10	12	13	13	10	12	9	23	26	22
Sm	7,6	1,7	5,5	4,3	5,6	2,9	3,2	2,9	3,8	3,8	3,3	4,3	4,7	2,6	2,3	2,1	3,6	3,4	3,3	2,7	3,2	2,5	6,2	7,1	5,8
Eu	0,93	0,18	1,20	1,10	1,07	0,95	1,00	0,75	1,00	0,55	0,81	1,30	1,50	0,83	0,64	0,62	1,12	1,06	0,96	0,77	0,98	0,80	1,55	1,90	1,90
Gd	6,9	1,8	5,9	4,5	4,8	3,1	3,1	2,6	3,5	3,9	2,6	3,7	4,1	2,6	2,2	2,2	4,5	4,2	3,5	3,2	3,8	2,9	5,8	7,3	6,4
Tb	1,10	0,35	1,10	0,79	0,64	0,57	0,42	0,40	0,62	0,72	0,00	0,64	0,66	-	-	0,31	0,82	0,76	0,00	0,60	0,68	0,00	0,97	1,20	1,10
Dy	6,5	2,3	6,4	4,1	3,8	3,2	2,8	2,4	3,3	4,6	2,2	3,5	3,9	2,6	2,0	2,1	5,1	4,6	4,1	3,1	4,0	3,3	5,4	6,9	6,9
Ho	1,20	0,49	1,30	0,74	0,76	0,63	0,53	0,51	0,70	0,94	0,42	0,66	0,66	0,50	0,40	0,36	1,11	0,95	0,84	0,60	0,83	0,71	1,10	1,40	1,40
Er	3,6	1,6	3,8	2,1	2,1	2,0	1,6	1,5	1,9	3,0	1,2	1,8	2,0	1,6	1,2	1,1	3,6	2,9	2,8	1,8	2,4	2,1	3,0	4,1	4,2
Tm	0,53	0,26	0,55	0,27	0,32	0,29	0,25	0,20	0,27	0,47	0,18	0,26	0,28	0,23	-	0,17	0,54	0,44	0,42	0,25	0,39	0,31	0,42	0,57	0,61
Yb	3,4	1,7	3,6	1,8	1,9	1,9	1,6	1,4	1,9	3,3	1,2	1,9	2,0	1,8	1,3	1,1	3,5	2,7	2,9	1,7	2,7	2,2	2,9	3,8	4,0
Lu	0,50	0,28	0,54	0,27	0,32	0,32	0,27	0,24	0,33	0,53	0,19	0,28	0,29	0,28	0,20	0,17	0,59	0,45	0,51	0,27	0,46	0,37	0,45	0,60	0,64
Rb	124	11	94	10	103	28	75	139	81	60	154	118	126	149	195	100	21	65	45	92	25	41	36	27	30
Ba	560	<30	492	1030	135	298	282	259	348	274	273	354	298	325	432	156	126	387	285	123	116	432	128	86	182
Sr	103	52	140	189	128	212	231	78	206	113	94	148	142	95	137	33	210	194	192	215	155	181	76	99	248
Cs*	-	-	2,1	0,39	0,24	2,4	4,1	-	6,6	5,1	-	-	-	13,3	-	-	2,4	1,2	5,1	-	-	-	-	-	2,8
Pb*	6	<5	5	5	5	4	4	-	5	2	-	-	-	3	-	<5	4	20	3	-	-	-	-	-	19
Th*	16,0	9,0	7,3	5,4	10,7	4,6	4,2	5,0	5,4	2,6	5,0	2,5	-	2,4	5,1	<5	1,5	1,7	2,3	-	1,0	0,0	-	-	2,2
U*	<5	<5	1,6	1,1	1,8	1,3	1,1	1,0	1,4	1,0	1,3	0,9	-	0,6	1,1	<5	0,5	0,5	0,8	-	1,0	1,0	-	-	0,6
Zr	186	161	213	132	157	158	152	116	165	65	155	126	129	108	172	134	105	75	117	75	97	79	137	184	164
Y	33	13	33	23	9	17	15	13	17	29	11	15	18	14	11	11	31	27	23	18	23	18	27	37	36
Hf*	-	-	-	3,3	4,0	3,9	3,6	-	4,8	1,4	-	-	-	2,6	-	-	3,1	2,2	3,2	-	-	-	-	-	4,4
Nb*	6	9	9	5	6	5	4	2	6	8	3	3	-	3	3	<2	3	2	4	-	2	0	-	-	6
Ta*	-	-	0,61	0,38	0,36	0,36	0,33	-	0,45	0,70	-	-	-	0,27	-	-	0,20	0,16	0,29	-	-	-	-	-	0,36
Cr	10	17	78	34	59	33	56	44	51	<10	44	32	35	33	43	30	31	69	<30	92	16	18	30	18	<30
Ni	<10	<10	24	10	5	20	37	<10	21	1	12	18	20	15	10	<10	12	12	3	13	<10	<10	11	11	4
Co*	-	-	17,0	5,1	6,9	11,0	11,0	-	12,0	0,6	-	-	-	13,0	-	-	19,0	12,0	8,0	-	-	-	-	-	27,0
Sc	6,9	3,3	26,0	11,0	14,0	9,5	8,7	5,8	9,3	2,1	8,0	10,0	10,0	14,0	8,0	7,8	23,0	23,0	10,0	-	0,5	-	0,4	1,0	35,0
V	24	10	210	82	86	75	86	37	69	6	46	66	68	114	56	68	208	137	90	244	105	118	259	275	301
Cu*	-	-	20,0	9,3	18,0	3,5	3,7	-	3,8	8,5	-	-	-	5,4	-	0,0	17,0	13,0	16,0	-	-	-	-	-	7,7
Zn	<10	<10	32	16	14	62	56	14	76	28	21	28	19	29	38	10	52	62	183	24	188	33	38	58	127
Bi*	-	-	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	-	0,04	0,02	-	-	-	0,02	-	-	0,02	0,02	0,08	-	-	-	-	-	0,01
Cd*	-	-	0,01	0,07	0,07	0,04	0,06	-	0,00	0,00	-	-	-	0,03	-	-	0,04	0,04	0,00	-	-	-	-	-	0,08
Sn*	-	-	2,50	0,87	1,20	1,20	0,90	-	1,20	1,10	-	-	-	0,84	-	-	0,88	1,20	0,78	-	-	-	-	-	1,40
W*	-	-	-	0,37	0,37	1,00	0,70	-	0,28	0,52	-	-	-	0,48	-	-	0,31	0,63	0,55	-	-	-	-	-	0,32
Mo*	-	-	0,80	0,34	0,45	0,36	0,29	-	0,41	0,22	-	-	-	0,46	-	-	1,10	0,54	0,37	-	-	-	-	-	0,82
Sb*	-	-	1,10	0,39	0,58	0,85	1,00	-	0,31	0,56	-	-	-	2,00	-	-	0,43	0,58	0,44	-	-	-	-	-	0,14
Tl*	-	-	0,35	0,01	0,01	0,13	0,26	-	0,49	0,31	-	-	-	0,64	-	-	0,10	0,58	0,26	-	-	-	-	-	0,11
Ga*	-	-	17	13	11	17	16	-	18	16	7	7	7	18	8	-	19	11	14	-	-	-	-	-	22
Li*	-	-	13	7	1	103	70	-	42	23	-	-	-	61	-	-	28	21	29	-	-	-	-	-	37
Be*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,57	-	-	-	-	-	1,10
Isotope:																									
$^{87}Rb/^{86}Sr$						0,381											0,288								
$^{87}Sr/^{86}Sr$ (m)						0,705853±10											0,705092±8								
$^{87}Sr/^{86}Sr$ (i)						0,70471											0,70430								
$^{147}Sm/^{144}Nd$						0,1253											0,1784								
$^{143}Nd/^{144}Nd$ (m)						0,512631±6											0,512800±10								
Eps. Nd (0)						-0,1											3,2								
$^{143}Nd/^{144}Nd$ (i)						0,51246											0,51257								
Eps. Nd (i)						1,8											3,6								
$^{206}Pb/^{204}Pb$ (m)						19,01											18,55								
$^{206}Pb/^{204}Pb$ (i)						18,24											18,29								
$^{207}Pb/^{204}Pb$ (m)						15,64											15,60								
$^{207}Pb/^{204}Pb$ (i)						15,60											15,59								
$^{208}Pb/^{204}Pb$ (m)						38,96											38,40								
$^{208}Pb/^{204}Pb$ (i)						38,11											38,16								

Tab. A8 (Fortsetzung)**:** Gesamtgesteinsgeochemie

Lokalität	C. del Difunto, Fortsetzung																			Küste (Griton)	
Alter	m.-?o. J.														u. K.					u. J.-Baj.	
Typ	Lava	Lava	Ignimb.	Lava	Lava	Ignimb.	Lava	Lava	Subv.	Subv.	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Klast, Tuffbrek.	Tuff	Lava
Proben-Nr.	95-21 *	95-25 *	96-284	96-75 *	96-68 *	96-57 *	96-54 *	95-45 *	95-51 blau	95-51 braun	95-61 *	95-58 *	97-70a	95-70 a *	96-181 *	96-188	96-192 *	96-196 *	97-42	96-160 *	96-164a *
Art	ba	ta	ta	bta	ta	td	td	bta	bta	bta	td	td	d	ba	t	t	bta	a	t	a	a
mitt. Alter [Mill. J.	154				154			154				154		154			140	140			183
[Gew.%]																					
SiO2	53,7	56,2	57,1	49,0	53,9	62,2	62,1	51,1	51,8	51,8	65,7	63,9	65,2	54,6	59,1	62,4	52,4	58,8	64,7	56,1	56,7
TiO_2	1,47	1,63	1,75	0,860	2,01	1,72	1,43	0,969	0,601	0,596	1,21	1,33	1,23	1,31	0,750	0,420	0,810	0,550	0,509	1,23	1,23
Al_2O_3	15,80	14,80	12,70	16,40	14,00	12,90	12,90	15,89	18,65	18,63	12,80	12,60	12,20	15,71	16,60	16,60	19,70	15,90	15,02	14,00	14,00
Fe_2O_3	9,03	8,35	5,67	3,92	8,41	6,40	8,32	7,14	4,64	5,19	6,97	6,07	6,39	10,19	6,17	4,35	4,60	3,57	4,21	3,29	4,01
FeO	1,43	0,84	2,44	2,33	0,57	1,70	0,00	2,44	2,15	1,62	0,00	1,80	1,41	0,00	0,00	0,00	2,93	1,60	0,00	4,44	4,40
MnO	0,130	0,140	0,140	0,150	0,220	0,190	0,146	0,314	0,265	0,256	0,110	0,250	0,101	0,157	0,290	0,043	0,220	0,123	0,183	0,130	0,140
MgO	1,89	2,15	0,70	2,55	3,31	1,58	1,80	5,68	3,78	3,78	0,95	1,91	0,86	3,54	2,84	0,15	3,46	5,26	1,29	2,77	2,82
CaO	8,47	5,82	6,32	9,72	3,07	1,85	1,23	6,25	7,16	7,15	1,14	1,03	2,28	7,50	1,56	2,88	7,24	6,62	1,90	7,78	7,50
Na_2O	3,18	3,22	2,14	2,60	2,50	3,23	2,07	3,24	2,73	2,76	4,19	3,51	3,69	3,28	5,49	9,08	4,35	3,28	5,39	2,84	2,69
K_2O	1,77	3,37	4,17	3,61	6,61	4,89	6,63	3,67	2,91	2,84	4,60	4,60	3,75	1,50	4,23	0,10	1,00	1,33	4,31	0,88	1,50
P_2O_5	0,260	0,440	0,570	0,208	0,440	0,630	0,510	0,183	0,088	0,088	0,390	0,500	0,439	0,250	0,160	0,156	0,110	0,097	0,110	0,250	0,260
H_2O^+	0,98	1,67	2,13	2,47	2,91	2,03	1,97	2,79	2,93	3,00	1,65	2,22	1,55	1,55	1,98	0,75	2,31	2,08	1,33	1,33	1,53
CO_2	1,42	1,43	4,02	5,68	1,76	0,47	0,41	0,10	2,25	2,18	0,07	0,09	0,77	0,10	0,16	1,94	0,14	0,49	0,87	4,38	3,02
Summe	99,5	100,1	99,9	99,5	99,7	99,8	99,5	99,8	99,9	99,9	99,8	99,8	99,9	99,7	99,3	98,9	99,3	99,7	99,8	99,4	99,8
FeO*	9,56	8,35	7,54	5,86	8,14	7,46	7,49	8,86	6,33	6,29	6,27	7,26	7,16	9,17	5,55	3,91	7,07	4,81	3,79	7,40	8,01
[ppm]																					
La	18	35	39	17	21	39	46	10	8	8	32	32	31	16	10	8	7	9	12	20	21
Ce	42	83	90	40	56	84	99	24	18	18	74	71	70	38	22	18	17	18	28	47	48
Pr	6,1	11,0	12,0	5,3	7,4	11,0	15,0	3,9	2,9	2,7	11,0	10,0	10,0	5,1	3,3	2,7	2,5	2,7	3,9	6,3	6,6
Nd	26	45	52	22	35	51	59	16	11	11	46	44	43	22	14	11	11	10	15	26	26
Sm	6,3	10,0	12,0	4,5	8,8	11,0	13,0	4,3	2,7	2,6	11,0	11,0	11,0	5,7	3,5	2,5	2,8	2,4	3,5	6,0	6,3
Eu	1,70	2,00	2,40	1,40	2,00	2,20	2,30	1,20	0,93	0,93	2,60	2,30	2,40	1,50	0,85	0,68	0,97	0,72	0,77	1,40	1,40
Gd	6,7	10,0	12,0	4,0	9,1	11,0	13,0	4,5	2,7	2,6	12,0	11,0	11,0	6,2	3,5	2,4	3,1	2,5	3,2	6,3	6,6
Tb	1,20	1,80	2,00	0,61	1,50	2,00	2,00	0,80	0,42	0,41	2,00	2,00	1,90	1,10	0,61	0,40	0,45	0,33	0,50	1,10	1,20
Dy	6,4	9,6	11,0	3,2	8,9	11,0	12,0	4,5	2,6	2,5	12,0	11,0	12,0	6,5	3,5	2,2	3,2	2,3	2,9	6,6	6,8
Ho	1,20	1,90	2,30	0,60	1,70	2,10	2,40	0,86	0,46	0,48	2,30	2,10	2,40	1,30	0,65	0,42	0,64	0,46	0,56	1,30	1,40
Er	4,0	5,6	6,4	1,8	5,1	6,2	6,6	2,7	1,6	1,5	7,2	6,6	6,9	3,9	2,1	1,2	2,0	1,2	1,6	4,0	4,1
Tm	0,56	0,78	0,90	0,28	0,76	0,86	0,95	0,41	0,22	0,23	1,00	0,95	0,98	0,57	0,31	0,20	0,27	0,20	0,25	0,58	0,59
Yb	3,7	5,2	6,0	1,6	4,9	5,8	6,3	2,5	1,4	1,4	7,1	6,6	6,7	3,7	2,2	1,1	2,0	1,3	1,8	3,8	3,9
Lu	0,58	0,79	0,96	0,28	0,73	0,91	1,00	0,42	0,25	0,25	1,10	1,00	1,00	0,61	0,37	0,17	0,32	0,20	0,28	0,60	0,63
Rb	75	122	162	102	231	175	227	147	134	128	136	154	118	48	147	<15	34	36	127	34	55
Ba	474	345	346	286	867	464	535	584	730	690	422	448	585	270	1110	<30	193	275	897	256	253
Sr	256	182	81	384	28	78	35	398	318	321	53	44	97	252	265	350	439	317	330	190	185
Cs*	5,5	3,5	-	6,4	2,1	3,5	2,9	2,4	-	-	1,5	2,2	-	2,0	3,6	-	1,2	0,94	-	2,3	3,2
Pb*	14	20	-	8	7	20	15	21	8	7	16	13	9	21	8	-	4	6	23	5	8
Th*	4,7	13,0	16,0	3,1	7,0	12,0	15,0	2,7	1,0	1,0	8,9	8,6	9,0	3,6	3,7	4,0	1,5	3,0	6,0	6,9	7,1
U*	1,2	3,2	1,0	0,8	2,0	3,1	3,7	0,8	0,0	0,0	2,3	2,1	<5	0,8	1,1	4,0	0,4	1,1	<5	1,8	1,7
Zr	178	392	412	127	275	422	492	110	67	66	415	372	360	183	147	109	87	94	164	203	209
Y	35	51	60	16	47	55	62	24	14	13	64	57	60	35	19	12	18	12	16	36	37
Hf*	4,9	10,3	-	-	7,7	11,5	13,0	3,1	-	-	-	10,0	-	4,0	3,9	-	1,2	2,5	-	-	5,7
Nb*	5	12	5	4	9	13	14	2	<2	<2	12	10	5	6	4	1	2	2	2	8	8
Ta*	0,35	0,80	-	0,27	0,58	0,89	1,00	0,17	-	-	0,85	0,67	-	0,37	0,26	-	0,17	0,17	-	0,61	0,56
Cr	38	29	<10	131	13	<10	16	103	48	45	<10	<10	<10	26	23	13	<10	302	15	62	57
Ni	19	15	<10	63	10	4	2	35	53	52	1	2	<10	23	17	<10	12	119	13	17	22
Co*	23,0	19,0	-	24,0	26,0	14,0	11,0	32,0	-	-	10,0	11,0	-	28,0	15,0	-	18,5	22,0	-	24,0	23,0
Sc	31,0	24,0	22,0	23,0	36,0	21,0	18,0	35,0	22,0	22,0	18,0	19,0	19,0	33,0	16,0	7,2	23,0	18,0	11,0	28,0	27,0
V	303	191	129	191	357	118	65	270	178	176	29	48	37	246	135	123	211	108	93	200	199
Cu*	25,0	23,0	-	71,0	18,0	82,0	17,0	6,8	-	-	20,0	53,0	-	53,0	5,1	-	243,0	7,0	-	64,0	62,0
Zn	80	66	193	91	1140	414	192	201	248	245	283	698	229	115	308	180	139	71	152	75	81
Bi*	0,02	0,00	-	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	-	-	0,01	0,02	-	0,02	0,15	-	0,13	0,03	-	0,01	0,00
Cd*	0,05	0,04	-	0,05	0,03	0,04	0,03	0,11	-	-	0,01	0,03	-	0,06	0,13	-	0,24	0,07	-	0,02	0,06
Sn*	1,70	3,90	-	0,91	2,60	3,90	2,80	1,00	-	-	3,40	2,70	-	1,60	1,70	-	1,45	0,93	-	2,10	2,00
W*	0,91	2,20	-	-	0,66	2,90	3,60	0,37	-	-	-	1,60	-	0,39	0,46	-	0,32	0,59	-	-	2,00
Mo*	1,20	1,70	-	0,27	0,90	2,60	2,70	0,50	-	-	2,10	1,70	-	0,57	0,51	-	0,61	0,26	-	1,30	1,10
Sb*	1,70	3,10	-	1,10	2,20	1,20	1,90	1,10	-	-	0,92	1,10	-	0,19	3,70	-	1,00	0,72	-	0,39	0,39
Tl*	0,13	0,16	-	0,73	0,63	0,46	0,72	0,58	-	-	0,66	0,69	-	0,18	0,53	-	0,14	0,10	-	0,10	0,10
Ga*	19	18	-	20	18	18	16	17	-	-	19	17	-	19	18	-	21	16	-	18	16
Li*	19	54	-	46	47	41	19	79	-	-	18	35	-	42	39	-	21	19	-	42	28
Be*	1,20	-	-	-	-	-	2,00	-	-	-	-	1,50	-	1,00	1,10	-	0,75	0,98	-	-	-
sotope:																					
$^{87}Rb/^{86}Sr$	0,844				23,902			1,065				10,107		0,549			0,223	0,327			0,857
$^{87}Sr/^{86}Sr$ (m)	0,705717±8				0,758096±13			0,708300±8				0,724934±8		0,704974±10			0,704147±8	0,704065±8			0,706983±8
$^{87}Sr/^{86}Sr$ (i)	0,70387				0,70577			0,70597				0,70281		0,70377			0,70370	0,70341			0,70475
$^{147}Sm/^{144}Nd$	0,1465				0,1520			0,1625				0,1512		0,1567			0,1539	0,1481			0,1465
$^{143}Nd/^{144}Nd$ (m)	0,512777±7				0,512757±7			0,512856±12				0,512823±9		0,512800±11			0,512885±6	0,512769±12			0,512621±7
Eps. Nd (0)	2,7				2,3			4,3				3,6		3,2			4,8	2,6			-0,3
$^{143}Nd/^{144}Nd$ (i)	0,51263				0,51260			0,51269				0,51267		0,51264			0,51274	0,51263			0,51245
Eps. Nd (i)	3,7				3,2			4,9				4,5		3,9			5,6	3,4			0,8
$^{206}Pb/^{204}Pb$ (m)	18,23				18,83			18,46				18,40		18,42			18,41	18,36			18,89
$^{206}Pb/^{204}Pb$ (i)	18,08				18,33			18,39				18,12		18,35			18,24	18,04			18,41
$^{207}Pb/^{204}Pb$ (m)	15,61				15,63			15,63				15,61		15,60			15,59	15,61			15,64
$^{207}Pb/^{204}Pb$ (i)	15,60				15,60			15,62				15,59		15,60			15,59	15,60			15,62
$^{208}Pb/^{204}Pb$ (m)	38,31				38,84			38,45				38,26		38,30			38,24	38,29			38,97
$^{208}Pb/^{204}Pb$ (i)	38,12				38,28			38,38				37,89		38,20			38,05	38,01			38,32

Tab. A8 (Fortsetzung)**:** Gesamtgesteinsgeochemie

Lokalität	Küste (C. Plomo)																				S. Minillas
Alter	u. J.-Baj.				m.-?o. J.								Jura?	Jura?	m.-?o. J.					Jura?	m. J.
Typ	Lava	Lava	Tuff	Lava	Lava	pyrok. Brek.	pyrok. Brek.	pyrok. Brek.	Ignimb.	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Gang	Lava
Proben-Nr.	96-198a *	96-201b *	95-134	96-36 *	K 1 *	95-136	96-304b	95-140 a *	96-308	96-310 *	96-311 *	95-144 *	97-133	96-30 *	97-144 *	97-237 *	97-239 *	97-235	97-255 *	96-221b	95-133	96-127 *
Art	a	ta	d	ta	ba	b	tb	bta	t	bta	a	ta	a	ta	ta	b	b	ta	ta	ba	bta	ba
mitt. Alter [Mill. J.]										170							154					
[Gew.%]																						
SiO2	59,8	59,8	63,3	58,9	52,7	48,5	48,0	49,2	60,7	49,1	57,5	57,6	57,4	59,7	57,7	48,6	49,6	59,2	59,1	51,1	48,8	54,8
TiO_2	1,35	1,29	0,783	1,28	1,24	3,18	2,47	1,77	1,24	1,76	1,43	1,38	1,49	0,520	0,751	2,32	3,30	1,59	1,80	1,80	0,968	0,990
Al_2O_3	13,20	13,90	13,67	14,00	16,78	15,17	16,70	18,11	14,40	18,20	15,70	15,70	14,89	17,10	19,07	15,12	13,02	13,97	13,81	14,30	17,36	17,00
Fe_2O_3	4,85	8,39	3,01	8,52	5,64	12,48	7,42	5,61	4,02	6,33	3,98	4,08	4,55	5,81	3,72	6,21	7,73	5,85	6,75	4,03	4,18	7,23
FeO	3,23	0,00	1,99	0,00	3,18	1,45	4,21	4,06	3,85	3,31	3,73	3,37	3,26	0,00	1,36	4,99	5,51	2,54	2,65	5,62	3,58	1,24
MnO	0,120	0,168	0,075	0,091	0,180	0,088	0,250	0,173	0,150	0,250	0,150	0,130	0,181	0,120	0,126	0,179	0,318	0,233	0,244	0,060	0,213	0,110
MgO	1,88	3,16	0,93	3,33	4,80	3,17	4,06	4,33	2,09	4,41	3,06	3,01	3,53	3,13	2,29	4,94	4,62	2,66	2,34	2,46	5,03	3,18
CaO	5,14	2,95	5,07	3,05	7,42	6,21	6,53	6,89	2,99	6,48	5,57	5,33	6,38	2,44	5,69	7,28	6,91	3,16	2,77	7,32	5,42	8,07
Na_2O	2,98	3,98	3,07	4,62	3,58	3,46	4,11	4,49	4,63	4,59	3,77	4,08	3,09	7,06	5,30	3,70	3,22	3,57	3,87	2,47	5,02	3,41
K_2O	2,22	2,88	2,71	2,35	1,56	1,11	2,43	1,79	2,88	2,35	2,37	2,66	2,39	0,98	1,16	1,09	1,54	3,83	3,46	1,24	1,35	1,35
P_2O_5	0,350	0,304	0,193	0,308	0,210	0,529	0,306	0,281	0,390	0,280	0,250	0,250	0,364	0,160	0,168	0,382	0,586	0,567	0,686	0,410	0,096	0,150
H_2O^+	1,52	1,98	1,82	2,11	2,81	2,76	2,56	2,71	2,09	2,56	1,86	1,93	2,03	2,07	2,14	3,28	3,06	2,34	2,22	3,60	3,86	1,61
CO_2	3,29	0,93	3,04	1,26	0,36	1,73	0,36	0,27	0,09	0,25	0,15	0,11	0,07	0,18	0,19	1,52	0,21	0,11	0,24	4,99	3,96	0,81
Summe	99,9	99,7	99,6	99,8	100,5	99,8	99,4	99,7	99,5	99,9	99,5	99,6	99,6	99,3	99,6	99,6	99,6	99,6	100,0	99,4	99,8	100,0
FeO*	7,59	7,55	4,70	7,67	8,25	12,68	10,89	9,11	7,47	9,01	7,31	7,04	7,36	5,23	4,71	10,58	12,47	7,81	8,72	9,25	7,34	7,75
[ppm]																						
La	28	25	26	26	13	25	14	10	29	11	20	21	22	7	9	18	29	36	38	27	8	11
Ce	64	54	55	56	31	62	37	28	67	28	48	50	52	16	21	46	73	88	89	65	18	27
Pr	8,3	7,6	7,0	7,5	4,0	8,4	5,7	4,4	8,8	4,2	6,4	6,5	7,6	2,1	2,9	6,6	9,8	12,0	13,0	8,5	2,8	3,8
Nd	34	31	28	31	19	40	25	19	37	20	27	28	32	9	13	30	47	53	55	37	12	16
Sm	8,0	7,3	6,1	7,2	5,0	11,0	6,7	5,3	8,6	5,3	6,4	6,8	7,6	2,2	3,4	7,6	12,0	13,0	13,0	8,7	3,1	4,3
Eu	1,60	1,50	1,30	1,60	1,40	3,20	2,10	1,70	1,80	1,70	1,50	1,60	1,70	0,77	1,20	2,20	3,20	2,50	2,30	2,00	1,10	1,20
Gd	8,3	7,5	6,1	7,6	5,3	11,0	7,7	6,1	8,9	6,1	6,8	7,2	7,9	2,5	3,9	8,1	13,0	13,0	13,0	8,7	3,5	4,8
Tb	1,50	1,40	1,10	1,30	0,80	2,00	1,40	1,10	1,50	1,10	1,10	1,30	1,40	-	0,60	1,40	2,20	2,30	2,30	1,50	0,58	-
Dy	8,9	7,8	6,3	7,9	5,3	12,0	8,6	6,7	8,8	6,7	7,0	7,4	8,2	2,6	4,2	8,9	13,0	13,0	13,0	8,3	3,9	5,5
Ho	1,70	1,60	1,20	1,60	1,00	2,40	1,80	1,30	1,90	1,30	1,50	1,40	1,70	0,58	0,85	1,70	2,50	2,60	2,60	1,70	0,75	1,10
Er	5,1	4,5	3,6	4,7	3,1	7,0	5,0	3,8	5,4	3,9	4,2	4,3	4,8	1,7	2,7	5,0	7,3	7,7	7,4	4,7	2,4	3,5
Tm	0,72	0,63	0,55	0,69	0,50	1,00	0,73	0,57	0,75	0,56	0,57	0,61	0,68	0,23	0,36	0,72	1,10	1,10	1,00	0,66	0,37	0,50
Yb	4,8	4,4	3,7	4,4	3,0	6,5	4,7	3,6	5,0	3,6	3,9	4,1	4,4	1,7	2,5	4,6	6,9	7,3	7,0	4,4	2,3	3,3
Lu	0,73	0,70	0,62	0,74	0,45	0,99	0,73	0,61	0,80	0,55	0,62	0,62	0,67	0,28	0,40	0,70	1,00	1,10	1,10	0,70	0,39	0,52
Rb	66	100	86	69	56	29	79	65	103	91	77	85	74	27	34	47	47	113	104	60	57	42
Ba	352	387	277	435	319	116	444	237	458	644	295	337	279	228	229	128	355	455	319	100	280	193
Sr	193	209	120	138	347	203	512	361	212	393	235	235	259	169	331	212	273	200	151	89	199	267
Cs*	2,5	1,6	-	2,5	2,9	-	-	2,3	-	2,2	1,8	1,5	-	0,46	1,1	1,5	1,2	-	1,2	-	-	3,8
Pb*	8	8	3	7	3	12	-	6	-	8	6	6	7	5	4	4	5	5	4	-	0	9
Th*	9,9	6,9	9,0	8,7	2,4	6,0	4,0	1,5	10,0	1,5	6,1	6,1	6,0	0,9	1,4	2,7	4,2	11,0	9,9	6,0	0,0	3,0
U*	2,7	1,7	3,0	2,0	0,7	<5	4,0	0,4	2,0	0,4	1,5	1,5	<5	0,2	0,4	0,7	1,2	<5	2,5	1,0	1,0	0,7
Zr	275	256	243	256	129	331	225	176	331	178	258	259	288	114	126	225	334	498	573	273	77	135
Y	45	42	34	42	29	62	45	35	48	35	38	39	42	15	23	44	66	69	67	44	21	29
Hf*	7,2	-	-	6,6	4,1	-	-	4,2	-	4,4	6,5	6,5	-	2,5	2,8	5,1	8,4	-	13,0	-	-	3,6
Nb*	10	9	7	10	4	8	5	5	9	4	8	8	6	3	3	7	11	9	15	5	<2	4
Ta*	0,70	0,61	-	0,68	0,29	-	-	0,30	-	0,32	0,55	0,55	-	0,20	0,21	0,47	0,76	-	1,00	-	-	0,28
Cr	15	33	16	53	52	34	71	237	<10	24	28	30	42	43	<10	74	23	14	<10	24	37	29
Ni	6	10	<10	12	32	17	29	38	22	40	20	12	20	17	6	36	16	<10	7	32	<10	15
Co*	15,0	21,0	-	21,0	31,0	-	-	29,0	-	28,0	20,0	20,0	-	16,0	13,0	29,0	32,0	-	16,0	-	-	23,0
Sc	23,0	24,0	15,0	25,0	33,0	40,0	38,0	27,0	22,0	26,0	22,0	23,0	25,0	11,0	13,0	37,0	44,0	22,0	20,0	26,0	29,0	22,0
V	164	171	105	183	306	326	279	309	136	298	184	179	199	56	111	336	403	122	127	299	228	203
Cu*	50,0	78,0	-	6,5	73,0	-	-	62,0	-	13,0	40,0	27,0	-	5,6	4,2	137,0	168,0	-	69,0	-	-	12,0
Zn	75	200	39	148	78	186	89	107	126	223	111	119	104	122	80	57	68	71	68	32	92	93
Bi*	0,02	0,03	-	0,02	0,02	-	-	0,05	-	0,00	0,03	0,04	-	0,00	0,03	0,08	0,12	-	0,05	-	-	0,00
Cd*	0,01	0,08	-	0,06	0,04	-	-	0,07	-	0,06	0,03	0,03	-	0,05	0,03	0,01	0,08	-	0,02	-	-	0,09
Sn*	2,90	2,20	-	2,60	1,40	-	-	1,30	-	1,30	2,70	2,60	-	0,69	0,95	2,00	2,90	-	4,50	-	-	1,20
W*	2,60	-	-	1,49	0,39	-	-	0,32	-	0,19	0,96	0,99	-	0,38	0,42	0,48	0,75	-	1,50	-	-	0,67
Mo*	1,60	1,20	-	1,20	1,20	-	-	0,69	-	0,50	1,40	1,20	-	0,10	0,47	0,96	1,90	-	2,70	-	-	0,64
Sb*	0,56	1,00	-	0,70	0,50	-	-	0,64	-	0,91	0,46	0,39	-	0,48	0,27	1,00	1,10	-	0,95	-	-	0,37
Tl*	0,19	0,27	-	0,25	0,33	-	-	0,36	-	0,45	0,30	0,35	-	0,11	0,21	0,12	0,26	-	0,24	-	-	0,16
Ga*	16	19	-	18	19	-	-	19	-	20	19	19	-	17	18	19	20	-	18	-	-	17
Li*	19	35	-	36	34	-	-	38	-	39	27	26	-	49	25	20	29	-	18	-	-	54
Be*	1,60	-	-	1,50	-	-	-	0,89	-	-	1,50	1,50	-	-	0,72	1,40	-	-	2,40	-	-	-
Isotope:																						
$^{87}Rb/^{86}Sr$										0,667							0,500					
$^{87}Sr/^{86}Sr$ (m)										0,706257±8							0,705667±12					
$^{87}Sr/^{86}Sr$ (i)										0,70464							0,70457					
$^{147}Sm/^{144}Nd$										0,1603							0,1544					
$^{143}Nd/^{144}Nd$ (m)										0,512997±12							0,512911±6					
Eps. Nd (0)										7,0							5,3					
$^{143}Nd/^{144}Nd$ (i)										0,51282							0,51276					
Eps. Nd (i)										7,8							6,2					
$^{206}Pb/^{204}Pb$ (m)										18,52							18,43					
$^{206}Pb/^{204}Pb$ (i)										18,42							18,02					
$^{207}Pb/^{204}Pb$ (m)										15,62							15,60					
$^{207}Pb/^{204}Pb$ (i)										15,61							15,58					
$^{208}Pb/^{204}Pb$ (m)										38,46							38,35					
$^{208}Pb/^{204}Pb$ (i)										38,35							37,89					

Tab. A8 (Fortsetzung)**:** Gesamtgesteinsgeochemie

Lokalität	S. Minillas, Fortsetzung				Las Bombas			Caleta el Cobre				Mina Julia						S. de Candeleros			Q. La Tranquita		
Alter	m.-?o. J.				m.-?o. J.			m.-?o. J.				m.-?o. J.						m. J.			m.-o. J.		
Typ	Lava	Ignimb.	Ignimb.	Ignimb.	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Proben-Nr.	K 24	K 27 *	K 27.1	96-130 *	97-149 *	97-157 *	97-165	95-147	95-148 *	95-149	95-150	97-306	97-305	97-302 *	97-304 *	97-318	97-294 *	K 49	K 49.1	K 51 *	K 30	K 32 *	K 37 *
Art	ta	t	t	t	ta	bta	t	ba	a	ba	ba	ba	ba	ba	ba	a	a	ba	ba	ba	bta	ba	bta
mitt. Alter [Mill. J.]		170																		163		161	
[Gew.%]																							
SiO2	51,7	66,1	63,9	64,5	54,2	49,0	61,8	55,1	58,6	54,2	53,4	55,2	55,4	55,5	54,8	55,9	56,4	55,0	54,4	53,9	49,3	52,0	49,6
TiO_2	2,34	0,872	0,927	0,850	1,83	1,32	1,29	0,993	1,49	1,59	0,764	0,984	1,04	0,988	0,967	0,987	0,981	2,14	2,15	2,14	1,27	2,11	1,95
Al_2O_3	15,63	14,16	16,36	14,20	13,09	15,02	12,83	15,72	14,28	14,84	17,20	15,66	15,75	15,98	16,01	15,85	15,30	14,06	14,36	14,46	16,82	14,81	13,83
Fe_2O_3	7,41	5,25	4,40	5,82	12,23	9,19	6,89	4,62	5,71	6,95	4,70	5,40	6,08	5,77	5,62	5,06	4,33	4,62	5,10	4,80	5,28	7,11	7,95
FeO	-	0,25	0,48	0,00	0,00	2,12	1,69	3,31	3,31	4,19	3,53	3,41	2,47	2,59	2,94	2,84	2,64	5,47	5,02	5,83	3,71	4,58	4,37
MnO	0,040	0,054	0,066	0,077	0,228	0,281	0,200	0,208	0,186	0,160	0,086	0,197	0,181	0,097	0,169	0,219	0,084	0,173	0,182	0,194	0,143	0,199	0,210
MgO	0,12	1,22	1,65	1,08	1,60	2,98	1,34	5,32	3,05	3,64	4,77	4,22	4,31	4,11	4,50	4,35	4,49	3,88	4,05	4,15	5,74	4,29	4,26
CaO	8,82	0,87	0,54	1,02	3,94	7,49	2,49	8,11	6,10	8,05	7,51	7,49	6,93	7,53	7,66	7,48	6,60	7,19	7,13	6,83	5,34	8,99	6,96
Na_2O	7,95	5,48	6,39	5,92	4,41	4,18	3,20	3,17	3,15	3,13	3,03	2,85	3,33	2,99	3,18	2,81	3,06	3,02	3,16	3,49	4,26	3,03	3,75
K_2O	0,36	3,56	3,75	3,93	3,81	2,57	4,69	1,69	2,49	1,64	1,79	2,45	2,39	2,45	2,39	1,85	2,96	2,29	2,02	0,92	2,45	1,13	1,46
P_2O_5	0,560	0,223	0,236	0,218	0,440	0,220	0,505	0,203	0,366	0,346	0,132	0,265	0,285	0,257	0,249	0,220	0,250	0,408	0,401	0,408	0,279	0,305	0,377
H_2O^+	0,49	1,24	1,48	1,58	1,78	2,11	1,79	1,36	1,13	1,11	2,58	1,32	1,60	1,38	1,20	1,88	1,65	1,81	2,36	2,54	4,20	1,53	3,63
CO_2	4,05	0,39	0,18	0,51	2,29	3,47	1,23	0,09	0,08	0,08	0,50	0,09	0,08	0,08	0,10	0,10	1,13	0,36	0,39	0,29	2,13	0,40	3,25
Summe	99,5	99,7	100,3	99,7	99,9	99,9	100,0	99,9	99,9	99,9	100,0	99,5	99,8	99,7	99,7	99,6	99,8	100,5	100,7	100,0	100,9	100,5	101,6
FeO*	6,67	4,97	4,44	5,24	11,00	10,39	7,89	7,47	8,45	10,44	7,76	8,27	7,94	7,79	7,99	7,39	6,53	9,63	9,61	10,15	8,46	10,98	11,52
[ppm]																							
La	32	25	24	33	23	14	37	12	20	17	14	21	22	19	19	19	22	24	25	27	24	16	23
Ce	80	42	57	70	55	33	84	30	50	45	33	50	52	46	44	44	50	61	62	62	50	39	54
Pr	11,0	6,8	7,2	10,0	7,8	4,7	12,0	4,0	6,6	6,0	4,3	6,7	6,9	6,6	6,2	5,7	7,0	-	-	-	-	5,5	7,3
Nd	46	29	30	39	35	21	53	18	31	28	18	29	30	27	26	25	28	36	36	35	24	26	33
Sm	11,0	6,5	7,1	8,8	8,5	5,4	13,0	4,5	7,7	7,4	4,3	6,6	6,9	6,3	6,1	5,6	6,5	8,3	8,7	8,9	5,2	6,5	8,1
Eu	2,80	1,30	1,10	1,80	2,10	1,60	2,70	1,20	1,80	1,80	1,20	1,50	1,50	1,40	1,40	1,40	1,40	-	-	-	-	2,10	2,00
Gd	12,5	6,4	7,3	8,3	8,7	5,9	13,0	4,8	8,6	8,2	3,9	6,1	6,3	5,8	5,6	5,4	5,8	-	-	-	-	7,3	8,0
Tb	2,00	1,10	1,40	1,50	1,50	0,89	2,20	0,80	1,50	1,50	0,59	0,99	0,98	0,96	0,85	0,84	0,92	1,30	1,40	1,40	0,62	1,20	1,50
Dy	12,5	6,1	7,5	8,3	8,9	5,8	13,0	5,2	9,1	8,9	3,5	5,5	5,8	5,5	5,3	4,9	5,4	-	-	-	-	7,5	8,1
Ho	2,60	1,20	1,50	1,70	1,80	1,20	2,50	1,00	1,80	1,80	0,67	1,00	1,00	1,00	1,00	0,93	1,10	-	-	-	-	1,50	1,60
Er	7,1	3,5	4,6	4,6	5,2	3,5	7,4	3,1	5,5	5,4	1,9	3,1	3,2	3,0	3,0	2,8	3,1	-	-	-	-	4,4	4,8
Tm	1,00	0,50	0,67	0,65	0,75	0,52	1,10	0,46	0,78	0,78	0,30	0,46	0,46	0,45	0,45	0,42	0,43	0,64	0,65	0,64	0,32	0,67	0,70
Yb	6,7	3,6	4,7	4,5	5,0	3,4	7,1	2,9	5,1	5,0	1,9	2,9	3,0	2,8	2,8	2,7	2,9	4,2	4,2	4,2	1,9	4,3	4,6
Lu	1,10	0,58	0,71	0,74	0,75	0,52	1,10	0,46	0,80	0,79	0,29	0,45	0,46	0,42	0,43	0,42	0,44	-	-	-	-	0,64	0,69
Rb	18	123	121	153	114	89	166	41	69	44	80	77	82	60	86	79	103	57	59	32	44	18	23
Ba	63	450	355	661	379	411	372	187	207	175	187	445	340	312	315	278	380	321	243	222	764	214	185
Sr	178	70	68	90	69	151	72	269	215	229	433	367	351	363	382	348	335	418	470	531	467	269	214
Cs*	-	1,3	-	3,5	2,9	3,1	-	-	1,3	-	-	-	-	0,99	2,7	-	1,6	-	-	0,64	-	1,0	0,89
Pb*	-	9	-	10	32	24	32	<5	1	<5	<5	<5	<5	5	4	<5	3	-	-	4	-	3	3
Th*	9,0	13,0	14,9	13,0	8,3	3,3	17,0	<5	5,8	<5	<5	8,0	9,0	12,0	10,0	6,0	12,0	9,8	7,8	7,9	1,3	2,6	4,3
U*	0,0	2,5	2,3	2,8	2,4	0,9	<5	<5	1,4	<5	<5	<5	<5	3,4	2,9	<5	3,6	0,5	0,4	2,1	2,2	0,9	1,3
Zr	350	440	462	486	266	137	402	162	287	250	99	208	220	205	188	203	239	269	268	275	121	164	217
Y	64	32	40	44	46	32	67	27	49	47	18	28	29	27	27	26	28	41	40	40	19	37	41
Hf*	-	11,0	-	-	7,4	3,9	-	-	-	-	-	-	-	4,6	-	-	-	-	-	7,3	-	4,7	6,2
Nb*	7	12	12	13	7	3	5	<2	7	4	<2	4	6	6	6	4	6	7	7	11	10	8	8
Ta*	-	0,83	-	0,95	0,48	0,23	-	-	0,54	-	-	-	-	0,42	0,46	-	0,52	-	-	0,76	-	0,52	0,56
Cr	<10	<10	<10	<10	<10	60	<10	127	37	25	54	38	56	37	34	47	77	14	15	13	78	20	23
Ni	<10	1	<10	1	6	20	<10	37	13	15	16	18	19	16	21	20	29	<10	10	11	63	25	15
Co*	-	4,7	-	5,9	22,0	26,0	-	-	23,0	-	-	-	-	23,0	31,0	-	25,0	-	-	21,0	-	32,0	29,0
Sc	1,0	0,6	1,0	13,0	29,0	37,0	20,0	30,0	28,0	36,0	28,0	26,0	25,0	26,0	28,0	26,0	26,0	-	-	26,0	-	42,0	41,0
V	271	49	40	35	362	361	55	198	206	362	233	218	220	217	222	206	191	356	362	355	199	421	378
Cu*	-	6,3	-	7,5	15,0	11,0	-	-	50,0	-	-	-	-	51,0	127,0	-	12,0	-	-	166,0	-	57,0	56,0
Zn	40	212	305	79	336	196	162	124	108	78	38	58	95	42	59	183	45	137	119	125	92	114	95
Bi*	-	0,02	-	0,06	0,02	0,09	-	-	0,01	-	-	-	-	0,02	0,01	-	0,01	-	-	0,00	-	0,01	0,04
Cd*	-	0,03	-	0,18	0,06	0,05	-	-	0,01	-	-	-	-	0,02	0,02	-	0,04	-	-	0,07	-	0,06	0,03
Sn*	-	2,10	-	3,40	2,40	1,30	-	-	2,40	-	-	-	-	1,60	1,70	-	1,90	-	-	2,80	-	1,70	2,20
W*	-	2,80	-	-	1,30	0,50	-	-	-	-	-	-	-	1,30	-	-	-	-	-	1,50	-	0,23	0,51
Mo*	-	1,00	-	1,30	2,30	0,73	-	-	2,30	-	-	-	-	1,70	1,90	-	9,40	-	-	1,70	-	1,70	1,40
Sb*	-	0,56	-	2,60	2,50	2,80	-	-	0,23	-	-	-	-	1,40	0,81	-	0,98	-	-	0,28	-	0,29	0,22
Tl*	-	0,55	-	0,73	0,26	0,23	-	-	0,06	-	-	-	-	0,11	0,10	-	0,21	-	-	0,07	-	0,04	0,03
Ga*	-	16	12	19	17	17	-	-	18	-	-	-	-	18	20	-	19	10	10	19	9	20	20
Li*	-	43	-	33	16	24	-	-	12	-	-	-	-	15	14	-	16	-	-	42	-	11	22
Be*	-	1,70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,20	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Isotope:																							
$^{87}Rb/^{86}Sr$		5,071																		0,174		0,147	0,323
$^{87}Sr/^{86}Sr$ (m)		0,718580±20																		0,705018±10		0,704087±8	0,705775±8
$^{87}Sr/^{86}Sr$ (i)		0,70632																		0,70462		0,70374	0,70502
$^{147}Sm/^{144}Nd$		0,1355																		0,1538		0,1535	0,1484
$^{143}Nd/^{144}Nd$ (m)		0,512710±10																		0,512847±6		0,512850±9	0,512870±5
Eps. Nd (0)		1,4																		4,1		4,1	4,5
$^{143}Nd/^{144}Nd$ (i)		0,51256																		0,51268		0,51269	0,51271
Eps. Nd (i)		2,7																		5,0		5,0	5,5
$^{206}Pb/^{204}Pb$ (m)																				18,91		18,61	18,94
$^{206}Pb/^{204}Pb$ (i)																				17,89		18,15	18,00
$^{207}Pb/^{204}Pb$ (m)																				15,60		15,58	15,62
$^{207}Pb/^{204}Pb$ (i)																				15,55		15,56	15,57
$^{208}Pb/^{204}Pb$ (m)																				38,80		38,37	38,81
$^{208}Pb/^{204}Pb$ (i)																				37,58		37,92	37,82

Tab. A8 (Fortsetzung)**:** Gesamtgesteinsgeochemie

Lokalität	S. Fraga						Piedras de Fuego				
Alter	m. J.	m.-?o. J.					m.-?o. J.	u. K.			
Typ	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Klast, Tuffbrek.	Klast, Tuffbrek.	Klast, Tuffbrek.	Klast, Tuffbrek.	Klast, Tuffbrek.
Proben-Nr.	97-11 *	97-5 *	97-3 *	97-18 *	97-17	97-19 *	97-21 *	97-28 *	97-31	97-32 *	97-33
Art	bta	ba	tb	ba	ba	ba	ta	td	bta	ta	ta
mitt. Alter [Mill. J.]											
[Gew.%]											
SiO2	48,1	52,5	49,8	51,0	53,0	49,1	54,8	67,0	48,5	57,4	56,1
TiO_2	1,96	2,21	1,33	1,62	1,64	1,51	0,610	0,384	0,837	0,419	0,644
Al_2O_3	15,89	13,61	15,66	14,87	14,88	15,38	18,21	14,46	16,12	18,75	16,62
Fe_2O_3	7,18	6,40	5,30	6,38	6,73	6,06	5,97	4,49	4,74	6,08	4,92
FeO	3,28	5,81	4,53	3,82	3,68	2,88	0,71	0,00	3,06	0,00	0,00
MnO	0,155	0,255	0,180	0,150	0,140	0,166	0,224	0,106	0,577	0,058	0,293
MgO	5,83	3,96	5,18	2,15	2,49	2,80	2,42	0,27	5,44	0,38	1,60
CaO	6,22	7,59	9,38	8,63	8,07	10,11	3,53	2,02	7,53	5,54	4,69
Na_2O	3,98	3,46	4,07	3,05	3,22	3,29	4,85	4,16	3,95	6,41	6,25
K_2O	2,93	1,84	1,23	1,10	1,61	0,88	4,48	4,29	1,82	3,25	4,19
P_2O_5	0,344	0,309	0,212	0,345	0,335	0,332	0,152	0,173	0,120	0,113	0,125
H_2O^+	2,88	1,67	2,94	2,71	1,83	2,45	2,26	1,23	3,11	1,35	1,64
CO_2	0,98	0,07	0,10	4,17	1,93	4,91	1,53	1,21	4,20	0,26	2,87
Summe	99,8	99,7	99,9	100,0	99,6	99,9	99,8	99,8	100,0	100,0	100,0
FeO*	9,74	11,57	9,30	9,56	9,73	8,33	6,08	4,04	7,32	5,47	4,42
[ppm]											
La	20	15	13	19	20	21	9	7	9	16	14
Ce	41	37	30	47	50	51	21	16	21	33	29
Pr	5,2	5,3	4,4	6,4	6,8	6,7	2,8	2,1	3,0	3,7	3,7
Nd	20	25	19	29	31	31	12	9	13	14	15
Sm	4,7	6,6	5,0	7,0	7,8	7,6	2,8	2,2	3,5	2,7	3,1
Eu	1,50	2,00	1,50	1,90	2,10	2,10	0,90	0,63	1,10	0,91	0,94
Gd	4,9	7,2	5,3	7,0	7,6	7,2	2,8	2,3	3,6	2,5	2,9
Tb	0,78	1,20	0,87	1,20	1,30	1,10	0,49	0,00	0,57	0,38	0,41
Dy	4,5	7,7	5,4	6,5	7,3	6,4	2,7	2,0	3,7	2,2	2,3
Ho	0,85	1,50	1,10	1,30	1,40	1,30	0,49	0,39	0,74	0,38	0,42
Er	2,3	4,6	3,2	3,9	4,3	3,7	1,5	1,2	2,2	1,3	1,2
Tm	0,31	0,67	0,49	0,56	0,63	0,52	0,22	0,17	0,33	0,21	0,19
Yb	1,9	4,3	3,1	3,7	4,1	3,5	1,6	1,2	2,1	1,5	1,1
Lu	0,28	0,69	0,48	0,59	0,63	0,53	0,27	0,20	0,34	0,24	0,18
Rb	142	44	38	179	39	24	88	83	47	37	52
Ba	337	266	251	183	264	163	1210	663	623	807	1470
Sr	749	261	367	249	292	424	321	128	268	145	145
Cs*	7,1	0,58	0,46	1,5	-	2,0	5,0	3,3	-	0,86	-
Pb*	8	9	21	7	<5	11	6	5	5	7	93
Th*	3,2	2,6	2,3	4,4	<5	4,3	1,9	1,9	<5	1,1	<5
U*	1,0	0,8	0,8	1,4	<5	1,3	0,5	0,5	<5	0,3	<5
Zr	166	179	135	210	211	199	97	122	104	73	81
Y	21	40	29	34	38	33	14	11	20	12	12
Hf*	3,3	4,8	-	-	-	-	2,4	1,7	-	1,8	-
Nb*	24	7	5	7	3	6	2	3	<2	1	<2
Ta*	1,50	0,46	0,49	0,51	-	0,42	0,11	0,18	-	0,09	-
Cr	227	17	44	<10	<10	32	<10	<10	101	<10	48
Ni	90	13	17	<10	<10	12	5	3	37	5	<10
Co*	34,0	29,0	35,0	28,0	-	29,0	13,0	4,1	-	6,5	-
Sc	23,0	45,0	38,0	29,0	32,0	38,0	14,0	5,0	36,0	11,0	18,0
V	203	453	300	329	335	372	157	62	254	73	159
Cu*	7,8	28,0	30,0	1760	-	58,0	17,0	12,0	-	9,6	-
Zn	186	119	97	125	113	156	61	28	283	22	763
Bi*	0,05	0,01	0,03	0,02	-	0,02	0,02	0,02	-	0,00	-
Cd*	0,09	0,04	0,09	0,03	-	0,01	0,04	0,01	-	0,04	-
Sn*	1,50	2,00	1,40	2,00	-	1,80	0,60	0,77	-	0,43	-
W*	0,80	0,35	-	-	-	-	0,45	0,81	-	0,23	-
Mo*	1,20	1,30	0,90	1,60	-	1,70	0,44	0,59	-	1,60	-
Sb*	0,34	0,22	0,24	0,24	-	0,34	1,70	1,40	-	0,27	-
Tl*	1,38	0,14	0,11	0,03	-	0,02	0,37	0,36	-	0,32	-
Ga*	18	18	19	21	-	21	17	10	-	18	-
Li*	51	14	19	13	-	10	43	12	-	6	-
Be*	-	1,20	-	-	-	-	-	0,46	-	-	-
Isotope:											
$^{87}Rb/^{86}Sr$											
$^{87}Sr/^{86}Sr$ (m)											
$^{87}Sr/^{86}Sr$ (i)											
$^{147}Sm/^{144}Nd$											
$^{143}Nd/^{144}Nd$ (m)											
Eps. Nd (0)											
$^{143}Nd/^{144}Nd$ (i)											
Eps. Nd (i)											
$^{206}Pb/^{204}Pb$ (m)											
$^{206}Pb/^{204}Pb$ (i)											
$^{207}Pb/^{204}Pb$ (m)											
$^{207}Pb/^{204}Pb$ (i)											
$^{208}Pb/^{204}Pb$ (m)											
$^{208}Pb/^{204}Pb$ (i)											

FeO* = Gesamteisengehalt als FeO berechnet

Die Daten zu den Proben K 1, K 32, K 37, K 41, K 42, K 99, K119, 96-21 und 96-23 stammen aus Plessen (1997).

Abkürzungen

Lokalitäten:	C.	Cerro
	Q.	Quebrada
	S.	Sierra
Alter:	o. T.	obere Trias
	u. J.	unterer Jura
	u. J.-Baj.	unterer Jura bis Bajocium
	m. J.	mittlerer Jura
	m.-?o. J.	mittlerer bis ?oberer Jura
	u. K.	untere Kreide
Typ:	Ignimb.	Ignimbrit
	pyrok. Brek.	pyroklastische Brekzie
	Tuffbrek.	Tuffbrekzie
	Subv.	subvulkanische Intrusion
Art:	b	Basalt
	ba	basaltischer Andesit
	a	Andesit
	d	Dacit
	r	Rhyolith
	tb	Trachybasalt
	bta	basaltischer Trachyandesit
	ta	Trachyandesit
	td	Trachydacit
	t	Trachyt
Isotopie:	(m)	gemessen
	(i)	zeitkorrigiert
	(0)	ohne Zeitkorrektur

Methodik

RFA = Hauptelemente + Ba, Cr, Ni, Rb, Sr, V, Zn, Zr, Pb, Nb, Th, U, Y

ICP-AES = Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Sc

* = Die folgenden Elemente wurden bei den gekennzeichneten Proben mit der ICP-MS analysiert: Co, Cu, Pb, Bi, Cd, Sn, W, Mo, Sb, Cs, Tl, Ga, Li, Nb, Ta, Hf, Th, U, Be

> = Messwerte wurden - wenn vorhanden - von der ersten Messmethode bevorzugt

Pb: ICP-MS > RFA	Ni: RFA > ICP-MS
Rb: RFA > ICP-MS	Zn: RFA > ICP-MS
Nb: ICP-MS > RFA	Th: ICP-MS > RFA
Sr: RFA > ICP-MS	U: ICP-MS > RFA
Sc: ICP-AES > ICP-MS	Y: ICP-AES > RFA

- = nicht bestimmt

6.3 Abbildungen zur geographischen Lage der Profile

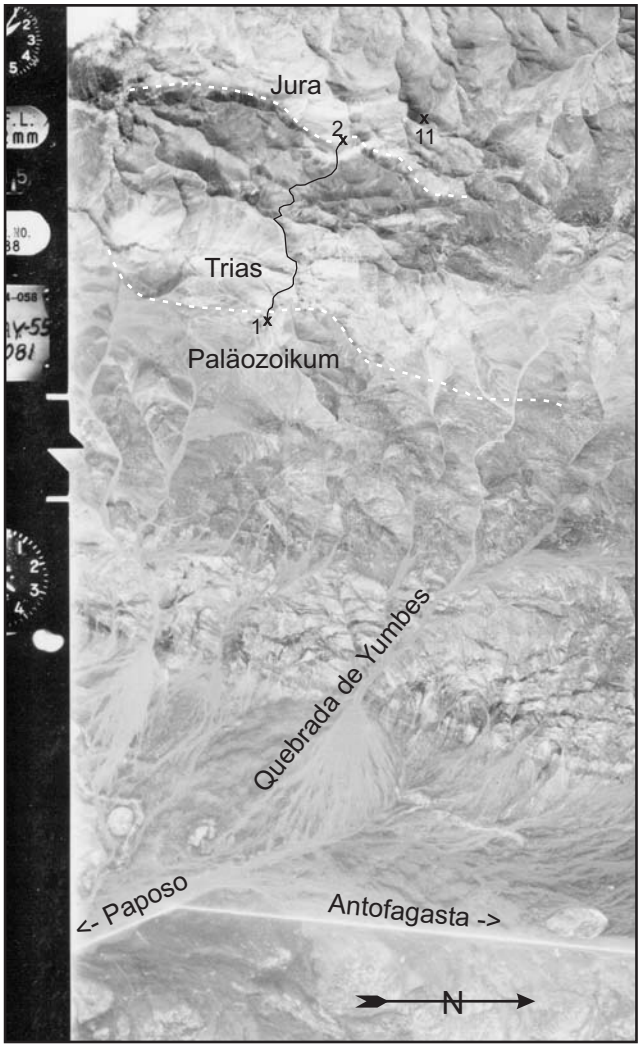


Abb. A1: Verlauf der Profillinie vom Cerro Yumbes-Profil (Pkt. 1 bis Pkt. 2, Abb. 3.3a) auf der Grundlage eines Ausschnittes aus dem Luftbild No.10062 (INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR DE CHILE, 1. Mai 1955). Legende: gestrichelte weiße Linien = vermutete Grenzen zwischen dem Paläozoikum, der Trias und dem Jura. Punkt Pkt. x11: Probe 97-45 aus dem unteren Jura. Im unteren Abschnitt verläuft die Straße nach Antofagasta und Paposo.

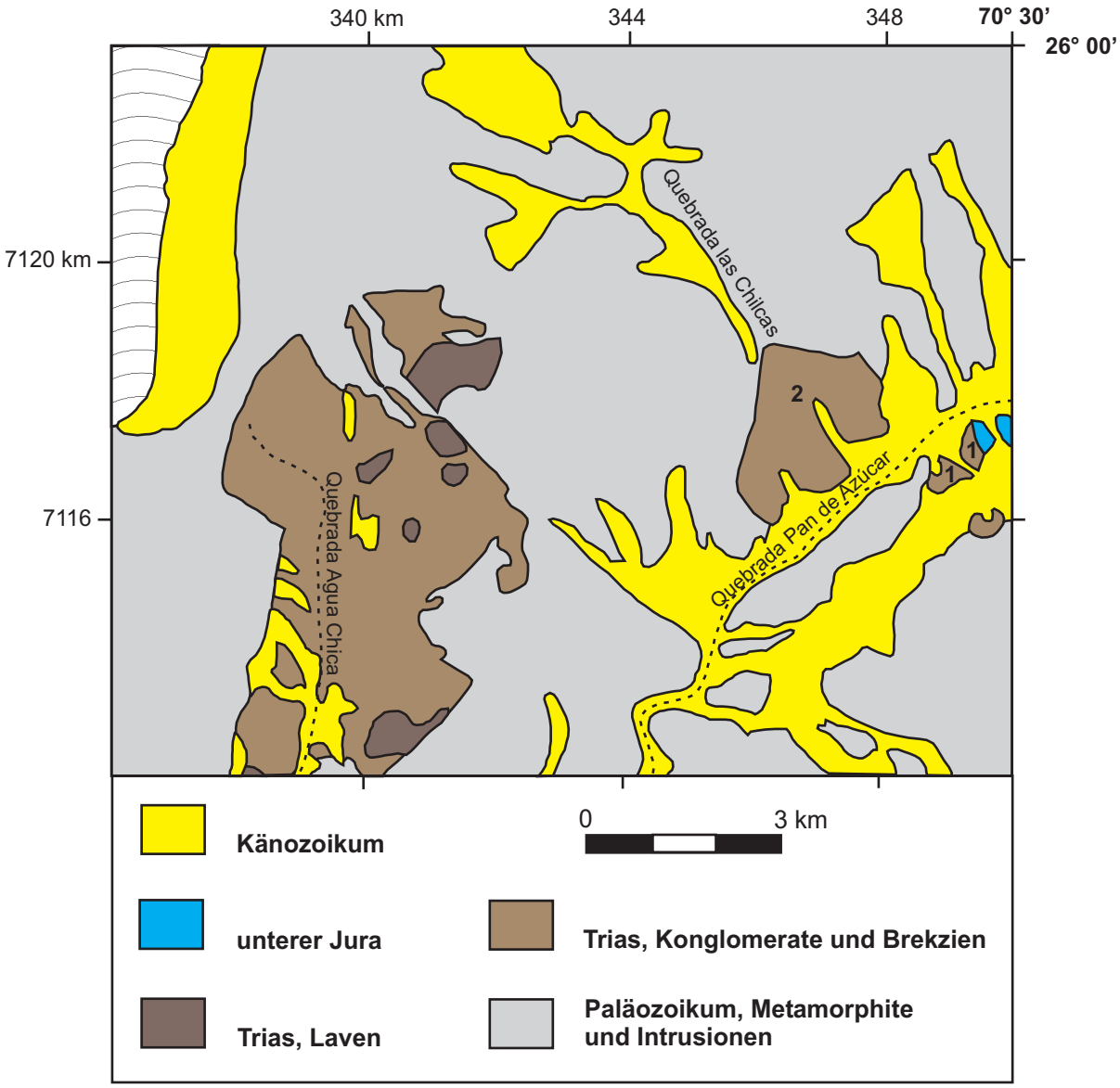


Abb. A2: Vereinfachter Ausschnitt aus der geologischen Karte 1:100.000, Area Pan de Azúcar (No. 37, MERCADO 1980). Die triassischen Einheiten gehören der Agua Chica Formation an: 1 = Probenlokalität Pan de Azúcar, 2 = Probenlokalität Quebrada las Chilcas.

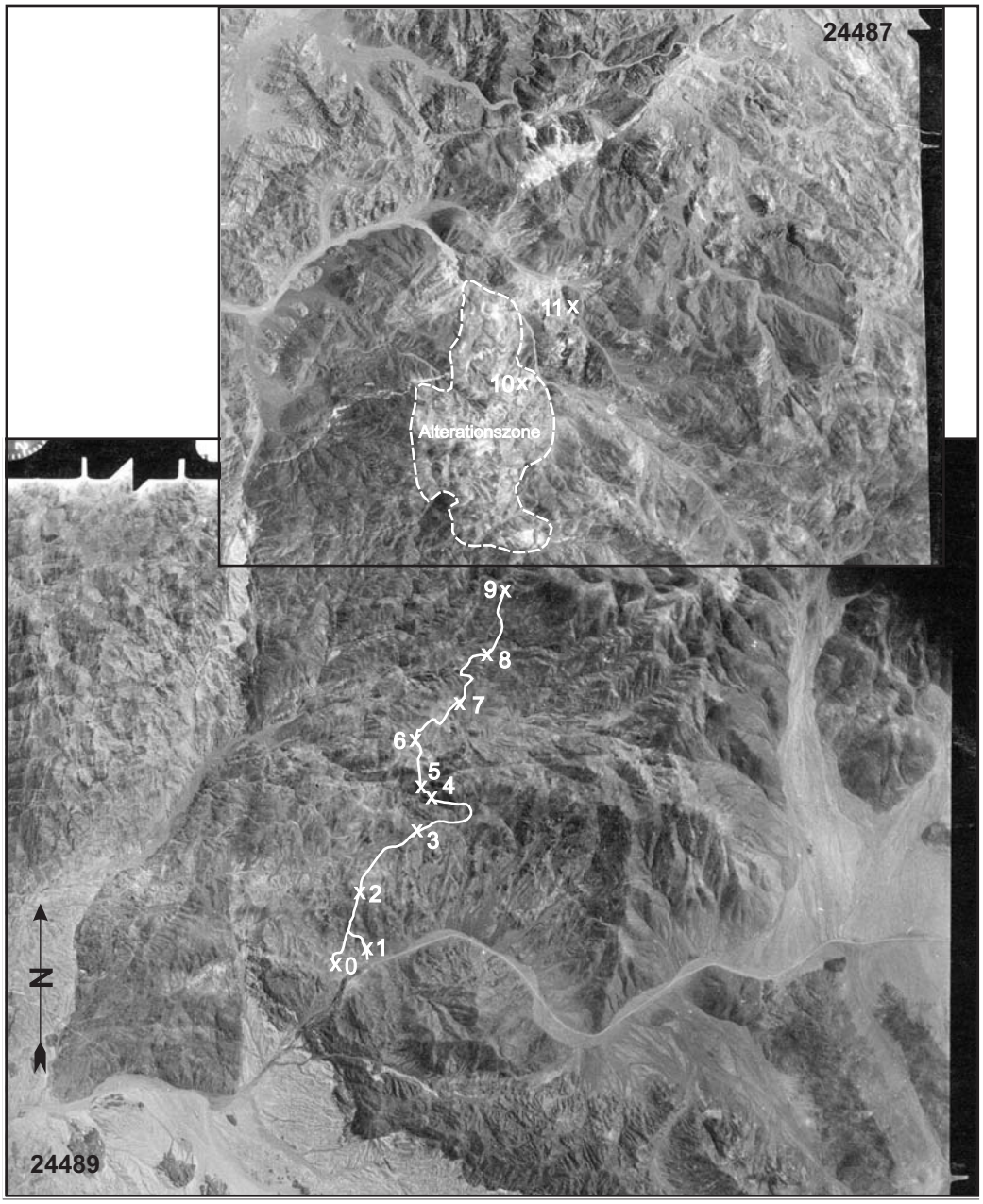


Abb. A3: Profillinie des Cachina-Profiles (Abb. 3.5). Die Linie verläuft über einen Ausschnitt aus dem Luftbild 24489 von 1956. Profilbeginn ist im Süden an der Grenze zwischen dem Paläozoikum und der oberen Trias bei Pkt. 0. Das Profilende liegt in den sedimentären Abfolgen der oberen Trias bei Pkt. 9. Weitere Punkte sind in einem Ausschnitt aus dem Luftbild 24487 von 1956 gekennzeichnet. Die Kalksteinbänke bei Pkt. 11 werden schon dem unteren Jura zugeschrieben (BEBIOLKA, in Vorbereitung).

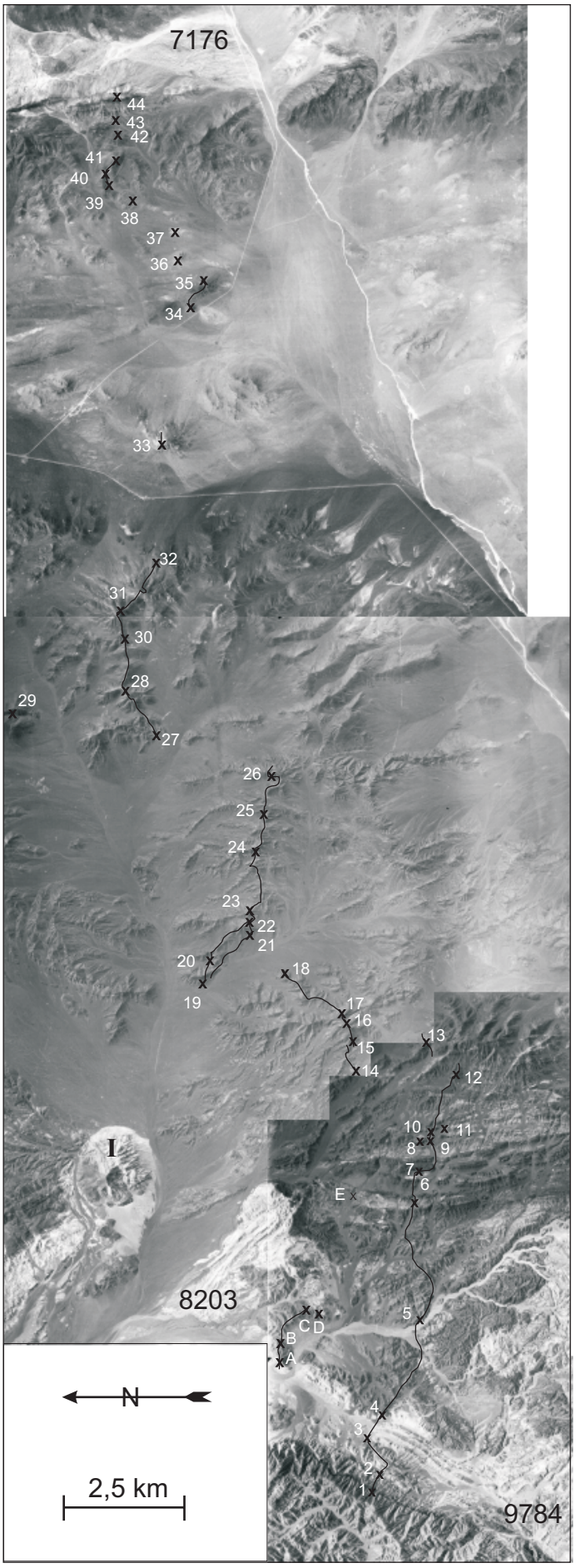


Abb. A4:
Luftbilder mit der Profillinie des Cerro del Difunto-Profiles. Die Linie verläuft über die Luftbilder 9784, 8203, 7176 (von 1955). Das Profil beginnt im Westen an der Grenze zwischen dem Paläozoikum und der Trias bei Pkt. 1 und endet an der Grenze zwischen der unteren Kreide und dem Paläozoikum im Osten bei Pkt. 44. Die Positionsangaben Pkt. 1 - 44 und Pkt. A - E (nördliche Profillinie) entsprechen den Angaben im Profil Abb. 3.6. Die rundliche, einem Vulkanbau ähnelnde Struktur I (unten links) setzt sich zusammen aus einer Intrusion mit überlagernden, marinen, jurassischen Sedimenten.

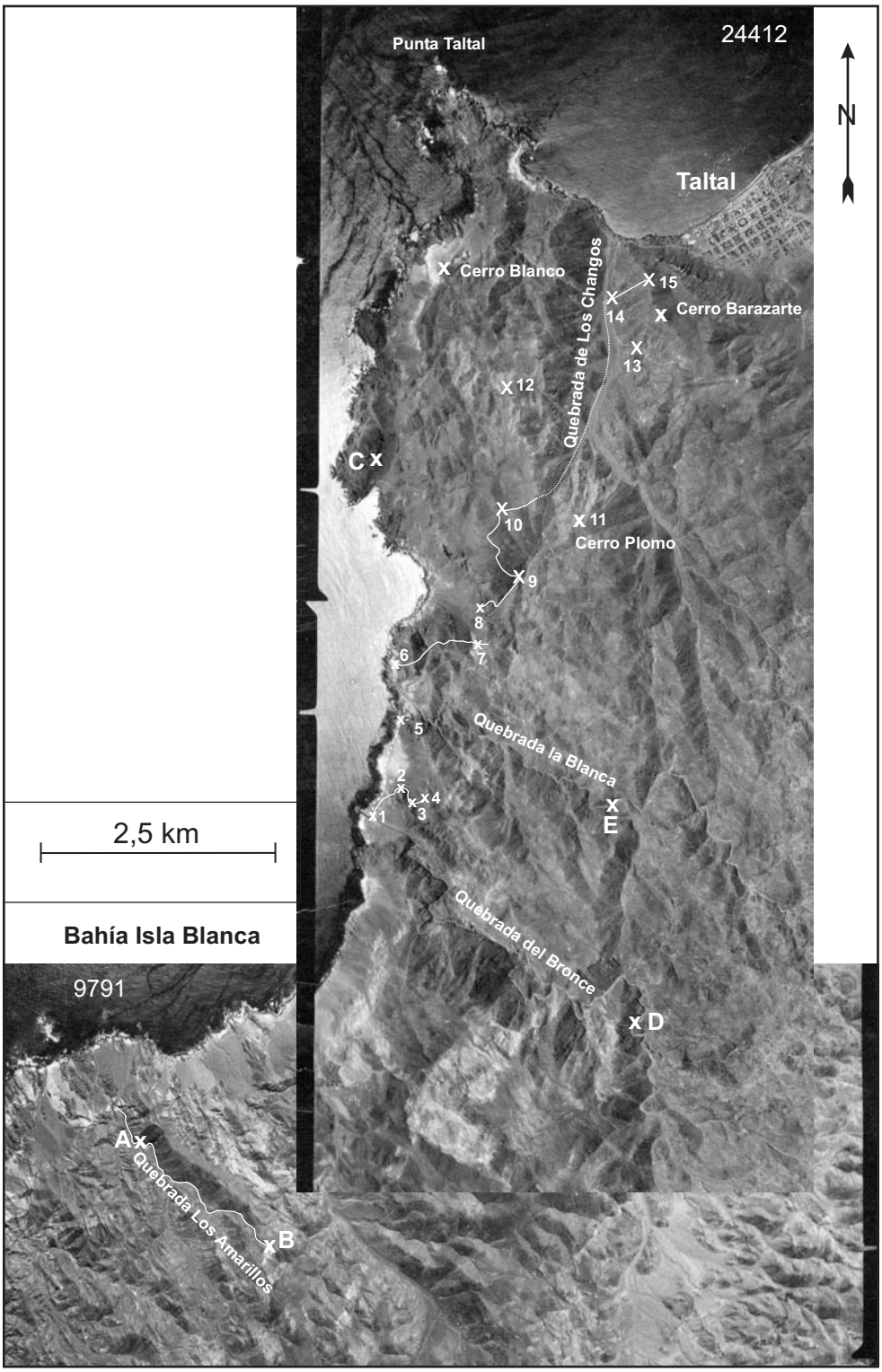


Abb. A5: Profillinie des Cerro Plomo-Profils. Die Linie verläuft über Ausschnitte der Luftbilder 24412 (1996) und 9791 (1955). Das Profil beginnt im unteren Jura am Ausgang der Quebrada del Bronce (Pkt. 1) und endet an der AFZ im Übergangsbereich vom Jura in die untere Kreide bei Pkt. 15. Die Positionsangaben entsprechen den Angaben im Text und im Profil Abb. 3.7.

Abb. A6: Profillinie des Quebrada del Gritón-Profils. Die Linie verläuft über einen vergrößerten Ausschnitt des Luftbildes 9790 (1955). Das Profil beginnt im unteren Jura in der Quebrada del Gritón bei Pkt. 1 und endet bei Pkt. 10 im marinen Bajocium. Die Positionsangaben entsprechen den Angaben im Text und im Profil Abb. 3.10.

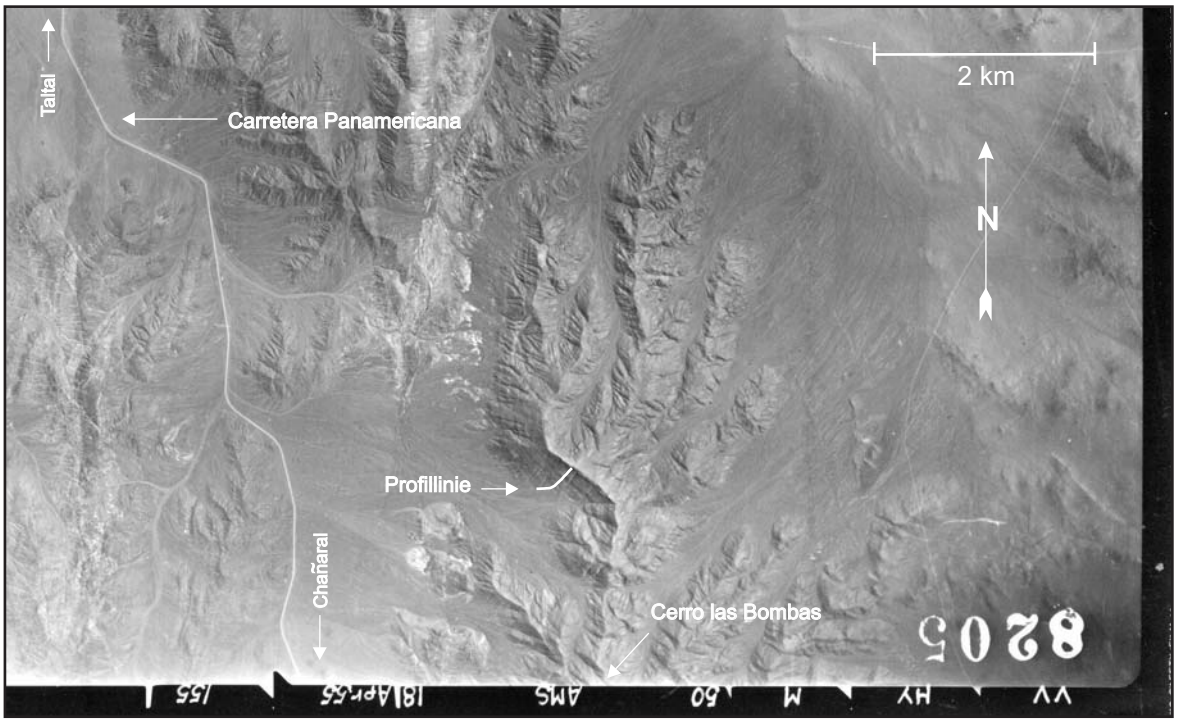


Abb. A7: Profillinie des Las Bombas-Profils. Die Linie verläuft über einen Ausschnitt des Luftbildes 8205 (1955). Das Profil liegt im mittleren bis ?oberen Jura als kleiner Ausschnitt aus der La Negra-Formation nördlich des Cerro las Bombas. Die Profilbeschreibung und -Abbildung sind dem Text und Abb. 3.11 zu entnehmen.

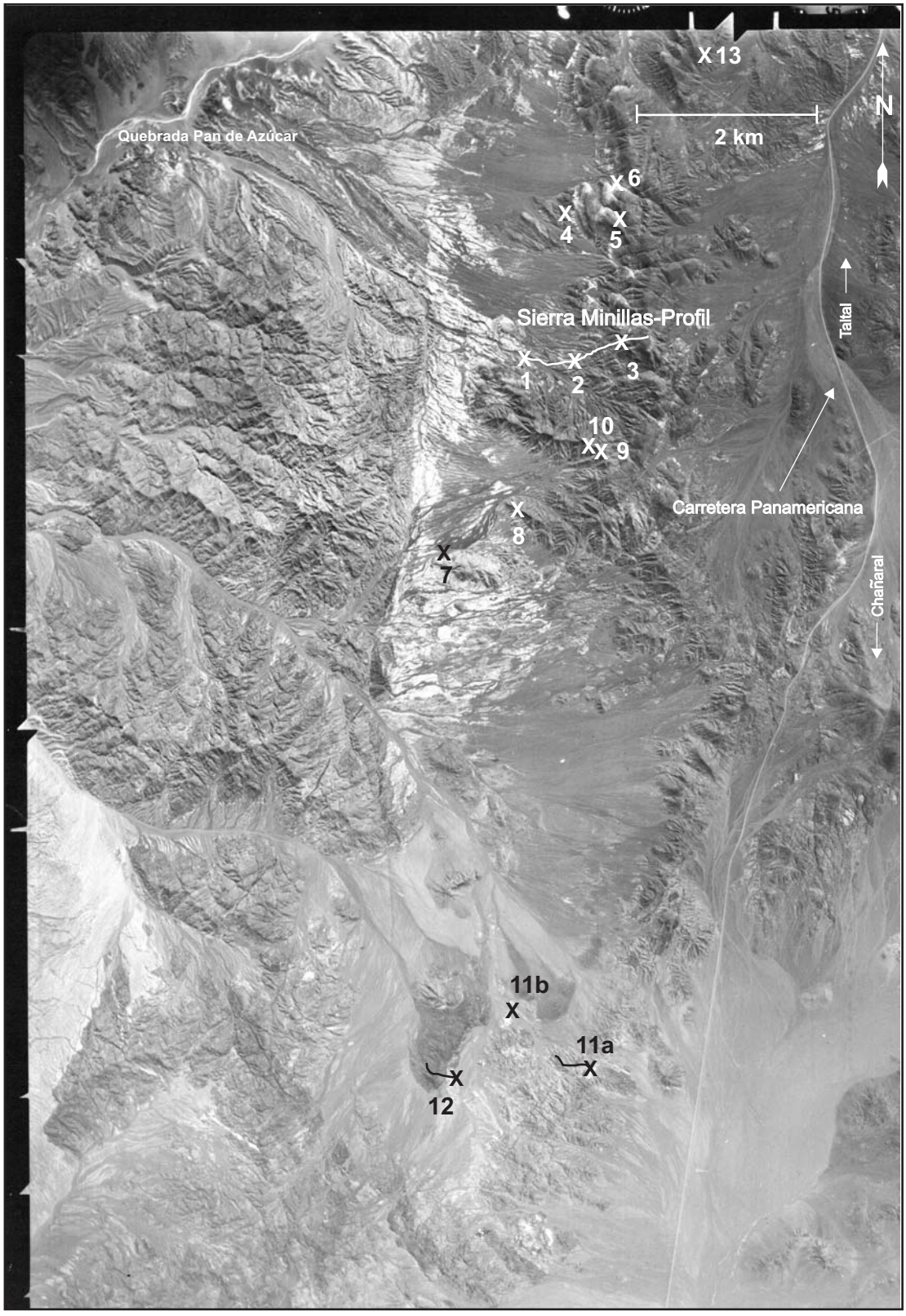


Abb. A8: Profillinie des Sierra Minillas-Profils (Pkt. 1 - 3) und ausgesuchte Probenpunkte. Die Linie verläuft über einen Ausschnitt des Luftbildes 8209 (1955). Das Profil liegt im unteren Jura bis Bajocium in der La Negra-Formation (s. geolog. Karte). Die Profilbeschreibung und -Abbildung sind dem Text und Abb. 3.12 zu entnehmen.

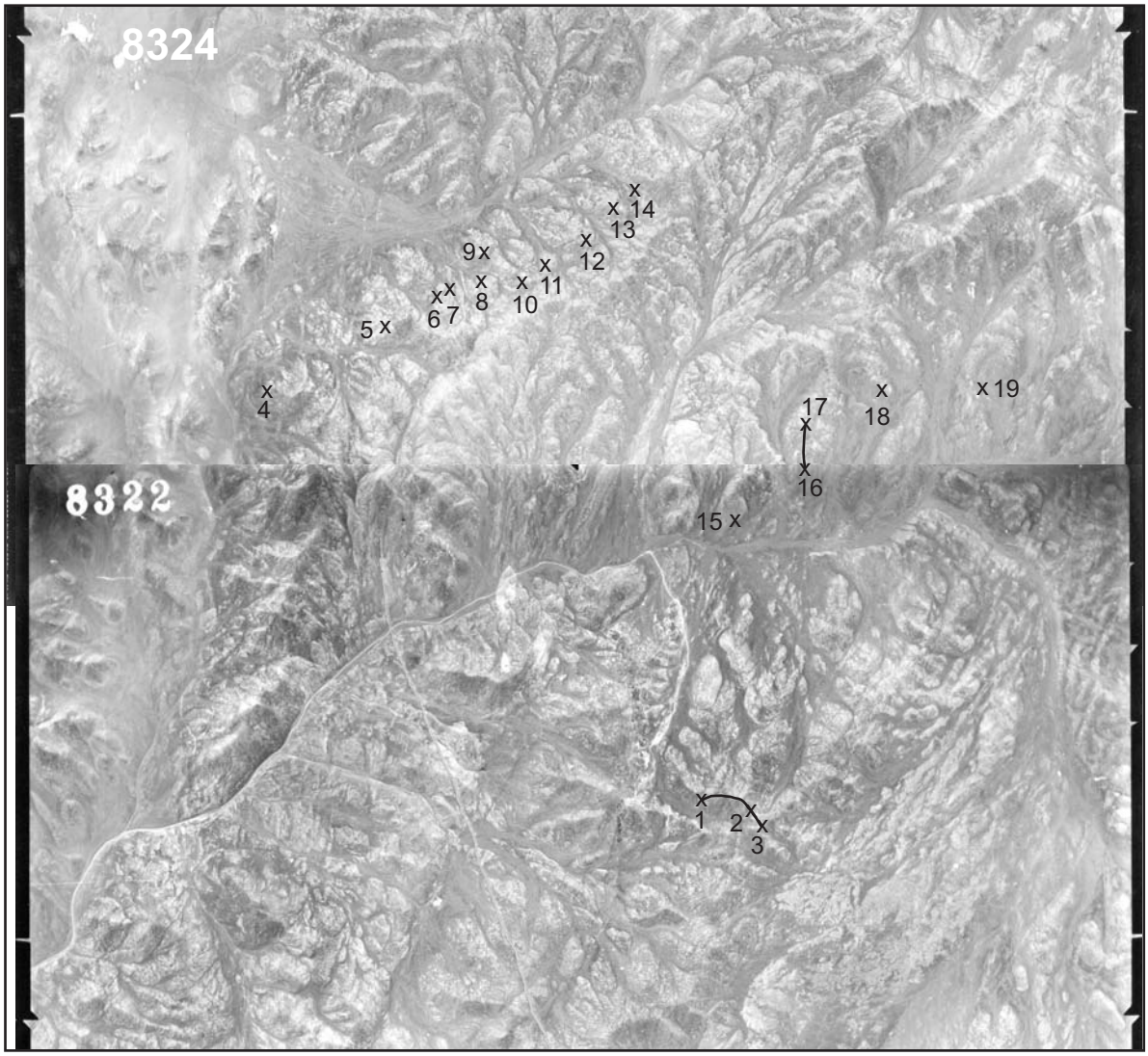


Abb. A9: Profillinien und -punkte des Mina Julia-Profiles. Das Profil erstreckt sich über drei Teilprofile in den Ausschnitten aus den Luftbildern 8324 und 8322 von 1955 (hier auf 70% verkleinert). Das südliche Profil verläuft von Pkt. 1 - 3 im Luftbild 8322, das nördliche Profil von Pkt. 4 - 14 (Luftbild 8324) und das nordöstliche Teilprofil von Pkt. 15 - 19 (Luftbild 8324). Alle drei Teilprofile liegen in der jurassischen La Negra-Formation.

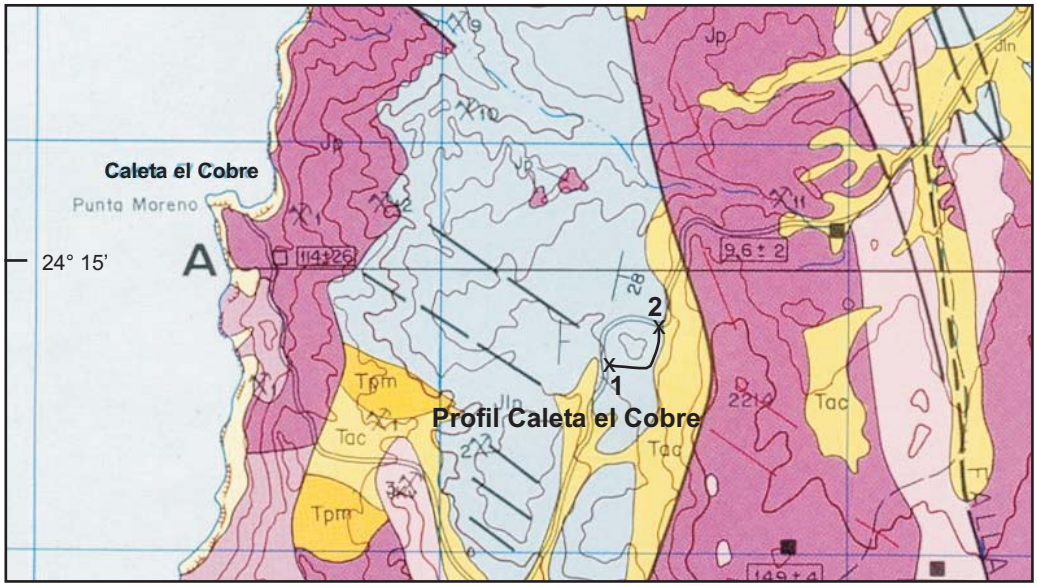


Abb. A10: Profillinie des Caleta el Cobre-Profis in einem vergrößerten Ausschnitt aus der Karte: Aguas Blancas, 1:100.000 (MARINOVIC et al. 1995). Das Profil verläuft durch die mittel- bis ?oberjurassische La Negra-Formation.

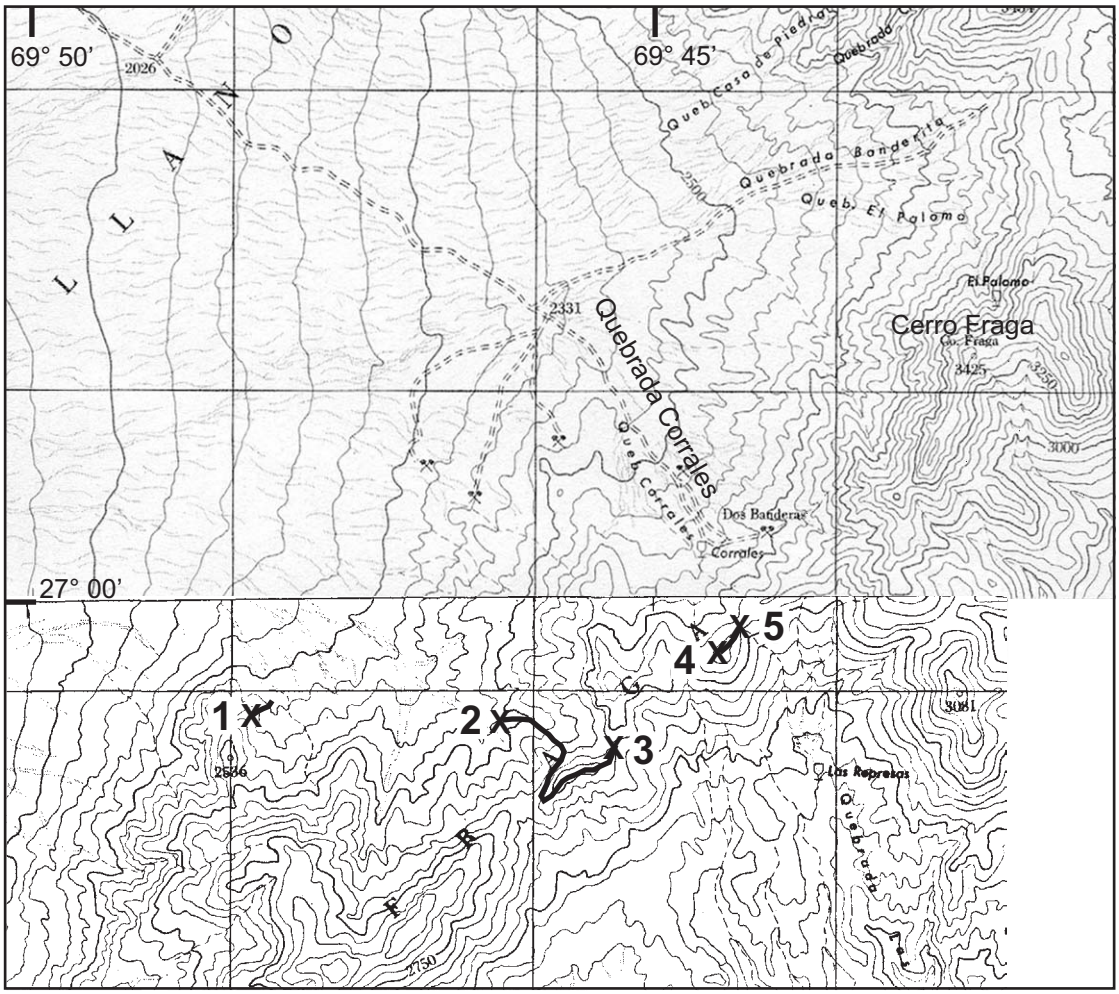


Abb. A11: Profillinien des Sierra Fraga-Profils in Ausschnitten der topographischen Karten 1:100.000: Bella Esta Flamenco und Carrera Pinto. Das Profil ist in drei Teilprofile unterteilt und verläuft durch Einheiten der Desierto-Formation (MERCADO 1978). Der untere Profil-Abschnitt I liegt in der südwestlichen Quebrada Pulpo bei Pkt. 1. Der mittlere Abschnitt II liegt in der östlichen Quebrada Pulpo, beginnt westlich von Pkt. 2 und verläuft bis Pkt. 3. In der Verlängerung der Quebrada Corrales liegt der oberste Profil-Abschnitt III. Er verläuft von Pkt. 4 - 5.

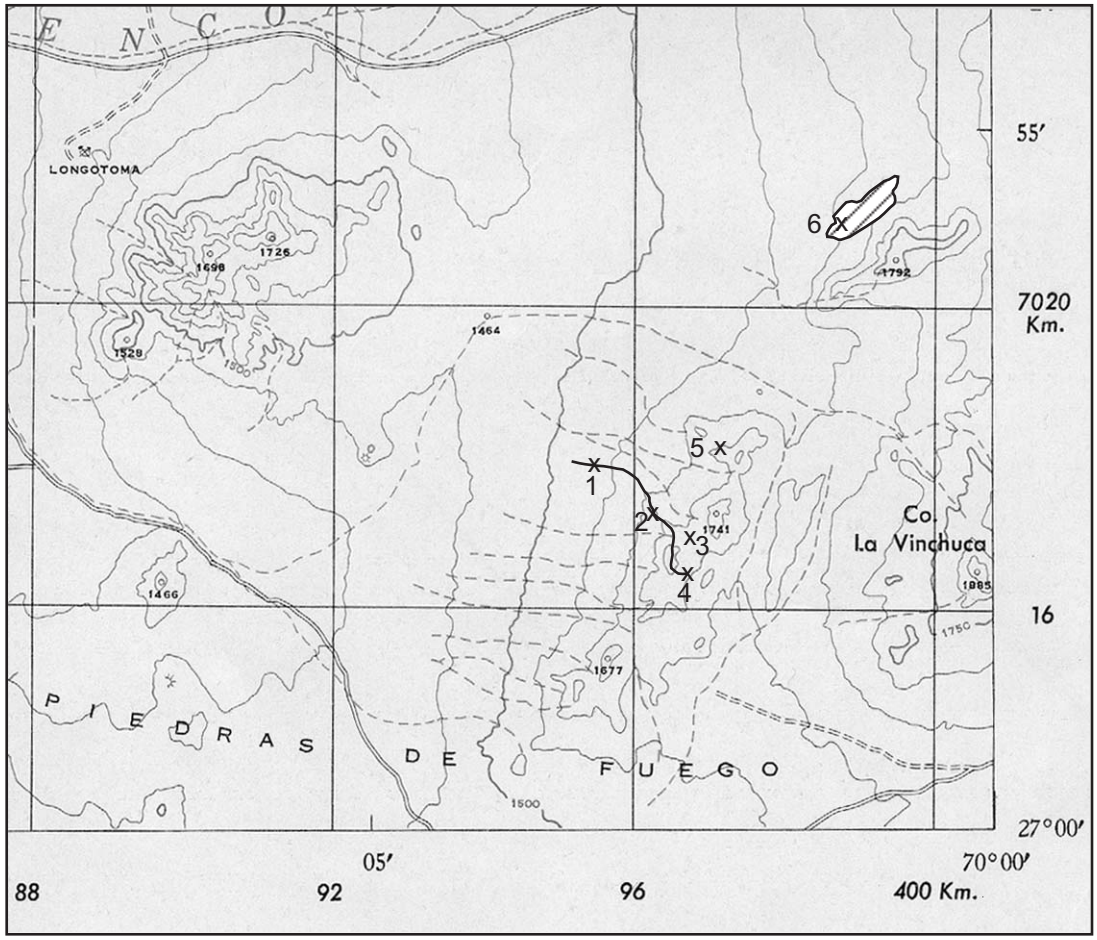


Abb. A12: Verlauf der Profillinien und Punkte des Piedras de Fuego-Profils in einem Ausschnitt der topographischen Karte Inca de Oro (1:100.000). Das südliche Profil verläuft vom Jura in die untere Kreide (Pkt. 1 - 5). Der Jura-Kreide Übergang ist bei Pkt. 1 aufgeschlossen. Das nördliche Profil verläuft über den markierten (diagonal gestreiften) Ausschnitt der unteren Kreide bei Pkt. 6.

6.4 Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1.1: Morphostrukturelle Einheiten der Zentralen Anden. 2
Abb. 1.2: Mesozoische bis rezente, magmatische Gürtel und Vulkanite an der Westküste von Südamerika. 7
Abb. 2.1: Verteilung der paläozoischen Einheiten in Nord-Chile. 10
Abb. 2.2: Terraneübersicht nach RAMOS (1988) und RAMOS et al. (1993). 13
Abb. 2.3: Terraneübersicht nach BAHLBURG & HERVÉ (1997). 13
Abb. 2.4: Verteilung der relevanten mesozoischen Aufschlüsse in Nord-Chile. 17
Abb. 2.5: Lage der vier magmatischen Bögen in den zentralen Anden zwischen 21° und 25°S. 23
Abb. 3.1: Korngrößenklassifikation pyroklastischer Ablagerungen. 26
Abb. 3.2: Ausschnitt des Arbeitsgebietes aus der geologischen Karte und Profilübersicht. 30
Abb. 3.3a: Das Cerro Yumbes-Profil (obere Trias). 32
Abb. 3.3b: Legende für alle Profile. 33
Abb. 3.4: Das Pan de Azúcar-Profil. (obere Trias) 37
Abb. 3.5: Das Cachina-Profil (obere Trias). 40
Abb. 3.6a: Das Cerro del Difunto-Profil (Abschnitt Posada, unterer Jura bis Bajocium). 48
Abb. 3.6b: Fortsetzung des Cerro del Difunto-Profils (mittlerer bis ?oberer Jura). 52
Abb. 3.6c: Fortsetzung des Cerro del Difunto-Profils (mittlerer bis ?oberer Jura). 54
Abb. 3.6d: Fortsetzung des Cerro del Difunto-Profils (mittlerer bis ?oberer Jura). 58
Abb. 3.6e: Vulkanbau im Cerro del Difunto-Profil. 59
Abb. 3.6f: Fortsetzung des Cerro del Difunto-Profils (untere Kreide). 62
Abb. 3.7a: Skizze zum Cerro Plomo-Profil (Quebrada del Bronce, unterer Jura). 74
Abb. 3.8: Lavatunnel mit konzentrischen Abkühlungsklüften im Cerro Plomo-Profil. 75
Abb. 3.7b: Das Cerro Plomo-Profil (Hauptprofil, unterer bis ?oberer Jura). 76
Abb. 3.9: “Pillow“-ähnliche Strukturen im Cerro Plomo-Profil. 78
Abb. 3.7c: Das Cerro Plomo-Profil (Ausschnittsvergrößerungen, mittlerer bis ?oberer Jura). 80
Abb. 3.10: Das Quebrada del Gritón-Profil (unterer Jura bis Bajocium). 84
Abb. 3.11: Das Las Bombas-Profil (mittlerer bis ?oberer Jura). 90
Abb. 3.12: Das Sierra Minillas-Profil (unterer Jura bis Bajocium). 94
Abb. 3.13a: Das Sierra Fraga-Profil (Quebrada Pulpo, mittlerer Jura). 102
Abb. 3.13b: Fortsetzung des Sierra Fraga-Profils (mittlerer Jura). 104
Abb. 3.14: Das südliche Piedras de Fuego-Profil (oberer Jura bis untere Kreide). 109

Abb. 3.15: Das nördliche Piedras de Fuego-Profil (untere Kreide). 111
Abb. 3.16: Die Profile Sierra de Candeleros und Quebrada La Tranquita (mittlerer bis oberer Jura). 113
Abb. 3.17: Dünnschlifffoto eines Ignimbrites aus dem Sierra Minillas-Profil. 116
Abb. 3.18-Ia+b: Kristall- und Phänokristall-Paragenesen sowie die An-Gehalte der Plagioklase (obere Trias). 117
Abb. 3.18-IIa+b: Kristall- und Phänokristall-Paragenesen sowie die An-Gehalte der Plagioklase (unterer Jura bis Bajocium). 118
Abb. 3.19: Dünnschlifffoto einer basaltisch, andesitischen Lava (Cerro del Difunto-Profil, unterer Jura bis Bajocium). 119
Abb. 3.18-IIIa+b: Kristall- und Phänokristall-Paragenesen sowie die An-Gehalte der Plagioklase (mittlerer bis ?oberer Jura). 120
Abb. 3.20: Dünnschlifffoto einer trachyandesitischen Lava (Cerro del Difunto-Profil, mittlerer bis ?oberer Jura). 121
Abb. 3.21: Dünnschlifffoto einer trachyandesitischen Lava (Cerro del Difunto-Profil, mittlerer Jura). 121
Abb. 3.22: Dünnschlifffoto einer trachytischen Lava (Cerro del Difunto-Profil, untere Kreide). 122
Abb. 3.18-IVa+b: Kristall- und Phänokristall-Paragenesen sowie die An-Gehalte der Plagioklase (untere Kreide). 123
Abb. 3.18-Va+b: Kristall- und Phänokristall-Paragenesen sowie die An-Gehalte der Plagioklase (kleinräumige, intermediäre Förderzentren). 123
Abb. 3.23: Dünnschlifffoto einer Lava aus einem kleinräumigen, intermediären Förderzentrum (Cerro del Difunto-Profil, mittlerer bis ?oberer Jura). 124
Abb. 3.24: Feldspat-Zusammensetzungen der obertriassischen bis unterkretazischen Vulkanite und Ganggesteine. 126
Abb. 3.25: Dünnschlifffoto und Zonierungsprofil eines Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 4, Probe 96-164, unterer Jura bis Bajocium, Quebrada del Gritón-Profil). 127
Abb. 3.26: Dünnschlifffoto und Zonierungsprofil eines Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 2, Probe 96-164, unterer Jura bis Bajocium, Quebrada del Gritón-Profil). 128
Abb. 3.27: Dünnschlifffoto und Zonierungsprofil eines Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 1, Probe 96-164, unterer Jura bis Bajocium, Quebrada del Gritón-Profil). 128
Abb. 3.28: Dünnschlifffoto und Zonierungsprofil eines Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 2, Probe 96-127, unterer Jura bis Bajocium, Sierra Minillas-Profil). 129
Abb. 3.29: Dünnschlifffoto und Zonierungsprofil eines Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 8, Probe 96-127, unterer Jura bis Bajocium, Sierra Minillas-Profil). 129
Abb. 3.30: Dünnschlifffoto und Zonierungsprofil eines Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 3, Probe 96-127, unterer Jura bis Bajocium, Sierra Minillas-Profil). 130

Abb. 3.31: Dünnschlifffoto und Zonierungsprofil eines Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 8, Probe 95-25, mittlerer bis ?oberer Jura, Cerro del Difunto-Profil). 131
Abb. 3.32: Dünnschlifffoto und Zonierungsprofil eines Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 3, Probe 95-25, mittlerer bis ?oberer Jura, Cerro del Difunto-Profil). 131
Abb. 3.33: Dünnschlifffoto und Feldspat-Zusammensetzungen eines Ignimbrites (Probe 96-57, mittlerer bis ?oberer Jura, Cerro del Difunto-Profil). 132
Abb. 3.34: Dünnschlifffoto und Feldspat-Zusammensetzungen einer Lava (Probe 95-45, mittlerer bis ?oberer Jura, Cerro del Difunto-Profil). 132
Abb. 3.35: Dünnschlifffoto und Zonierungsprofil eines Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 3, Probe 95-70, mittlerer bis ?oberer Jura, Cerro del Difunto-Profil). 133
Abb. 3.36: Dünnschlifffoto und Zonierungsprofil eines Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 2, Probe 95-70, mittlerer bis ?oberer Jura, Cerro del Difunto-Profil). 134
Abb. 3.37: Dünnschlifffoto und Zonierungsprofil eines Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 2, Probe 97-235, mittlerer bis ?oberer Jura, Cerro Plomo-Profil). 135
Abb. 3.38: Dünnschlifffoto und Zonierungsprofil eines Plagioklas-Phänokristalles (Fsp 3, Probe 97-235, mittlerer bis ?oberer Jura, Cerro Plomo-Profil). 135
Abb. 3.39: Darstellung von Plagioklas-Zonierungen im System Ab-An-T mit Beispielen. 138
Abb. 3.40: Klinopyroxen-Zusammensetzungen der jurassischen und unterkretazischen Vulkanite und Ganggesteine. 147
Abb. 3.41: Opx- und Cpx-Zusammensetzungen in Abhängigkeit von p und T. 149
Abb. 3.42: Al- und Ti-Substitution in Klinopyroxenen. 151
Abb. 3.43: Al- und Na-Substitution in Klinopyroxenen. 151
Abb. 3.44: Fe^{2+}/Mg^{2+}-Verhältnisse in den Klinopyroxenen versus Gesamtgestein. 153
Abb. 3.45: Mg/Mn-Gleichgewichtszusammensetzungen für Magnetit-Ilmenit-Paare. 157
Abb. 3.46: Klassifikation der Hellglimmer. 163
Abb. 3.47: Kationenbesetzung der Oktaederposition in den Chloriten. 165
Abb. 3.48: Chlorit-Zusammensetzungen und Substitutionen. 166
Abb. 3.49: Mg-Fe-Verhältnisse und Klassifikation der Chlorite. 168
Abb. 3.50: Vergleich der Fe^{2+}/Mg^{2+}-Verhältnisse der Klinopyroxenen und Chlorite. 173
Abb. 3.51: Fe^{2+}/Mg^{2+}-Verhältnisse in den Chloriten versus Gesamtgestein. 173
Abb. 3.52: Chemische Klassifizierung und Nomenklatur der Vulkanite (TAS-Diagramm). 174
Abb. 3.53: Nomenklatur der Vulkanite nach WINCHESTER & FLOYD (1977). 176
Abb. 3.54: K_2O-SiO_2-Diagramm. 177
Abb. 3.55a-c: Y-Zr-Digramme. 180
Abb. 3.56: Verteilung der Hauptelemente in Abhängigkeit vom Fraktionierungsindex Zr. 185

Abb. 3.57: Verteilung der kompatiblen Übergangselemente in Abhängigkeit vom Fraktionierungsindex Zr. 188
Abb. 3.58a+b: a) Sc - Ti/1000 und b) Sc – FeO* Diagramm. 190
Abb. 3.59: Verteilung der LILE: Sr, Rb und Ba in Abhängigkeit von Zr. 191
Abb. 3.60: Ba vs Rb Diagramm. 193
Abb. 3.61: CaO – Sr Diagramm. 195
Abb. 3.62: Verteilung der HFSE in Abhängigkeit vom Fraktionierungsindex Zr. 197
Abb. 3.63: Verteilung der REE und REE-Verhältnisse in Abhängigkeit vom Fraktionierungsindex Zr. 200
Abb. 3.64: Seltene Erden Verteilungsmuster. 202
Abb. 3.65: Entwicklung der Eu-Anomalien in Abhängigkeit vom Fraktionierungsindex Zr und der Sr-Konzentration. 204
Abb. 3.66: εNd_i - bzw. $^{143}Nd/^{144}Nd$- vs $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ -Isotopenverhältnisse. 207
Abb. 3.67: εNd_i - La/Yb Diagramm. 209
Abb. 3.68: $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ - Ba/Th Diagramm. 210
Abb. 3.69: $^{207}Pb/^{204}Pb_i$ – und $^{208}Pb/^{204}Pb_i$ – vs $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ – Isotopenverhältnisse. 211
Abb. 4.1: Vergleich der Elementgehalte mit orogenen Andesiten. 214
Abb. 4.2: Diskriminationsdiagramm für orogene und nicht orogene Klinopyroxene. 216
Abb. 4.3: εNd_t – SiO_2 Diagramm. 223
Abb. 4.4: Rb/Zr – Th/Zr Diagramm. 225
Abb. 4.5: Ba/La – La/Sm Diagramm. 227
Abb. 4.6: Modell zur Magmenevolution in der oberen Trias. 256
Abb. 4.7: Modell zur Magmenevolution im unteren Jura (Hettangium bis unteres Sinemurium). 257
Abb. 4.8: Modell zur Magmenevolution im unteren Jura bis Bajocium (Cerro del Difunto-Profil). 258
Abb. 4.9: Modell zur Magmenevolution im unteren Jura bis Bajocium (Küstenprofile). 258
Abb. 4.10: Modell zur Magmenevolution im unteren Jura bis Bajocium (Sierra Minillas-Profil). 259
Abb. 4.11: Modell zur Magmenevolution im mittleren bis ?oberen Jura (Cerro del Difunto-Profil). 260
Abb. 4.12: Modell zur Magmenevolution im mittleren bis ?oberen Jura (Cerro Plomo-Profil). 260
Abb. 4.13: Modell zur Magmenevolution in der unteren Kreide (Cerro del Difunto-Profil). 262

Abbildungen im Anhang:

Abb. A1: Luftbild und Profillinie Cerro Yumbes-Profil. 323

Abb. A2: Geologische Karte des Pan de Azúcar-Profils. 324
Abb. A3: Luftbild und Profillinie Cachina-Profil. 325
Abb. A4: Luftbild und Profillinie Cerro del Difunto-Profil. 326
Abb. A5: Luftbild und Profillinie Cerro Plomo-Profil. 327
Abb. A6: Luftbild und Profillinie Quebrada del Gritón-Profil. 328
Abb. A7: Luftbild und Profillinie Las Bombas-Profil. 329
Abb. A8: Luftbild und Profillinie Sierra Minillas-Profil. 330
Abb. A9: Luftbild und Profillinie und -punkte Mina Julia-Profil. 331
Abb. A10: Geologische Karte des Caleta el Cobre-Profils. 332
Abb. A11: Topographische Karte und Profillinie Sierra Fraga-Profil. 332
Abb. A12: Topographische Karte und Profillinie Piedras de Fuego-Profile. 333

6.5 Verzeichnis der Tabellen

Tab. 3.1: Klassifikation von pyroklastischer, hydroklastischer und epiklastischer Ablagerungen. 27
Tab. 3.2: Vergleich der Vulkanit-Zusammensetzungen aus der oberen Trias und der unteren Kreide mit dem “Adakit-Sieb“. 178
Tab. 3.4: Variation der $^{87}Sr/^{86}Sr_i$- und εNd_i-Isotopenverhältnisse. 206
Tab. 3.5: Variation der Pb_i-Isotopenverhältnisse. 210

Tabellen im Anhang:

Tab. 6.1a: Messbedingungen der Elektronenstrahlmikrosonde für Feldspäte. 278
Tab. 6.1b: Messbedingungen der Elektronenstrahlmikrosonde für Pyroxene. 278
Tab. 6.1c: Messbedingungen der Elektronenstrahlmikrosonde für Glimmer. 279
Tab. 6.1d: Messbedingungen der Elektronenstrahlmikrosonde für sonstige Mineralphasen. 279
Tab. 6.2: Nachweisgrenzen und Standardabweichung der Isotope bei der Massenspektrometrie. 282
Tab. A1: Feldspat-Zusammensetzungen. 284
Tab. A2: Klinopyroxen-Zusammensetzungen. 292
Tab. A3: Spinell-Zusammensetzungen. 303
Tab. A4: Ilmenit-Zusammensetzungen. 306
Tab. A5: Epidot-Zusammensetzungen. 307
Tab. A6: Glimmer-Zusammensetzungen. 308
Tab. A7: Chlorit-Zusammensetzungen. 310
Tab. A8: Gesamtgesteinsgeochemie. 318