UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

UNIVERSIDAD DE GRANADA
FACULTAD DE CIENCIAS

Metamorfismo e Evolução Tectônica do Cinturão Pareado Permo-Carbonífero na Região de Pichilemu, Cordilheira da Costa do Chile Central

Metamorfismo y Evolución Tectónica del Cinturón Pareado Permo-Carbonífero en la Región de Pichilemu, Cordillera de la Costa de Chile Central

Thaís Nogueira Hyppolito Meira

Orientadores:
Prof. Dr. Caetano Juliani
Prof. Dr. Antonio García Casco

TESE DE DOUTORAMENTO/TESIS DOCTORAL
Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica
Programa de Doctorado Ciencias de la Tierra

SÃO PAULO/GRANADA
2014

HYPPOLITO, T., 2014. Metamorfismo e Evolução Tectônica do Cinturão Pareado Permo-Carbonífero na Região de Pichilemu, Cordilheira da Costa do Chile Central. 214 p. Tese de Doutoramento – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tesis Doctoral – Facultad de Ciencias – Universidad de Granada, Granada.

Esta Tese de Doutorado foi realizada no Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e no Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade de Granada, no âmbito do convênio de coorientação assinado por ambas as universidades.

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el Programa de Posgrado en Geoquímica y Geotectónica del Instituto de Geociências de la Universidad de São Paulo y en el Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada en el marco de un convenio de codirección firmado por ambas universidades.

RESUMO

O embasamento metamórfico do Chile central constitui um paleo-prisma de acresção que se desenvolveu entre o Paleozoico Superior e o Triássico, quando da subducção de crosta oceânica sob a margem sudoeste do Gondwana. A região de Pichilemu (34° S) é conhecida por exposições relativamente bem preservadas de distintos setores da cunha acrescionária. As rochas derivadas de zonas profundas do paleo-prisma de acresção preservam condições metamórficas de baixa razão dT/dP, relacionadas à transferência de material à base da cunha durante contínua atividade de subducção. Já as rochas de origem mais rasa raramente revelam as condições metamórficas relacionadas à fase acrescionária, mas registram, por sua vez, a intensa atividade magmática do arco associado, *i.e.*, alta razão dT/dP, responsável pela formação de auréolas de contato. A primeira delas constitui a Série Ocidental, ou série *High-Pressure/Low-Temperature* (HP/LT), e é formada por metabasitos e rochas metassedimentares; enquanto que a série adjacente, de mais baixa pressão e alta temperatura (LP/HT), e essencialmente sedimentar, denomina-se Série Oriental. Juntamente, essas séries definem um cinturão metamórfico pareado.

Esta tese inclui temas variados, os quais têm em comum o estudo petrológico e tectônico das rochas constituintes do paleo-prisma de acresção do Chile central. A partir da combinação de evidências geológicas e petrológicas de distintas porções do prisma foi possível abordar temporalmente a evolução da Proto-margem Andina na região do Chile central. Nesse sentido, estudos geoquímicos de elementos traços e razões isotópicas nos sistemas Sm−Nd e Rb−Sr em xistos verdes, xistos azuis e anfibolitos da série HP/LT revelam características de basaltos tipo N-MORB−E-MORB−OIB para os protolitos constituintes da bacia oceânica, gerados em ambiente de interação dorsal-pluma mantélica. A bacia oceânica subductada sob a margem sudoeste do Gondwana caracterizava-se pela presença de cadeias de *seamounts* e possivelmente *plateaus* oceânicos. O padrão regional da heterogeneidade geoquímica ao longo do embasamento do Chile é compatível com a atividade de pluma durante o desenvolvimento da bacia oceânica, o que em termos de evolução geotectônica sugere envolvimento de pluma mantélica na separação do controverso terreno Chilenia (e Cuyania?) do supercontinente Laurentia no Paleozoico Inferior.

Idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtidas em fengita e anfibólio de granada-mica xistos e anfibolitos, combinadas com informações químico-texturais de mapas de raios X, e trajetórias P–T obtidas por termobarometria de multi-equilíbrios e pseudosseções, revelam vestígios do início da atividade de subducção, e de resfriamento em profundidade no canal de subducção relacionado (*near-isobaric cooling*). Idades de resfriamento indicam que o fluxo forçado de material no canal se iniciou em ~ 320 Ma, quando granada-mica xistos ascenderam de aproximadamente 40 km ao longo da interface de subducção, a taxas de ca. 2 mm yr^{-1}, misturando-se tectonicamente a rochas máficas acrescidas a

profundidades um pouco mais rasas (~ 30 km). Os resultados obtidos indicam que a justaposição tectônica resultou na formação de uma unidade não caótica formada por litotipos heterogêneos (matriz sedimentar menos resistente e rocha máfica). Uma vez incorporada no prisma acrescionário em ~ 308 Ma, a unidade tectônica passou à dinâmica mais lenta de exumação (0,20−0,50 mm yr^{-1}) dominada por erosão. Essas observações estão de acordo com evidencias recentes descritas em outros terrenos de rochas de alta pressão, nos quais parece haver formação local de mistura tectônica espacialmente restrita.

Estudos termobarométricos por diagramas de fases e pseudosseções, combinados com evidências de campo, micro-estruturas em porfiroblastos de biotita, estaurolita e andalusita, permitiram caracterizar o metamorfismo de contato (Série Oriental) na auréola de Pichilemu como sendo intercinemático, o qual se desenvolveu entre a foliação S_1 relacionada à acresção frontal e a foliação S_2, associada à transferência de material na base do prisma. A proximidade temporal entre a transposição da foliação S_1 pela foliação penetrativa S_2 e a entrada de *seamounts* na zona de subducção (parte dos quais se transformaram em xistos azuis em ~ 300 Ma) indica que processos episódicos foram responsáveis por afetar as zonas mais rasas (< 15 km) e "estacionárias" do prisma acrescionário, convertendo-as em zonas tectonicamente ativas durante os primeiros estágios de descompressão e resfriamento, após a formação da auréola de contato.

A análise textural, em diagramas de fases, de química de anfibólios de xistos azuis e xistos verdes da região de Pichilemu permitiu identificar que esses litotipos se formaram em condições transicionais entre as fácies xisto verde e xisto azul (~ 7,0−8,0 kbar e ca. 400° C), corroborando a existência de uma zona preferencial de acresção na base do prisma, *i.e.,* zona de acresção basal. Por outro lado, os resultados obtidos indicam que xistos azuis e xistos verdes relacionadas na escala de afloramento são isofaciais, tendo a composição química do protolitos exercido forte controle na formação das assembleias características de xistos azuis e xistos verdes nessas condições de pressão e temperatura. De modo geral (complexo N-MORB–E-MORB–OIB) nota-se o papel do controle composicional, sendo as composições OIB mais favoráveis à formação de xistos azuis. Idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ de *resetting* em mica branca de rochas metassedimentares, xistos verdes e xistos azuis, juntamente com evidências químico-texturais, indicam *overprint* termal Permiano (~ 270 Ma) e Triássico (~ 220 Ma) nas rochas da Série Ocidental na região de Pichilemu.

RESUMEN

El basamento metamórfico de Chile central constituye un paleo-prisma de acreción desarrollado entre el Paleozoico Superior y el Triásico durante la subducción de corteza oceánica bajo el margen suroeste de Gondwana. La región de Pichilemu (34° S) es conocida por sus exposiciones rocosas relativamente bien preservadas, derivadas de distintas zonas de la cuña acrecionaria. Las zonas profundas preservan las condiciones metamórficas de baja razón dT/dP, asociadas a la transferencia de material a la base de la cuña durante continua actividad de subducción. Las zonas someras raramente demuestran las condiciones metamórficas acrecionarias, sin embargo, registran la intensa actividad magmática del arco asociado, *i.e.,* alta razón dT/dP, responsable por la generación de aureolas de contacto. La primera de ellas constituye la Serie Occidental, o serie *High-Pressure/Low-Temperature* (HP/LT), formada por metabasitas y rocas metasedimentarias, mientras la serie adyacente, de más baja presión y alta temperatura (LP/HT), y esencialmente sedimentaria, se denomina Serie Oriental. Juntamente, las dos series definen un cinturón metamórfico pareado.

Esta tesis incluye distintos temas, los cuales tienen en común el estudio petrológico y tectónico de las rocas formadoras del paleo-prisma de acreción de Chile central. De la combinación de evidencias geológicas y petrológicas de diversos sectores del paleo-prisma ha sido posible establecer una evolución temporal del Protomargen Andino en la región de Chile central. En este sentido, estudios geoquímicos de elementos traza y composiciones isotópicas en los sistemas Sm−Nd y Rb−Sr en rocas máficas (esquistos verdes, esquistos azules y anfibolitas) de la Serie Occidental revelan características de basaltos tipo N-MORB−E-MORB−OIB para los protolitos de la cuenca oceánica, generados en ambiente de interacción dorsal-pluma mantélica. La cuenca oceánica subducida bajo el margen de Gondwana se caracterizaba por la presencia de cadenas de *seamounts* y posiblemente *plateaus* oceánicos. El patrón regional de la heterogeneidad geoquímica a lo largo del basamento de Chile central es compatible con la actividad de pluma durante el desarrollo de la cuenca oceánica; lo que en términos de la evolución geotectónica sugiere la implicación de pluma mantélica en la separación del debatible terreno Chilenia (y Cuyania?) del supercontinente Laurentia durante el Paleozoico Inferior.

Edades $^{40}Ar/^{39}Ar$ en fengita y anfíboles de esquistos con granate y anfibolitas, combinados con análisis químico (s) y textural (es) por mapas de rayos X, sumado a análisis petrológico (s) por termobarometría de multiequilibrios y pseudosecciones, han permitido deducir las condiciones metamórficas (trayectorias P−T−t−d) desde el inicio de la subducción y del enfriamiento en profundidad (*near-isobaric cooling*) en el canal de subducción asociado. Las trayectorias P−T−t−d indican que el flujo forzado de material en el canal se ha iniciado el ~ 320 Ma, cuando esquistos con

granate ascendieron desde ~ 40 km de profundidad en la interfaz de subducción, a tasas de exhumación de 2 mm yr^{-1}, mezclándose tectónicamente con rocas máficas algo más someras a ca. 30 km. Los resultados obtenidos indican que la yuxtaposición tectónica ha resultado en la formación de una unidad heterogénea (matriz sedimentaria "débil" y rocas máficas) y no caótica. Una vez incorporadas en la cuña acrecionaria en crecimiento a los ~308 Ma, la unidad siguió en proceso de exhumación bajo régimen erosivo caracterizado por tasas de exhumación de ~ 0.20−0.50 mm yr^{-1}. Tales observaciones están de acuerdo con evidencias recientemente descritas en otros terrenos de alta presión, en los cuales las zonas de mezcla tectonica parecen ocurrir localmente, siendo además espacialmente reducidas.

Estudios termobarométricos por diagramas de fases y pseudosecciones, combinados con evidencias de campo, microestructuras en porfidoblastos de biotita, estaurolita y andalusita, y datos geocronológicos disponibles en la literatura, han permitido caracterizar el metamorfismo de contacto (Serie Oriental) en la aureola de Pichilemu como intercinemático, habiendo ocurrido entre la foliación S_1, asociada a la acreción frontal, y la foliación S_2, relacionada a la transferencia de material en la base del prisma. La proximidad temporal entre el desarrollo de la foliación S_2 y la entrada de *seamounts* en la zona de subducción (parte de los cuales se han transformado en esquistos azules a los ~ 300 Ma) indica que procesos episódicos han sido responsables por afectar las zonas más someras e estables del prisma de acreción, convirtiéndolas en zonas tectónicamente activas.

El análisis textural, los diagramas de fase y la química de anfíboles de esquistos azules y esquistos verdes de la región de Pichilemu han permitido identificar que estos litotipos se han formado en condiciones transicionales entre las facies esquisto verde y esquisto azul (~ 7,0−8,0 kbar e ca. 400 °C) corroborando la existencia de una zona preferencial de acreción en la base del prisma, *i.e.,* zona de acreción basal. Por otra parte, los resultados que se presentan indican que los esquistos azules y verdes asociados a escala de afloramiento son isofaciales, habiendo la composición química de los protolitos ejercido fuerte control en la formación de asambleas minerales características de esquistos azules y verdes en las condiciones de presión y temperatura estudiadas. De manera general (complejo N-MORB−E-MORB−OIB), notase el papel del control composicional, y se ha observado que las composiciones OIB son más favorables para la formación de esquistos azules. Edades $^{40}Ar/^{39}Ar$ de reseteo en mica blanca de rocas metasedimentarias, esquistos verdes y esquistos azules, juntamente con evidencias químico-texturales, muestran *overprint* térmico de edad Pérmica (~ 270 Ma) y Triásica (~ 220 Ma) en las rocas de la Serie Occidental.

ABSTRACT

The metamorphic basement at central Chile comprises a fossil accretionary system formed by early Carboniferous to late Triassic subduction of an oceanic basin beneath the rear of the southwestern Gondwana margin. The Pichilemu region (34° S) embraces most potential outcrops of distinct sectors of the paleo-accretionary prism. Rocks derived from deeper zones of the wedge record subduction-related metamorphic conditions (low dT/dP ratios) revealing accretion at the base of the wedge during continuous subduction. On other hand, the shallower rocks barely preserve the accretion-related metamorphic conditions; instead they show textural and mineralogical evidences of the conspicuous arc magmatic activity, *i.e.,* high dT/dP ratio, which triggered the formation of contact aureoles at the metamorphic basement. The former includes the Western Series, or High-Pressure/Low-Temperature series (HP/LT), composed of metabasites and metasedimentary rocks; whereas the later is formed predominantly by metasedimentary rocks of lower P and high T (LP/HT) and is called Eastern Series. Together, both series define a paired metamorphic belt.

This thesis includes diverse themes that converge into the petrological and tectonic studies of rocks forming the paleo-accretionary prism of central Chile. Combining geological and petrological evidences from distinct portions of the prism provided the opportunity of approaching temporally the evolution of the Andean Protomargin in the central Chile. In this sense, geochemical and isotopic studies based on trace elements and Sm−Nd and Rb−Sr systems revealed that the protoliths of greenschists, blueschists and amphibolites of HP/LT series have N-MORB−E-MORB−OIB characteristics, generated in a plume-ridge setting. Seamounts and possibly oceanic plateaus were present in the oceanic basin subducted beneath the southwestern margin of Gondwana. The regional pattern of geochemical heterogeneity along the Chilean basement is compatible with plume activity during the development of the oceanic basin. In terms of tectonic evolution, this pattern suggests the involvement of a plume in the break up of the controversial Chilenia Terrane (and Cuyania?) from the Laurentia supercontinent in the lower Paleozoic.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ ages obtained in phengite and amphibole from garnet-mica schists and amphibolites, combined with chemical and textural data from X-ray compositional maps and P−T metamorphic paths achieved by multi-equilibrium thermobarometry and pseudosections, reveal vestiges of the onset of subduction and stages of near-isobaric cooling in depths related to the subduction channel. Cooling ages indicate that the forced return flow began at ~ 320 Ma. After the onset of forced return flow, the garnet-mica schists were exhumed from circa 40 km along the subduction interface at rates of circa 2 mm yr^{-1} and were mingled tectonically with mafic rocks accreted at shallower levels (~ 30 km). These results indicate that the tectonic juxtaposition formed

a non-chaotic unit, composed of heterogeneous lithotypes (weak sediment matrix and mafic rocks). Once incorporated into the accretionary prism at ~ 308 Ma, this tectonic unit entered in a slower erosion-dominated exhumation dynamic (0.20–0.50 mm yr^{-1}). These observations are in agreement with recent evidences described in other high-pressure terranes, where the formation of local tectonic mixing is spatially restrict.

Thermobarometric studies based on phase diagrams and pseudosections, combined with field evidences and microstructures in biotite, staurolite and andalusite porphyroblasts, allowed to characterize the contact metamorphism (Eastern Series) at Pichilemu aureole as being inter-kinematic between the frontal accretion-related S_1 foliation and the S_2 foliation, associated with material flow from the base of the prism. The temporal proximity between the transposition of S_1 foliation by the S_2 penetrative foliation and the entry of seamounts in the subduction zone indicate that an external and episodic dynamic was responsible for deforming the shallower (< 15 km) and "stationary" zones of the accretionary prism during the first stages of decompression and cooling after the formation of the contact aureole.

Textural analysis, phase diagrams evaluation and chemistry of amphiboles from blueschists and greenschists of Pichilemu region indicate that these lithotypes were formed under transitional conditions between blueschist and greenschist facies (~ 7.0–8.0 kbar and ca. 400° C). These results corroborate with the existence of a preferential site of accretion in the base of the prism, *i.e.*, basal accretion zone. Furthermore, the formation of cofacial blueschists and greenschists in small scale (outcrop) are strongly controlled by protolith compositions. In general (N-MORB–E-MORB–OIB composite), the OIB compositions are more favored to form blueschists. Resetting $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages in white mica from metasedimentary rocks, greenschists and blueschists, and textural and chemical evidences indicate Permian (~270 Ma) and Triassic (~ 220 Ma) thermal overprint in the rocks of Western Series at the Pichilemu region.

Sumário

Capítulo 1: Introdução 1

1.1. Apresentação da Tese: Os Temas, A Estrutura e Os Métodos 1

1.1.1. Como está organizada esta tese? 2

1.1.2. Justificativas para a Pesquisa e Objetivos 3

1.1.3. Os métodos utilizados 5

1.2. Contextualização dos Temas Abordados 17

1.2.1. Margens Convergentes: Zonas de Subducção, Cinturões Pareados, Prismas Acrescionários, e Mecanismos de Exumação 17

1.2.2. Alguns Conceitos Termodinâmicos, Condições de Equilíbrio em Sistemas Heterogêneos, Regra das Fases, e a Superfície G−X 28

1.2.3. Diagramas de fases 33

1.3. Familiarizando-se com a área de estudo: os arredores de Pichilemu 34

Capítulo 2: O Complexo Acrescionário do Chile Central 36

Capítulo 3: Caracterização da Bacia Oceânica Paleozoica no Chile Central e Implicações para a Origem do Terreno Chilenia 41

3.1. Introduction 42

3.2. Geologic and Geodynamic Settings 44

3.2.1. Passive and active margin-related basins at the rear of Chilenia and their metamorphic-magmatic imprint 44

3.2.2. The Western Series 46

3.3. The studied area 47

3.3.1. The Metavolcanosedimentary Sequence of Infiernillo 47

3.3.2. Punta Lobos 49

3.3.3. Cahuil and Nilahue 51

3.3.4. Punta Sirena 51

3.3.5. Tectonic Structures 51

3.4. Analytical Methods 53

3.5. Textures and Mineral Assemblages 54

3.5.1. Blueschists 54

3.5.2. Greenschists 54

3.5.3. Amphibolites 55

3.6. Geochemistry 56

3.6.1. Chemical Variations and Protolith Classification 56

3.6.2. Trace Elements and Tectonic Setting 58

3.6.3. Rare Earth Elements 61

3.6.4. Neodymium and Strontium Isotopic Compositions 62

3.7. Discussion 64

3.7.1. Geochemical Heterogeneities and Tectonic Setting 64
3.7.2. Extent of the Seafloor at the rear of Chilenia 66
3.7.3. Paleotectonic Reconstruction 67
3.8. Concluding remarks 70
Capítulo 4: O Início da Subducção na Margem Oeste do Terreno Chilenia 71
4.1. Introduction 72
4.2. Geological Setting 75
4.2.1. The Punta Sirena locality 76
4.3. Analytical Techniques 78
4.4. Mineral Assemblages, Textures and Mineral Composition 79
4.4.1. Garnet-mica schist 79
4.4.2. Amphibolite 85
4.5. P–T Conditions 90
4.5.1. Inverse Modeling Thermobarometry 90
4.5.2. Modeling mineral assemblages and P–T evolution 91
4.6. Ar–Ar ages 95
4.7. Discussion 96
4.7.1. Overprint textures as a record of the P–T history 96
4.7.2. P–T–t paths and the thermal evolution of the subduction zone 99
4.7.3. Tectonic implications and the scenario of the onset of subduction 105
4.8. Conclusions 107
Capítulo 5: O Metamorfismo de Contato como Marcador Temporal da Mudança do Estilo de Deformação no Prisma Acrescionário do Chile Central: Trajetórias P–T–d e Caracterização Micro-Estrutural das Rochas Formadas na Zona Externa da Auréola de Contato de Pichilemu 109
5.1. Introduction 110
5.2. Geological Setting 112
5.2.1. The Late Paleozoic Chilean Coastal Cordillera and the Pichilemu contact aureole 112
5.2.2. Mineral zones, mineral assemblages, and porphyroblasts relations at the Eastern Series 115
5.2.3. Previous PT estimates 117
5.2.4. Structural features, modes of growth and geodynamic model for wedge evolution 118
5.3. Lithology and field relations at the Pichilemu region 119
5.3.1. Greenschist and Transitional Amphibolite Facies Zones (Chorrillos area) 119
5.3.2. Amphibolite Facies Zone (Tanumé area) 120
5.4. Analytical Techniques 120
5.5. Bulk composition of metasediments forming the outer aureole at the Pichilemu region 123
5.6 Textural relations and Mineral Chemistry 124

5.6.1. Biotite Zone 124
5.6.2. Garnet-Oligoclase Zone 126
5.6.3. Staurolite-Andalusite Zone 126
5.7. Thermodynamic Modeling 131
5.7.1. Pseudosections in the MnNCKFMASHT system 131
5.8. Discussion 136
5.8.1. The textural record and P−T−t−d paths 136
5.8.2. The tectonic evolution of the paleo-accretionary prism 139
5.9. Conclusions 142

Capítulo 6: O Papel da Composição dos Protolitos Máficos na Formação de Xistos Azuis e Xistos Verdes: O Caso das Rochas Metamáficas de Pichilemu 144

6.1. Alterações pós-magmáticas de fundo oceânico 144
6.2. As relações de contato entre os diferentes litotipos nos terrenos de alta pressão 147
6.3. Xistos azuis e xistos verdes da região de Pichilemu 149
6.3.1. Microestruturas, assembleias minerais e composição mineral (anfibólio, clorita, epidoto, feldspato, titanita) 152
6.3.2. Análise gráfica em diagramas de fases; variação composicional dos protolitos e anfibólios; e balanço de massa 161
6.3.3. Pseudosseções nos sistema NCFMASHTO 167
6.4. Discussão 171

Capítulo 7: Evolução P-T-t-d de Xistos Verdes de Alta Pressão e Evidências de Imprint Termal na Série Ocidental 175

7.1. Assembleias minerais e características químicas M2 177
7.2. Cálculos termobarométricos: Pseudosseções no sistema NCFMASHTO 178
7.3. Idades Ar−Ar 181
7.4. Discussão 182

Capítulo 8: Integração dos Resultados e Considerações Finais 188

Capítulo 8: Integración de los Resultados y Consideraciones Finales 194

Chapter 8: Integration of the Results and Final Remarks 199

Referências 204

Resumo i

Resumen iii

Abstract v

ANEXOS

ANEXO I vii

Lista de abreviações de grupos de minerais e membros finais utilizados.

ANEXO II.....viii

Table 3.1**:** *Geographic coordinates of the analyzed metavolcanic rocks from the Pichilemu region, central Chile. Sample classification and a summary of geochemical signatures are also presented.*

Table 3.2**:** *Major (wt.%) and trace (ppm) elements and isotope ratios of metavolcanic samples from the Pichilemu region. See Table 1 for sample location and classification.*

ANEXO III.....ix

Table 4.1*: Representative analyses of garnet, white mica, chlorite, plagioclase and epidote from garnet-mica schist samples.*

Table 4.2*: Representative analyses of amphibole, white mica, chlorite, plagioclase and epidote from amphibolite samples.*

Table 4.3*: Major (wt.%) element compositions of garnet-mica schist and amphibolite samples used for pseudosection calculations.*

Table 4.4*: Thermobarometric results calculated with THERMOCALC (inverse modeling).*

Table 4.5*: Representative geochronological and PT data from central and south-central Chile used for the construction of T–t and P–t diagrams of Figure 14.4.*

Supplementary material*: Chemical analyses of minerals from garnet-mica schist and amphibolite samples.*

ANEXO IV.....x

Table 5.2*: Mineral compositions of samples from the Chorrillos (biotite and garnet-oligoclase zone) and Tanumé (staurolite-andalusite zone) areas.*

Table 5.3*: Whole-rock composition of samples from the outer zones of the Pichilemu aureole.*

ANEXO V.....xi

Tabela 6.1*: Dados selecionados de química mineral de xistos azuis e xistos verdes de Infiernillo, Punta Lobos, Cahuil e Nilahue.*

Tabela 6.2*: Composições (wt.%) de elementos maiores de xistos azuis e xistos verdes de Pichilemu.*

Tabela 6.3*: Composições (wt.%) de elementos maiores de espilitos plotados nos diagramas ternários em conjunto com as amostras de Pichilemu.*

Tabela 6.4*: Composições (wt.%) de rocha-total utilizadas para o cálculo de pseudosseções, normalizadas a 100%.*

ANEXO VI.....xii

Tabela 7.1*: Dados selecionados de química de anfibólio de xistos verdes de Punta Lobos e Nilahue.*

Tabela 7.2*: Composições (wt.%) de rocha-total utilizadas para o cálculo de pseudosseções, normalizadas a 100%.*

ANEXO VII.....xiii

Resultados de análises $^{40}Ar/^{39}Ar$ por step heating referentes aos capítulos 4 e 7.

Capítulo 1: Introdução

1.1. Apresentação da Tese: Os Temas, A Estrutura e Os Métodos

Entre as latitudes 32° S e 54° S o embasamento metamórfico do Chile é parte de uma extensa cadeia ao longo da região costeira, denominada Cordilheira da Costa do Chile, que inclui complexos de subducção de idades paleozoicas a mesozoicas, progressivamente mais jovens em direção ao sul (Ernst, 1975; Kato, 1985; Hervé, 1988; Hervé & Fanning, 2003; Duhart *et al*., 2001; Glodny *et al*., 2005; Willner, 2005; Willner *et al*., 2001, 2004, 2005, 2009a, 2012; Hervé *et al*., 2007, 2008). No Chile central, o "embasamento metamórfico", constitui um paleo-prisma de acresção que se desenvolveu inicialmente no Paleozoico Superior, como resultado da subducção de crosta oceânica sob a margem sudoeste do Gondwana. O embasamento cristalino paleozoico é formado por duas séries metamórficas adjacentes e pelo Batólito Costeiro (*e.g.,* Aguirre *et al*., 1972). Juntas, as séries definem um cinturão metamórfico pareado: a Série Ocidental, de alta pressão e baixa temperatura (*High* P/*Low* T), e a Série Oriental, de baixa pressão e alta temperatura (*Low* P/*High* T). As rochas da Série Ocidental registram condições metamórficas associadas à acresção de material oceânico e sedimentar nas partes profundas do prisma acrescionário, na qual são encontrados litotipos característicos de zonas de subducção, como xistos azuis e xistos verdes de alta pressão. A Série Oriental é formada essencialmente por rochas metassedimentares acrescidas aos níveis mais rasos do paleo-prisma, as quais revelam ainda características metamórficas associadas à intrusão de plútons graníticos e granodioríticos do arco magmático paleozoico contemporâneo à subducção.

A presente tese de doutorado teve como objeto de estudo geológico o Complexo Acrescionário da Cordilheira da Costa no Chile central (latitude 34° S), que se encontra relativamente bem preservado nos arredores da região de Pichilemu. O enfoque foi dado na evolução metamórfica e tectônica do paleo-prisma de acresção que hospeda cinturões metamórficos desenvolvidos contemporaneamente, mas de contrastadas características metamórficas (baixa e alta razões dT/dP) e deformacionais (porções profundas e rasas da cunha acrescionária). Os resultados apresentados estão fundamentados no estudo petrológico das rochas metamórficas e na interpretação de seus registros texturais, que conjuntamente, revelam evidências de distintos estágios evolutivos da margem convergente proto-Andina.

Esta tese foi orientada pelo Prof. Caetano Juliani (Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo), e pelo Prof. Antonio García Casco (*Departamento de Mineralogía y Petrología – Facultad de Ciencias, Universidad de Granada*), em caráter de tese co-tutelada, tendo sido desenvolvidas em ambas as universidades as atividades de pesquisa relacionadas.

A tese é organizada por temas, apresentados de maneira a seguir cronologicamente a evolução da Proto-margem Andina no Chile central.

1.1.1. Como está organizada esta tese?

Em continuidade no capítulo introdutório, se apresentam os métodos utilizados na execução desta tese e suas aplicações, bem como sínteses bibliográficas, que incluem os principais temas abordados, e sobre os quais se fundamentam os estudos realizados. Entre eles, estão aqueles relacionados às zonas de subducção (*e.g.,* prismas acrescionários, cinturões pareados), e os específicos de estudos petrológicos (*e.g.,* equilíbrio de fases em sistemas heterogêneos, análise gráfica em diagramas de fases). Ao final deste capítulo, indica-se o acesso à área de estudo e as localidades estudadas nos arredores da região de Pichilemu.

O Capítulo 2 inclui uma breve exposição sobre a evolução do conhecimento do embasamento paleozoico no Chile central, tema este, retomado, mas com enfoques distintos, nos capítulos 3 a 7.

Do Capítulo 3 ao Capítulo 7 os resultados estão expostos cronologica- e tematicamente:

i) Etapa pré-subducção → Capítulo 3

ii) Início da subducção → Capítulo 4

iii) Etapa madura da zona de subducção → Capítulos 5 a 7

Dessa maneira apresentam-se (i) as características geoquímicas e o ambiente tectônico da bacia oceânica subductada sob a margem ocidental do Gondwana, e as implicações para a origem do terreno exótico "Chilenia"; (ii) trajetórias P−T−t−d de anfibolitos e granada-mica xistos formados no início da subducção; (iii-a) trajetórias P−T−t−d das rochas que ocupavam as zonas mais rasas do prisma de acresção, afetadas por metamorfismo de contato contemporâneo ao desenvolvimento do prisma acrescionário; (iii-b) o papel da composição dos protolitos máficos na formação dos xistos azuis e xistos verdes cofaciais na região de Pichilemu; e (iii-c) evidências de sobreposição termal nos xistos verdes da região de Pichilemu e as implicações para o atual estado de conhecimento do paleo-prisma de acresção.

Os resultados dos itens (i), (ii) e (iii-a) estão expostos em língua inglesa, organizados sob a forma de artigos científicos, dentre os quais, o artigo (i) encontra-se publicado no periódico *International Geology Review* (Hyppolito *et al*., 2014); o artigo (ii) encontra-se aceito para publicação no periódico *Lithos* (Hyppolito *et al*., *in press*); e o artigo (iii) foi recentemente submetido ao periódico (Hyppolito *et al*., *submitted*). Por outro lado, os resultados

dos itens iii-b e iii-c estão em língua portuguesa e organizados em forma de artigos científicos, devendo ser posteriormente submetidos a periódicos.

Finalmente, no Capítulo 8 apresentam-se as considerações finais com base na integração dos resultados dos capítulos 3 a 7, expostas em idiomas português, espanhol e inglês. No **Anexo I** encontram-se disponíveis as abreviações dos nomes dos minerais utilizados neste trabalho, as quais em maior parte seguiram a lista de abreviações de Whitney & Evans (2010). Os **Anexos II** a **VI** incluem os dados geoquímicos e de química de minerais apresentados nos capítulos 3 a 7. No **Anexo VII** estão disponíveis os resultados de análises $^{40}Ar/^{39}Ar$ por *step heating* apresentados nos capítulos 4 e 7.

1.1.2. Justificativas para a Pesquisa e Objetivos

A relevância atribuída ao estudo de rochas metamorfisadas em condições de alta razão dP/dT (*High Pressure/Low Temperature* – HP/LT) deve-se à sua formação em zonas de subducção: cinturões metamórficos constituídos por fragmentos de litosfera oceânica subductada a profundidades mantélicas e exumadas ao longo de um canal de subducção e/ou de porções profundas da cunha acrescionária constituem vestígios únicos para acessar processos geológicos, como acresção, deformação, metamorfismo, e exumação. Particularmente, os xistos azuis e litotipos associados definem antigas zonas de suturas, *i.e.*, zonas de subducção antigas caracterizadas por alta razão dP/dT (baixo gradiente geotérmico < 15 °C/km), e revelam evidências fundamentais para a reconstrução de placas tectônicas (*e.g.*, Ernst, 1972; Ernst, 1984). A combinação de estudos petrológicos, metamórficos, geoquímicos, geocronológicos e estruturais é necessária para o entendimento dos processos que ocorrem em zonas profundas da interface de subducção, bem como daqueles relacionados à conformação dos complexos acrescionários (*e.g.*, Ernst, 1975; 1988; 2006; Agard *et al*., 2009). Nesse contexto, a realização de estudos geoquímicos em metabasitos de alta pressão permite tanto reconstruir o paleo-ambiente onde foram gerados seus protolitos, contribuindo com a caracterização da bacia oceânica subductada e da protomargem associada, quanto identificar heterogeneidades geoquímicas entre os fragmentos de crosta oceânica submetidos a misturas tectônicas na interface de subducção ou via *underplating* na base do prisma acrescionário (*e.g.*, Baziotiz & Mposkos, 2011; Angiboust *et al*., 2013; Hyppolito *et al*., 2014). A escassez de estudos geoquímicos em metabasitos do Complexo Acrescionário do Chile justificou essa etapa da investigação (i).

Os complexos acrescionários e seus canais de subducção consistem, desde o início da subducção, num sistema em constante evolução, controlado por progressiva modificação termal, petrológica, reológica e estrutural (Gerya *et al*., 2002), e susceptível à influência de processos

geodinâmicos episódicos (*e.g.,* Guillot *et al*., 2009; Agard *et al*., 2009; Hyppolito *et al., submitted*). O embasamento metamórfico do Chile central tem sido tradicionalmente estudado na região de Pichilemu dada à presença de porções bem preservadas do paleo-prisma de acresção. Além da ocorrência de xistos azuis, xistos verdes e metapsamopelitos associados (Willner, 2005), afloram também na região de Pichilemu (Punta Sirena), granada-mica xistos (Willner, 2005) e anfibolitos (Hyppolito *et al*., *in press*), os quais têm sido interpretados como formados durante o início da subducção na proto-margem Andina, e derivados das porções mais profundas do prisma, na interface com o canal de subducção correspondente (Willner, 2005; Willner *et al*., 2005; Hyppolito *et al*., *in press*). A presença desses raros vestígios, preservados sob a forma de unidades "coerentes" na região de Pichilemu, permite investigar o início do fluxo de retorno de material na interface de subducção e a interação com o prisma acrescionário em desenvolvimento, sendo as trajetórias P−T−t−d fundamentais para o entendimento dos processos relacionados à acresção, deformação em profundidade e exumação (ii).

O estudo das rochas formadas sob regime de baixa pressão e alta temperatura (*Low Pressure/High Temperature* – LP/HT), adjacentes ao cinturão de xistos azuis (HP/LT), auxilia na caracterização tectono–metamórfica do cinturão pareado, onde se justapõem lateralmente rochas de gradientes metamórficos e tipos báricos contrastantes. A escassez de estudos que combinassem dados petrológicos e microestruturais nos xistos da Série Oriental (LP/HT), desenvolvidos durante o metamorfismo de contato, contemporaneamente à formação de rochas de alta pressão na zona de subducção (Willner *et al*., 2005), justificou o estudo nas regiões de Chorrillos e Tanumé, onde se encontram bem preservadas as zonas externas da auréola de contato de Pichilemu. Essas rochas constituem as porções mais rasas do prisma, onde a intrusão de granitos (*s.l.*) do arco magmático resultou na formação de uma auréola termal. Relações texturais registradas por porfiroblastos formados durante o metamorfismo de contato e afetados pela deformação regional, bem como a relação temporal dessa deformação nas porções rasas do prisma com a formação de xistos azuis em profundidade, revelaram novas interpretações para dinâmica evolutiva do paleo-prisma de acresção no Chile central. A possibilidade de se contribuir com o modelo tectono-metamórfico atualmente proposto (*e.g.,* Willner, 2005; Richter *et al*. 2007) justificou a realização desse estudo (iii-a).

A ausência de estudos que analisassem o efeito do controle composicional na formação de assembleias minerais de xistos azuis e xistos verdes intimamente relacionados em campo chamou a atenção para a investigação de possível co-facialidade desses litotipos na região de Pichilemu (iii-b), com o intuito de se avaliar a configuração atual do prisma acrescionário, no que concerne à relação espacial entre os xistos azuis e os xistos verdes. Adicionalmente, a caracterização de um segundo metamorfismo com característica de sobreposição termal isobárica em xistos verdes da região de

Pichilemu (iii-c) é relevante para o entendimento da dinâmica do prisma acrescionário em seu estágio mais avançado de evolução, o que justificou essa etapa de investigação.

Com base no exposto, os objetivos desta tese incluíram: a caracterização da bacia oceânica subductada; o estudo do metamorfismo e evolução tectônica das rochas geradas sob *hanging wall* mais quente no início da subducção; a evolução tectono-metamórfica das rochas metassedimentares de porções rasas do prisma afetadas por intrusões de granitóides do arco magmático paleozoico; e a caracterização da relação espacial entre xistos azuis e xistos verdes. Esses estudos tiveram o intuito de contribuir com o entendimento do sistema acrescionário no Chile central, a partir da integração de estudos petrológicos realizados em distintos setores do paleo-prisma de acresção.

1.1.3. Os métodos utilizados

Revisão Bibliográfica

A pesquisa bibliográfica esteve em maior parte direcionada à evolução geológica de terrenos de alta pressão e prismas acrescionários, com enfoque na caracterização do metamorfismo, tipos de trajetórias P–T–t–d e características químicas de fases minerais constituintes. Trabalhos sobre metamorfismo, evolução tectônica, geocronologia e geoquímica das rochas da Cordilheira da Costa do Chile foram consultados de maneira a direcionar as contribuições dos estudos então realizados.

Trabalho de campo

Foi realizada uma etapa de campo de 18 dias entre os meses de fevereiro e março de 2011 na região de Pichilemu, onde foram obtidos perfis geológico–estruturais, notadamente nas seguintes praias e seus arredores: Infiernillo, Punta Lobos, Cahuil, Nilahue, Punta Sirena (série HP/LT). Na série de LP/HT também foram visitadas os afloramentos das praias e arredores de Chorrillos, Tanumé e Alcones (**Fig.1.1**). Na **Figura 1.1** estão localizados os afloramentos estudados. Foram coletadas cerca de 150 amostras, principalmente para estudos geoquímicos, termobarométricos e geocronológicos.

Petrografia

Estudo petrográfico por microscopia em luz transmitida foi realizado para a descrição de assembleias minerais, zonamentos químicos, texturas e paragêneses dos litotipos, buscando-se a definição do evento e do grau metamórfico, bem como a identificação das relações de blastese mineral com as foliações metamórficas.

Química mineral (relações químicas e texturais) e o software DWImager

As análises de química mineral foram obtidas em trinta (30) amostras do embasamento metamórfico do Chile central por espectroscopia dispersiva de comprimento de onda (WDS) em microssonda eletrônica CAMECA SX-100, no Centro de Instrumentação Científica da Universidade de

Granada (Espanha), operada a 15 kV, 15 nA e com diâmetro do feixe de elétrons de 5 μm. Os padrões utilizados para a calibração da microssonda foram: albita (Na), quartzo (Si), periclásio (Mg), sanidina (K), rutilo (Ti), hematita (Fe), diopsídio (Ca), vanadinita (Cl), barita (Ba), fluorita (F), cromita (Cr), Al_2O_3 (Al), $MnTiO_3$ (Mn) e NiO (Ni). O limite de detecção está no intervalo de 0,005 a 0,010 wt%, a acurácia está entre 1 e 3%, e a precisão em torno de 1%. Mapas composicionais de raios X foram obtidos na mesma microssonda, operada a 15 kV, 235 nA, com tamanho de pixel entre 4 e 10 μm (a depender da granulação da rocha e do tamanho da área mapeada), com tempo de contagem de 30 ms/pixel. As imagens composicionais foram processadas com o *software* DWImager (Torres-Roldán & García-Casco, não publicado). Essas imagens correspondem aos sinais de raios X das linhas Kα dos elementos e Lα para o elemento Ba, obtidos a partir da contagem realizada em cada pixel e codificados por cores. O tratamento das imagens demanda de "cortes" (*clipping*) no espectro de raios X, com intuito de se destacar minerais de interesse, zonamentos e as texturas dentro da área mapeada. Às imagens composicionais foi aplicada uma imagem "Z" como base, formada por tons de cinza, e calculada pela expressão $\sum$ [contagem/nA por s)i * Ai, (onde A é o número atômico dos elementos químicos analisados e i corresponde aos elementos analisados). A fórmula corresponde à soma dos produtos das contagens por número atômico de cada elemento, que compõe cada pixel da imagem. Adicionalmente, imagens de elétrons retro-espalhados apresentadas neste trabalho também foram obtidas na microssonda eletrônica.

Nos últimos anos tem sido cada vez mais comum a utilização de mapas composicionais de raios X para os estudos petrológicos. O *software* DWImager (Torres-Roldán & García-Casco, não publicado) inclui uma ferramenta eficaz no tratamento dessas imagens. O *software* tem como dados de entrada arquivos α numéricos (uma matriz para cada elemento), o que permite a manipulação dos mapas de raios X. Dessa forma é possível trabalhar conjuntamente, analisando-os a partir de cortes no espectro composicional e da manipulação de histogramas de frequências de composições. Com o uso do *software* também é possível planejar a aquisição de dados de química mineral: selecionam-se os pontos previamente à análise em microssonda eletrônica. Uma vez definidos os pontos na imagem, essa é referenciada no *software* de acordo com os sistemas de coordenadas no plano cartesiano (x−y) da microssonda eletrônica. Assim, as análises dos pontos são realizadas segundo um estudo prévio dos mapas composicionais, do zonamento químico dos minerais e do arranjo textural. Como será apresentado no Capítulo 4, foram obtidas imagens de raios X quantificadas (*e.g.*, Na^B em anfibólio normalizado a 23 oxigênios e 13CNK; número Mg# em mica branca normalizada a 11 oxigênios). O *software* segue o procedimento de Bence & Albee (1968) para a correção da matriz de entrada de cada elemento, utilizando-se de análises por microssonda eletrônica na área mapeada (*i.e.*, a composição do pixel analisado se torna um "padrão interno" para

cada mineral). Nas imagens quantificadas cada pixel representa a composição a.p.f.u. (átomo por fórmula unitária), segundo os procedimentos de normalização escolhido para cada mineral.

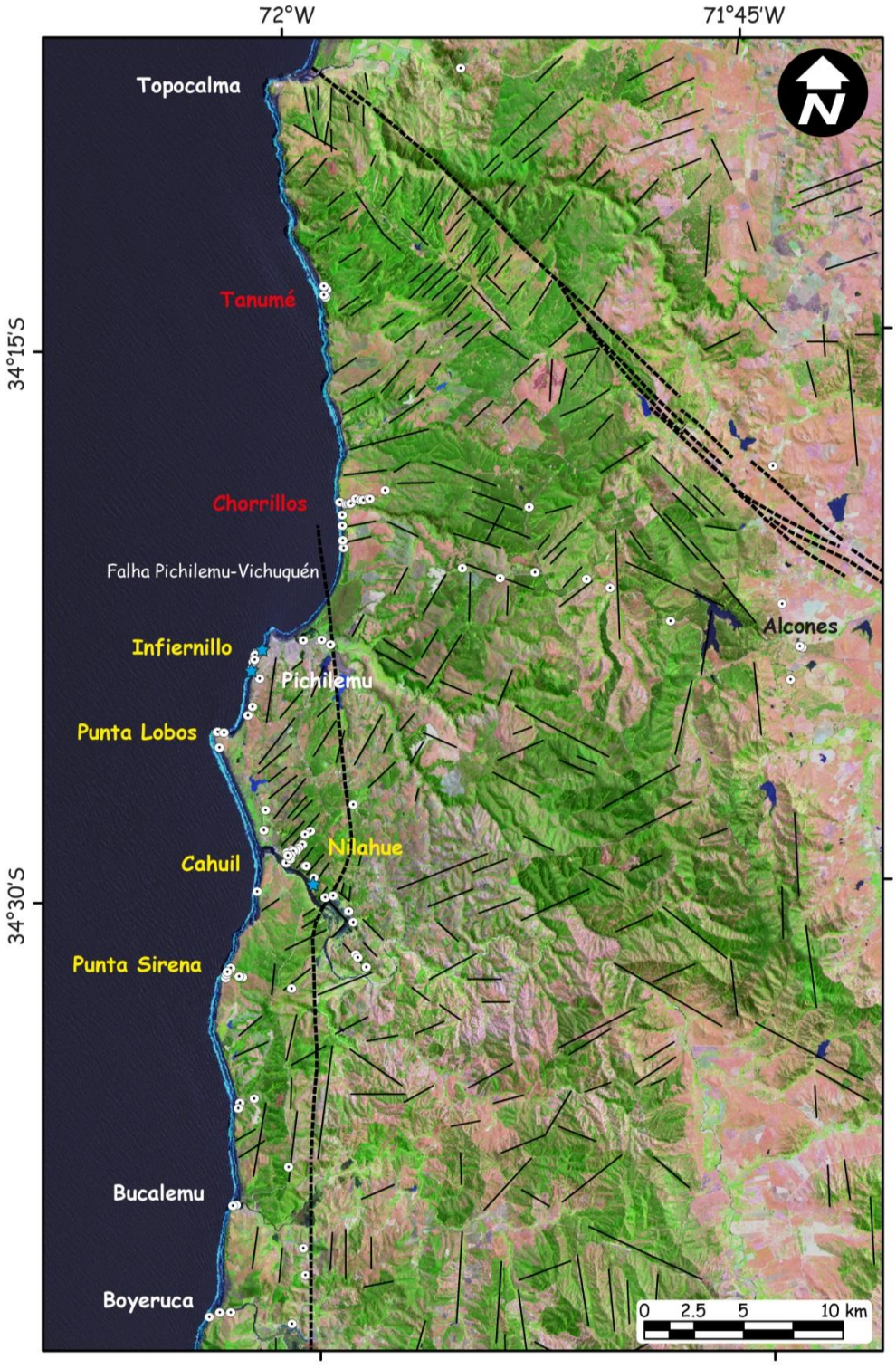

***Figura 1.1**: Mapa de pontos 1:250.000 da zona de estudo com as principais localidades. Destaque, de norte a sul, para as regiões de Tanumé e Chorrillos (LP/HT) indicadas pela cor vermelha, e as zonas costeiras de Infiernillo, Punta Lobos, Cahuil (Nilahue em direção ao continente), e Punta Sirena (HP/LT), indicadas pela cor amarela. Composição colorida de imagem Landsat e relevo sombreado de imagem SRTM-90 m.*

Análise gráfica em diagramas de fases e o software CSpace

O espaço composicional consiste naquele em que os eixos de coordenadas são os constituintes químicos das fases minerais ou de uma rocha. De maneira análoga ao espaço físico com eixos representando unidades de distância, no espaço composicional, os eixos representam unidades de composição química (*e.g*., moles de SiO_2) (Spear *et al*., 1982). Os sistemas de coordenadas para a representação do espaço composicional na petrologia são o cartesiano e o baricêntrico (*cf.* Spear *et al*., 1982); e o número de coordenadas indica a dimensão do espaço composicional, no qual a fase química pode ser vista como um vetor (*e.g.,* Greenwood, 1975).

A representação no sistema cartesiano x−y (*e.g.,* nSiO_2 em *x* e nMgO em *y*, no qual n = número de moles, e enstatita = $MgSiO_3$ = (1,1), periclásio = *MgO* (0,1), e quartzo = SiO_2 (1,0)), trata da quantidade absoluta das espécies químicas na fase mineral ou rocha (teores absolutos nos eixos ortogonais), enquanto que na representação baricêntrica faz-se uso da proporção das espécies químicas, e nesse caso, para o exemplo anterior, as fases minerais formadas por SiO_2 e MgO podem ser representadas em apenas uma linha, onde X_{SiO2} varia entre 0 e 1 (*e.g.,* X_{SiO2} = 0 para o periclásio, ½ para a enstatita, e 1 para o quartzo). Devido à restrição da coordenada baricêntrica dada por $\sum X_i$ = 1 no vetor composicional (considerando-se o exemplo dado anteriormente, nSiO_2 + nMgO = 1), esse sistema de coordenadas tem a vantagem de ser representado por uma dimensão a menos que no sistema cartesiano, e como se observou no exemplo dado, utilizam-se dois eixos nos sistema cartesiano x−y e uma linha na coordenada baricêntrica. Da mesma forma as propriedades intensivas termodinâmicas são descritas por proporções de espécies químicas e não por valores absolutos (*cf.* Spear *et al*., 1982; Spear, 1995).

Ainda que graficamente seja possível representar somente um sistema de coordenadas cartesiano em três dimensões (eixos) ou um sistema baricêntrico em quatro dimensões (coordenadas), um espaço composicional de qualquer dimensão pode ser matematicamente manipulado e representado (Greenwood, 1975; Spear *et al*., 1982). Dada à complexidade dos sistemas naturais, *i.e.*, compostos por muitos componentes (dimensões), as técnicas algébricas são fundamentais no tratamento dos problemas petrológicos e mineralógicos diversos. Como exemplo têm-se a análise projetiva do espaço composicional (*e.g.,* AFM de Thompson, 1957), e a caracterização do espaço reacional do sistema (*e.g.,* Fischer, 1989). O objetivo da análise projetiva é reduzir a dimensão do espaço composicional de múltiplas dimensões por meio de projeções desde fases coexistentes, ou ainda, com condensação por vetores de troca, o que permite visualizar partes do sistema sem que se percam as informações do sistema completo, podendo ainda ser, termodinamicamente válido (Spear *et al*., 1982).

A aplicação de técnicas algébricas destina-se à resolução de sistemas de equações lineares por meio de operações com matrizes, as quais permitem manipular as variáveis que definem um espaço composicional formado por *n* componentes linearmente independentes, a partir da transformação de coordenadas do sistema e mapeamento das fases de interesse no novo sistema de coordenadas (*e.g.,* Fischer, 1989; Spear *et al*., 1982). Uma vez definidos os componentes do sistema, o *software* CSpace (Torres-Roldán *et al*., 2000) permite a representação das fases minerais escolhidas no novo sistema de coordenadas, e os resultados do cálculo se projetam no sistema de coordenadas baricêntrico. Essa técnica é de extrema importância para solucionar problemas petrológicos de sistemas heterogêneos complexos, pois permite representar graficamente em diagramas ternários e tetraédricos baricêntricos sistemas de *n* dimensões, fazendo-se uso de pontos de projeção e vetores de troca que condensem apropriadamente o espaço composicional (*e.g.,* Spear *et al*., 1982).

Um exemplo clássico em petrologia metamórfica é a transformação da composição das fases coexistentes (mapeamento) no sistema KFMASH de 6 componentes (*old components*), para sua representação no novo sistema de coordenadas Al_2O_3, FeO, MgO, $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$ (muscovita), H_2O e SiO_2 (quartzo). Nota-se que é mantida a dimensão entre o antigo e novo sistema composicional na no processo de transformação de coordenadas. O plano definido pelos novos componentes AFM (Al_2O_3, FeO, MgO) é um subsistema que representa a porção do espaço composicional que recebe a projeção das fases escolhidas. Os pontos de projeção ($KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$, H_2O e SiO_2) completam o sistema e representam a parte do espaço composicional na qual esse ponto (fase) está presente. O resultado é um espaço composicional projetado. Uma vez obtida a projeção, a análise do espaço reacional se dá por meio da identificação das relações de dependências lineares entre as fases, prontamente verificada pelo cruzamento de linhas que unem fases coexistentes (*tielines*).

O *software* CSpace (Torres-Roldán *et al*., 2000) faz uso de um método algébrico avançado denominado *Singular Value Decomposition* (SVD) (Fischer, 1989) para a inversão de matrizes (dados de entrada) e realiza a análise algébrica do sistema de equações lineares gerado (*cf.* Spear *et al*., 1982; Spear, 1995). Para um sistema heterogêneo composto por *n* fases, seu espaço composicional é definido por um sistema de equações lineares tipo $\mathbf{A} * \mathbf{X} = \mathbf{b}$, onde $\mathbf{A}$ é a matriz de entrada *m* por *n* que descreve a composição de *n* fases (colunas) em termos de *m* componentes (linhas), $\mathbf{X}$ e $\mathbf{b}$ são vetores que descrevem o sistema em termos das proporções de *n* fases e *m* componentes, respectivamente. A mudança de coordenadas, a verificação das relações linearmente independentes entre as fases que constituem o sistema, as possíveis relações lineares entre os novos componentes desse sistema (degenerações do sistema), são exemplos de informações que podem ser extraídas da análise algébrica.

Um ponto importante a ser lembrado com relação à transformação de coordenadas é o fato de que um mineral pode plotar na porção negativa do espaço composicional, ou seja, ter coeficientes negativos em relação aos componentes do novo sistema e aos pontos de projeção escolhidos, não encontrando projeção direta no plano definido. Podem ainda plotar no ∞, o que é conhecido pelo paralelismo entre a coordenada baricêntrica e o ponto no sistema cartesiano a ser projetado, ou ainda, os pontos projetados no ∞ na projeção baricêntrica são aqueles que possuem $\sum n_i = 0$ no sistema de coordenadas cartesiano (*e.g.,* (–1, 0, 1)) (*cf*. Spear *et al*., 1982; Spear, 1995). Graficamente pode ser visto diretamente como uma particularidade composicional do ponto de projeção escolhido, como é caso da projeção do feldspato potássico no plano AFM a partir da composição da muscovita: diferentemente das demais fases projetadas, a composição do feldspato não se localiza entre o ponto de projeção (muscovita) e o plano AFM que recebe a projeção, mas abaixo da muscovita no eixo A-$KAlO_2$ num diagrama AKFM. Ou ainda, a biotita plota com valores negativos quando projetada desde muscovita devido ao teor relativo de K_2O desse ponto de projeção.

Nesta tese, o termo "projeções" será utilizado no sentido de representar um sistema completo num subsistema do espaço composicional utilizando-se de técnicas algébricas de projeção (*sensu* Thompson, 1957; Greenwood, 1975; Spear *et al*., 1982) e não no sentido de projeções em diagramas de fases do tipo Shreinemakers. Projeções em diagramas ternários AFM, ACF, ACNF, dentre outros, serão apresentadas nos capítulos 4 a 7 para a representação da variabilidade composicional das soluções sólidas de minerais (*e.g.,* anfibólios e micas), para a análise de relações de fases em metapelitos e de variabilidade composicional de metabasitos.

Geoquímica

Os estudos geoquímicos foram efetuados em trinta e três amostras de rochas da série HP–LT, (em maior parte metabasitos) da região de Pichilemu, entre xistos azuis, xistos verdes e anfibolitos que formam sequências metavulcanossedimentares. As amostras foram fragmentadas, trituradas e pulverizadas em moinho de ágata no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGUSP. As análises foram feitas no ACMELABS (Canadá), tendo sido os elementos maiores analisados por fluorescência de raios X, em pastilhas fundidas com metaborato de lítio, e os elementos traços por ICP–MS com abertura em metaborato e tetraborato de lítio. As composições isotópicas de Nd and Sr foram obtidas para um total de sete amostras de metabasitos ígneos e vulcanoclásticos da série HP/LT. As razões $^{147}Sm/^{144}Nd$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ e $^{87}Sr/^{86}Sr$ foram determinadas em Espectrômetro de Massa de Ionização Térmica (TIMS) no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. Mais detalhes sobre os procedimentos analíticos aplicados nos estudos geoquímicos estão disponíveis no Capítulo 3.

Termobarometria – Cálculo das condições metamórficas P–T de equilíbrio

Uma vez realizada a análise químico–textural por meio de diagramas de classificação de minerais, tratamento de imagens de raios X com o *software* DWImager e análise gráfica do espaço composicional e de assembleias minerais com o *software* CSpace, as condições P–T de metamorfismo foram estimadas a partir do cálculo de pseudosseções obtidas com o *software* PERPLE_X (Connolly, 2005) e pelo método de *average P–T* (Powell & Holland 1994) apenas executável com o *software* THERMOCALC (Powell & Holland, 1988; Holland & Powell, 1998, versão 3.33, base de dados termodinâmicos 5.5, novembro de 2004).

As pseudosseções consistem numa variedade de diagrama de fases designado para a representação de campos com assembleia de fases de variâncias múltiplas e soluções sólidas complexas, que compõe uma zona restrita do espaço composicional de múltiplas dimensões, *i.e.,* "seções" de diagramas de fases feitas à composições específicas. As configurações de assembleias de fases estáveis representadas ao longo dos eixos termodinâmicos (*e.g.,* P–T) são aquelas obtidas para uma determinada composição de rocha. Os métodos utilizados para a obtenção das pseudosseções fundamentam-se em soluções de equações não lineares (geradas a partir de reações independentes entre membros finais que atendem a $\mathbf{\Delta G=0}$ e de equações de balanço de massa) e cálculos de pontos e linhas diretamente na pseudosseção P–T, em seguida manualmente combinados, como o faz THERMOCALC (Powell & Holland, 1988; Powell *et al*., 1998); ou por algoritmos que minimizam a energia livre G ("mapeamento" da superfície G do sistema, buscando a configuração de fases de mínima energia) e localizam campos na pseudosseção, com linhas e pontos obtidos por interpolação (*e.g.,* PERPLE_X; Connolly, 1990; 2005). São distintos "caminhos" para se chegar às configurações estáveis de fases representadas em diagramas de fases P–T, P–X ou T–X, que devem teoricamente ser semelhantes quando se utilizam os mesmos modelos de solução atividade–composição, e sistemas composicionais mais simples. Neste trabalho se fez uso do método da minimização da energia livre de Gibbs utilizando-se do *software* PERPLE_X.

A minimização da energia livre G se faz por meio do cálculo da abundância e composição das fases que minimizam a energia livre do sistema (G_{sis}), a P e T fixas (Connolly, 2005). Com o *software* PERPLE_X, a técnica é aplicada a múltiplas assembleias, e são escolhidas o conjunto de assembleias de menor energia. Sendo a energia livre G de uma fase uma função não linear de sua composição, a definição das relações de equilíbrio de fases pelo método da minimização é muito complicada sob o ponto de vista computacional, devido à complexidade das variações composicionais das soluções sólidas e das variações energéticas associadas a essas mudanças (determinada pelos modelos de solução atividade–composição escolhidos), sendo a identificação da assembleia em equilíbrio possível, mas não exata (Connolly, 2005). Para contornar essa imperfeição, o algoritmo utilizado pelo

software PERPLE_X faz uso da "aproximação composicional" das soluções sólidas em "pseudocompostos", o que significa dividir a variação composicional de uma solução em sutis composições para a aplicação da minimização linear da G_{sis}, a qual permite a convergência para um mínimo energético algoritmicamente exato (Connolly, 2005). A aproximação linear das energias dos pseudocompostos resulta na mínima energia G do sistema, e a tangente comum às superfícies **G–X** de cada fase define a composição das fases estáveis (**Fig. 1.2**).

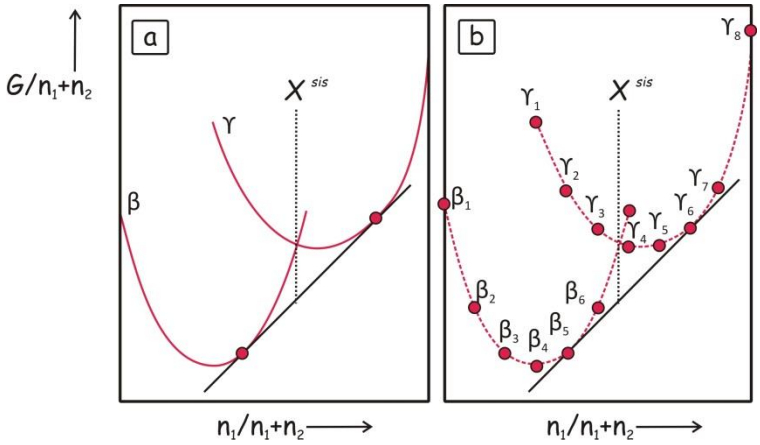

***Figura 1.2**: Diagrama esquemático G–X para P e T fixas que ilustra a diferença entre as soluções não linear (a) e a aproximação linear (b) calculada pelo software PERPLE_X, a partir dos pseudocompostos. A tangente define a composição das fases estáveis. Segundo Connolly (2005).*

O cálculo das assembleias estáveis por minimização de G_{sis} é realizado com base numa quadrícula retilínea de múltiplos níveis (entenda-se aqui "resolução") definida pelas variáveis termodinâmicas de interesse. Sobre essa quadrícula são realizadas interpolações entre os pontos que a compõe ("mapeamento") para a delimitação dos campos de assembleias minerais, a qual se faz pela identificação de limites de campos e isopletas de composição (Connolly, 2005). O produto final é uma malha de polígonos formada pelos pseudocompostos e fases puras, *i.e.,* a representação gráfica dos diagramas de fases.

Uma consequência do uso dos pseudocompostos é que a variação composicional discreta das fases resulta na divisão de campos de assembleias minerais da seção numa malha poligonal formada por pequenos campos pseudodivariantes, cada um deles definido por uma única assembleia de pseudocompostos. O limite entre os campos pseudodivariantes pode, por sua vez, representar transformações de fases (limites de campos entre assembleias minerais), ou simplesmente, variações composicionais discretas das soluções sólidas. Um esquema simplificado da construção de um diagrama de fases sob o ponto de vista um problema de minimização de energia livre G_{sis} e definição das relações de fases, por meio da identificação dos limites de campos de assembleias está representado na **Figura 1.3**.

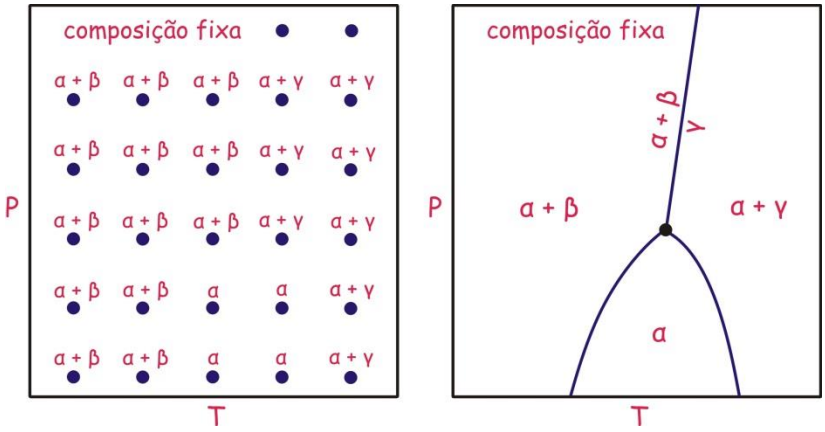

***Figura 1.3**: Esquema simplificado da estratégia de minimização da energia livre de Gibbs aplicada para a construção de diagramas de fases. À esquerda os resultados dos cálculos termodinâmicos organizados numa quadrícula retilínea, resultado da minimização em grade, e à direita os limites dos campos de fases são definidos. Segundo Connolly (1992).*

O cálculo da energia livre de Gibbs deriva da aplicação de modelos de soluções sólidas que descrevem a energia livre de um mineral em termos de seus membros finais, tendo em conta a energia associada à mistura mecânica dos membros finais ($G_{mecânica}$), a energia derivada das possíveis relações entrópicas teóricas ($G_{configuração}$) e os efeitos energéticos causados por distorções da estrutura atômica durante a mistura ($G_{excesso}$), ($G = G_{mecânica} + G_{configuração} + G_{excesso}$). Nesse sentido, os modelos de solução atividade−composição podem conter diferentes níveis de complexidade (*ideal, não-ideal*), a depender de como se descreve adequadamente a variação de energia de uma solução, se apenas por mistura mecânica (*e.g.,* $a_i=X_i$), ou se considerando excessos energéticos (parâmetro de Margules de interação energética na estrutura cristalina); podem ainda descrever trocas catiônicas em sítios individuais (*e.g.,* Mg e Fe na olivina), em mais de um sítio (*e.g.,* Mg, Mn, Fe e Ca em X; e Fe^{3+} e Al na granada em Y), em mais de um sítio com balanço de carga (*e.g.,* NaAl e CaSi no plagioclásio) (*cf.* Spear, 1995). As possíveis configurações entrópicas ou "combinações atômicas" quando da mistura de componentes, varia em função dos sítios cristalográficos presentes, da multiplicidade dos sítios, da fração molar X_i de cada elemento, e das condições de P e T, sendo a atividade "a_i" de um componente proporcional à sua "reatividade" (concentração) na fase (*cf*. Spear, 1995).

A caracterização termodinâmica das fases que formam a assembleia da rocha é fundamental para os cálculos termobarométricos. Essa caracterização se faz a partir das propriedades termodinâmicas de membros finais e da definição das combinações energéticas dos membros envolvidos na formação de uma fase (*e.g.*, Powell & Holland, 2010), *i.e.*, a relação atividade−composição. Os cálculos termodinâmicos com o PERPLE_X faz uso de uma base de dados termodinâmicos internamente consistentes (*e.g.*, Holland & Powell, 1998). Da mesma maneira, também é possível a aplicação de uma variedade de modelos de cálculo de atividades para soluções

sólidas, fluidos supercríticos e líquidos silicáticos, e o usuário pode escolher o modelo mais apropriado para o problema petrológico que tenha em mãos.

Os bancos de dados internamente consistentes (*e.g.,* Berman, 1988; Holland & Powell 1990, 1998) incluem as propriedades termodinâmicas de fases puras, obtidas por métodos matemáticos de regressão linear, segundo a combinação de dados experimentais e de equilíbrios de fases, de modo que há dependência entre as propriedades termodinâmicas de cada fase. O conjunto de calibrações de termômetros e barômetros incluídos nesses bancos tem como fonte os mesmos dados termodinâmicos e modelos de atividades para todas as fases (Spear & Peacock, 1989). O banco de dados de Holland & Powell (1998), além de ser composto por propriedades termodinâmicas de uma variedade de membros finais que atendem a uma ampla gama de sistemas químicos, tem incluída a incerteza associada às propriedades termodinâmicas (altamente correlacionadas), considerada nos cálculos de P e T (*i.e.*, propagação de incertezas, fases mais e menos "confiáveis").

O método da *average P–T* de Powell & Holland (1994) consiste no cálculo de um conjunto de reações independentes ($\mathbf{nri = ncp - nc}$, onde $\mathbf{ncp}$ = número de componentes de fase e $\mathbf{nc}$ = número de componentes), as quais atendem a condição de equilíbrio $\mathbf{0 = \Delta Gr_0(P,T) + RTlnK}$, onde $\mathbf{\Delta Gr_0(P,T)}$ é função de P e T, e K (constante de equilíbrio) é essencialmente função das atividades dos termos extremos das soluções sólidas envolvidas nas reações. Estima-se, portanto, um ponto P–T de intersecção que tem validade estatística proporcional às incertezas das atividades dos membros finais e ao grau de correlação de $\boldsymbol{lnK}$ entre as reações independentes.

O método estatístico dos mínimos quadrados ajusta a posição das reações independentes proporcionalmente às incertezas das atividades dos membros finais e ao grau de correlação entre os $\boldsymbol{lnK}$ das reações, de modo que a intersecção representa o ponto P–T estatisticamente mais próximo de todas as reações envolvidas. Segundo Powell & Holland (1988) a maior parte das incertezas provém das entalpias padrão de formação H^o (1 bar, 298,15 ^oK) dos termos extremos das soluções sólidas e do cálculo das atividades desses termos. A vantagem da termobarometria "ótima" (Powell & Holland, 1994) é a robustez proveniente da estimativa de um ponto com base nas incertezas e correlações. A desvantagem é que para sistemas de alta variância dificilmente se consegue encontrar um conjunto de reações linearmente independentes, o que impossibilita a aplicação do método da *average P–T* ou termobarometria "ótima".

Geocronologia Ar−Ar

O potássio ocorre na natureza como três isótopos ^{41}K, ^{40}K e ^{39}K, dos quais apenas o ^{40}K é radioativo e desintegra-se para ^{40}Ca e para ^{40}Ar. Esse compõe somente 0,012 % do K total e seu decaimento resulta em:

$^{40}K \rightarrow {}^{40}Ar$ (11,2%)

$^{40}K \rightarrow {}^{40}Ca$ (88,2%)

Os métodos de datação K–Ar e Ar–Ar se baseiam no decaimento do isótopo radioativo natural ^{40}K para ^{40}Ar, por emissão de partícula ß e as idades geradas por ambas as técnicas registram a idade de cristalização ou do último evento de resfriamento ao qual a rocha foi submetida. A meia-vida do ^{40}K é de 1,25 x 10^{9} anos e sua constante de decaimento λ é de 5,543 x 10^{-10} yr^{-1} (que é a soma das constantes de decaimento para ^{40}Ca e ^{40}Ar e define a probabilidade de decaimento do isótopo radiogênico com o tempo).

O método Ar−Ar permite monitorar a homogeneidade do isótopo radiogênico ^{40}Ar com a aplicação da técnica do *step heating*. No caso da termocronologia de rochas metamórficas a técnica demonstra considerável aproveitamento com relação ao comportamento difusivo do Ar em minerais como micas e anfibólio, com a possibilidade de relacionar as idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ à história de resfriamento e trajetórias P–T (*e.g.,* Warren *et al.,* 2012). Diferentemente do método K–Ar, o K não é diretamente medido, e o ^{39}K é convertido por transmutação para ^{39}Ar mediante bombardeamento de nêutrons em reator nuclear, e as razões entre os isótopos naturais de Ar (^{36}Ar, ^{38}Ar e ^{40}Ar) e aqueles produzidos por reações nucleares (^{37}Ar e ^{39}Ar) são medidas por espectrômetro de massa. A razão $^{40}Ar/^{39}Ar$ é proporcional à idade da rocha e nela que se baseiam o cálculo da idade segundo a aplicação de equações específicas do método. A equação do método Ar−Ar consiste numa variação da equação do método K−Ar e considera adicionalmente a fração de átomos de ^{39}K convertidos em ^{39}Ar e o fator *J*. Esse último estima-se a partir do bombardeamento no reator de uma amostra padrão com idade conhecida para monitorar o fluxo de nêutrons, já que *J* é também função do posicionamento no reator. De maneira simplificada, a equação geral do método é dada por:

$\mathbf{t = 1/\lambda \ln [J\,(^{40}Ar^{*}/^{39}Ar) + 1]}$, onde $\mathbf{J = e^{\lambda t} - 1/\,^{40}Ar^{*}/^{39}Ar}$, e **t =** idade do padrão (Dickin, 2005).

O método $^{40}Ar–^{39}Ar$ permite medir parcialmente frações de argônio liberado por incrementos de temperatura (*step heating*), onde as frações de gás são coletadas e as idades são calculadas a cada incremento de T. O resultado final é um gráfico de idades aparentes *versus* a quantidade de ^{39}Ar liberado (diagrama de espectro de idades) em cada etapa de aquecimento, procedimento esse que permite verificar a homogeneidade entre os isótopos pai e filho e a identificação de possíveis perdas de argônio radiogênico por difusão e/ou deformação. Dentre

outras vantagens do método estão a possibilidade de se verificar o Ar em excesso que pode resultar em idades sem significado geológico, como o ^{40}Ar não produzido pelo decaimento *in situ* de ^{40}K, mas herdado ou incorporado durante recristalização, ou seja, incorporação de Ar liberado por outras fases ou presente em fluidos circulantes, ou ainda, incorporados por difusão ao longo de limites de grãos.

A determinação de idades de cristalização, utilizando-se do espectro de idades ^{40}Ar/^{39}Ar, se dá a partir da identificação de uma idade *plateau*, que de maneira simplificada, representa degraus consecutivos (em geral n > 3, onde n = número de degraus) de idades semelhantes que, juntos, compõem pelo menos 50% do total de ^{39}Ar liberado, e no qual as idades se "sobrepõem". Um parâmetro estatístico utilizado para avaliar o quanto diferem as idades no *plateau* é o valor MSWD (*Mean Square Weighted Deviate*), que indica a dispersão da idade de cada degrau com relação à idade média do *plateau*. Valores elevados de MSWD (*e.g.,* > 2,5%) indicam *plateaus* estatisticamente pouco aceitáveis, em geral rejeitados, com valor chi-quadrado (MSWD * (n-1), onde n–1 se refere ao grau de liberdade e n = número de degraus utilizados) abaixo do nível de confiança de 95% (ou p < 0,05) (*e.g.,* Mahon, 1996).

O conceito de temperatura de bloqueio ou fechamento define quando um mineral ultrapassa um limite termal, abaixo do qual ele se comporta como um sistema fechado segundo as propriedades de difusão isotópica do mineral (*e.g.,* Dodson, 1973). Acima dessa temperatura, os isótopos radiogênicos produzidos no sistema tendem a reequilibrar-se com sua vizinhança por difusão. Para a mica branca a temperatura de fechamento está entre ~ 350 e 420 °C (McDougall & Harrison, 1999 e referências nele contidas). Alguns autores sugerem temperaturas de fechamento ainda mais elevadas para a fengita podendo chegar a 550 °C (*e.g.,* Itaya *et al*., 2010), o que reflete as incertezas e complicações próprias da difusão do Ar (*e.g.,* Agard *et al*., 2002; Allaz *et al*., 2001). Para os anfibólios há uma relação direta entre a razão Mg# com temperaturas de fechamento mais elevadas, e mais ainda, com a ocupação completa do sítio catiônico A de coordenação 12 (*e.g.,* Dahl, 1996), estando as temperaturas de fechamento entre ~ 450–570 °C (Dahl, 1996). A temperatura de fechamento pode variar em função de fatores que exercem influência sobre o transporte dos isótopos radiogênicos no volume do cristal, entre eles estão a taxa de resfriamento da rocha (dT/dt, tendo em conta a relação exponencial da difusão com T e o acúmulo uniforme ou não do isótopo radiogênico no cristal); as variações composicionais do mineral (relação difusão−composição); a estrutura; o tamanho de grão; a presença de deformação (*e.g.,* efeito da pressão sobre a retenção de argônio em muscovita); e recristalização mineral assistida por fluidos aquosos (Dahl, 1996; Villa, 1998; Harrison *et al*., 2009; Allaz *et al*., 2011; Warren *et al*. 2012).

A aplicação do método para cálculos de idades de pico metamórfico (*e.g.,* em alguns xistos azuis) ou de resfriamento (exumação) pode estar sujeita a perdas e ganhos de Ar radiogênico em decorrência de difusão por reequilíbrio (na presença ou não de fluido), reações metamórficas e/ou recristalização, deformação, herança (*e.g.,* perda incompleta de ^{40}Ar durante a recristalização de grãos detríticos), e abundância e composição de fluidos aquosos presentes. A verificação de equilíbrio metamórfico por termobarometria e a obtenção de trajetórias P–T que vise conhecer a história evolutiva seguida à cristalização do mineral analisado, o estudo químico e textural, da(s) mica(s) presente(s) (*e.g.,* fengita, paragonita, margarita), e a comparação com outros dados geocronológicos disponíveis devem auxiliar na interpretação dos resultados provenientes com o método Ar–Ar (*e.g.,* Allaz *et al*., 2011; Warren *et al*., 2012).

A aplicação deste método de datação em mica branca e anfibólio visou à obtenção de idades de cristalização em xistos azuis, xistos verdes e metassedimentos associados e de resfriamento em granada-mica xistos e anfibolitos da região de Pichilemu, para a obtenção de trajetórias P–T–t–d. As análises Ar–Ar foram feitas no *Argon Geochronology Laboratory* (*University of Michigan*) e detalhes sobre os procedimentos analíticos estão disponíveis nos capítulos 4 e 7.

1.2. Contextualização dos Temas Abordados

1.2.1. Margens Convergentes: Zonas de Subducção, Cinturões Pareados, Prismas Acrescionários, e Mecanismos de Exumação

As zonas de subducção são a manifestação tridimensional da descendência das células convectivas mantélicas e consistem na principal expressão do sistema dinâmico de transporte de calor e material e de movimentação de placas no planeta Terra (*e.g.,* Stern, 2002). Despertam amplo interesse de estudos geológicos e geofísicos, dada à complexidade dos processos geodinâmicos envolvidos entre as placas tectônicas, e petrológicos (termodinâmicos), associados às transformações dos minerais, rochas e liberação de fluidos durante a trajetória da placa descendente, os quais resultam na formação de ambientes e rochas característicos (*e.g.,* trincheiras, arcos magmáticos, *mélanges*, xistos azuis, xistos verdes, eclogitos) (**Fig. 1.4**).

Os processos relacionados às zonas de subducção são diversos, dentre eles estão incluídos: formação de anomalias térmicas por subducção de crosta oceânica fria ("arraste" e inversão de isotermas); separação/desacoplamento de fragmentos da crosta oceânica descendente; acresção de material; metassomatismo; reações de devolatilização e canalização de fluidos; transformações minerais e densificação de rochas; fusão parcial; terremotos; erosão tectônica; e exumação (Platt, 1986; Cloos & Shreve, 1988a,b; Peacock, 1990; Hacker, 1996; Ring *et al*., 1999; Stern, 2002; Gerya *et*

al., 2002; Von Huene *et al*., 2004; Ernst, 2006; Agard *et al*., 2009; Monie & Agard, 2009; García-Casco *et al*., 2008; Guillot *et al*., 2009; Lázaro *et al*., 2009; Blanco-Quintero *et al*., 2011; Angiboust *et al*., 2012, 2013; López-Carmona *et al*., 2013; Warren, 2013). Esses processos refletem a importância das zonas de subducção no registro geológico do planeta e ressaltam a imensa propriedade de reciclagem de materiais rochosos (*e.g.,* sedimentos pelágicos e terrígenos, basaltos oceânicos hidratados, crosta continental), fluidos aquosos e elementos químicos, que dirigidos a grandes profundidades na interface mantélica (> 40 km) participam do metassomatismo do manto e da evolução geoquímica de arcos (Stern, 2002; Gerya *et al*., 2002; Bebout, 2007; Zack & John, 2007; Angiboust *et al*., 2014).

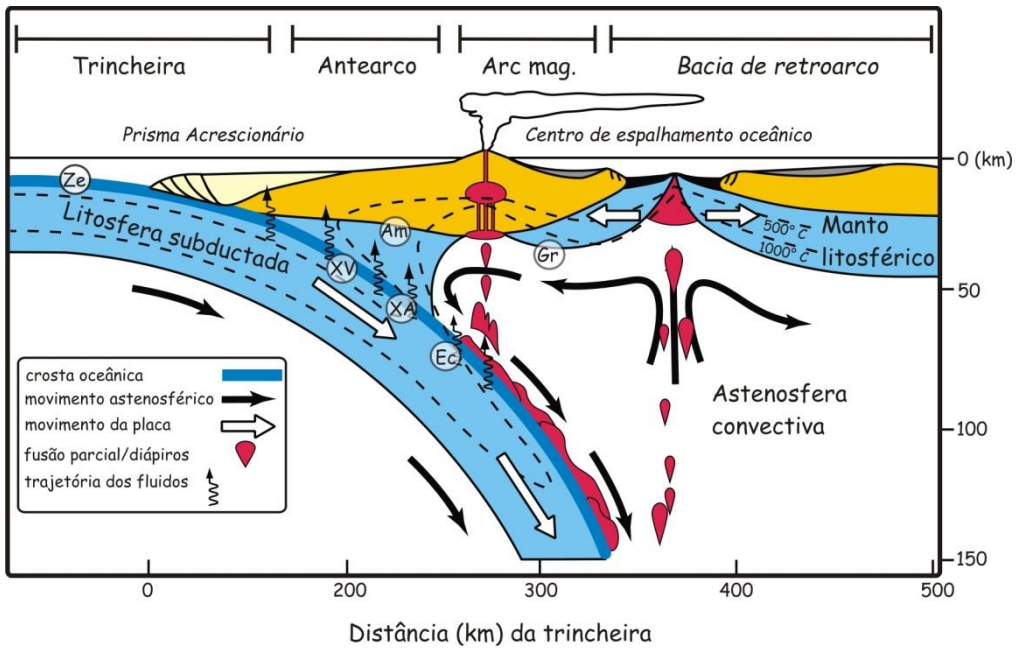

Figura 1.4*: Esquema simplificado de uma seção feita para os 150 km superiores de uma zona de subducção (que representa aproximadamente a máxima profundidade de rochas subductadas e exumadas à superfície), e os diversos ambientes e processos encontrados. Abreviações das fácies metamórficas indicadas: Ze=zeólita; XV= xisto verde; XA=xisto azul; Ec=eclogito; Am=anfibolito e Gr=granulito. Modificado de Stern (2002).*

Os orógenos cordilheiranos fanerozóicos ou do tipo Miyashiro (Maruyama, 1997) da região do Circum-Pacífico (**Fig. 1.5**) consistem em registros da interação de placas em limites convergentes (*e.g.,* sudoeste do Japão, sul da Nova Zelândia, Chile central, oeste da Califórnia) por contínua subducção de crosta oceânica sob crosta continental, estando a eles associados trincheiras, prismas acrescionários, arcos magmáticos e possíveis cinturões pareados (Miyashiro, 1961) (*cf.* Isozaki, 1996; Maruyama, 1997; Brown, 2010; Ernst; 2010). No Japão e em outros orógenos do cinturão Circum-Pacífico, a adjacência e o paralelismo entre cinturões metamórficos de baixa pressão do tipo andalusita−sillimanita (*Low*−P/T) e/ou intermediário de baixa P, com cinturões metamórficos de alta P do tipo jadeita–glaucofânio (*High*−P/T) e/ou intermediário de alta P resultou na definição de cinturões metamórficos pareados por Miyashiro (1961). Foram descritos como constituídos por uma

zona oceânica externa formada por rochas metamórficas de baixa razão dT/dP, e uma porção interna no domínio continental caracterizada por metamorfismo de alto grau (elevada razão dT/dP) (*cf.* Ernst, 1973, 1975; Isozaki, 1996; Maruyama, 1997). O paralelismo e a contemporaneidade desses cinturões fundamentaram a existência e conceituação do cinturão metamórfico pareado por Miyashiro (1961). Com o advento da tectônica de placas outras interpretações surgiram para os sistemas pareados. Por exemplo, Brown (1998, 2002) sugeriu que a dicotomia termal encontrada no clássico cinturão Ryoke (LP/HT)−Sanbagawa (HP/LT) no Japão, correspondia à amalgamação lateral ao longo da falha transcorrente MTL (*Medium Tectonic Line*) de distintas zonas de ante-arco. O cinturão Ryoke de alta T representaria o vestígio da subducção de uma dorsal meso-oceânica (Farallon−Izanagi) na margem leste da Ásia no Cretáceo (*slab window*), e não o sistema trincheira/arco adjacente do cinturão Sanbagawa.

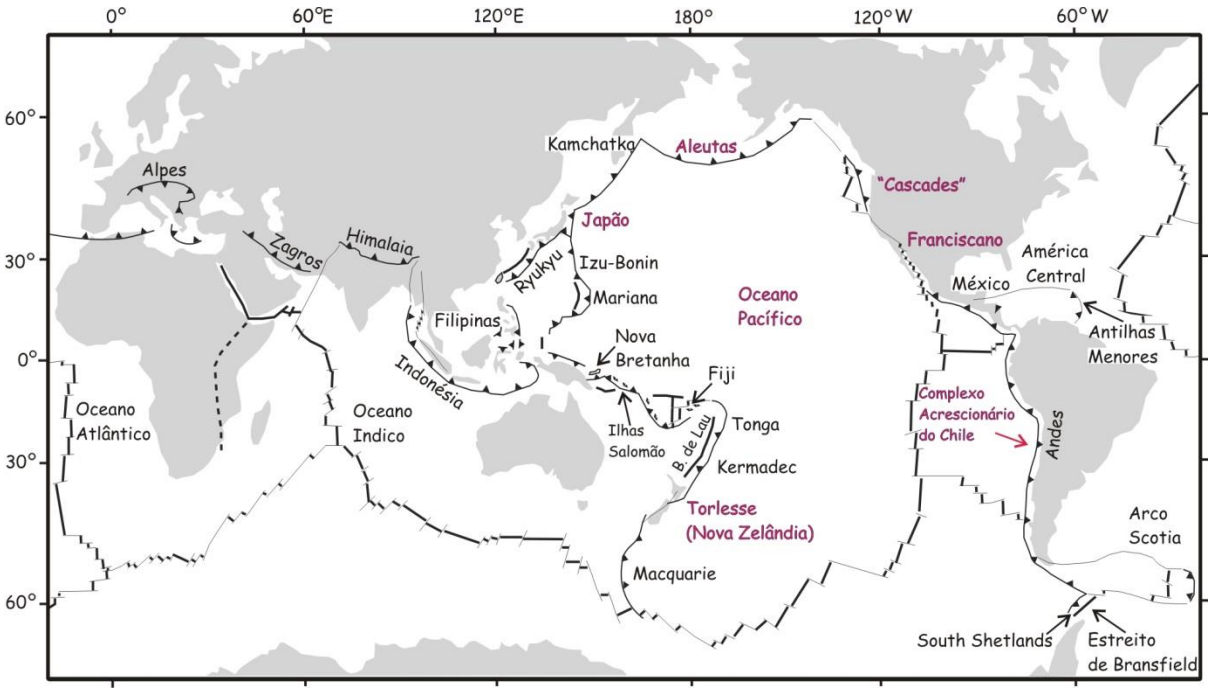

***Figura 1.5**: Esquema simplificado das margens convergentes com enfoque na distribuição dos orógenos cordilheiranos e sistemas acrescionários na região do Circum-Pacífico. Modificado de Stern (2002).*

O contínuo estudo das zonas convergentes, bem como a caracterização das complexidades tectônicas próprias da geodinâmica nessas zonas (*e.g.,* subducção de dorsais meso-oceânicas, obliquidade da subducção, colisão de microplacas, desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes), levou à reconsideração da natureza *in situ* e exatamente contemporânea dos cinturões pareados de Miyashiro (1961). Recentemente, Brown (2009, 2010) propôs que os cinturões metamórficos pareados correspondem a sistemas tectono-termais contrastantes formados em zonas convergentes, exatamente contemporâneos ou não, podendo ainda estar deslocados lateralmente da posição original no sistema trincheira−arco por zonas de cisalhamento; ou ainda, aqueles penecontemporâneos encontrados em orógenos colisionais e formados seguidamente à

fase acrescionária (sistema sutura-*hinterland*) (*cf.* Brown, 1998, 2006; Maruyama *et al*., 2010). Desse modo, nos orógenos do Circum-Pacífico, os cinturões pareados penecontemporâneos, *in situ* ou tectonicamente justapostos, incluem os domínios acrescionários das zonas de subducção formados por complexas assembleias de rochas oceânicas e sedimentares, caracterizadas por baixa/intermediária razão dT/dP, e aqueles espacialmente relacionadas ao domínio do arco, de alta razão dT/dP, sendo a subducção o processo responsável pelo crescimento da margem continental ativa (*cf*. Maruyama, 1997; Ernst, 1984, 2010).

Os prismas acrescionários consistem de material sedimentar diversamente deformado que se acumula durante a convergência na porção frontal de um anteparo rígido, seja ele continental (*e.g.,* Chile, oeste Califórnia) ou intra-oceânico (Antilhas). Apresentam forma de "cunha" na qual o material sedimentar transferido à placa superior define superfícies de *decollement* com o material subductado (*e.g.,* Cloos 1982; Cloos & Shreve, 1988a; Moore, 1989). O material sedimentar que compõe um prisma acrescionário consiste na cobertura pelágica de crosta oceânica subudctada, de sedimentos hemi-pelágicos e terrígenos provenientes do continente ou arco vulcânico adjacente, ou ainda, inclui material removido do anteparo continental. O grau de litificação da cobertura sedimentar é variado e associado à dinâmica sedimentar e morfológica da trincheira. O desenvolvimento de uma margem acrescionária depende fortemente da relação entre o aporte sedimentar e a quantidade de material subductado resultando em margens acrescionárias e não acrescionárias (Cloos & Shreve, 1988b; Meneghini *et al*., 2009). Os sedimentos subductados são transportados podendo ser acrescidos nas porções inferiores (*underplating*) ou superiores (*offscrapping*) da cunha acrescionária, após se desacoplarem da placa descendente. Os prismas acrescionários chegam a alcançar 20−40 km de profundidade (*cf.* Glodny *et al*., 2005; Guillot *et al*., 2009; Agard *et al*., 2009; Angiboust *et al*., 2013), nos quais as porções mais antigas estão localizadas na parte interna da cunha e as mais jovens avançam progressivamente em direção à trincheira (*e.g.,* Cloos & Shreve, 1988a,b).

Offscrapping e *underplating* são estilos de acresção e correspondem aos processos mecânicos de transferência de massa por acresção frontal e basal, respectivamente (*e.g.,* Moore *et al*., 1981; Platt, 1986; Cloos & Shreve, 1988a,b). As características estruturais (*fabric*) e litológicas (predominância de litotipos) das unidades rochosas encontradas nos prismas acrescionários refletem os diferentes modos de acresção operante no crescimento do complexo acrescionário, por registrarem distintos tipos e estágios de deformação (*e.g.,* Feehan & Brandon, 1999; Glodny *et al*., 2005; Richter *et al*., 2007). Nesse sentido, as rochas acrescidas basalmente são representadas pela associação fragmentos oceânicos e rochas sedimentares com foliação subhorizontal penetrativa de transposição, assinaturas metamórficas de HP/LT, e complexos de *duplexes* imbricados; enquanto

que as rochas acrescidas nas partes rasas são essencialmente sedimentares, em geral menos deformadas (a depender da profundidade), e as assembleias HP/LT são ausentes (*e.g.,* Glodny *et al*., 2005, 2008; Willner, 2005). Segundo alguns autores (*e.g.,* Feehan & Brandon, 1999; Ring & Brandon, 1999; Richter *et al*., 2007), o mecanismo de deformação predominante em rochas de baixa T (~ 300 °C) e pressões intermediárias a alta (~ 35 km) em prismas acrescionários é o *Solution Mass Transfer* (SMT) que se desenvolve por encurtamento vertical coaxial, responsável por formar a clivagem penetrativa subhorizontal bem desenvolvida nas rochas acrescidas em profundidade.

Os modelos evolutivos para as porções profundas dos prismas acrescionários incluem encurtamento vertical associado à deformação coaxial (achatamento simétrico), resfriamento uniforme e gradual do prisma, e exumação por erosão (*e.g.,* Feehan & Brandon, 1999; Ring & Brandon, 1999); ou desenvolvimento de *nappes* em profundidade em regime de deformação não-coaxial, seguido de exumação associada à extensão e erosão, com formação de extensas zonas de cisalhamento, e histórias de resfriamento não-uniformes (*cf.* Gray & Foster, 2004; Schemmann *et al*., 2007).

Para reproduzir os processos mecânicos de transferência de massa e caracterizar o tipo de fluxo de material na cunha acrescionária (*e.g.,* Platt, 1982), modelos analógicos (Kukowisck *et al*., 2002; Glodny *et al*., 2005) e empíricos por quantificação de deformação são aplicados ao estudo de prismas de acresção (Feehan & Bandon, 1999; Ring & Brandon, 1999; Richter *et al*., 2007). Estudos petrológicos, estruturais e geocronológicos auxilam na definição dos mecanismos de exumação envolvidos, incluindo a erosão, falhas normais e *ductile thinning* (*e.g.,* Feehan & Brandon 1999; Richter *et al*., 2007). Para o paleo-prisma de acresção do Chile, a combinação de estudos estruturais, petrológicos de quantificação P–T, geocronológicos (Ar–Ar, traço de fissão em apatita e zircão, isócronas minerais Rb–Sr) e modelos analógicos e empíricos têm apontado a erosão de uma zona de *forearc* em soerguimento como mecanismo dominante de exumação (~ 0,60 mm yr^{-1}) (Glodny *et al*., 2005; Richter *et al*., 2007; Willner *et al*., 2005), semelhante ao proposto para o Complexo Franciscano (0,40 a 0,80 mm yr^{-1}).

Modelos analógicos sugerem que acresção frontal e basal ocorrem simultaneamente na cunha acrescionária (Glodny *et al*., 2005), enquanto alguns modelos empíricos e com base em evidências geocronológicas (Richter *et al*., 2007; Willner *et al*., 2008) indicam que os modos de acresção ocorrem em momentos distintos na história evolutiva do prisma acrescionário, ainda que os fatores que resultam na transição de um a outro sejam pouco conhecidos. Na **Figura 1.6** exibem-se os resultados do modelo analógico em caixa de areia de Glodny *et al*. (2005), aplicado ao caso do complexo acrescionário do Chile, na qual identificam-se as zonas de acresção basal e frontal na cunha em crescimento. A convergência em direção ao anteparo resistente resulta na imbricação de

material sedimentar na parte rasa e *underthrusting* e *underplating* nas zonas mais profundas da cunha. O sítio de acresção basal se desenvolve associado à diminuição da velocidade das partículas, e imbricação de *duplexes* sub-horizontais. A contínua imbricação de *duplexes* resulta em soerguimento passivo, formação de altos topográficos, que quando erodidos mantém ativa a circulação de material na cunha. Combinando dados estruturais e geocronológicos da série HP/LT do complexo acrescionário do Chile, os autores concluíram que os resultados analógicos estariam de acordo com a exumação predominantemente erosiva, sendo o desenvolvimento de zonas com deformação milonítica tardia, localizadas e paralelas à foliação penetrativa principal.

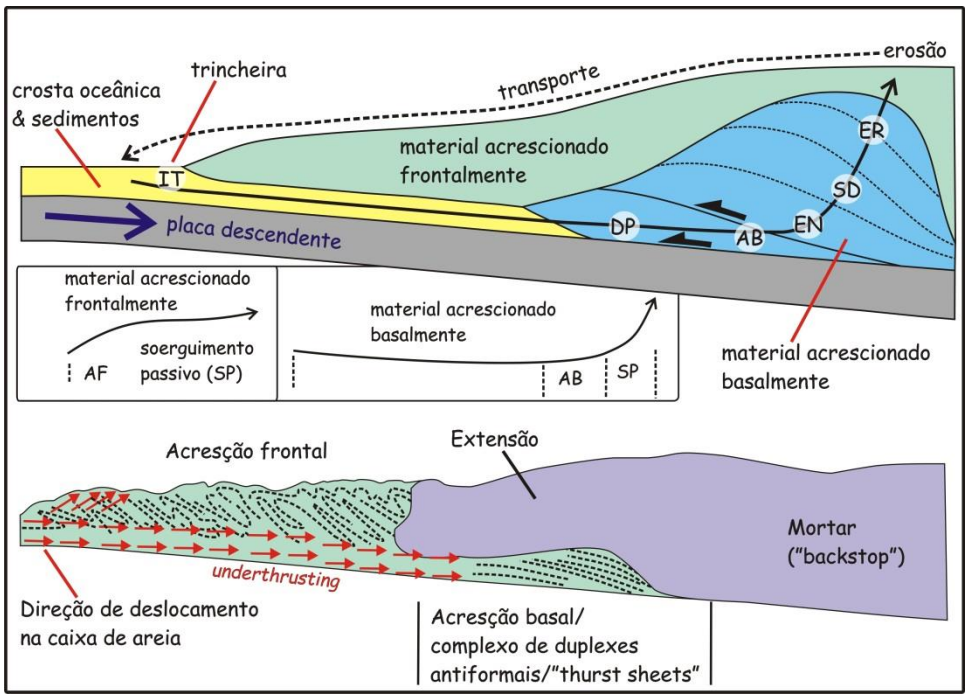

***Figura 1.6**: Diagrama esquemático dos resultados obtidos por modelo analógico em caixa de areia aplicado ao paleo-prisma de acresção do Chile central. Ilustra-se a transferência de material na base do prisma e geração de um alto topográfico constantemente erodido (esquema superior com base em informações P–T–t–d). Notar a diferença de deformação entre a parte frontal e basal do prisma, i.e., dobras verticais e foliação subhorizontal, respectivamente (modelo em caixa de areia, figura inferior). IT = "input" na trincheira; DP = deformação progressiva; AB = acresção basal; EN = empurrão e nappes; SD = extensão semi-dúctil; ER = extensão rúptil. Modificado de Glodny et al. (2005).*

Na **Figura 1.7** apresenta-se o modelo proposto por Richter *et al*. (2007) para a evolução dos modos de acresção no complexo acrescionário do Chile central. O esquema evolutivo tem como base os modelos de fluxo de partícula (entenda-se aqui fluxo no sentido de movimentação de material na cunha) de Feehan & Brandon (1999) e Ring *et al*. (1999). Considerando o incremento de deformação de Leste para Oeste (progressiva transposição da foliação S_1 subvertical pela foliação penetrativa S_2 subhorizontal), associado à ocorrência de rochas metamorfisadas em condições de alta pressão na porção oeste (Série Ocidental) e rochas de baixa pressão (Série Oriental) (mais detalhes adiante), os autores propuseram que as rochas da Série Oriental formaram-se inicialmente

(> 300 Ma) sob deformação de encurtamento crustal quando se desenvolveu uma foliação subvertical nas porções rasas (material se move horizontalmente → linhas de fluxo convergentes → encurtamento crustal). O modo de acresção teria mudado em ca. 300 Ma, como indicado pela formação de xistos azuis e xistos verdes de alta pressão (Willner *et al*., 2005). A acresção na base resultou em fluxo de material vertical responsável por achatamento vertical/afinamento crustal e desenvolvimento da clivagem penetrativa (foliação sub-horizontal S_2). O processo é cíclico e assistido por erosão no *forearc*. É possível notar, dessa forma, como as características litológico–estruturais das rochas formadoras de um paleo-prisma acrescionário podem trazer informações sobre o modo de acresção de material.

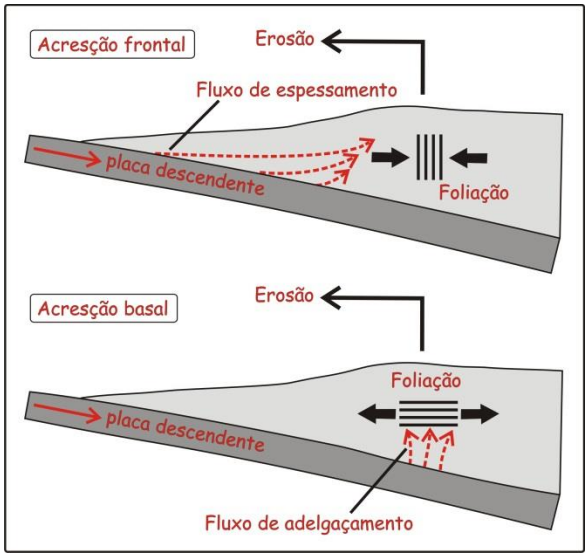

Figura 1.7*: Esquema simplificado ilustrando os dois modos de fluxo de material (Feehan & Brandon 1999; Ring et al., 1999) que ocorrem durante a acresção frontal (a) e basal (b). Durante a acresção frontal o acamamento é deformado por dobras verticais. Na acresção basal desenvolve-se a foliação sub-horizontal penetrativa S_2. Modificado de Richter et al. (2007). Ver texto para esclarecimentos.*

Uma pequena parte da crosta oceânica subductada retorna à superfície, já que ela se encontra num processo irreversível de descendência. Quando ocasionalmente retorna, a velocidades de exumação da ordem de mm yr^{-1}, os blocos tectônicos (fragmentos de crosta oceânica como xistos azuis e eclogitos) estão envolvidos em matriz serpentinítica ou sedimentar de baixa viscosidade (*e.g.,* Agard *et al*., 2009). Os mecanismos implicados na exumação de rochas de alta e ultra-alta pressão, como se combinam e se alternam na história evolutiva de uma zona de subducção, é sem dúvida tema de grande interesse da comunidade científica desde os estudos pioneiros em margens convergentes, e ainda, palco de muitos debates (*e.g.,* Agard *et al*., 2009; Guillot *et al*., 2009; Warren, 2013). Entre os mais difundidos desses mecanismos estão o clássico modelo de *corner flow* (Hsü, 1971; Cloos, 1982; Cloos & Shreve, 1988a,b; Gerya *et al*., 2002); a exumação condicionada por extensão nas porções mais rasas do prisma acrescionário devido à contínua acresção na base (Platt, 1986); o desenvolvimento de canal de subducção serpentinítico (*e.g.,* Guillot *et al*., 2009; Blanco-

Quintero *et al*., 2011); e a exumação controlada por erosão (*e.g.,* Ring *et al*., 1999; Willner *et al*., 2005).

O modelo pioneiro de *corner flow* (Cloos, 1982; Shreve & Cloos, 1986; Cloos & Shreve, 1988a,b) descreveu o desenvolvimento de uma *mélange* na zona de subducção, formada por blocos rígidos de rochas máficas envoltos em matriz sedimentar "fraca" (de comportamento reológico semelhante a um fluido viscoso), na qual se desenvolvem zonas de cisalhamento (*canal de subducção*) ativada pelo movimento descendente (*underthrusting*), permitindo exumação paralela ao plano de descendência da placa oceânica por fluxo forçado num canal em forma de cunha (*e.g.,* Complexo Franciscano).

O canal de subducção constitui uma complexa assembleia de rochas que se desenvolve na interface entre as placas cavalgante e subductada (**Fig. 1.8**). A concentração de deformação associada à subducção requer que o canal seja mais fraco mecanicamente (menos resistente reologicamente), dominado por material de baixa viscosidade (rochas metassedimentares e serpentinitos). Pode ser formado por sedimentos pouco consolidados que são dragados para dentro da zona de subducção pela placa descendente sob o *hanging wall* e/ou prisma de acresção, e serpentinitos da cunha mantélica. O material de baixa viscosidade, continuamente hidratado na cunha mantélica, tem seu volume aumentado, o que combinado com o fechamento em forma de cunha do canal, resulta em fluxos de retorno forçado de fragmentos de crosta subductada (Gerya *et al*., 2002). As porções mais rasas do canal de subducção permanecem em circulação na cunha acrescionária sob efeito de *underthrusting*, erosão e afinamento crustal, e a combinação desses fatores resulta em ambientes com distintas características geodinâmicas, mais erosivas (Franciscano) ou mais ativas tectonicamente (Alpes). A estrutura, a dinâmica, a constituição do canal de subducção, e o grau de acoplamento entre a placa descendente e a cunha mantélica ainda são pouco conhecidos e alvo constante de estudos geológicos e geofísicos (*e.g.,* Monie & Agard, 2009; Angiboust *et al*., 2012; Vannucchi *et al*., 2012 e referencias neles incluídas).

Para alguns autores a interface de subducção constitui o próprio canal de subducção, no qual o material pode se mover independentemente das placas superior e inferior (*e.g.,* Angiboust *et al*., 2013). Recentemente tem sido sugerido que na "interface de subducção" as misturas tectônicas são limitadas espacialmente (rochas com pequenas diferenças de P e T), ao longo de zonas de cisalhamento profundas (~ 80 km), concentradas em contatos litológicos. Predominam extensos fragmentos de ofiolitos (Zermatt Saas e Monviso, nos Alpes Ocidentais), que formam unidades coerentes por dezenas de quilômetros (*e.g.,* Angiboust *et al*., 2009; 2011), ao invés do desenvolvimento de canais em forma de cunha, no qual ocorre intensa mistura de material em matriz de baixa viscosidade e formação de unidades caóticas (*mélanges*), como proposto

inicialmente nos modelos de *corner flow* e mais recentemente por modelos numéricos (*e.g.,* Gerya *et al*., 2002; Blanco-Quintero *et al*., 2011). Nesse caso, os serpentinitos funcionariam como um componente de flutuabilidade, mais que um mecanismo de desintegração dos fragmentos ofiolíticos (*e.g.,* Angiboust *et al*., 2009).

A exumação da crosta oceânica subductada requer enfraquecimento e abertura do canal de subducção para descoplamento entre as placas inferior e superior, e desprendimento de fragmento oceânico da placa em descendência, facilitado pela hidratação, além de poder ser também desencadeado por alterações na geodinâmica vigente, na geometria e cinemática do *slab*, ou ainda, uma combinação desses fatores (*e.g.,* Monie & Agard, 2009; Angiboust *et al*., 2011, 2012 e referências neles contidas). Dentre os parâmetros que controlam a exumação no canal de subducção podem ser citados: o grau de resfriamento dessa zona; padrão de circulação de fluidos; ocorrência de fusão parcial da crosta oceânica; *underthrusting* no canal de subducção; e a relação erosão + afinamento tectônico (*ductile thinnig*) no prisma de acresção. No canal de subducção, quanto menor a viscosidade do material hidratado que envolve os fragmentos de crosta subductada, menor é a probabilidade de preservação de unidades coerentes, já que há mais desintegração e mistura de material na circulação do canal, ao passo que se é maior a viscosidade do material envolvente, preservam-se unidades coerentes de rochas, reconhecidas como *nappes* nos terrenos metamórficos de alta pressão (Gerya *et al*., 2002).

A subducção contínua, sem colisão associada, deve resultar em trajetórias P–T finais horárias nas rochas HP/LT, como consequência do contínuo resfriamento do *hanging wall* por condução de calor (Wakabayashi, 2004). Ou seja, o estado estacionário (*steady state*) desse processo se dá à continuidade temporal e resulta em trajetórias tipo *hairpin*, em que a exumação segue uma trajetória muito próxima do soterramento (Ernst, 1988; Wakabayashi, 2004). Essas trajetórias apresentam maior grau de preservação se as rochas são exumadas durante a subducção, ao passo que interrupções na subducção resultam em *overprint* termal e obliteração das assembleias metamórficas de alta pressão (Ernst, 1988). Trajetórias relevantes para o estudo de terrenos acrescionários, mas de baixa preservação, são aquelas formadas no início da subducção (Wakabayashi, 2004), as quais desenvolvem trajetórias anti-horárias geradas durante o estado termal transicional da zona de subducção mais quente (*transient thermal state*) para o estado estacionário (*steady state*).

No início da subducção o calor é "rapidamente" retirado do *hanging wall* e transferido para a placa descendente. Com a continuidade da subducção e "arraste" das isotermas o *hanging wall* se resfria até atingir seu estado termal estacionário. A retirada de calor do *hanging wall* é a principal razão pela qual o material subductado e acrescido no estágio inicial ou imaturo da zona de

subducção siga uma trajetória progressiva caracterizada por elevada razão dT/dP e trajetória de exumação caracterizada por menor razão dT/dP que a progressiva (*e.g.*, Gerya *et al.*, 2002). O material subductado nesse estágio registra temperaturas mais elevadas, em geral, com resfriamento isobárico, dada a continuidade da subducção e de reações de desidratação vigentes na crosta oceânica descendente e constante hidratação da cunha mantélica (Gerya *et al.*, 2002; Willner, *et al.*, 2004; García-Casco *et al.*, 2008). O registro geológico pode ocorrer como blocos exumados ainda durante a atividade de subducção (*e.g.,* García-Casco *et al.*, 2006, 2008). Essas trajetórias são a chave para se estudar a atividade inicial de uma zona de subducção e seu contínuo resfriamento.

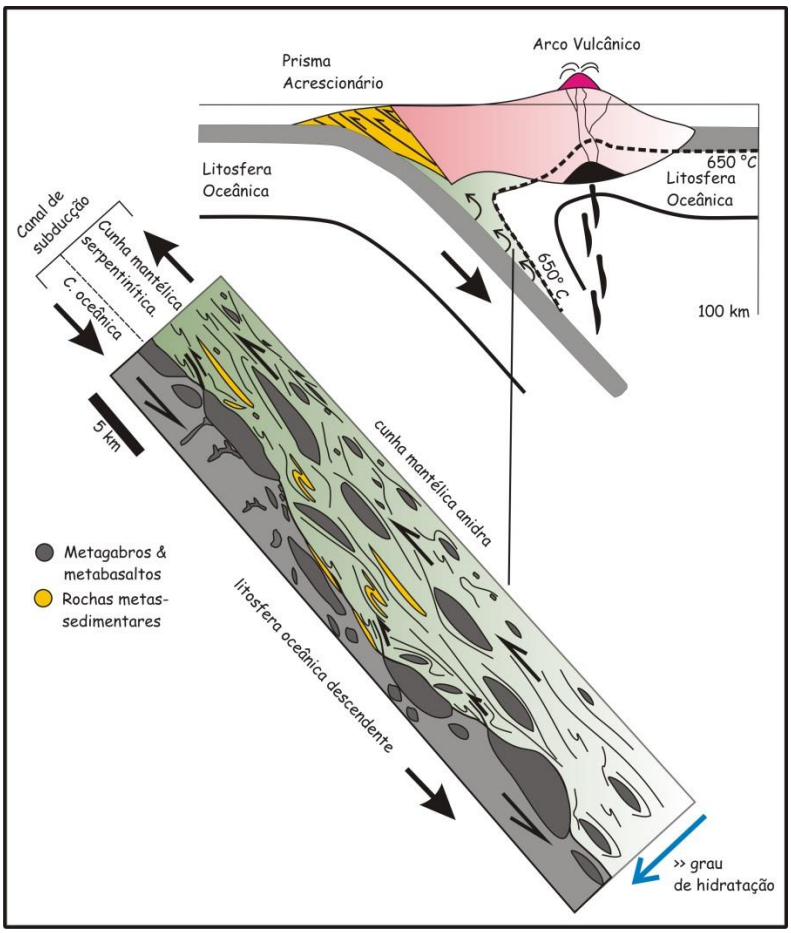

***Figura 1.8**: Esquema ilustrando prisma de acresção e canal de subducção serpentinítico entre 40 e 100 km de profundidade, desenvolvido na interface da listosfera oceânica descendente e a cunha mantélica superior, num sistema convergente envolvendo duas placas oceânicas. Uma mélange serpentinítica se desenvolve no canal onde blocos exóticos de metagabros, metabasaltos (derivados em maior parte da placa descendente) e metassedimentos são envolvidos na circulação do canal. Devido à baixa viscosidade do material serpentinítico e à forma de cunha do canal, o material rochoso é progressivamente direcionado de volta à superfície, caracterizando um fluxo forçado de retorno de material. Modificado de Guillot et al. (2009).*

O ambiente geodinâmico nos prismas acrescionários pode ser altamente erosivo (*e.g.,* Franciscano) ou predominantemente tectônico (*e.g.,* Alpes), o que resulta em distintas trajetórias metamórficas (*cf*. Agard *et al*., 2009). Ernst (1988) definiu primeiramente dois tipos de trajetórias para os terrenos HP–LT, cujas diferenças se dão principalmente em seus segmentos retrógrados

exumativos. A trajetória Alpina é caracterizada por descompressão quase isotérmica ou com pequeno aquecimento inicialmente associado, ao passo que a trajetória Franciscana é de resfriamento, e os seguimentos progressivos e retrógrados praticamente se sobrepõem. Na trajetória Alpina as assembleias minerais de fácies xisto azul são substituídas por assembleias minerais compatíveis de mais baixa razão P/T, típicas de fácies anfibolito e xisto verde, relacionada à abrupta interrupção do fluxo descendente, mudança na convergência e incremento de ascensão de material. Essas mudanças podem ser devidas à chegada de crosta continental, *plateaus* oceânicos, crosta oceânica pouco densa ou arcos de ilhas que cessam ou desaceleram o fluxo descendente, resultando em soerguimento e rápida exumação a taxas > 1–10 mm yr^{-1}. Como esses complexos são exumados rapidamente a descompressão é quase isotermal e o relaxamento termal pode causar pequeno aquecimento seguido de resfriamento final (*cf*. Spear, 1995).

Na trajetória Franciscana o resfriamento contínuo da zona de subducção é mantido, e a exumação ocorre concomitantemente ao fluxo descendente contínuo por amplos períodos (~ 100 Myr). A ascensão dos fragmentos subductados é lenta e exerce influência pouco significativa na dinâmica do fluxo descendente (Ernst, 1988). As rochas são exumadas como fatias imbricadas devido à sua flutuabilidade, ou em fluxo laminar de retorno em zonas de *mélange*, tendo o *hanging wall* litosférico como a superfície guia de esforço. São trajetórias derivadas de regimes lentos de exumação (< 0,1–1 mm yr^{-1}; *e.g.,* Ring & Brandon, 1999; Anczkiewicz *et al*., 2004), quando instala-se um estado de subducção quase estacionário (*near steady state subduction*). Essa trajetória cruza a substituição polimórfica calcita ⇄ aragonita em temperaturas muito baixas (~ 100 °C) e preserva o polimorfo de alta pressão (aragonita). Na **Figura 1.9** estão exibidas algumas trajetórias progressivas e retrógradas de cinturões de xistos azuis Circum–Pacíficos e Alpino-Himalaianos (colisionais), compiladas por Ernst (1988). Estão também representadas as trajetórias obtidas no Chile central por Willner (2005), as quais também sugerem regime caracterizado por longo período de contínua subducção ~ 100 Myr (Willner *et al*., 2005).

Com base no exposto, é possível notar que os limites convergentes de formação de rochas de alta pressão são alvos de estudos petrológicos, estruturais, geocronológicos, geofísicos, e de simulações numéricas (Gerya *et al*., 2002; Yamato *et al*., 2007; Monie & Agard, 2009; Gerya and Meilick, 2011; Blanco-Quintero *et al*., 2011; Angiboust *et al*., 2012). Dentre os processos de grande interesse envolvidos na conformação dos terrenos de alta pressão podem citar-se a periodicidade da exumação das rochas de alta pressão (eventos uniformes *versus* descontínuos/episódicos); a relação da exumação episódica com a subducção de *seamounts* e altos topográficos; os processos que dirigem a exumação e o desprendimento da crosta oceânica do *slab* em descendência; até que ponto as rochas sedimentares e a crosta oceânica são exumadas conjuntamente, e qual o grau de

coerência das unidades (blocos *versus* camadas coerentes) (Agard *et al*., 2002, 2009; Gerya *et al*., 2002; Yamato *et al*., 2007; Monie & Agard, 2009; Angiboust *et al*., 2011, 2012). Dessa maneira, a descrição das assembleias de rochas, a caracterização das associações minerais e respectivos domínios micro-estruturais, e quantificações de condições P–T por termobarometria podem contribuir para a caracterização dos processos que ocorrem em profundidades mantélicas nas zonas de subducção.

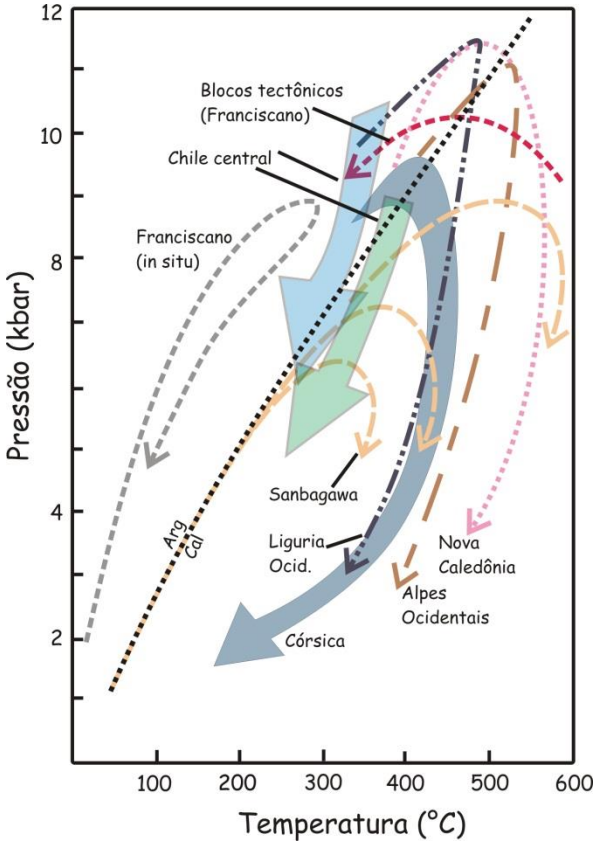

Figura 1.9*: Trajetórias P–T de complexos de subducção indicando diferentes tipos de evolução retrógrada. As trajetórias Alpinas são caracterizadas por descompressão quase isotermal, enquanto que a trajetória Franciscana indica contínuo resfriamento. A trajetória Franciscana dos blocos tectônicos representa a evolução P–T de material subductado no início da atividade de descendência de placa, registrando resfriamento quase isobárico em profundidade. Notar as trajetórias obtidas para o Chile central, caracterizadas por um pequeno resfriamento após o pico metamórfico (Willner, 2005), com tendência transicional entre as trajetórias Franciscanas e Alpinas. Compilado de Ernst (1988).*

1.2.2. Alguns Conceitos Termodinâmicos, Condições de Equilíbrio em Sistemas Heterogêneos, Regra das Fases, e a Superfície G–X

De maneira simplificada, pode-se dizer que a termodinâmica procura entender a consequência dos processos que envolvem transferência de energia, massa, e volume, e as interações moleculares associadas. Está no campo de estudo da físico–química e tem como objeto principal a definição da posição do equilíbrio termodinâmico. Já o estudo da velocidade das reações é alvo da cinética química. Analogamente, é possível pensar no equilíbrio de fases para a definição

de condições P–T de um terreno metamórfico como sendo alvo de estudo da *termodinâmica* e o estudo do crescimento de porfiroblastos como de interesse direto da *cinética química*. Ambos fazem uso das interações moleculares, e cada um deles têm suas próprias complexidades.

Neste trabalho será apresentada a quantificação das condições metamórficas de pressão e temperatura e, de maneira indireta, com a cinética química, ao se descrever a relação dos porfiroblastos com as foliações metamórficas, mas sem abordar temas como *overstepping* ou afinidades de reações (*e.g.,* Pattison & Tinkham, 2009), assuntos esses diretamente relacionados à superação de barreiras energéticas termais para nucleação e crescimento.

O estado termodinâmico de um sistema pode ser definido pelas variáveis independentes, tais como *V*, P, moles (n_i…n_c). As funções que podem ser expressas por essas variáveis são chamadas de funções de estado do sistema. Nesse sentido, a primeira lei da termodinâmica postula a existência de uma função de estado fundamental: a energia interna *U* do sistema, que pode ser expressa em função das variáveis independentes *V*, *T* e n_i, mas é amplamente conhecida pelas expressões $\mathbf{dU = dQ + dW}$ e $\mathbf{dU = dQ \pm PdV}$, introduz a ideia de conservação de energia, por exemplo: ao se adicionar uma quantidade de calor *Q* a um cristal sua energia interna *U* irá aumentar, e se o cristal puder expandir-se e aumentar seu volume (d*V*) consumirá a energia imposta. A primeira lei da termodinâmica nos diz que num sistema fechado a energia interna de um sistema *U* é igual ao calor transferido entre o sistema e sua vizinhança somado ao trabalho feito sobre ou pelo o sistema (Spear, 1995), e exprime a ideia que a energia sempre se conserva.

A função de estado entropia (S), aplicada na segunda lei da termodinâmica $(\mathbf{dS \geq dQ/T})_{\text{reversível}}$, representa a variação de energia do sistema associada à transferência de calor entre sistema e vizinhança (fluxo de calor), somado à propriedade que tem as fases de absorverem energia ao se tornarem "desordenadas" e liberarem energia ao se "ordenarem". A segunda lei revela o aumento da entropia durante processos espontâneos e irreversíveis ($\mathbf{\Delta S>0}$), sendo a desigualdade na expressão acima o indicador da direção dos processos possíveis. No estudo das relações de equilíbrio de fases, é possível fazer uma comparação: assim como o volume tem uma relação direta com a pressão, a entropia tem com a temperatura, *i.e.,* temperaturas mais elevadas "favorecem" as fases mais entrópicas ou mais "desordenadas", assim como em pressões elevadas fases com grande volume são instáveis. A combinação da primeira e segunda lei ($\mathbf{dU = TdS - PdV}$), relaciona as mudanças de energia com as funções de estado S, T, V e P num sistema fechado.

Considerando-se um sistema no qual há apenas transferência de calor ($\mathbf{\Delta S}$) e trabalho feito pelo ou sobre o sistema ($\mathbf{\Delta V}$), no caso de que seja possível transferência de material, se faz necessária uma variável que represente a quantidade de energia associada ($\mathbf{dU}$) à transferência infinitesimal de massa ($\mathbf{dn_i}$): o potencial químico ($\mathbf{\mu_i}$). Da mesma maneira que S e V podem ser

tratados como os potenciais termal e mecânico de um sistema, responsáveis pela existência de um gradiente de calor (**TdS**) ou variação de volume (**PdV**), o potencial químico pode ser analogamente comparado como a medida de transferência de massa de um componente ($\mu_i dn_i$). O potencial químico μ_i define-se, portanto, como a mudança na energia interna U associada à adição infinitesimal de um componente i ao sistema a constante S, V e outros componentes presentes (Spear, 1995), definindo $dU = TdS - PdV + \sum_{i=1}^{c} \mu_i dn_i$. Na equação $\mu_i^j = \mu°_i + RT\ln(a_i^j)$, μ_i^j (potencial químico de *i* na fase *j*) é composto por uma parte ideal $\mu°_i$ (potencial químico do componente puro *i*), que é função de P e T, e uma parte "real" e mensurável "a_i^j" (atividade do componente *i* na fase *j*), sendo função da composição e de P e T. A função "a_i^j" descreve a variação do potencial químico à medida que a composição se afasta do membro puro. Dessa forma, "a_i^j" pode ser definido como $a_i^j = \exp(\mu_i^j - \mu°_i/RT)$ (*cf.* Spear, 1995).

Num sistema heterogêneo em equilíbrio (*i.e.,* sistema com duas ou mais fases) combinando-se a equação $\mu_k = \mu°_k + RT\ln(a_k)$ (obtida para cada componente de fase *k*) com a relação estequiométrica existente entre os potenciais químicos envolvidos nas possíveis reações do sistema, descrita por $0 = \sum_{k=1}^{m} \upsilon_k{}^j \mu_k{}^j$, (onde υ_k = coeficiente estequiométrico do componente de fase k na reação, *m* indica o número de componentes de fases das *j* fases), tem-se: $\Delta G_r = 0 = \Delta\mu_r°(P,T) + RT\ln K_{eq}(P,T,X)$ (onde $\Delta\mu_r°$ corresponde à variação do potencial químico padrão da reação, e $Keq = \prod_{k=1}^{m}(a_k{}^j)^{\upsilon kj}$), conhecida como lei da ação de massa que é extensivamente aplicada no cálculo de equilíbrio de fases minerais na termobarometria (*cf.* Spear, 1995). Desse modo, a relação de dependência da constante de equilíbrio (K_{eq}) de ambas as variáveis de estado (P e T) pode ser descrita formalmente segundo a equação abaixo, na qual se fundamentam os cálculos de equilíbrios minerais, obtidos em função de P, T e composição mineral (X).

$$\Delta G(P,T,X) = 0 = \Delta H(298,1) + \int_{298}^{T} \Delta Cp\,dT + \int_{1}^{P} \Delta V\,dP - T\left(\Delta S(298,1) + \int_{298}^{T} \frac{\Delta Cp}{T}\,dT\right) + RT\ln Keq,$$

onde ΔG, ΔH, ΔS, ΔV, ΔCp (calibrados experimentalmente e disponível em tabelas de dados termodinâmicos), T(298,15 °K) e P(1 bar), são conhecidos como energia livre, entalpia, entropia, volume, capacidade de calorífica da reação, temperatura e pressão de referência para os dados termodinâmicos tabulados a 298 °K e 1 bar, respectivamente (para detalhes adicionais, consultar Spear & Peacock 1989; Spear, 1995).

Sabendo-se que a energia livre G de uma fase pode ser escrita como $dG = -SdT + VdP + \sum_{i=1}^{c} \mu_i dn_i$, e considerando-se que no equilíbrio dT, dP e dG = 0, e $dG = 0 = \sum_{i=1}^{c} \mu_i dn_i$ (e mantendo-se a relação estequiométrica entre os componentes de fases), é possível deduzir que as condições de equilíbrio ocorrem quando não há gradiente ou transporte de massa, a P e T uniformes. Um conceito importante na petrologia é a de que quando um sistema isobárico/isotérmico/isoquímico está em equilíbrio sua energia livre (G) é mínima, e qualquer variação somente poderá aumentá-la ($dG_{T,P,n} >$

0). Numa seção G–X para uma fase de composição variável formada por dois componentes, G representa a energia livre da fase por mol de componente (energia livre G molar) e X representa a variabilidade química da fase. Como é possível observar, um sistema de composição X_{sis} pode ser formado por diversas partes (pares a – b, a' – b') unidas pela superfície G–X da fase (**Fig. 1.10a**). A superfície G–X representa os possíveis estados materiais desse sistema, e além de exprimir as relações de estabilidade de fases, a proporção das fases também é dada pelos pontos que tangenciam a superfície mínima de G. É claro que o comportamento das soluções sólidas é muito mais complexo, e derivações dessas superfícies são frequentes e representam, por exemplo, soluções parcialmente imiscíveis (fases com superfícies de G côncavas e convexas) (**Fig. 1.10b**).

Ao se considerar um sistema de composição X_{sis} formado por partes iguais de *a* e *b*, a energia livre G do sistema se obtém no ponto que une *a*, *b* e X_{sis} (**Fig. 1.10a**). Nesse sentido, a G desse sistema será tão menor quanto mais *a* e *b* se aproximam da composição de X_{sis} (*e.g.*, *a*' e *b*'), o que também pode ser visto da seguinte maneira: um sistema está em equilíbrio quando suas fases têm a mesma composição em todas as partes do sistema (Connolly, 1992). Com o método das tangentes obtém-se a assembleia mineral com energia mínima desenhando-se a reta tangente à curva de energia livre para uma composição X_{sis} específica (*cf.* Spear, 1995): considerando-se a relação G–X entre duas fases miscíveis a P e T fixas e *bulk* do sistema representada por X_{sisA}, a assembleia com menor energia livre G é aquela formada por ambas as fases α e β (**Fig. 1.10c**). A composição das fases no ponto de mínima G é dada por X_2^{α} e X_2^{β} que se define pela tangente comum às duas fases α e β. Como ambas as fases pertencem à mesma tangente, os potenciais químicos são os mesmo nas duas fases ($\mu_1^{\alpha} = \mu_1^{\beta}$; $\mu_2^{\alpha} = \mu_2^{\beta}$). Da mesma maneira, para um sistema com composição X_{sisB}, a condição de mínima G é satisfeita pela assembleia composta somente pela fase β de composição $X_2^{\beta} = X_2^{sis}$(**Fig. 1.10d**). A tangente desenhada para a fase nessa composição define os potenciais químicos dos componentes 1 e 2 (μ_1^{β}, μ_2^{β}) (**Fig. 1.10d**).

Outro conceito fundamental no estudo do equilíbrio de sistemas heterogêneos é a regra das fases de Gibbs, a qual relaciona as variáveis termodinâmicas do sistema P, T, e X (X sendo a fração molar de cada componente de fase ***cf*** presente nas ***k*** fases da assembleia) com o número de reações independentes "**nri**" que podem ser escritas entre seus componentes de fases. Considerando-se que $\boldsymbol{ntcf} = \sum_{k=1}^{nf} \boldsymbol{ncf}^{k}$ corresponde ao número total de componentes de fases no sistema ($\boldsymbol{ncf}^{k}$ = número de componentes de fases em cada ***k*** fase de um total de ***nf*** fases), tem-se que o número de variáveis termodinâmicas do sistema é **ntcf + 2** (onde **2** corresponde às variáveis intensivas P e T)**.** Por sua vez, o número de reações independentes é dado por **nri (+nf) = ntcf – ncs (+nf)** (onde ***ncs*** = número de componentes do sistema e ***+nf*** indica a restrição adicional imposta pela relação estequiométrica

entre os componentes de fase de cada fase), e representa a parte restritiva imposta sobre o sistema (*cf.* Spear, 1995).

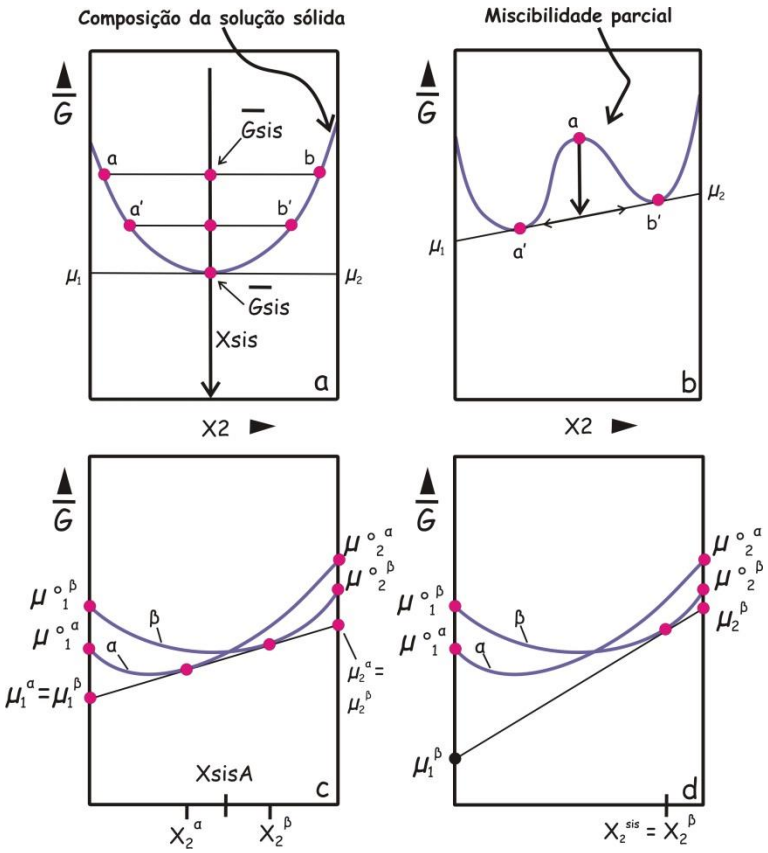

***Figura 1.10**: Diagramas G–X para um sistema binário a P e T fixas que ilustra esquematicamente o equilíbrio em termos da energia mínima G para (a) o caso de uma solução sólida contínua ou (b) parcial. (a) A energia molar de Gibbs define-se na intersecção da bulk do sistema e a linha que conecta partes constituintes do sistema "a" e "b", sendo a energia progressivamente menor entre a–b e a'–b', i.e., o sistema está em equilíbrio quando as partes que o compõe coincidem com a bulk do sistema (G^{sis}). Segundo Connolly (1992). Em (c) e (d) exibem-se exemplos da aplicação dos métodos das tangentes para a definição da mínima energia G do sistema para um sistema binário composto por duas fases α e β. Segundo Spear (1995).*

A variância ou grau de liberdade "**F**" estabelecido pela regra das fases de Gibbs é a diferença entre as variáveis termodinâmicas do sistema (**ntcf + 2**) e as restrições impostas sobre o equilíbrio de fases de um sistema heterogêneo (**ntcf – ncs + nf**), portanto **F = ntcf + 2 – (ntcf – ncs + nf) = ncs + 2 – nf**, ou **F = C + 2 – P**. Esta equação linear simples (**F = C + 2 – P**) permite descrever a variação independente de algumas variáveis em um sistema heterogêneo, enquanto as variáveis restantes permanecem dependentes.

Para a análise de equilíbrios de fases em termos da composição da rocha total adiciona-se uma restrição de balanço de massa imposta por cada componente do sistema (**nsc**), que permite descrever a composição da rocha a partir dos minerais que a compõe. Do teorema de Duhem resulta que um sistema com composição fixa tem grau de liberdade igual a 2, como se vê: **F = 2 + ntcf + M^k – (nri + nf + ncs) = 2 + ntcf + nf – (ntcf – ncs + nf + ncs) = 2**, (onde **M^k** = número de moles de cada fase ***k*** na

assembleia, correspondendo a **nf** novas variáveis termodinâmicas para o sistema). O teorema expressa que com duas variáveis fixas independentes, sejam P e T, é possível determinar o estado desse sistema, *i.e.*, a composição das fases minerais e moda podem ser definidas para uma *bulk* fixa a P e T fixas. Como consequência, rochas de mesma composição submetidas às mesmas condições de P e T deverão ter mesma mineralogia e moda (*cf.* Spear, 1995 e referências nele contidas). A aplicação desse teorema é fundamental para o conceito de fácies metamórficas e diagramas de fases PT como pseudosseções, por exemplo.

1.2.3. Diagramas de fases

Um diagrama de fases consiste na projeção sobre os eixos termodinâmicos (P, T, X) das configurações do sistema (associações de fases) com energia livre G mínima, *i.e.,* projeção das associações estáveis (*cf.* Spear, 1995). Representa, portanto, a proporção e o estado de cada fase que constitue um sistema em equilíbrio. Cada componente adicionado ao sistema binário abordado anteriormente aumenta em uma unidade a dimensão do diagrama de fases, compondo diagramas de fases de múltiplas dimensões. A complexidade das soluções sólidas dos minerais, os amplos intervalos de P e T analisados, a sensibilidade dos limites de fases com relação à composição do sistema X_{sis}, e as variadas composições de rocha utilizadas, revelam a complexidade na elaboração de diagramas P−T, P−X ou T−X.

A representação das relações de fases de sistemas multidimensionais pode ser feita por seções ou projeções (*e.g.,* **Fig. 1.11**). A seção consiste num corte de duas dimensões, à composição X_{sis} constante, de um diagrama de fases multidimensional representado por campos de fases minerais específicas; enquanto que as projeções (*e.g.,* diagrama Schreinemakers) são obtidas ao se projetarem os campos de fases de um sistema multidimensional sobre as coordenadas P−T, oferecendo informação sobre as mudanças na topologia das relações das fases no espaço P–T (Connolly, 1992). No último caso, ainda que seja possível obter informações para todas as composições possíveis do sistema (*e.g.,* grades petrogenéticas), desvantagens como a sobreposição de campos de fases, ou o grande número de campos em zonas restritas do espaço P–T, faz com que as seções sejam uma ferramenta mais precisa para o entendimento das relações de fases e termobarometria (Connolly & Petrini, 2002 e referências nele contidas). Nesse sentido, as "pseudosseções" são isoquímicas e podem ser vistas como "seções", ainda que nem todas as composições das fases estejam contidas nessa seção de composição específica (*cf.* Connolly & Petrini, 2002; Evans, 2007 e referências neles contidas). Diagramas de fases triangulares de "compatibilidade" (*e.g.,* AFM) constituem um tipo de "seção" do diagrama de fases total de multicomponentes, que podem ser obtidos mantendo-se constante as variáveis intensivas (*e.g.,* T e

P) para a representação gráfica da relação de fases no plano composicional definido, assumindo-se outras fases em "excesso" (*e.g.,* Powell & Holland, 2010).

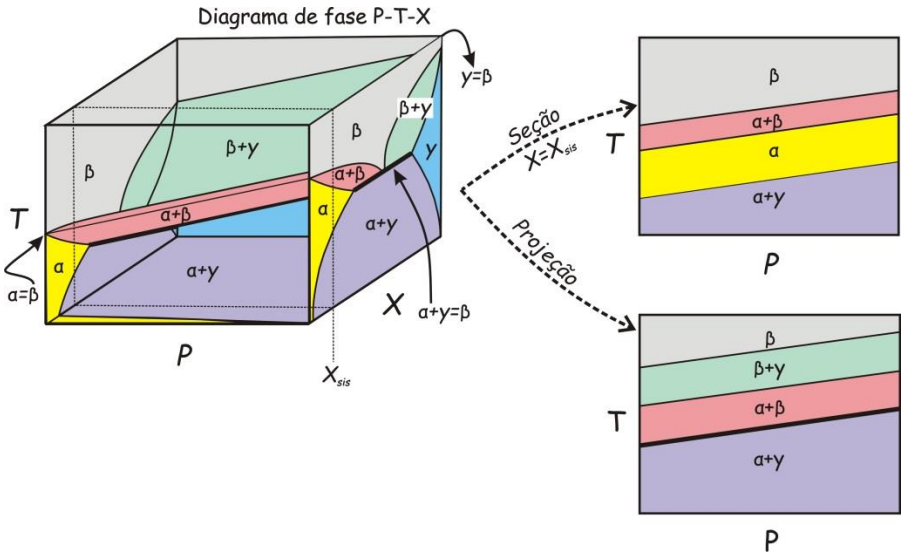

***Figura 1.11**: Representação mais simples possível para um diagrama de fases de múltiplos componentes (sistema binário, máximo três dimensões, p ≤ c, somente para uma seção no eutético p = c + 1) (a), que podem ser simplificados por seção (b) ou projeção (c). Na seção o corte indicado é para uma composição específica (Xsis), enquanto que a projeção representa as assembleias possíveis de um sistema multidimensional projetadas sobre os eixos termodinâmicos P e T. Modificado de Connolly (1992).*

As pseudosseções têm sido amplamente aplicadas na termobarometria nos últimos anos e, de fato, representam uma potente ferramenta para o cálculo de equilíbrio de fases por "mapear" as relações de equilíbrio de fases à composições específicas (*e.g.,* Powell & Holland, 2010). Um dos desafios na aplicação desse método é a utilização de uma composição que efetivamente participou do equilíbrio (*effective bulk composition*), o que nem sempre é possível dada à presença de minerais zonados que "fracionam" elementos durante o metamorfismo progressivo. O fracionamento desses elementos resulta em sutis modificações da composição "ativa" durante as reações que ocorrem posteriormente. Em rochas ricas em porfiroblastos o efeito de fracionamento é maior (*cf*. Tinkham & Ghent, 2005) e a estimativa de composições efetivas com a remoção das partes fracionadas é uma saída que tem sido utilizada e amparada por mapas composicionais de raios X (*e.g.,* Marmo *et al*., 2002; Konrad-Schmolke *et al*., 2008).

1.3. Familiarizando-se com a área de estudo: os arredores de Pichilemu

A área de estudo compreende a cidade de Pichilemu (34° 22' S, 72° 02' W) e arredores. Situa-se na Região VI do Chile (Região O'Higgins). O acesso à área pode ser feito pela "Autopista del Sol", a partir da Região Metropolitana de Santiago, passando pelas cidades de Melipilla, San Pedro e Litueche, até alcançar a região costeira, onde encontra-se a cidade de Pichilemu (**Fig. 1.1**).

Com intuito de familiarizar o leitor com as diferentes localidades e seus nomes, e facilitar a leitura do texto, apresentam-se abaixo as toponímias que serão utilizadas nesta tese (denominações das áreas em negrito):

Zona HP/LT (na região de Pichilemu, de norte à sul):

1) Região costeira de ***Infiernillo*** (sequência metavulcanossedimentar; predominam xistos verdes; xistos azuis ocorrem localmente);
2) Região costeira de ***Punta Lobos*** (sequência metavulcanossedimentar; pilhas de *pillow* lavas; xistos verdes);
3) Cahuil:
    a. A região costeira será denominada "***Cahuil***" (ocorrências de xistos verdes na praia de Cahuil);
    b. A região interior será denominada "***Nilahue***" (referência ao rio Nilahue, ao longo do qual os afloramentos foram visitados). Predominan afloramentos alterados; depósitos de tálus; uma ocorrência isolada de xistos azul; xistos verdes e rochas metassedimentares associadas;
4) Região costeira de ***Punta Sirena*** (xistos verdes; anfibolito e granada-mica xisto);

Zona LP/HT (auréola termal de Pichilemu, de norte à sul):

1) Região costeira de ***Tanumé*** (rochas metassedimentares da zona estaurolita–andalusita);
2) Região costeira de ***Chorrillos*** (rochas metassedimentares da zona da biotita).

Capítulo 2: O Complexo Acrescionário do Chile Central

A história de reciclagem e crescimento lateral da margem Pacífica da América do Sul é produto da colisão e acresção de terrenos à margem sudoeste do Gondwana, caracterizado pela subducção de crosta oceânica, pela sedimentação de grandes volumes de grauvacas transferidas à margem ativa, deformação, e geração de arcos magmáticos. No contexto da área estudada destaca-se o ciclo Famatiniano (350–500 Ma) (Pankhurst & Rapela, 1998), o qual inclui a colisão e acresção do terreno Cuyania (Ramos, 2004) ou Pré-cordilheira (Astini *et al*., 1995) no Ordoviciano (orogênese Ocloyca) e a orogênese "Chanica", associada à colisão entre o terreno alóctone Chilenia e a margem oeste de Cuyania no Devoniano (Ramos, 1988; Ramos *et al*., 1984, 1986; Willner *et al*., 2011). O paleo-prisma acrescionário do Chile central se desenvolveu na margem oeste do Chilenia, posteriormente ao início da subducção em ~ 340 Ma (*e.g.,* Willner *et al*., 2011).

O ciclo Gondwânico, iniciado no Paleozoico Superior, foi marcado por subducção de crosta oceânica sob a margem continental sudoeste do Gondwana (Ramos, 1988; Willner *et al*., 2005). No Chile, esse ciclo é caracterizado pela formação de um complexo de subducção e intrusão de batólitos cordilheiranos entre o Carbonífero (~ 330 Ma) e o Triássico Superior (~ 224 Ma) (Charrier, 1973; Hervé *et al*., 1974; Charrier *et al*., 2007; Willner *et al*., 2005; Hervé *et al*., 2013a,b), após o qual o sistema acresionário esteve inativo, ainda que com contínua subducção na margem (Willner *et al*., 2005). Esse ciclo marca os últimos estágios de crescimento do supercontinente Gondwana, seguido de um período dominado pelo desenvolvimento de bacias extensionais NNW–SSE, soerguimento diferencial de blocos, magmatismo félsico no Triássico−Jurássico, e perídos restritos de contração da margem, caracterizados pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento laterais rúpteis, como se observam no embasamento do Chile central (*e.g.,* Ramos, 1994; Charrier *et al*., 2007; Willner *et al*., 2009a). Essa fase está incluída no ciclo Pré-Andino, quando já vigoravam os primeiros estágios de dinâmica litosférica de fragmentação do Gondwana. No ciclo Andino (Jurássico Superior até o presente) chega ao fim o período de quiescência da subducção, e os Andes modernos iniciaram sua formação no contexto de fragmentação continental (*cf*. Charrier *et al*., 2007 e referências nele contidas). No Chile os registros litológicos e deformacionais do ciclo Gondwânico podem ser observados nos terrenos acrescionários do embasamento metamórfico paleozoico que aflora ao longo da Cordilheira da Costa do Chile (Hervé, 1988).

Os limites convergentes Circum–Pacíficos são conhecidos pelos seus cinturões metamórficos pareados (Miyashiro, 1961), nos quais as rochas de alta pressão e baixa temperatura (HP/LT) estão lateralmente justapostas às rochas de baixa pressão e alta temperatura (LP/HT) já no domínio do arco magmático adjacente que causou a anomalia termal (Miyashiro, 1961; Ernst, 1975). O cinturão

pareado do Chile aflora na costa chilena desde a região do Chañaral (26° S) até o extremo sul do continente no cabo Horn (56° S) (Aguirre *et al*., 1972; Ernst, 1975; Hervé, 1988) e é caracterizado por uma série metamórfica de pressão intermediária a alta (Série Ocidental) e uma série metamórfica de baixa pressão (Série Oriental) (Aguirre *et al*., 1972; Ernst, 1975; Hervé, 1988). Metagrauvacas e raros corpos de metabasitos de alta pressão e baixa temperatura compõem o prisma acrescionário na Série Ocidental. Metagrauvacas de baixa pressão e alta temperatura ocupam a zona de retro-cunha, onde ocorrem intrusões graníticas relacionadas ao arco magmático contemporâneo à subducção da Série Oriental (Willner *et al*., 2005). Ambas as séries se distribuem em faixas adjacentes, de direção aproximada N−S e, juntamente com os granitóides do arco magmático formam o embasamento metamórfico da Cordilheira da Costa do Chile. Essas faixas ocorrem de maneira descontínua no norte do Chile e estão melhor preservadas em sua porção central, onde têm sido estudadas em detalhe (Kato, 1985; Hervé *et al*., 1984; Glodny *et al*., 2005; Willner, 2005; Willner *et al*., 2005).

Ernst (1975) reconheceu a existência desse cinturão no embasamento metamórfico do Chile e propôs que ambas as séries deveriam estar relacionadas por uma descontinuidade estrutural profunda, a qual denominou “Coastal Range Suture”. Trabalhos subsequentes (*e.g.,* Hervé, 1988), entretanto, identificaram que localmente o contato entre as duas séries é transicional, com incremento de deformação em direção à Série Ocidental. Glodny *et al.* (2005) propuseram que ambas as séries representam distintos níveis estruturais dentro da cunha acrescionária e que a Série Ocidental, caracterizada por uma foliação de transposição de baixa ângulo, formada em regime de acresção basal, enquanto que as rochas da Série Oriental, de nível estrutural mais raso, eram submetidas à acresção frontal (Richter *et al*., 2007). Mais recentemente, a falha Pichilemu–Vichuquén, que ocorre entre as séries HP/LT e LP/HT na região do Chile central e a qual alude à proposição de Ernst (1975), foi caracterizada como uma falha rúptil, reversa de componente oblíqua, associada à fase pós-acrescionária, quando do fechamento de bacias Mesozóicas, possivelmente no Cretáceo (~ 100 Ma) (Willner *et al*., 2009a).

A Série Ocidental é composta predominantemente por metapsamopelitos policíclicos com composição média de crosta continental e filitos. Subordinadamente ocorrem metabasitos, em geral xistos verdes, e, localmente, xistos azuis, granada anfibolitos, *metacherts*, *black shales*, serpentinitos, mármores, espessartita quartzitos com estilpnomelano, corpos de sulfetos maciços e formações ferríferas bandadas (Hervé, 1988; Schira *et al*., 1990; Willner, 2005). Hervé (1988) caracterizou as rochas vulcânicas e metaultramáficas da Série Ocidental como parte de uma sequência ofiolítica desmembrada, composta por basaltos do tipo MORB. Afinidades com basaltos enriquecidos E-MORB e intraplaca também foram sugeridas (Schira *et al*., 1990; Kato & Godoy, 1995). Schira *et al*. (1990) sugeriram afinidade geoquímica desses basaltos com ambiente de crosta

continental em extensão. As rochas dessa série registram condições metamórficas de alta pressão e baixa temperatura (~ 7,0−11,0 kbar; 380−420 °C), nas quais, regionalmente, as fases minerais de alta pressão são representadas por fengita e anfibólio sódico–cálcico (Willner, 2005; Glodny *et al*., 2005). Devido à rara ocorrência de xistos azuis nessa série, esses, têm sido interpretados como relíquias da porção mais profunda da cunha acrescionária (Willner, 2005).

Na Série Oriental predominam metapsamitos e metapelitos alternados e estão ausentes metabasitos. Estruturas sedimentares como estratificação cruzada são frequentemente observadas nas rochas metassedimentares dessa série. A essa série associa-se o Batólito paleozoico, cuja intrusão teria sido responsável pelo metamorfismo de baixa pressão e de alta temperatura em algumas porções da Série Oriental (Hervé, 1988; Willner, 2005). O metamorfismo regional dessas rochas é de grau muito baixo, tendo sido obliterado pela intrusão de granitóides do arco, em fase contemporânea ao desenvolvimento do prisma de acresção. As intrusões foram responsáveis pela formação de zonas metamórficas que indicam incremento de temperatura em direção ao batólito, onde ocorrem rochas de fácies xisto verde até fácies granulito (*e.g.,* Aguirre *et al*., 1972; Ernst, 1975; Hervé, 1988; Willner, 2005).

Hervé (1988) sugeriu que os protolitos das rochas metamórficas da Cordilheira da Costa do Chile poderiam ter sido depositados numa bacia continental de margem passiva, na margem sudoeste do Gondwana no Devoniano, caracterizada por uma espessa sequência turbidítica acumulada sobre o assoalho oceânico nas adjacências da margem continental, produto da atividade erosiva e do transporte de sedimentos em direção ao oceano. Os sedimentos pelágicos e as rochas oceânicas teriam sido acrescidos à margem do Gondwana entre o Carbonífero e o Permiano e *mélanges* teriam sido formadas localmente entre cunhas tectônicas de material turbidítico. Trabalhos recentes de geocronologia em zircões detríticos apontam que os metassedimentos acrescidos às séries Ocidental e Oriental têm idade máxima de sedimentação no Carbonífero Superior e Inferior, respectivamente (Willner *et al*., 2008; Hervé *et al*., 2013a). Ainda que não tenham sido encontrados vestígios diretos nos zircões de metassedimentos do paleo-prisma de acresção, Willner *et al*. (2008, 2011) propuseram a existência de uma margem passiva de curta duração (ca. 400−340 Ma), desenvolvida na margem oeste do Chilenia após sua colisão com o Gondwana no Devoniano, seguida pela formação de uma bacia de ante-arco.

Na região sul do Chile foram definidas por Willner *et al*. (2000) condições P–T na fácies pumpelliyta–actinolita (5,5 kbar, 250–280 °C) em rochas menos deformadas da Série Oriental, e condições transicionais entre as fácies albita-epidoto anfibolito e xisto verde (8,0–10,0 kbar, 380–500 °C) em rochas muito deformadas da Série Ocidental. A preservação de distintas condições de metamorfismo no complexo acrescionário indica que ambas as séries registram a evolução de níveis

crustais distintos do paleo-prisma de acresção, o que, segundo os autores, também reflete os diferentes regimes de fluxo de material de acresção basal (Série Ocidental) e frontal (Série Oriental) vigentes nas séries. Trabalhos geocronológicos mais recente feitos na região central do embasamento chileno (*e.g.,* Willner *et al*., 2005), mostram concomitância entre o metamorfismo de alta pressão (ca. 296–308 Ma) e a intrusão do batólito (ca. 305 Ma), que por sua vez teria obliterado na maior parte do cinturão pareado as condições de metamorfismo de muito baixo grau na Série Oriental.

Na região sul do Chile (Los Pabilos), Kato & Godoy (1995) identificaram blocos de granada anfibolitos, associados a serpentinitos e granada-mica xistos, cuja a assembleia mineral de pico metamórfico em fácies albita-epidoto anfibolito foi parcialmente substituída por assembleia de fácies xisto azul. Por meio de cálculos termobarométricos, Willner *et al*. (2004) definiram trajetória anti-horária para as rochas dessa localidade. Para os autores a trajetória anti-horária estaria associada ao início da subducção, quando a crosta oceânica e os sedimentos em descendência foram acrescidos diretamente ao *hanging wall* mais quente, seguido de resfriamento isobárico em alta pressão (*cf*. Wakabayashi, 1990, 2004). Devido à semelhança litotípica e de condições P–T entre os granada-mica xistos de Los Pabilos (sul do Chile) e de Punta Sirena (Chile central), e ao fato de que as idades mais antigas para o metamorfismo da Série Ocidental (~ 320 Ma) terem sido encontradas nos metassedimentos de Punta Sirena, Willner *et al*. (2005) sugeriram que esses últimos devem também marcar o início da subducção.

A área de estudo compreende a região de Pichilemu (34º 22’ S, 72º 02’ W), localizada na Cordilheira da Costa do Chile central (**Fig. 2.1**). Nessa região afloram sequências metavulcanossedimentares, localmente bem preservadas, nas quais ocorrem associadas rochas de ambiente oceânico (xistos azuis, xistos verdes, anfibolitos, *metacherts*, filitos sericíticos), e rochas de origem continental (xistos quartzo–feldspáticos, granada-mica xistos, filitos). Na Série Ocidental predominam as rochas metassedimentares de trincheira, na qual lentes de metabasitos com metros de espessura e centenas de metros de extensão são encontradas. Filitos e xistos quartzosos e micáceos constituem as rochas da Série Oriental.

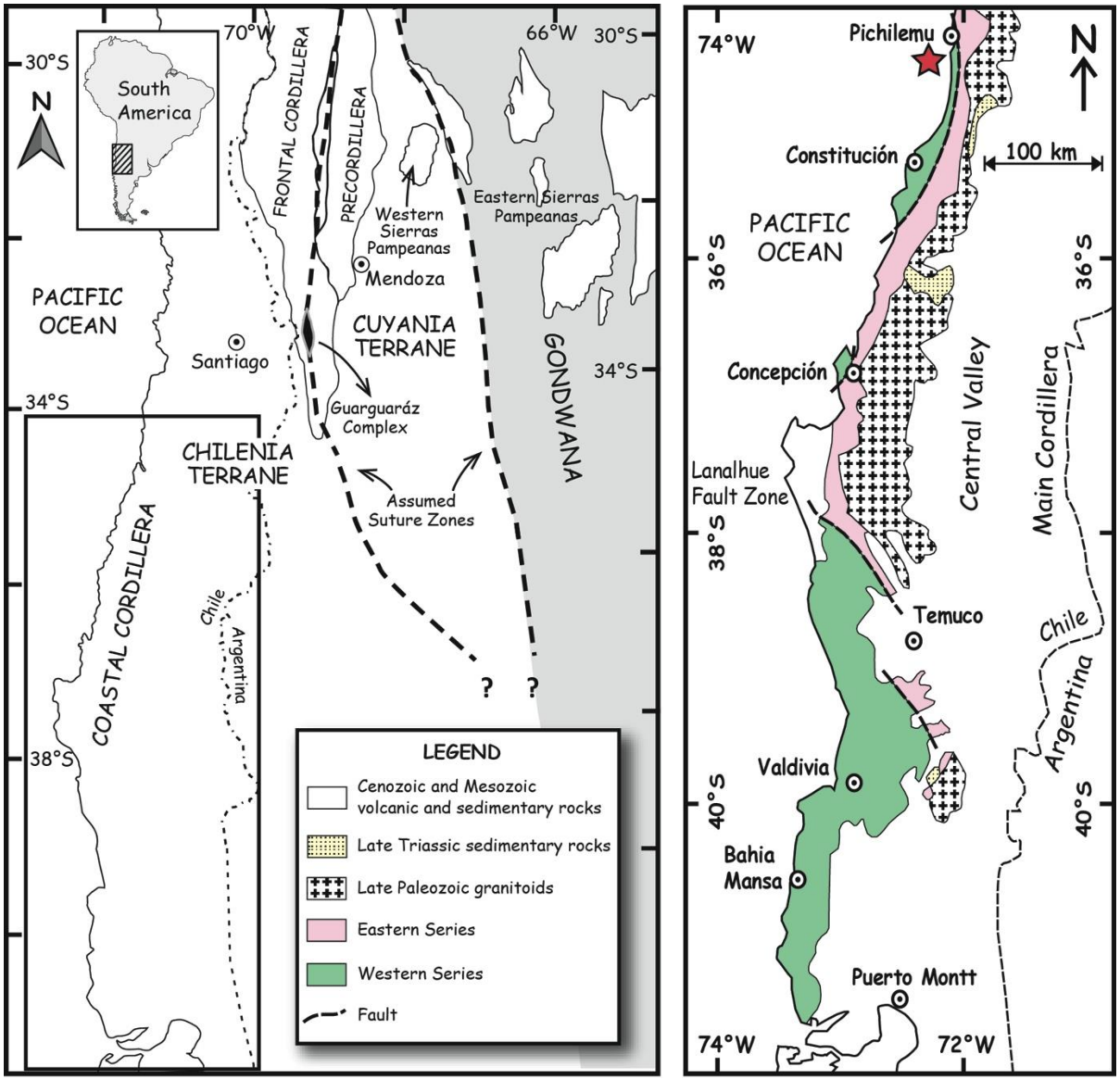

***Figura 2.1**: Mapa geológico regional do Chile central (após Hervé, 1988), no contexto da margem oeste do Gondwana durante o Paleozoico Superior (Willner et al., 2008; Hervé et al., 2013a e referências neles contidas), com a localização das series Ocidental e Oriental. Ressalta-se a região de Pichilemu (estrela vermelha), área de estudo da presente tese.*

Capítulo 3: Caracterização da Bacia Oceânica Paleozoica no Chile Central e Implicações para a Origem do Terreno Chilenia

"The nature of the Paleozoic oceanic basin at the southwestern margin of Gondwana and implications for the origin of the Chilenia terrane (Pichilemu region, central Chile)"

Thaís Hyppolito[a,b*], Caetano Juliani[a], Antonio García-Casco[b], Vinícius Tieppo Meira[a], Andres Bustamante[a], Francisco Hervé[c,d]

[a]Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Geoquímica e Geotectônica, Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brazil.

[b]Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, Avda. Fuentenueva SN, 18002, Granada, Spain.

[c]Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile

[d]Escuela de Ciencias de la Tierra, Universidad Andrés Bello, República 230, Santiago, Chile

*Corresponding author: thahyppolito@gmail.com

Abstract

The Coastal Accretionary Complex of central Chile constitutes the product of Early Carboniferous to Late Triassic subduction at the rear of Chilenia, a continental terrane likely derived from Laurentia and accreted to southwestern margin of Gondwana during the Mid to Late Devonian. The complex contains basaltic metavolcanic sequences of the subducted oceanic lithosphere accreted to the active margin. In this paper, we address the tectonic setting of these rocks by means of a geochemical study in the coastal area of Pichilemu region, central Chile. The accreted fragments of oceanic crust occupy different structural levels, exhibit variable metamorphic grade, and have geochemical fingerprints that reveal a compositional heterogeneity of the subducted oceanic crust. The amphibolites have N to E-MORB compositions. Greenschists units include N-MORB and E-MORB transitional to OIB, and blueschists and greenschists interleaved within a single metavolcanosedimentary sequence have OIB signatures. Neodymium isotopic systematics indicate depleted and enriched mantle sources, whereas strontium isotopic systematics indicate seawater/rock interaction. The variety of rocks suggests formation in an oceanic setting characterized by shallow and deep mantle sources, such as plume-influenced ridge. Based on the geological, petrological, geochemical and isotopic characteristics, we propose that the metavolcanic protoliths of the Pichilemu region formed relatively close to the western margin of the Chilenia terrane during the initial stage (Late Cambrian – Early Devonian) of seafloor development and drifting of this continental block. Geochemical similarities with oceanic units accreted to the active margin south of the Pichilemu region indicate a regional pattern of the oceanic crust subducted under the Paleozoic Chilean margin between, at least, 34° S and 39° S latitude, strongly supporting the activity of a mantle plume. This, in turn, can be correlated with the location of the Pacific plume generation zone in Early Paleozoic Era, corroborating a Laurentian origin for the Chilenia terrane.

Keywords: Central Chile, Southwestern Gondwana margin, Geochemistry, Plume-influenced ridge, Ocean island basalts, Chilenia

text for discussion. Tectonic evolution of Guarguaraz Complex (Frontal Cordillera of Argentina) and Coastal Accretionary Complex of central Chile were based on Willner et al. (2011). The polarity of subduction related to the closure of ocean basin between Chilenia and Cuyania is so far a matter of debate (e.g., Ramos et al., 1986, 2000; Davies et al., 2000; González-Menéndez et al., 2013). In this scheme, we present an east-dipping subduction, following recent tectonic-models proposed to the formation of Guarguaraz Complex (Willner et al., 2011).

3.8. Concluding remarks

The protoliths of metabasites and the interbedded metasediments from the Pichilemu region of central Chile formed in an intra-oceanic/hemipelagic passive margin setting soon after the inception of Chilenia detachment and drifting from Laurentia. The geochemical evidence strongly suggests oceanic plume-ridge interactions in a ridge setting at a location close enough to the continent as to allow the arrival of continental-derived sediments. The geochemical heterogeneities of metabasalts reveal different stages of seafloor evolution and corroborate the existence of a composite N-MORB−E-MORB−OIB regional pattern of the oceanic basin located at the rear of the Chilenia terrane during the Paleozoic at the southwestern margin of Gondwana.

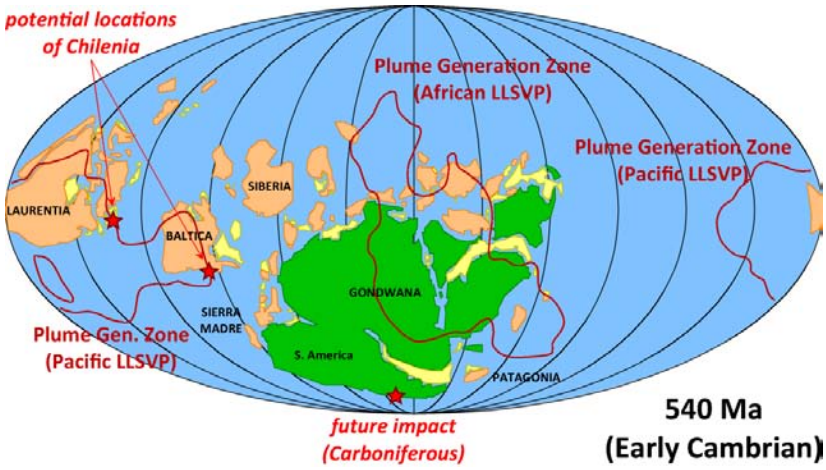

***Figure 3.15**: Global palaeogeography in the Early Cambrian at 540 Ma, redrawn from Torsvik & Cocks (2013), within a true polar wander corrected reference frame (mantle frame) used to compare surface processes (e.g., oceanic volcanism) with processes in the deep mantle (e.g., the plume generation zones, PGZ, at the margins of the Large Low Shear Velocity Provinces, LLSVPs). Potential locations of Chilenia, rifted from Laurentia (or Baltica), are indicated directly over the Pacific PGZ (red thick lines). See Torsvik & Cocks (2013) for details of the reconstruction.*

Acknowledgments

This work was supported by the São Paulo Research Foundation (FAPESP) under Grants 2004/10203-7 and 2012/01191-1. The first author is grateful to FAPESP for scholarships (2010/11954-7 and 2012/17635-6); and to Aitor Cambeses (University of Granada) for the essential assistance during the preparation of this manuscript at University of Granada (Spain). We are grateful to V. Ramos and an anonymous reviewer for their revision of an earlier version of this manuscript. R. Stern is acknowledged for editorial handling.

Capítulo 4: O Início da Subducção na Margem Oeste do Terreno Chilenia

"Late Paleozoic onset of subduction and exhumation at the western margin of Gondwana (Chilenia Terrane): Counterclockwise P–T paths and timing of metamorphism of deep-seated garnet-mica schist and amphibolite of Punta Sirena, Coastal Accretionary Complex, central Chile (34° S)"

T. Hyppolito[a, b*], A. García-Casco[b], C. Juliani[a], V.T. Meira[a], C. Hall[c]

[a]Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Geoquímica e Geotectônica, Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brazil.

[b]Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, Avda. Fuentenueva SN, 18002, Granada, Spain.

[c]Argon Geochronology Laboratory, University of Michigan, 2534 C.C. Little Building, 1100 North University Avenue, 48109-1005, Ann Arbor, United States.

*Corresponding author: thahyppolito@gmail.com, Phone: +551130914128

Abstract

In this study, the paleozoic albite-epidote-amphibolite occurring as meter-sized intercalations within garnet-mica schist at Punta Sirena beach (Pichilemu region, central Chile) is characterized for the first time. These rocks constitute an unusual exposure of subduction-related rocks within the Paleozoic Coastal Accretionary Complex of central Chile. Whereas high pressure (HP) greenschist and cofacial metasediments are the predominant rocks forming the regional metamorphic basement, the garnet-mica schist and amphibolite yield higher P–T conditions (albite-epidote amphibolite facies) and an older metamorphic age. Combining detailed mineral chemistry and textural information, P–T calculations and Ar–Ar ages, including previously published material from the Paleozoic Accretionary Complex of central Chile, we show that the garnet-mica schist and associated amphibolite (locally retrograded to greenschist) are vestiges of the earliest subducted material now forming exotic bodies within the younger HP units of the paleo-accretionary wedge. These rocks are interpreted as having been formed during the onset of subduction at the southwestern margin of Gondwana. However, we show that the garnet-mica schist formed at a slightly greater depth (ca. 40 km) than the amphibolite (ca. 30 km) along the same hot-subduction gradient developed during the onset of subduction. Both lithotypes reached their peak-P conditions at ca. 335 Ma and underwent near-isobaric cooling followed by cooling and decompression (*i.e.,* counterclockwise P–T paths). The forced return flow of the garnet-mica schist from the subduction channel started at ca. 320 Ma and triggered the exhumation of fragments of shallower accreted oceanic crust (amphibolite). Cores of phengite (garnet-mica schist) and amphibole (amphibolite) grains have similar chemical compositions in both the S_1 and S_2 domains, indicating rotation of these grains during the transposition of the burial-related (prograde peak-T) foliation S_1 by the non-coaxial exhumation-related foliation S_2. During exhumation and retrograde D_2 deformation, the garnet-mica schist and amphibolite were tectonically mingled at a depth of ca. 30 km at ca. 315 Ma. We propose that the Punta Sirena unit comprises a "pseudo"-coherent sequence formed by heterogeneous lithologies that followed non-chaotic exhumation mingling, now representing the remnants of the fossil subduction channel developed at the onset of the Late Paleozoic subduction at central Chile.

Keywords: Subduction inception; counterclockwise PTtd path; central Chile, Western Gondwana; Pichilemu region; Punta Sirena

Acknowledgments

This work was supported by the São Paulo Research Foundation (FAPESP) under Grant 2012/01191-1. The first author is grateful to FAPESP for scholarships 2012/17635-6 at the University of Granada (Spain) and 2010/11954-7 at the University of São Paulo; to Carlos Ganade de Araujo (University of São Paulo) for fieldwork assistance; to Vasco Loios (Geochronology Research Center – CPGeo – University of São Paulo) for the support with mineral separation; and to Marion Weber and Idael Blanco-Quintero for assistance during microprobe analysis at University of Granada. We gratefully acknowledge the two reviewers Arne Willner and Terence Kato by careful revision and improvement of a first version of this manuscript. Marco Scambelluri is also acknowledged for editorial handling.

Capítulo 5: O Metamorfismo de Contato como Marcador Temporal da Mudança do Estilo de Deformação no Prisma Acrescionário do Chile Central: Trajetórias P–T–d e Caracterização Micro-Estrutural das Rochas Formadas na Zona Externa da Auréola de Contato de Pichilemu

"Contact metamorphism as a temporal marker of change of deformation style within the Late Paleozoic accretionary wedge of central Chile (Pichilemu region)"

Thaís Hyppolito[a,b*], Caetano Juliani[a], Antonio García-Casco[b]

[a]Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Geoquímica e Geotectônica, Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brazil.

[b]Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, Avda. Fuentenueva SN, 18002, Granada, Spain.

*Corresponding author: thahyppolito@gmail.com

Abstract

Well preserved segments of the Late Paleozoic paleo-accretionary prism, which was formed at the southwestern margin of Gondwana, outcrop at the Pichilemu region (central Chile). This fossil accretionary system is made of two parallel metamorphic series with characteristic deformation and metamorphic histories of paired metamorphic belts. Even if the contemporaneity of high pressure/low temperature (HP/LT) and low pressure/high temperature (LP/HT) metamorphisms at distinct sectors of the growing wedge is fully demonstrated (paired belt), timing relations between deformational stages (frontal accretion and basal underplating) and the development of the contact aureole in the shallower levels of the wedge remain open. To address the geodynamic evolution of the shallower LP/HT segment of the wedge, we combine here field and microstructural descriptions, thermobarometric calculations (pseudosection modeling) and published geochronological data, focused on the metasedimentary rocks forming the outer contact-metamorphic zones of the Pichilemu aureole. Integrated P–T–t–d analysis reveals that the thermal aureole is inter-kinematic (D_1–D_2) and was formed after frontal accretion and before the shallower levels being affected by basal underplating. The near steady-state stage of the shallower levels of the wedge was episodically affected by subduction of seamounts at ~ 300 Ma accreted to the base of the wedge. This episodic event triggered the development of the basal accretion-related foliation S_2 (earlier developed at the base of the wedge, ~ 30 km) in contact-aureole rocks located at ~ 15 km of depth. LP/HT mineral assemblages grew in response to granitic intrusions and behaved as a time marker that helped to elucidate the changing of the deformation style in the shallower levels of the wedge, also revealing the influence of episodic geodynamic processes in the assembly of the Chilean basement during a long-lasting Paleozoic subduction.

Keywords: Central Chile, accretionary prism, paired metamorphic belt, seamounts, thermobarometry

Acknowledgments

This work was supported by the São Paulo Research Foundation (FAPESP) Grant 2012/01191-1. T. Hyppolito is grateful to FAPESP for scholarships 2012/17635-6 and 2010/11954-7 at the University of Granada (Spain) and at University of São Paulo. Vinícius T. Meira (University of São Paulo) is fully acknowledged by field assistance and fruitfull discussions.

Capítulo 6: O Papel da Composição dos Protolitos Máficos na Formação de Xistos Azuis e Xistos Verdes: O Caso das Rochas Metamáficas de Pichilemu

6.1. Alterações pós-magmáticas de fundo oceânico

Desde sua formação, os basaltos de fundo oceânico são submetidos a uma série de transformações que afetam suas propriedades físicas (*e.g.,* porosidade, densidade, reologia) e químicas (composição e mineralogia). Essas transformações são resultado da interação entre a água do mar e a crosta oceânica e são controladas pela temperatura dos fluidos aquosos circulantes e pela permeabilidade da rocha original. Processos tectônicos extensionais, aos quais se associam intrusão de diques e desenvolvimento de falhas na crosta oceânica (*e.g.,* Alt & Teagle, 2000; Gillis & Banerjee, 2000), e até as próprias fraturas de contração geradas durante o resfriamento dos derrames, criam descontinuidades para a passagem dos fluidos aquosos. As condições de temperatura e pressão controlam tanto a velocidade das reações e tipo de minerais formados, quanto condicionam o comportamento dos elementos presentes (*e.g.,* Mg, Ca e Na), que podem ora ser fixados na rocha e ora lixiviados das rochas. As trocas catiônicas durante as reações entre água do mar e rochas basálticas são também condicionadas pela composição e mineralogia dos protolitos ígneos (*e.g.,* Seyfried *et al*., 1988). A permeabilidade da rocha original, a existência de descontinuidades, bem como a velocidade de soterramento das pilhas de material vulcânico, por sua vez, controlam as diferentes razões água do mar/rocha, fator fundamental para o direcionamento das trocas químicas, para o transporte de calor e de massa, e eficiência de alteração da composição rocha original por mobilização dos elementos (*e.g.,* Miyashiro, 1973; McCulloch *et al*., 1981; Alt & Teagle, 2000).

A interação entre a água do mar e a crosta oceânica exerce influência sobre a composição das águas dos oceanos (*e.g.,* Mg, Na, Ca, K e Cl em solução), é responsável pelo metassomatismo das rochas formadoras do assoalho oceânico, e contribue com os elementos reciclados nas zonas de subducção (*e.g.,* Alt & Teagle, 2000). Nesse sentido entende-se que o metassomatismo provoca o reequilíbrio das assembleias minerais sob as novas condições de P, T e das condições químicas do fluido, resultando em alterações na composição original da rocha pelos fluidos circulantes que transportam os íons (*e.g.,* Putnis & Austrheim, 2010). Além de transportar os elementos, os fluidos induzem o reequilíbrio mineral por dissolução seguida de precipitação.

Os espilitos consistem num clássico exemplo da formação de minerais secundários a partir da rocha basáltica original quando da sua interação com a água circulante. Os espilitos, que já foram considerados como de origem magmática (*cf.* Amstutz, 1974 e referências nele contidas) são

reconhecidos como rochas provenientes da alteração hidrotermal em fundo oceânico. Constituem rochas de granulação fina, de cor verde (*greenstones*) ou marrom-escuro arroxeado, de composição química e mineralogia variada, formadas principalmente por albita, clorita, epidoto, calcita, e óxidos de ferro e, subordinadamente, por anfibólio, clinopiroxênio, pumpellyita, prehnita, óxidos de cobre e sulfetos disseminados (Amstutz, 1974).

As reações de espilitização são governadas pela instabilidade do plagioclásio cálcico que se transforma em albita a partir da substituição acoplada NaSi ⇄ CaAl (*e.g*., Sivell & Waterhouse, 1984). A albitização de feldspatos também é um exemplo de reações de dissolução/precipitação associadas à percolação de fluidos aquosos e à mobilização de elementos, à qual pode ocorrer associada à precipitação de hematita e sericitização, indicando a presença de fluidos que transportam além de Na, o K e o Si (*e.g.,* Putnis & Austrheim, 2010). Para alguns autores, a abundância das fases minerais nos espilitos é produto do tipo de alteração e do *fabric* da rocha original, o que eventualmente pode resultar em rochas monominerálicas, como albititos e cloritito (Amstutz, 1974). Em geral os espilitos associam-se a tufos, *cherts* radiolaríticos, grauvacas e depósitos de manganês e ferro.

Em relação aos basaltos, os espilitos são enriquecidos em Na_2O e apresentam empobrecimento em CaO, principalmente nas bordas de *pillows*, onde há maior porosidade na rocha, tornando o sistema químico aberto. Incremento em SiO_2 concomitante ao decréscimo da razão CaO/Na_2O também pode ocorrer durante a espilitização. Padrões de espilitização são caracterizados por perdas de CaO, MgO e/ou FeO, associado a incremento de SiO_2, Na_2O, H_2O, Fe_2O_3, Al_2O_3, TiO_2, K_2O e P_2O_5 (*e.g.,* Reed & Morgan, 1971; Sivell & Waterhouse, 1984). Vidros de *pillow* lavas muito alterados podem apresentar perdas de SiO_2 e P_2O_5, e elevado conteúdo de K_2O, H_2O, Al_2O_3, FeO e MnO no inter-*pillow*. Aumento no conteúdo de K_2O por precipitação de argilas celadoníticas ricas em potássio e feldspato potássico durante alteração em fundo oceânico de baixa temperatura e a mobilização do sódio resulta em maior proporção de mica branca celadonítica no metabasito (*e.g.,* Dungan *et al*., 1983). As variações químicas produzidas pelas alterações em fundo oceânico podem ser identificadas em diagramas bivariantes quando não há relação sistemática com parâmetros de diferenciação magmática, como Zr, por exemplo, que é um elemento relativamente imóvel nessas condições físico–químicas.

Epidositos são rochas formadas pela substituição metassomática de minerais ígneos primários por uma assembleia granular composta por epidoto + quartzo ± clorita ± actinolita ± magnetita ± ilmenita e ± sulfetos. Formam-se em temperaturas de 250 até > 400 °C e com alta razão fluido/rocha, o que sugere que representam os próprios condutos de fluidos hidrotermais (*e.g.,* Gillis & Banerjee, 2000). Ocorrem frequentemente associados a depósitos de sulfetos, em zonas de descarga hidrotermal, como observado em sequências ofiolíticas do tipo SSZ (*Supra Subduction*

Zone) (Gillis & Banerjee, 2000). No contexto de metassomatismo em fundo oceânico, serpentinitos e rodingitos também podem ser encontrados, muitas vezes associados. Enquanto os serpentinitos representam a hidratação de rochas ultramáficas com associada mobilização de ferro, os rodingitos são produto do metassomatismo cálcico associado. Minerais como piroxênio liberam Ca durante a serpentinização, que por sua vez reagem com as rochas máficas vizinhas e minerais como granada grossularítica, prehnita e clorita são formados.

Algumas ocorrências de espilitos estão associadas a epidositos (*e.g., Catoctin Greenstones*, Virgínia). Reed & Morgan (1971) sugerem que nesse caso, a formação dos espilitos é resultado da circulação de fluidos aquosos oxidantes ao longo de fissuras no basalto. As fissuras e os meios mais porosos teriam se convertido em zonas oxidadas ao longo das quais se desenvolveram a associação quartzo–epidoto–actinolita. Sódio e magnésio liberados durante a formação dos epidositos difundiram-se para as rochas vizinhas, convertendo-as em espilitos. O processo seria contínuo até a remoção da fonte oxidante. A hipótese apresentada pelos autores supracitados está de acordo com a concentração local de epidositos em descontinuidades e meios relativamente mais porosos que podem passar abruptamente para espilitos (*e.g.,* materais inter-*pillows e pillows* de Infiernillo, Pichilemu).

Assembleias metamórficas características das fácies zeólita, prehnita–pumpelliyta, até xisto verde e anfibolito (em porções mais profundas do sistema geotermal submarino devido ao alcance mais profundo das células convectivas), podem ser geradas durante o metamorfismo oceânico, sendo em maior parte a temperatura dos fluidos circulantes o fator responsável pela formação de minerais de distintas fácies. O alto grau geotérmico presente nas dorsais meso-oceânicas propicia a diversidade de reações metamórficas dentro da pilha de rochas basálticas neoformadas. A crosta oceânica, já diferentemente alterada por níveis, quando submetida ao metamorfismo, comporta-se também de maneira distinta frente à geração das assembleias metamórficas, visto que a composição do protolito reflete-se no comportamento das soluções sólidas e estabilidade de minerais, muitas vezes resultando em assembleias transicionais entre as fácies.

Como visto neste item, são diversos os exemplos que demonstram o efeito das alterações de fundo oceânico (interação água do mar–rocha) e que podem levar à formação de novos litotipos a partir da alteração nas razões dos componentes maiores formadores da rocha original. Um exemplo desse fenômeno é a associação de xistos verdes e xistos azuis, e xistos azuis e eclogitos isofaciais em terrenos metamórficos de alta pressão, cuja formação de assembleias minerais das fácies xisto verde, xisto azul e eclogito são resultado da composição química da rocha total (*e.g* Maruyama *et al*., 1986; Evans, 1990) e não da diferença das condições P–T alcançadas. A escala de algumas dessas associações, com centímetros de espessura, ou ainda, presentes somente no material inter-*pillows* e

nas bordas das *pillows* são as primeiras evidências de que alterações nas razões de elementos maiores, anteriores ao metamorfismo de subducção são responsáveis pelas assembleias minerais contrastantes observadas.

6.2. As relações de contato entre os diferentes litotipos nos terrenos de alta pressão

A intercalação de xistos azuis e xistos verdes, de eclogitos e xistos azuis com granada tem sido descrita em uma série de terrenos metamórficos de alta pressão (Dungan *et al*., 1983; Schliestedt & Matthews, 1987; Okrusch & Bröcker, 1990; Bröcker, 1990; Barrientos & Selverstone, 1993; Breeding *et al*., 2003; El-Shazly *et al*., 1997; Gómez-Pugnaire *et al*., 1997; Willner, 2005; Whitney & Davis, 2006; John *et al*., 2008; Baziotis *et al*., 2009; Vitale Brovarone *et al*., 2011; Tian & Wei, 2014; Hyppolito *et al*., 2014). Entre os fatores mais intrigantes dessas ocorrências estão a escala, muitas vezes de afloramento (*pillows*/inter-*pillows*, frentes de alteração, camadas com centímetro de espessura), e a aparente "transição" entre rochas de fácies metamórficas vizinhas.

Dentre as principais interpretações sugeridas para tais associações estão: 1) diferenças nas condições P–T de equilíbrio das camadas de metabasitos intercaladas tectonicamente durante a exumação; 2) heterogeneidades nas composições dos protolitos; 3) disponibilidade de fluidos durante a ascensão, o que inclui diferenças de permeabilidade entre os litotipos e infiltração seletiva de fluidos retrometamórficos, bem como a presença de estruturas de deformação como charneiras de dobras e zonas de cisalhamento, que canalizam a percolação desses fluidos; e 4) diferenças nas taxas de reações metamórficas progressivas. No caso da relação xistos azuis e eclogitos a associação na pequena escala pode ainda ser resultado da desidratação de assembleias de alta pressão, acompanhada de canalização e migração dos fluidos, o que resulta em veios formados por minerais de fácies eclogito (granada e onfacita) em xistos azuis sem evidência de desidratação (*e.g.,* Zack & John, 2007; John *et al*., 2008).

Com base na geoquímica de elementos maiores e traços, Dungan *et al*. (1983) sugeriram que a intercalação de xistos azuis e xistos verdes em Shuksan (North Cascades, Washington) está relacionada a diferenças nas composições dos protolitos, produto principalmente de processos magmáticos, e de alterações em fundo oceânico que atuaram na redistribuição local de elementos, sendo os fatores químicos controladores os conteúdos de FeO_t, Fe_2O_3 e a razão Na/Ca, todos mais elevados no xistos azuis. Segundo os autores, a diferenciação primária do magma basáltico com fonte mantélica semelhante a de MORBs modernos produziu um amplo intervalo de composições, de basaltos moderadamente a altamente evoluídos, incluindo FeTi-basaltos, com enriquecimento em FeO_t e TiO_2. Alterações de fundo oceânico teriam sido responsáveis principalmente por

oxidações e redistribuição de elementos, principalmente K, Rb, Na e Sr, além de Si, Fe, Mg e Ca, resultando na formação das assembleias actinolita ± calcita e glaucofânio ± óxido de ferro e, consequentemente, na associação de xistos verdes com xistos azuis. Os dados apresentados pelos autores mostram que a composição dos xistos verdes têm razões mais elevadas de CaO/Na_2O e CaO/Fe_2O_3 e mais baixos teores de FeO_t que os xistos azuis. A intercalação na escala de centímetros de espessura foi interpretada como resultado de um intenso paralelismo durante o metamorfismo regional de níveis diferentemente alterados em fundo oceânico, *pillow* lavas e outros depósitos de fragmentos. O conjunto das alterações teria resultado em composições "críticas" ou próximas daquelas que separam as assembleias minerais transicionais entre xistos azuis e xistos verdes.

Associações entre xistos azuis e xistos verdes, quando não são claramente e exclusivamente produtos de variações nas composições dos protolitos ou justaposição tectônica, são produto da disponibilidade diferencial de fluidos sin-metamórficos durante a exumação. Bröcker (1990), ao estudar os xistos azuis e xistos verdes de Cyclades (Grécia), apontou a permeabilidade diferencial dos litotipos como fator controlador da retrogressão (*cf.* Matthews & Schliestedt, 1984; Schliestedt & Matthews, 1987). Nesse contexto, tanto capas carbonáticas subjacentes, quanto rochas já hidratadas e de maior volume dificultariam a infiltração pervasiva dos fluidos aquosos. A canalização de fluidos em zonas de falhas e em contatos litológicos também tem sido apontada como fatores que facilitam a preservação de xistos azuis afastados dessas zonas (*e.g.,* Breedings *et al.,* 2003).

Um aspecto relevante para a associação de xistos azuis e xistos verdes é a possibilidade desses litotipos serem isofaciais, ou seja, coexistirem dentro do mesmo intervalo P–T, mas serem representados por associações mineralógicas de distintas fácies metamórficas. Utilizando-se de cálculos de equilíbrios de fases em diagramas P–T, Evans (1990) demonstrou a influência composicional sobre o limite entre as fácies xisto azul e xisto verde, sendo melhor definido para composições mais ricas em ferro e com maiores razões Fe^{3+}/Al, o que tende a ampliar o campo de estabilidade do anfibólio sódico + epidoto. Um dos efeitos composicionais que favorece a formação de xistos azuis em composições mais ricas em Fe^{3+} é a maior afinidade química que o anfibólio sódico e o epidoto têm por esse elemento em relação à actinolita, clorita e lawsonita (Evans, 1990), o que tende a expandir o campo de estabilidade do glaucofânio (*cf*. Maruyama *et al*., 1986). A transição entre as fácies xisto azul e xisto verde descrita por Maruyama *et al*. (1986) foi determinada por meio de experimentos reversíveis da reação albita + clinocloro + tremolita ⇄ glaucofânio + clinozoisita + quartzo + H_2O, que tende a reagir completamente em rochas mais ricas em ferro, mas pode ser metaestável em composições ricas em Mg e Al. Dessa forma, as assembleias minerais de ambos os litotipos podem coexistir a 400 °C, num intervalo de até 3 kbar (Maruyama, *et al*., 1986; Evans, 1990). Outras ocorrências de associações de xistos azuis e xistos verdes, tidas como

controladas pelas composições dos protolitos (*e.g.,* Koetz *et al.*, 1989; Barrientos & Selverstone, 1993; Baziotis *et al*., 2009), têm também apontado que os xistos azuis apresentam teores mais elevados de FeO_t e Na_2O e mais baixos de MgO em relação aos xistos verdes.

A preservação dos xistos azuis é favorecida por rápida exumação, a taxas > 1,5 km Myr^{-1} (*e.g.,* Draper & Bone, 1981) em regimes de tectônica extensional (Platt, 1986) ou de rápida erosão (England & Richardson, 1977), e/ou a resfriamento contínuo durante a exumação (Ernst, 1988; 2006), que juntos evitam o *overprint* termal responsável por transformá-los em xistos verdes e/ou anfibolitos, seja por relaxamento das isotermas ou "auto-aquecimento", já que as rochas conduzem mal o calor e podem manter-se relativamente quentes durante rápida exumação. Entretanto, com o aumento do estudo das associações de xistos azuis e xistos verdes, em termos de quimismo e de progressão de reações metamórficas, além da consideração integrada das escalas de ocorrências, rochas vizinhas e estruturas tectônicas associadas, foi possível compreender que há mais variáveis envolvidas na preservação dos xistos azuis que apenas as taxas de exumação (*e.g.,* Barrientos & Selverstone, 1993). Nesse sentido, o crescente uso das pseudosseções para o cálculo de equilíbrio de fases a partir de composições específicas tem facilitado a identificação de xistos azuis e xistos verdes isofaciais. Como exemplo, Baziotis *et al*. (2009) associaram às composições mais ricas em ferro a formação do anfibólio sódico e a ampliação de seu campo de estabilidade na ocorrência de xistos azuis e xistos verdes isofaciais de Lavrion (Grécia). Apontaram também a maior chance de preservação das assembleias metamórficas dos xistos azuis por terem alcançado maior grau de desidratação em condições próximas do pico metamórfico, necessitando de influxo externo de fluido aquoso para a formação de minerais retrógrados. A percolação limitada de fluidos teria sido responsável pela preservação das assembleias de pico metamórfico de xistos azuis e xistos verdes cofaciais.

6.3. Xistos azuis e xistos verdes da região de Pichilemu

Como visto anteriormente no Capítulo 3, a relação espacial entre os xistos azuis e xistos verdes na região de Pichilemu pode ser observada em ocorrências separadas por quilômetros de distância ou como intercalações de poucos centímetros (*e.g*., Hyppolito *et al*., 2014). O primeiro caso é reconhecido em grande escala e inclui as ocorrências de xistos azuis de Infiernillo e Nilahue e as ocorrências de xistos verdes de Punta Lobos e Cahuil (**Fig. 6.1**), os quais possivelmente representam diferentes segmentos tectônicos constituídos por fragmentos de crosta oceânica e rochas metassedimentares de trincheira, progressivamente acrescidos à base do prisma, ainda que a ausência de grandes falhas que os relacionem dificulte essa conclusão. Por outro lado, a intercalação centimétrica entre xistos azuis e xistos verdes, tal qual descrita na praia de Infiernillo (**Cap. 3**), indica

que outros fatores além daqueles relacionados à transferência de fragmentos oceânicos ao prisma acrescionário, estiveram envolvidos. As relações de campo caracterizadas por meta-*pillow* lavas com bordas de xistos azuis e núcleo de *pillows* formados por xistos verdes, e intercalações centimétricas de xistos verdes e xistos azuis (**Fig. 6.2**) (rochas metapiroclásticas) apontam que o controle composicional na formação desses diferentes litotipos deve também ser avaliado.

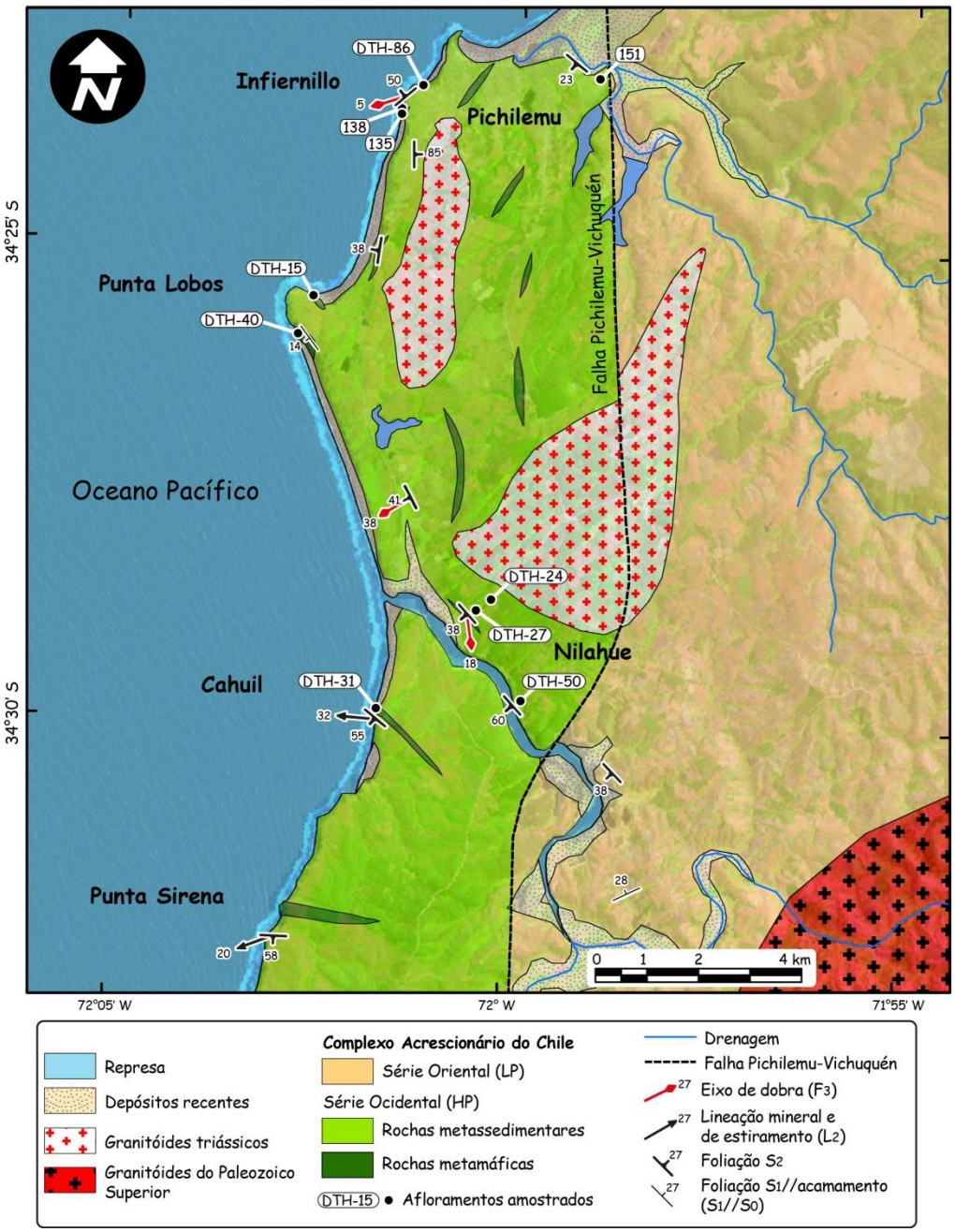

***Figura 6.1**: Mapa geológico esquemático da região de Pichilemu indicando a ocorrência de metabasitos sob a forma de lentes isoladas em meio às rochas metassedimentares da Série Ocidental. Modificado de Willner et al. (2009a).*

Trabalhos anteriormente publicados na região de Pichilemu indicam que as condições P–T de pico metamórfico às quais foram submetidos os protolitos de xistos azuis e xistos verdes são transicionais entre as fácies homônimas (xistos verdes: 7,0–9,3 kbar, 380–420 °C; xistos azuis: 9,5–10,7; 350–385 °C), tendo ocorrido concomitantemente em diferentes porções do prisma acrescionário (Willner, 2005). O autor enfatizou que diferentemente do proposto por outros autores (caráter pervasivo do retrometamorfismo em fácies xisto verdes, *e.g.,* Kato, 1985; Martin *et al*., 1999; Duhart *et al*., 2001), os xistos verdes da região do Chile central não correspondiam ao produto de retrometamorfismo em fácies xisto azul, tampouco os xistos azuis constituem "relíquias" em meio aos xistos verdes.

Figura 6.2*: Foto de afloramento na praia de Infiernillo que ilustra a intercalação de xistos azuis e xistos verdes em sequência metavulcanossedimentar localmente preservada.*

Para Willner (2005), xistos verdes e xistos azuis reequilibraram-se em novas condições P–T durante o retrometamorfismo, calculadas como 4,4–7,2 kbar, 315–380 °C e 6,0–7,7; 290–345 °C, respectivamente, tendo sido o processo da retrogressão insuficiente (apenas localmente assistida por fluidos aquosos), e texturalmente representado pela formação de anfibólios progressivamente mais cálcicos (anfibólio sódico → anfibólio sódico–cálcico → anfibólio cálcico). Outro argumento levantado pelo autor consiste na presença de relíquias de clinopiroxênio magmático substituído por anfibólio sódico, anfibólio sódico–cálcico *ou* anfibólio cálcico em diferentes amostras, o que para ele significa uma evidência de diferentes condições P–T alcançadas pelos metabasitos de Pichilemu. Nesse sentido, se vestígios magmáticos estão preservados em distintos contextos texturais, seriam também as composições dos anfibólios representativas do pico metamórfico (Willner, 2005). Já para

o retrometamorfismo o autor pontuou que uma pervasiva infiltração de fluidos aquosos externos levaria à redução de fases, o que, de modo geral, não ocorreu com os metabasitos. Utilizando-se de diagramas de fases P–T com a representação de isolinhas de XH_2O livre das amostras estudadas, o autor sugeriu que o teor de XH_2O aumentaria na maior parte dos casos durante o resfriamento e descompressão, sem necessidade de influxo externo de fluido para a retrogressão local.

Com intuito de investigar as diferentes proposições supracitadas e avaliar a influência da composição dos protolitos na formação dos xistos azuis e xistos verdes da região de Pichilemu, os litotipos foram estudados textural- e mineralogicamente por química mineral, e suas composições foram avaliadas em diagramas de fases, assim como as características químicas dos anfibólios presentes. Também foi feito uso de pseudosseções para a estimativa das condições P–T das rochas metavulcânicas de Infiernillo, e verificação de cofacialidade entre os litotipos estudados.

As análises de verificação de equilíbrio em diagramas de fases e dos cálculos por pseudosseções foi feito nas ocorrências de Infiernillo e o xisto azul de Nilahue foi apenas estudado texturalmente, juntamente com a composição de seus anfibólios. Isso se deve ao fato de que a textura bandada (alternando bandas de epidoto e em menor parte anfibólio de granulação média), resulta na heterogeneidade das amostras coletadas nessa localidade, o que dificultou a obtenção da composição de equilíbrio efetiva, fundamental para o cálculo de pseudosseções. Nessa localidade, os xistos azuis ocorrem sob a forma de blocos soltos próximos a laje formada por xistos verde, nos quais anfibólio sódico ocorre em baixo volume. Willner (2005) obteve resultados termobarométricos por pseudosseção em uma amostra de xisto azul dessa localidade indicando pressões mínimas de 7,8−8,8 kbar e 300−400 °C.

6.3.1. Microestruturas, assembleias minerais e composição mineral (anfibólio, clorita, epidoto, feldspato, titanita)

6.3.1.1. Xistos azuis

Os xistos azuis de Pichilemu ocorrem como rochas de granulação muito fina (metatufos da praia de Infiernillo) e com estrutura laminada paralela à foliação penetrativa S_2 (**Fig. 6.3a**); rochas amigdaloidais com estrutura foliada formando bordas de *pillow* lavas (Infiernillo) (**Fig. 6.4a**) e epidoto-glaucofânio xisto com clorita e albita bandados de granulação fina a média, como é o caso da ocorrência de Nilahue (**Fig. 6.5a**). A assembleia mineral de pico metamórfico constitui-se de anfibólios sódicos da série glaucofânio–riebeckita + albita ± clorita + titanita ± fengita ± actinolita ± epidoto ± quartzo e ± magnetita. Anfibólio sódico-cálcico do tipo winchita, estilpnomelano e calcita podem ocorrer e estão associados ao retrometamorfismo, juntamente com clorita, albita e actinolita.

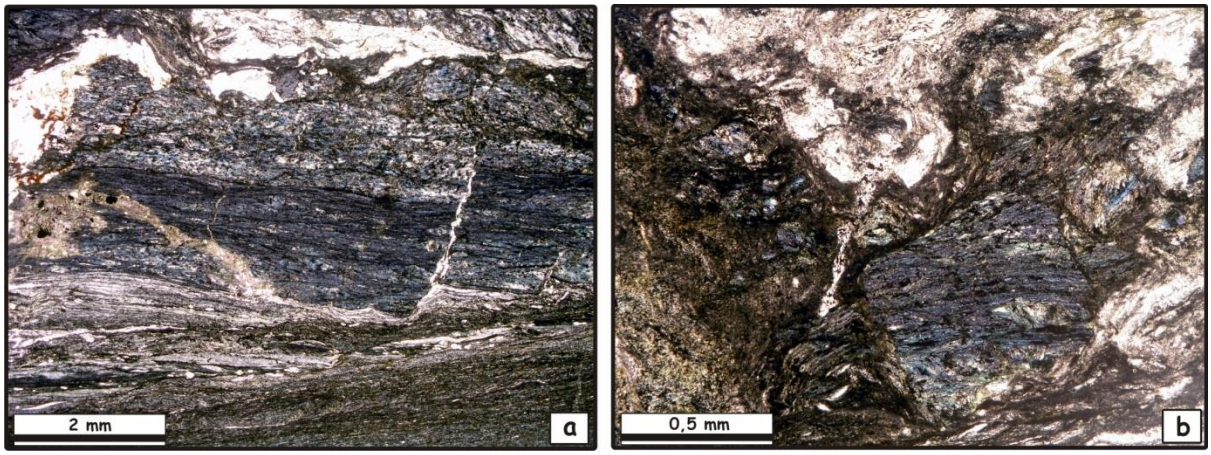

***Figura 6.3**: Fotomicrografia de xisto azul de granulação muito fina que compõem metatufos na praia de Infiernillo (a). Notar foliação S_2 e veios discordantes de albita + clorita + estilpnomelano + óxidos de ferro. Detalhe (b) para piroclastos transformados em glaucofânio, titanita e óxidos de ferro em matriz deformada.*

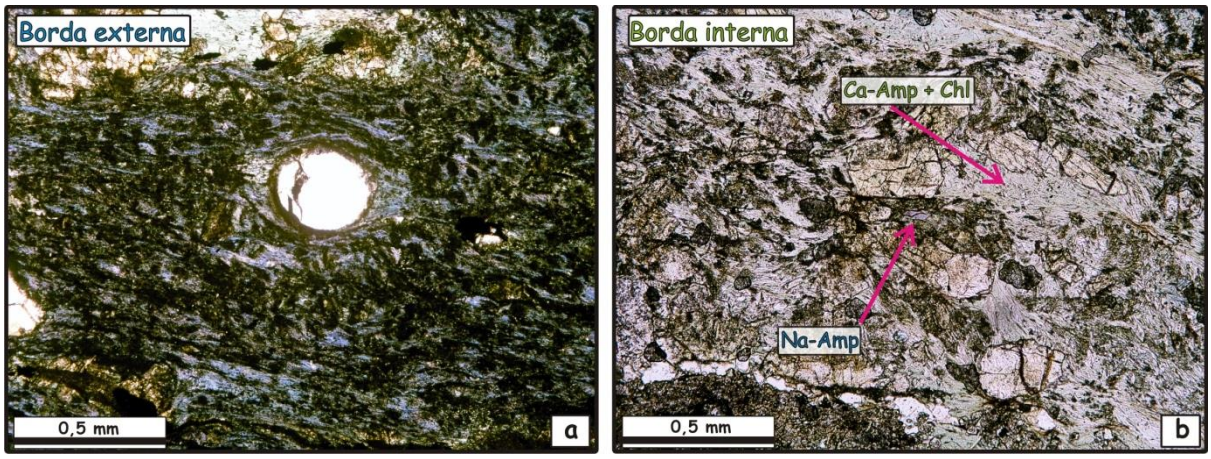

***Figura 6.4**: Fotomicrografia de xisto azul que compõe borda externa de pillow lava na praia de Infiernillo (a), e xisto verde (b) na borda interna da mesma pillow. Em (a) observa-se o predomínio de anfibólio sódico, em associação com epidoto, clorita, albita, e titanita. Notar o epidoto na amígdala. Na parte superior se observa clorita, epidoto e óxidos de ferro. Em (b) predominam epidoto, clorita, e anfibólio cálcico em associação com albita, destacando-se três cristais de anfibólio sódico no centro da foto.*

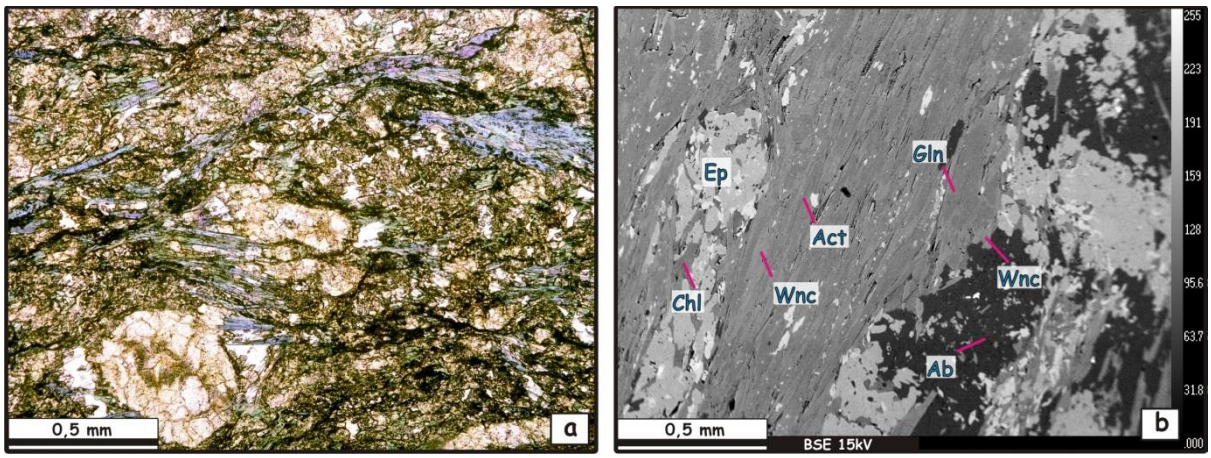

***Figura 6.5**: Fotomicrografias do epidoto-glaucofânio xisto que aflora na região de Nilahue, caracterizado pela alternância de bandas ricas em epidoto e glaucofânio entre as bandas (a). Imagem de elétrons retro-espalhados de leito rico em anfibólio no epidoto-xisto azul de Nilahue (b), com anfibólio com zonamento químico caracterizado por núcleos de glaucofânio e bordas de winchita, mais localmente de actinolita.*

Os cristais de anfibólio definem a foliação principal e penetrativa S_2 indicando regime de deformação predominantemente por achatamento (*e.g.,* Richter *et al*., 2007). Localmente inclusões muito finas de anfibólio azul-arroxeado, epidoto, e titanita em albita ($S_i \neq S_e$) e de anfibólio azul em veios de quartzo paralelizados à foliação S_2 registram a foliação anterior S_1, e sugerem que anfibólio sódico já se formava no domínio da foliação de descendência S_1. Sigmóides de quartzo e calcita podem estar presentes, bem como pares S-C e microdobramento assimétrico de veios de quartzo (**Fig. 6.6 a**−**b)** que sugerem deformação em regime não-coaxial, ainda que localmente, durante a fase de deformação D_2, ou ainda, no caso dos pares S−C e sigmóides, em fase posterior ao desenvolvimento da foliação S_2. Alguns metatufos apresentam fragmentos do que sugerem ser piroclastos transformados em anfibólio sódico e óxidos de ferro (**Fig. 6.3b**). Leitos monominerálicos de epidoto e nemato-lepidoblásticos de anfibólio + clorita ± albita definem a estrutura bandada dos epidoto-glaucofânio xistos com anfibólio azul (< 5 mm) localmente radiado. Esses últimos também apresentam pares S−C e foliação anastomosada.

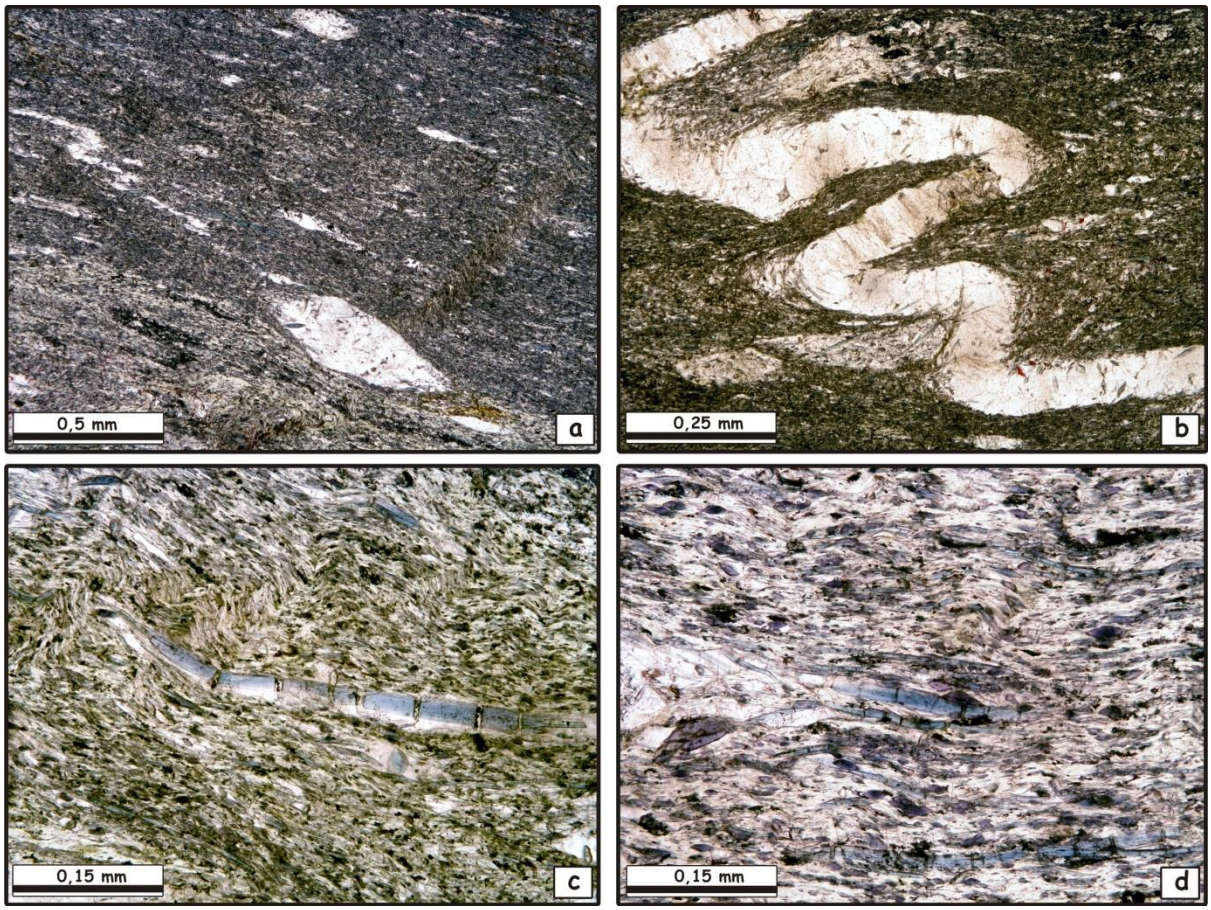

Figura 6.6*: Fotomicrografias de xisto azul que compõe metatufo na praia de Infiernillo. Em (a) e (b) se observam sigmóides simétricos e microdobramento de veios de quartzo + albita + anfibólio sódico (como inclusões nos veios e sigmóides) por dobras F_2. Notar as dobras kink associadas a D_3 (a). Em (d) e (e) detalhe para cristais microboudinados e entalhados de anfibólio sódico em leito rico em mica branca.*

O anfibólio sódico azul apresenta borda verde-azulada formada por anfibólios sódico–cálcico e cálcico ou ocorre associado, formando contatos retos, com anfibólio cálcico (actinolita). Nos núcleos de anfibólios sódicos podem estar preservados restos de anfibólio marrom (*e.g.,* pargasita, hornblenda, **Anexo V – Tabela 6.1**), interpretados como formados em ambiente de fundo oceânico, previamente ao metamorfismo de subducção. Texturas de entalhamento de cristais de anfibólio sódico (**Fig. 6.6 c**–**d**), seguidas por microboudinagem sin-S_2 e preenchimento das fraturas *pull-apart* por clorita, albita ou quartzo sugerem entalhamento de grãos de anfibólio em condições próximas do pico metamórfico (com possível dissolução + precipitação associada), ao qual seguem-se texturas de relaxamento e fraturamento, com substituição por minerais retrógrados, que perdurou até condições em fácies xisto verde (*cf*. Okamoto *et al*., 2006).

A intercalação entre leitos com milímetros de espessura de xistos azuis de mesma mineralogia e distintas proporções de minerais pode ser vista nas microfotografias e mapas composicionais da **Figura 6.7**. A assembleia mineral de ambos os leitos é constituída por *glaucofânio–actinolita–albita–fengita–clorita–titanita–apatita*, em equilíbrio textural caracterizado por contatos retos entre as fases minerais. O leito à direita apresenta maior proporção de glaucofânio e menor proporção de albita, fengita, actinolita, titanita e, notadamente, clorita, mas mantém o mesmo arranjo textural que o leito adjacente, no qual a proporção de glaucofânio é menor, com maior volume dos outros minerais, especialmente de fengita. A ausência de quartzo e epidoto nesta rocha apontam para composições específicas do protolito.

Os xistos azuis derivados de rochas vulcânicas amigdaloidais (bordas de *pillows* espilitizadas) são compostos por leitos nematoblásticos de anfibólio sódico fino que amoldam o epidoto subidioblástico zonado de granulação média a grossa (**Fig. 6.4a**). Em direção à zona interna da *pillow*, o xisto azul composto por glaucofânio (~ 75%), epidoto (~ 10%), titanita (~ 5%), clorita ± estilpnomelano ± fengita (< 5%), albita (< 5%), passa para um xisto verde isofacial composto por clorita + winchita + fengita (~ 45%), albita (~ 25%), epidoto (~ 25%), titanita (~ 5%), no qual o glaucofânio ocorre como mineral acessório (< 1%), localmente associado à albita (**Fig. 6.4b**).

O retrometamorfismo dos xistos azuis é definido pela presença local de vênulas de albita + clorita ± estilpnomelano ± óxidos de ferro; carbonato ± mica; quartzo + mica, e de feldspato potássico, o qual esteve condicionado pela disponibilidade e percolação de fluidos aquo-carbônicos ao longo das descontinuidades (**Fig. 6.3**). As vênulas estão contidas na foliação S_2, ou são discordantes e ramificam-se a partir dos planos da foliação. Restos de minerais da matriz podem ser vistos nas vênulas. A mica branca fina a média pode concentrar-se nas bordas e charneiras de vênulas de quartzo deformadas por dobras D_3, o que indica que o fluido hidrotermal possuía também potássio. O carbonato das vênulas frequentemente apresenta geminação por deformação e

inclusões euédricas de apatita recristalizadas durante a alteração hidrotermal retrometamórfica. Os minerais da matriz também se formaram para dentro dos veios, principalmente os anfibólios cálcicos, sob a forma de cristais aciculares. O retrometamorfismo dos xistos azuis também está registrado nas bordas do anfibólio sódico, reequilibradas sob a forma de anfibólios sódico–cálcico e cálcico, tendo sido melhor observado na ocorrência de epidoto–glaucofânio xistos de Nilahue (**Fig. 6.5b**). Leitos grano-lepidoblásticos de albita porfiroblástica subarredondada (+ clorita) também indicam retrogressão em algumas amostras de xistos azuis.

6.3.1.2. Xistos verdes

Considerando as variedades de xistos azuis apresentadas no subitem anterior (*e.g.,* composições mais e menos férteis para a formação de glaucofânio; actinolita em equilíbrio textural com glaucofânio), é possível, até o momento sugerir que os xistos verdes estudados correspondem a (i) rochas da fácies xisto azul, ou seja, xistos verdes isofaciais aos xistos azuis, nos quais o glaucofânio não se formou, ou se formou em menor proporção modal que no xisto azul, podendo ainda ter sido em parte ou totalmente obliterado durante o reequilíbrio em fácies xisto verde; e em menor parte a (ii) xistos verdes que podem ou não ter alcançado condições P–T em fácies xisto azul, mas encontram-se tectonicamente intercalados na escala de fragmentos imbricados.

O primeiro tipo (i) é mais facilmente distinguível na praia de Infiernillo. Em campo é observado em escala pequena, seja por intercalações centímetros de espessura entre xistos verdes e xistos azuis, ou ainda, pela relação entre borda externa (xisto azul) e borda interna (xisto verde) de *pillows*. Os xistos verdes do tipo (ii) não apresentam evidência de metamorfismo em fácies xisto azul, e não registram texturas que caracterizem intensa obliteração de glaucofânio e que representem variedades retrometamórficas. Esse último tipo corresponde aos xistos verdes de Punta Lobos, e Cahuil, incluindo a região costeira e interior, e formam sequências com alguns metros de espessura.

A assembleia mineral dos xistos verdes de Infiernillo é formada por anfibólio cálcico + clorita + albita + titanita ± anfibólio sódico–cálcico ± anfibólio sódico ± epidoto ± mica branca ± feldspato potássico ± quartzo ± rutilo ± magnetita ± sulfetos ± calcita. Os xistos verdes, compostos por anfibólios sódico–cálcico (winchita), serão distinguidos como “xistos verdes-1” daqueles compostos essencialmente por actinolita (“xistos verdes-2”) (**Fig. 6.8**), os quais podem ocorrer associados como intercalações na escala de decímetros a centímetros de espessura nos xistos azuis. Os cristais de anfibólio definem a foliação principal e penetrativa S_2 (**Fig. 6.9**). Leitos lepidoblásticos de clorita ± mica, ou ainda, leitos grano-lepidoblásticos de epidoto + clorita e albita + clorita são frequentes. Localmente inclusões muito finas de anfibólio cálcico ± epidoto ± titanita em albita lenticular ($S_i \neq S_e$) registram a foliação anterior S_1, bem como cristais de actinolita parcialmente rotacionados (**Fig. 6.10**). A winchita ocorre paralela à foliação S_2 e, localmente, discordante, podendo sugerir

crescimento estático em profundidade (**Fig. 6.10**). Trilhas de titanita ao longo da foliação S_2 são frequentes. Alguns xistos verdes possuem relíquias de anfibólio marrom, também interpretados como provenientes de alterações em fundo oceânico, sobrecrescidos por anfibólio actinolítico ou winchítico durante o metamorfismo de alta pressão (**Fig. 6.10**). Relíquias de piroxênio também foram observadas nessas variedades.

As variedades de rochas metavulcânicas têm relíquias de texturas ígneas amigdaloidal e subofítica (*e.g.,* clorita entre cristais ripiformes de plagioclásio). Bordas maciças de *pillows* apresentam matriz granoblástica muito fina de aspecto "turvo", composta por albita, óxido de ferro, actinolita (que assim como nos xistos azuis podem ocorrer microboudinada), clorita, epidoto, feldspato potássico, quartzo, estilpnomelano e raro anfibólio sódico radiado. Microfenocristais geminados de plagioclásio apresentam geminação polissintética deformada e anfibólio sódico acessório cristalizado às suas expensas. Em direção ao núcleo da *pillow* o anfibólio sódico pode ou não estar presente (a depender do grau de espilitização e transformação em xisto azul da borda da *pillow*). No caso de borda externa de *pillow* totalmente transformada em xisto azul, é notável a ausência de anfibólio sódico e a presença de actinolita no xisto verde formando a parte interna da *pillow* (**Fig. 6.4**). No caso de borda de *pillow* com baixa proporção de anfibólio sódico, o xisto verde associado tem menor proporção em volume de albita e óxido de ferro e a matriz é constituída em maior parte por epidoto, clorita, anfibólio cálcico e fengita subordinada.

Mapas composicionais foram obtidos numa variedade de xisto verde-1 da praia de Infiernillo composto por anfibólios cálcico, sódico–cálcico e sódico, albita, clorita, titanita, rutilo, feldspato potássico, apatita, quartzo e sulfetos. O anfibólio cálcico apresenta zonamento progressivo, está orientado na foliação S_2, e alguns cristais sugerem ter sido parcialmente rotacionados durante a transposição da foliação S_1 (**Fig. 6.11**). Os núcleos são mais ricos em Ca e Mg (actinolita), passam a zonas intermediárias relativamente mais ricas em Na (winchita) e seguidamente a bordas mais ricas em Ca e Mg (actinolita) (**Fig. 6.11**). "Patches" de riebeckita truncam esse zonamento, sobrepondo-o, tanto nos cristais orientados, como nos parcialmente discordantes (**Fig. 6.11**). Assim como em alguns xistos azuis da mesma localidade, cristais de anfibólio mostram evidências de entalhamento sin-S_2 e microboudinagem (**Fig. 6.11**). A combinação de evidências químicas e texturais indica que o entalhamento por compressão ocorreu no campo de estabilidade e formação de winchita, observada em zonas trativas incipientes (*pull-apart*), a qual cristalizou-se concomitante ou proximamente seguida de formação de riebeckita nessas mesmas zonas. Texturalmente observa-se que essa última se formou a expensas do anfibólio cálcico e sódico–-cálcico (**Fig. 6.11**). A formação de clorita em zonas de fraturas melhor desenvolvidas nos micro-*boudins* já indicaria relaxamento/fraturamento em condições retrometamórficas na fácies xisto verde. Não se descarta,

entretanto, que os "patches" de riebeckita indiquem retrogressão incipiente associada à transformação winchita → riebeckita por infiltração de fluidos com Na^{+}, CO_2 e O_2. A ausência de minerais do grupo do epidoto nesta amostra sugere a presença de fluidos aquocarbônicos.

Os xistos verdes que ocorrem ao sul da praia de Punta Lobos são formados por pacotes de *pillow* lavas deformados. Esses e os xistos verdes da região costeira de Cahuil e zonas interiores (Nilahue) podem ser agrupados por apresentarem semelhanças texturais e mineralógicas. Esses xistos verdes registram texturas e mineralogia da sobreposição termal em condições P–T de fácies anfibolito (M2) a ser abordada separadamente no Capítulo 7. Ainda assim, é possível distinguir a assembleia mineral do metamorfismo (M1) de subducção.

A assembleia mineral (M1) é composta por actinolita, epidoto, clorita, titanita e albita, com mica branca, quartzo, apatita e calcita subordinados. São rochas foliadas com textura nematoblástica definida por anfibólio orientado na foliação S_2. Porfiroclastos de anfibólio e epidoto podem formar sigmóides amoldados por cristais mais finos da matriz. A actinolita é incolor, amarelo-pálida ou verde-clara. Os anfibólios cálcicos podem estar óptica- e quimicamente zonados. Nesse caso, os núcleos actinolíticos têm sobrecrescidas bordas verde-azuladas e verde-escuras de hornblenda e pargasita (ver **Capítulo 7**).

As relíquias de piroxênio observadas nos xistos verdes de Nilahue sugerem ser fenocristais de augita alterados, indicando reequilíbrio metamórfico incompleto durante a substituição da assembleia mineral ígnea, em concordância com a natureza meta-estável das reações de hidratação em baixa temperatura, que uma vez iniciadas continuam enquanto houver água disponível no sistema (*e.g.,* Hacker, 1996; Bucher & Grapes, 2011).

Química dos minerais

A composição dos anfibólios sódicos dos xistos azuis varia entre glaucofânio e magnesioriebeckita (nomenclatura de Leake *et al*., 1997), com Na^{B} = 1,54–1,91; Al^{VI} = 0,66–1,23; Fe^{3+} = 0,39–1,27; Si = 7,87−7,97; Al = 0,81–1,31; Mg# = 0,60–0,74. As análises obtidas em anfibólio do filito glaucofânio 138K indicam um zonamento entre núcleos de magnesioriebeckita ($Al^{VI} < Fe^{3+}$) que passam para bordas de glaucofânio ($Al^{VI} > Fe^{3+}$), sugerindo mudanças na fO_2. A winchita (Na^{B} = 0,52–1,46; Si = 7,68–7,91; Al = 0,17–0,76; Mg# = 0,67–0,82) e em menor parte actinolita sódica (Na^{B} = 0,36–0,48; Si = 7,76–7,83; Al=0,18–0,32; Mg# = 0,75−0,77) compõe bordas e núcleos de grãos (**Anexo V – Tabela 6.1**). Composições com Na^{B} entre 0,45 e 0,60 em leitos nos quais actinolita/winchita e glaucofânio ocorrem em equilíbrio textural, sugerem composições de zonas de imiscibilidade em baixas temperaturas (~ 400−420 °C) (*cf*. *solvus* actinolita–glaucofânio de Reynard & Ballèvre, 1988).

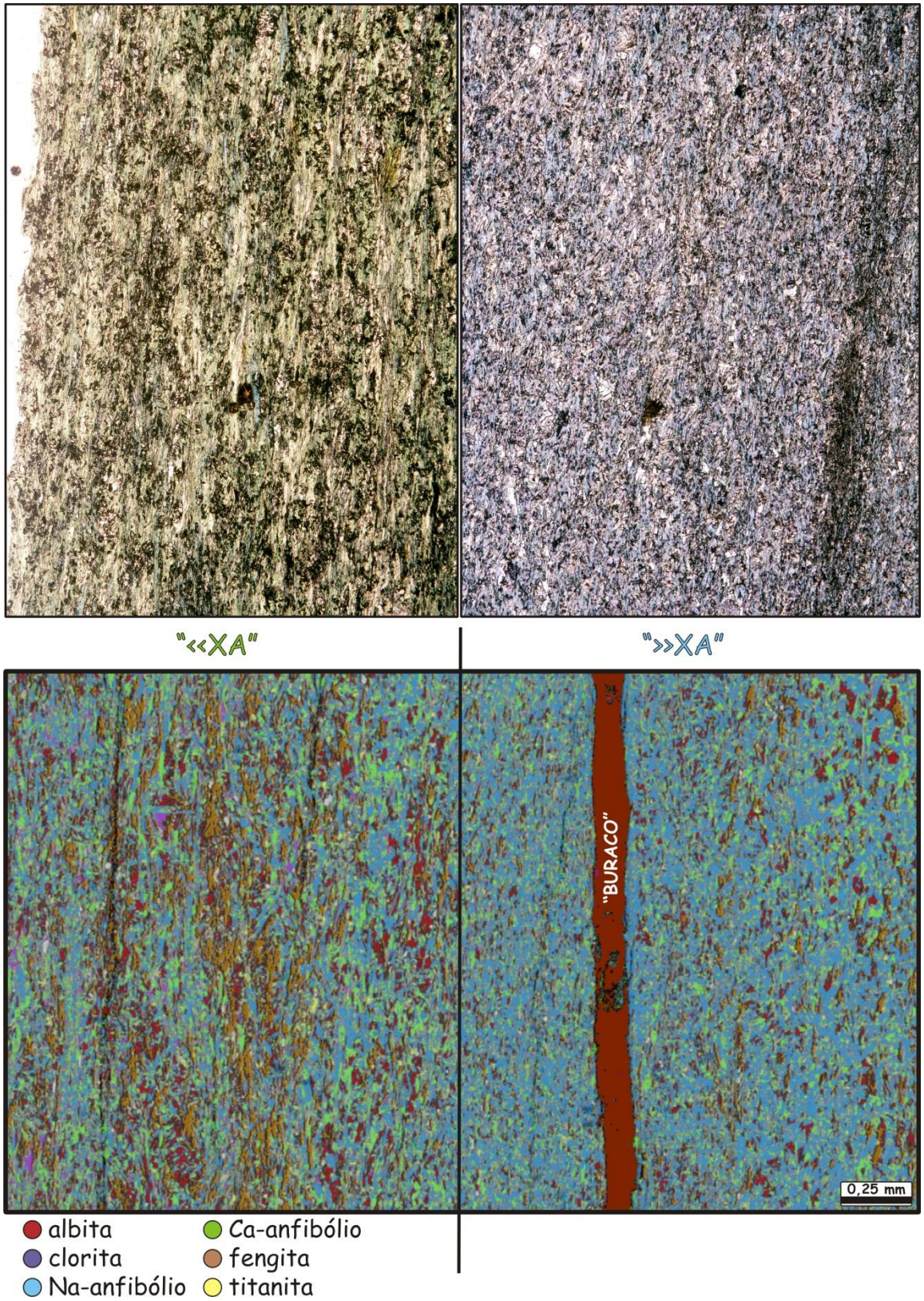

***Figura 6.7**: Ilustração da intercalação entre "distintos" tipos de xistos azuis que ocorrem na praia de Infiernillo. Na parte superior se observam fotomicrografias de uma mesma seção delgada. Na porção inferior as imagens com as "máscaras" dos minerais essenciais que constituem a rocha sobre uma imagem Z realizada com software DWImager indicam a diferença de abundância mineral entre os leitos de xisto azul mais rico em anfibólio sódico (à direita) e mais rico em anfibólio cálcico, mica branca e clorita (à esquerda).*

Os anfibólios que compõem os xistos verdes do tipo-1 que ocorrem na praia de Infiernillo apresentam composições de actinolita (Na^B = 0,21–0,49; Si = 7,73−7,94; Al = 0,15–0,33; Mg# = 0,70−0,82), winchita (Na^B = 0,53–1,41; Si = 7,70−7,89; Al = 0,25–0,55; Mg# = 0,66–0,80), e muito localmente, glaucofânio (Na^B = 1,75; Mg# = 0,65) e magnesioriebeckita (Na^B = 1,64–1,86; Mg# = 0,53–0.64) (nomenclatura de Leake *et al*., 1997). A actinolita forma núcleos e bordas indicando zonamento progressivo em direção às bordas, progressivamente mais ricas em Na^B e retrógrado quando sobrecresce a winchita mais rica em sódio, ou forma cristais muito finos na matriz (**Anexo V – Tabela 6.1**). Grãos individuais de winchita podem apresentar zonamento retrógrado com diminuição de Na^B em direção às bordas (~ 0,45 apfu). As análises de glaucofânio foram observadas em xistos verdes compondo porções internas de *pillow* lavas com bordas intensamente espilitizadas, nos quais muito localmente se observam grãos de anfibólio sódico associados. Já as composições riebeckíticas foram obtidas nas fraturas dos micro-*boudins* de anfibólios, onde formam *patches* associados à winchita (**Fig. 6.11**).

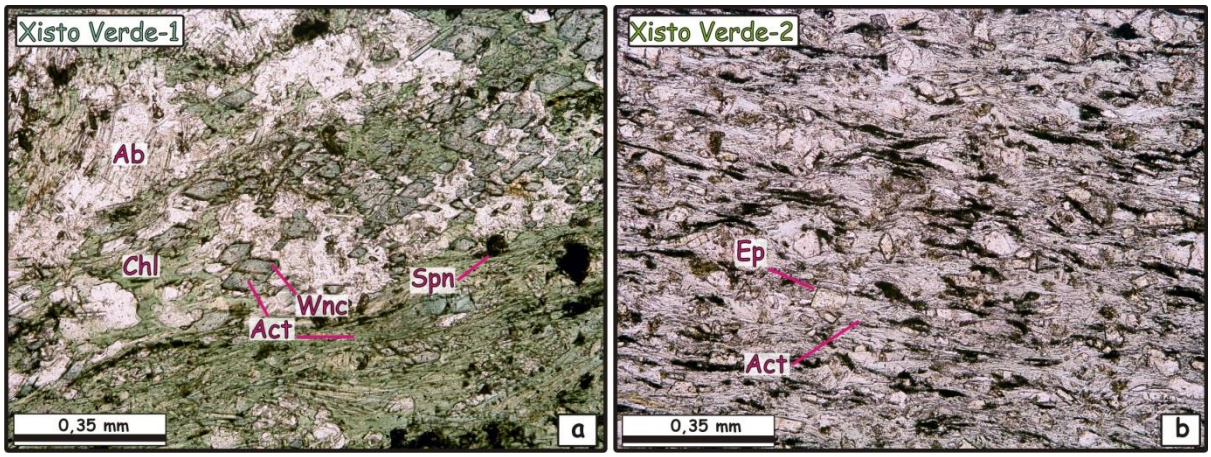

***Figura 6.8**: Fotomicrografias de xistos verdes de Infiernillo. (a) corresponde a um xisto verde-1, com anfibólio sódico–cálcico característico. Notar os núcleos mais claros de actinolita sobrecrescidos por bordas de winchita definindo zonamento progressivo. Em (b), xisto verde-2 no qual predominam epidoto, clorita e actinolita sódica.*

Os xistos verdes do tipo-2 da praia de Infiernillo são caracterizados pela presença de actinolita (Na^B = 0,22–0,44; Si = 7,68−7,95; Al = 0,10–0,38, e Mg# = 0,73−0,84) (nomenclatura de Leake *et al*., 1997) que podem substituir relíquias de piroxênios ígneos, o que resultou numa série de análises de baixa qualidade de devidas à mistura de minerais (**Anexo V – Tabela 6.1**). Observa-se actinolita como fase retrógrada (Na^B ~ 0,20 apfu) formando cristais muito finos ao longo da foliação S_2, na qual o anfibólio mais grosso sugere estar rotacionado, e também compondo bordas de cristais. Por fim, os xistos verdes da região de Nilahue e Punta Lobos apresentam actinolita (M1) (Na^B = 0,04–0,20; Si = 7,63−7,96; Al = 0,11–0,47; Sum^A = 0,01−0,09; Mg# = 0,60−0,85), e ferro ou magnesiohornblenda (Na^B = 0,09–0,24; Si = 7,06−7,50; Al = 0,60–1,17; Sum^A = 0,01−0,15; Mg# = 0,37−0,79) (nomenclatura de Leake *et al*., 1997) (**Anexo V – Tabela 6.1**).

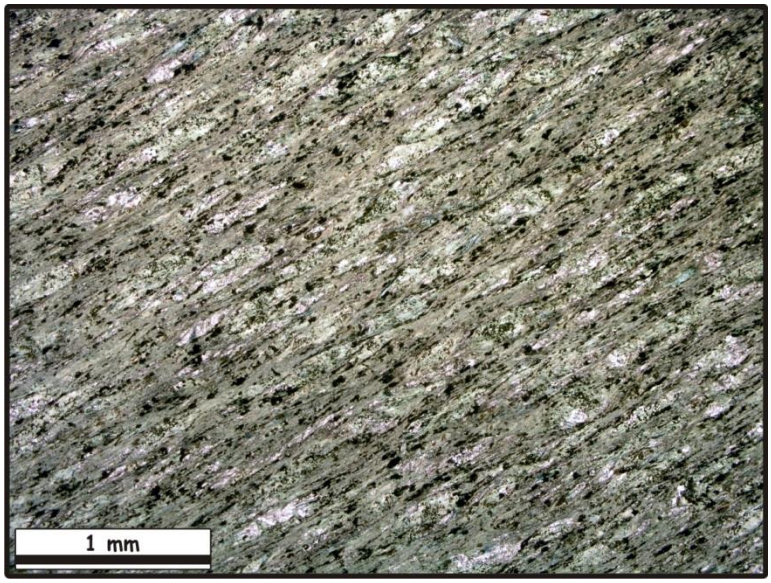

***Figura 6.9**: Foliação penetrativa S_2 característica dos litotipos da Série Ocidental bem desenvolvida em xisto verde-1 da praia de Infiernillo.*

Nos xistos azuis a mica branca é fengítica, rica em componentes celadoníticos, com Si = 3,46–3,55 apfu; Mg# = 0,53–0,72; e baixo teor de Na (0,01−0,05 apfu). A mica branca de xistos verdes apresenta composição muito próxima a dos xistos azuis, e diferem-se apenas pelos teores sutilmente mais baixos de componentes celadoníticos, com Si = 3,36–3,50; Mg# = 0,53–0,65; e de Na = 0,01−0,03 (**Anexo V – Tabela 6.1**).

Nos xistos azuis e xistos verdes-1 e 2 (Infiernillo) as composições de clorita variam dentro do mesmo intervalo (xistos azuis: Si = 5,61–6,04, Al = 4,13–4,65, Mg# = 0,57–0,65; xistos verdes: Si = 5,54–5,95, Al = 4,15–4,67, Mg# = 0,55–0,67). Da mesma forma variam as composições de albita (Xab = 0,99, Xan = 0,01; Xab = 0,94−1,00; Xan = 0,00−0,06); feldspato potássico (Xor = 0,97−0,99, Xab = 0,01−0,03; Xor = 0,96−0,97, Xab = 0,03−0,04); e epidoto (Xcz = 0,67−0,71, Xps = 0,29−0,33; Xcz = 0,67−0,74, Xps = 0,26−0,33). Para os xistos verdes de Punta Lobos as composições de clorita, albita e epidoto associadas ao M1 são respectivamente: Si = 5,56–5,93; Al = 4,54–5,22; Mg# = 0,46–0,65; Xab = 0,99, Xan = 0,01; Xcz = 0,75−0,76, Xps = 0,24−0,25 (**Anexo V – Tabela 6.1**).

6.3.2. Análise gráfica em diagramas de fases; variação composicional dos protolitos e anfibólios; e balanço de massa

A análise gráfica conjunta em diagramas de fases do tipo ACFN, AFN, ACF e AFM permitiu identificar a influência composicional dos protolitos na formação de assembleias de xistos azuis e xistos verdes da região de Pichilemu. Ainda que a rigorosidade das projeções (*sensu* Greenwood, 1975) não tenha sido inteiramente atendida devido ao uso de pontos de projeção que representam composições médias de minerais (*e.g.,* fengita), da condensação do espaço composicional por vetores de troca e, em alguns casos, da utilização de pontos de projeção ausentes em algumas das

rochas analisadas (composições mais raras), as imperfeições notadas são mínimas e as projeções tratadas conjuntamente se mostraram eficientes para a identificação de grupos composicionais. Essas imperfeições influenciam principalmente nos diagramas que incluem *tielines* entre minerais, não sendo, portanto, termodinamicamente válidos, e as inferências devem ser feitas com intuito de definir as tendências gerais.

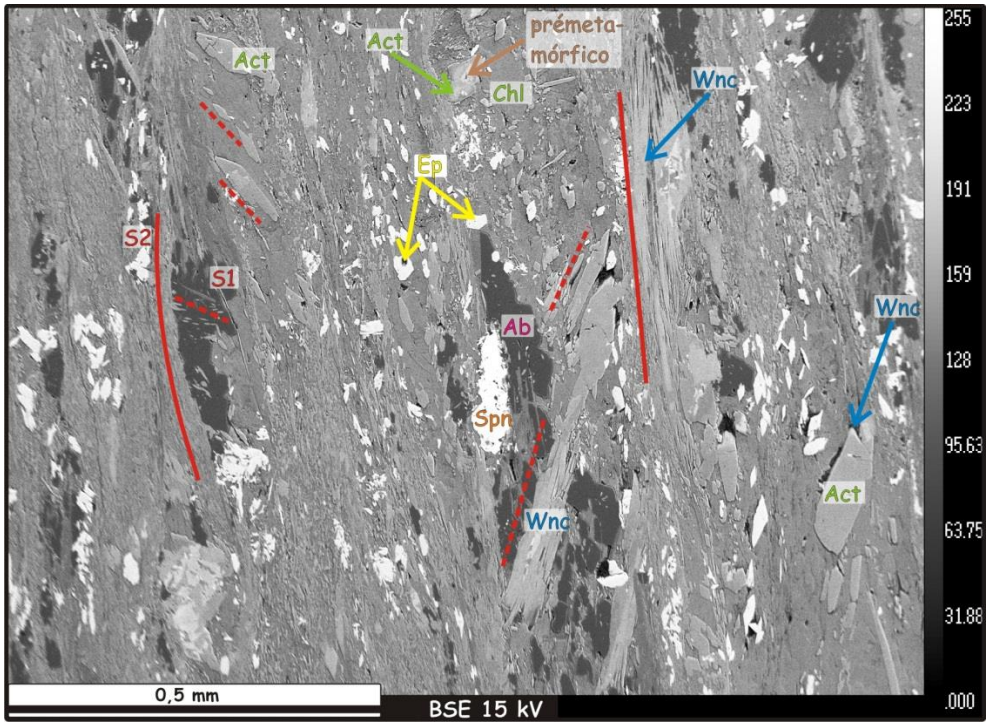

***Figura 6.10**: Imagem de elétrons retro-espalhados de xisto verde-1 da praia de Infiernillo, onde se observam vestígios da foliação anterior S_1 sob a forma de inclusões de anfibólio em sigmóide de albita. Cristais de winchita paralelos à foliação S_2, mas também sutilmente discordantes sugerem crescimento estático. No canto direito, a winchita forma uma fina borda na actinolita. Vestígios de anfibólio pré-metamórfico ocorrem como núcleos.*

O conjunto de diagramas ACFN (**Fig. 6.12**) foi projetado desde quartzo, fengita, titanita, apatita, e H_2O, e desde os vetores de troca necessários para a condensação do espaço composicional. Nesses diagramas já é possível identificar algumas diferenças entre os xistos verdes e azuis, ainda que com claras sobreposições. Se observa uma separação entre os xistos verdes e azuis da praia de Infiernillo de outras ocorrências de xistos verdes (Punta Lobos, Cahuil) pelo conteúdo de CaO. Em relação ao conteúdo de Na_2O, é possível perceber que os xistos azuis e alguns xistos verdes com anfibólio sódico acessório tendem ao vértice Na_2O, e também se nota uma tendência a conteúdos de Al_2O_3 sutilmente mais baixos. Os xistos azuis tendem a maiores conteúdos de FeO_t, ainda que se note sobreposição com algumas amostras de xistos verdes (**Anexo V – Tabela 6.2**). Algumas composições traquíticas e fonolíticas de basaltos tipo OIB (cadeia assísmica *Juan Fernandez* e *Society Island*, oceano Pacífico) (compiladas desde: http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/),

plotadas para comparação, exibem forte enriquecimento proporcional em Na_2O, bem como algumas amostras de espilitos (**Anexo V – Tabela 6.3**), ainda que com enriquecimento mais sutil.

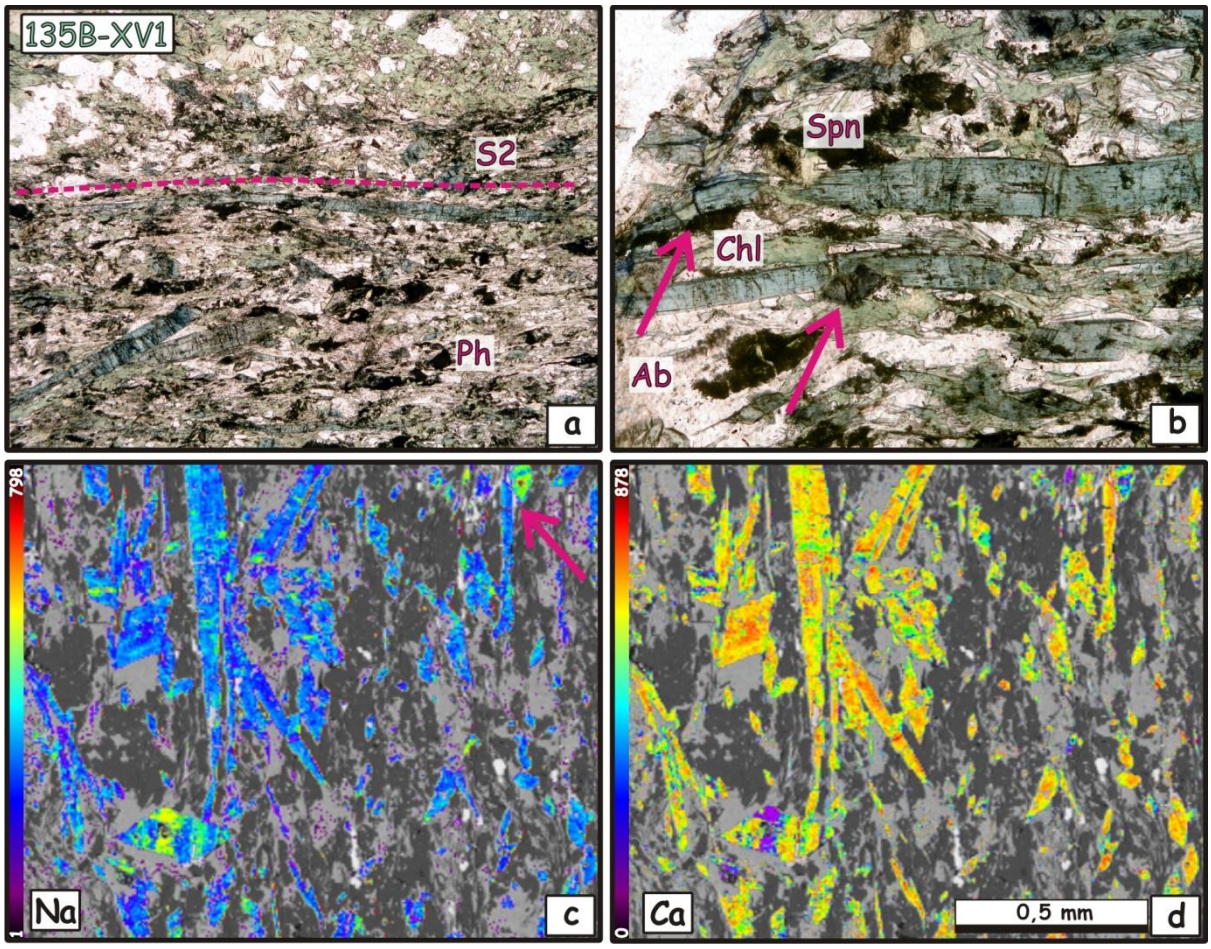

***Figura 6.11**: Fotomicrografias (a e b) e imagens composicionais de xisto verde-1 da praia de Infiernillo. Destaca-se a microboudinagem do anfibólio cálcico, e a formação de winchita e riebeckita nas zonas de fraturamento incipente e de clorita nas fraturas mais abertas. Os mapas composicionais também revelam o zonamento progressivo do anfibólio, que passa de núcleos mais cálcicos a bordas progressivamente mais sódicas, sutilmente sobrecrescida por anfibólio cálcico indicando reequilíbrio em condições retrógradas.*

No diagrama ACN da **Figura 6.13a**, se identificam claramente três grupos composicionais, caracterizados por diferenças nas proporções de $Na_2O + K_2O$ (vértice N). O grupo (i), com mais baixa proporção de álcalis (vértice N) com relação ao CaO (vértice C) é compostos por xistos verdes da região de Cahuil e Punta Lobos, onde também plotam basaltos tipo MORB e poucas variedades de basaltos tholeiíticos e alcalinos OIB. Os xistos verdes de Infiernillo, um xisto verde de Nilahue e dois xistos verdes de Punta Lobos definem por sua vez um segundo grupo (ii), proporcionalmente mais rico em $Na_2O + K_2O$, juntamente com o maior volume de dados de basaltos alcalinos e tholeiíticos OIB. Por fim, um terceiro grupo (iii) é o que mais se aproxima do vértice N, sendo composto por xistos azuis da sequência metavulcanossedimentar de Infiernillo. Composições de espilitos plotam entre os campos ii e iii aproximando-se do último grupo. Nota-se que a variação composicional entre os três grupos segue um padrão mais próximo de Al_2O_3 constante se comparada com a tendência

definida por traquitos e fonolitos, que tendem ao vértice A (**Fig. 6.13a**). Foram efetuadas projeções tipo ACNK (desde clorita, quartzo, etc) para a verificação da relação Na_2O e K_2O, separando-os em vértices distintos. Observou-se que ambos os elementos exercem influência sobre a composição dos xistos azuis, os quais apresentam maiores proporções de álcalis. Entretanto, a proporção de K_2O não é fator fundamental, já que xistos azuis sem mica se sobrepõem a xistos verdes no plano ANK, por exemplo. Na projeção ACN utilizada, os xistos azuis com pouca ou sem mica também tendem ao vértice N. Outra alternativa para a projeção ACN seria fazê-la desde fengita e evitar a condensação em N com o vetor KNa_{-1}, mas no presente caso a abundância de mica nos xistos azuis faz com que essas amostras plotem na porção negativa com relação ao vértice A, e fora isso não há diferença significativa com relação ao padrão que se vê no ACN.

O diagrama ternário ACF da **Fig. 6.13b** mostrou-se também eficiente para a identificação desses grupos composicionais e os elementos característicos são FeO_t + MgO + MnO (vértice F). Observa-se um grupo transicional entre os grupos anteriores i e ii, composto por xistos verdes de Punta Lobos e Infiernillo. Os xistos azuis de Infiernillo plotam separadamente e mais próximas do vértice F, separando-se dos demais, semelhantemente ao observado no diagrama ACN. Nessa projeção algumas composições traquíticas e de espilitos também tendem ao vértice F, devido à proporções mais elevadas de MgO e FeO_t, respectivamente, em relação ao CaO (vértice C), tendo em conta a condensação dos espaço composicional (FeO_t + MgO + MnO).

Com intuito de contornar a colinearidade no vértice F dos diagramas anteriores, fez-se uso da projeção AFM, representada na **Figura 6.14**, onde estão também plotadas algumas composições de anfibólios e clorita das amostras estudadas, com intuito de verificar possível cofacialidade de xistos azuis e xistos verdes. A projeção é feita desde albita ($NaAlSi_2O_3$), logo o elemento de maior interesse nesse diagrama é o FeO_t no vértice F. Inicialmente nota-se que os xistos azuis tendem claramente ao vértice F comparativamente aos xistos verdes, da mesma forma que algumas amostras de espilitos e a menor parte dos basaltos OIB compilados. Grande parte dos xistos verdes de Infiernillo e Punta Lobos plotam juntamente com basaltos alcalinos e tholeiítico OIB, enquanto que as amostras de Cahuil e Punta Lobos tendem a composições de MORB. Nesse diagrama fica evidente a influência da composição na formação das associações minerais características de fácies xisto azul e xisto verde: as composições que plotam à esquerda do triângulo azul são caracterizadas pela coexistência de Act/Wnc−Chl, ao passo que as composições que plotam na parte interna do triângulo azul têm associação mineral definida por Act/Wnc−Gln−Chl, para condições de P e T fixas. Xistos verdes que apresentam anfibólio sódico em proporções muito baixas também plotam dentro do triângulo Act−Gln−Chl, entretanto são relativamente enriquecidos em Al_2O_3, o que pode ter favorecido a formação de clorita em maior volume que o anfibólio.

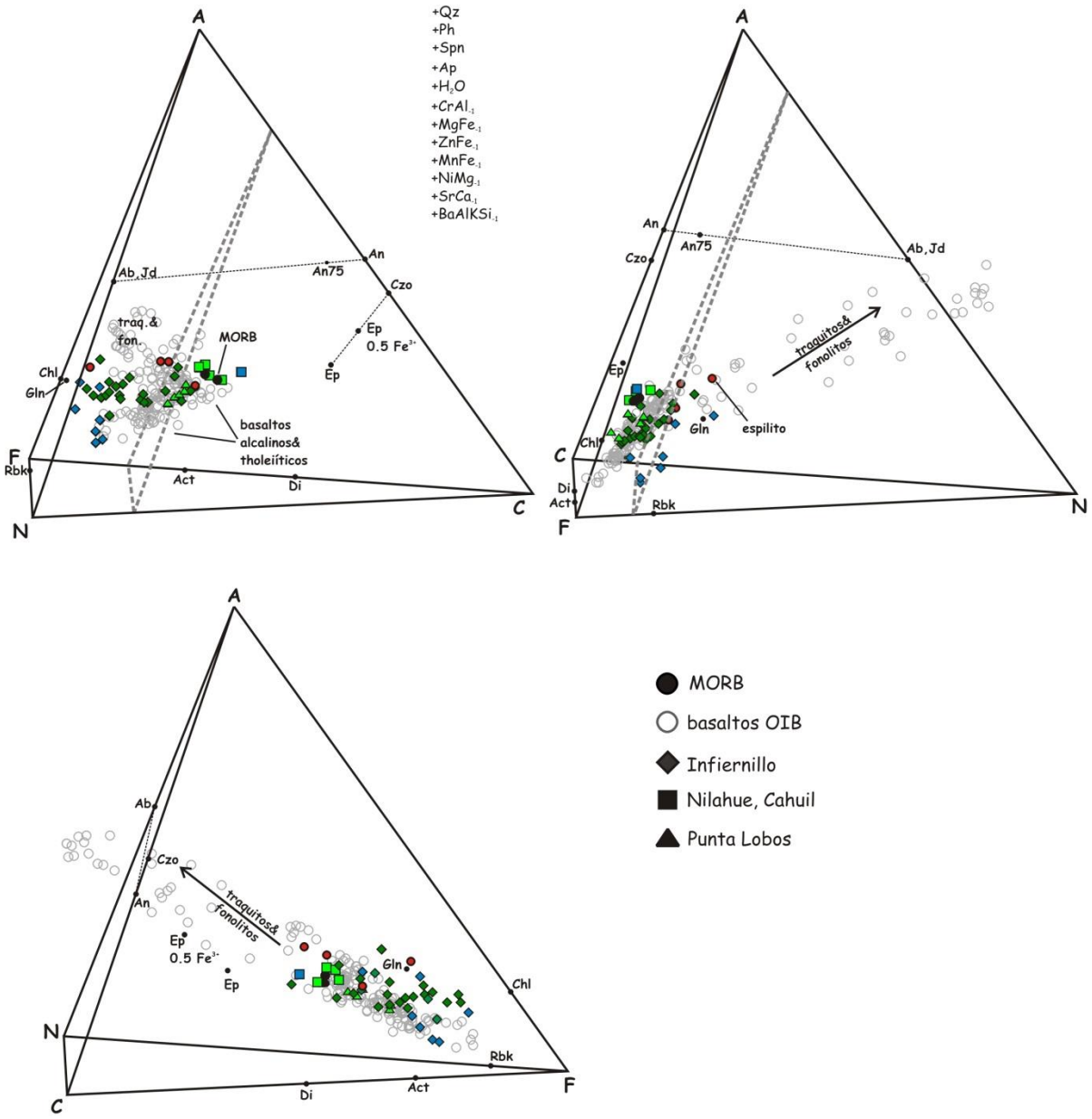

***Figura 6.12**: Diagrama ACFN visto de diferentes perspectivas, projetado desde quartzo, fengita, titanita, H_2O e apatita, e condensado pelos vetores necessários para a condensação do espaço composicional. Alguns membros finais de soluções sólidas estão também projetados. O triângulo cinza em linha descontínua separa composições relativamente mais ricas em sódio que tendem ao vértice N (Na_2O), entre elas estão xistos azuis e composições de espilitos compilados e plotados para comparação. Composições de traquitos e fonolitos compiladas tendem fortemente aos vértices A e N. Algumas dessas composições não encontram projeção direta no plano ACN, pois apresentam coeficientes negativos de F (FeO + MgO + MnO). Composição de traquitos e fonolitos (cadeia assísmica Juan Fernandez e Society Island, Oceano Pacífico) compiladas de http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/. Composição MORB de Kelemen et al. (2003). Composições de espilitos disponíveis no **Anexo V – Tabela 6.3**.*

Com intuito de verificar a influência composicional do protolitos no comportamento das soluções sólidas dos anfibólios fez-se uso do diagrama $CaO–MgO–NaO_{0,5}AlO_{1,5}$ projetado desde H_2O e SiO_2 e condensado com o vetor de troca $MgFe_{-1}$. Esta projeção é também eficiente para o reconhecimento de imiscibilidades entre anfibólios cálcicos e sódicos "Act–Gln" (*e.g.,* Liou &

Maruyama, 1987; Okamoto & Tariumi, 2004; Jenkins, 2011; Jenkins *et al*., 2014). Os xistos azuis de Infiernillo caracterizados pela presença de glaucofânio e actinolita em equilíbrio textural não revelam *trend* intermediário entre anfibólios sódicos e cálcicos, como é o caso do metatufo DTH-86A e da porção interna de *pillow* DTH-86C2 (**Fig. 6.15**). Outros xistos azuis de Infiernillo (metatufos e bordas de *pillow*) e o xisto azul de Cahuil DTH-50B, nos quais se notam claras relações de sobrecrescimento de anfibólios, e cristais individuais, apresentam membros intermediários winchíticos entre glaucofânio e a actinolita e sugerem *trend* retrógrado contínuo entre membros sódicos até cálcicos (**Fig. 6.15**). Os xistos verdes-1 e 2 apresentam anfibólios com composições distintas: os XV-1, caracterizados por composições mais ricas em Na_2O e FeO_t em relação ao CaO e ao MgO (**Figs. 6.13** & **6.14**), têm seus anfibólios distribuídos entre cálcico e sódico–cálcico (**Fig. 6.15**). Por outro lado, os anfibólios dos XV-2, estão concentrados próximos ao vértice dos anfibólios cálcicos (Tr e Act), sugerindo influência composicional do protolito. Os xistos verdes das regiões de Cahuil e Punta Lobos apresentam anfibólios cálcicos representando o metamorfismo M1, e anfibólios pargasíticos associados ao aquecimento M2.

Ainda que seja fortemente sugestiva a influência da composição do protolitos na formação de assembleias de xistos azuis e xistos verdes, optou-se também por avaliar a possibilidade de xistos verdes intercalados na pequena escala com xistos azuis serem produto da retrogressão desses últimos, a partir da identificação de possível transferência de massa entre esses litotipos. Os xistos verdes foram avaliados a partir de balanço de massa normalizado com relação à média composicional dos xistos azuis, ambos amostrados em sequência de metatufos com decímetros de espessura na praia de Infiernillo (DTH-86), onde ocorrem xistos azuis e xistos verdes-1 e 2. O balanço de massa também indica diferenças relativas nos conteúdos dos elementos químicos, sendo possível sugerir alguns padrões.

Elementos relativamente imóveis e incompatíveis, como Zr, Hf e Nb, indicam que os xistos verdes são empobrecidos com relação à média composicional dos xistos azuis, e sistematicamente enriquecidos em elementos compatíveis com fases máficas, como Ni, e Cr. Elementos móveis como Ba, Rb, K, Cs e Sr estão em geral empobrecidos nos xistos verdes (com exceção do Sr, enriquecido em uma amostra de xisto verde), assim como os elementos terras raras leves e pesados, esses últimos definindo um padrão sistemático de empobrecimento com relação aos xistos azuis. Ainda que modificações da composição original possam ter ocorrido durante a retrogressão, não foi identificado nenhum padrão sistemático de perdas e ganhos que sugira que os xistos verdes representem xistos azuis retrogradados, ou ainda, enriquecimento em elementos maiores e móveis como Na e K presentes nos fluidos percolantes. Considerando-se que os fluidos retrógrados tenham percolado as rochas metassedimentares associadas (mica xistos e filitos), seria plausível que os

xistos verdes, se mais afetados por influxo de fluidos, estivessem enriquecidos em elementos como Ba, Na, K e Rb, o que não ocorre (*cf.* Baziotiz & Mposkos, 2011). Por outro lado, o padrão observado é sugestivo de que haja diferenças relacionadas aos protolitos ígneos (*e.g.,* taxa de fusão).

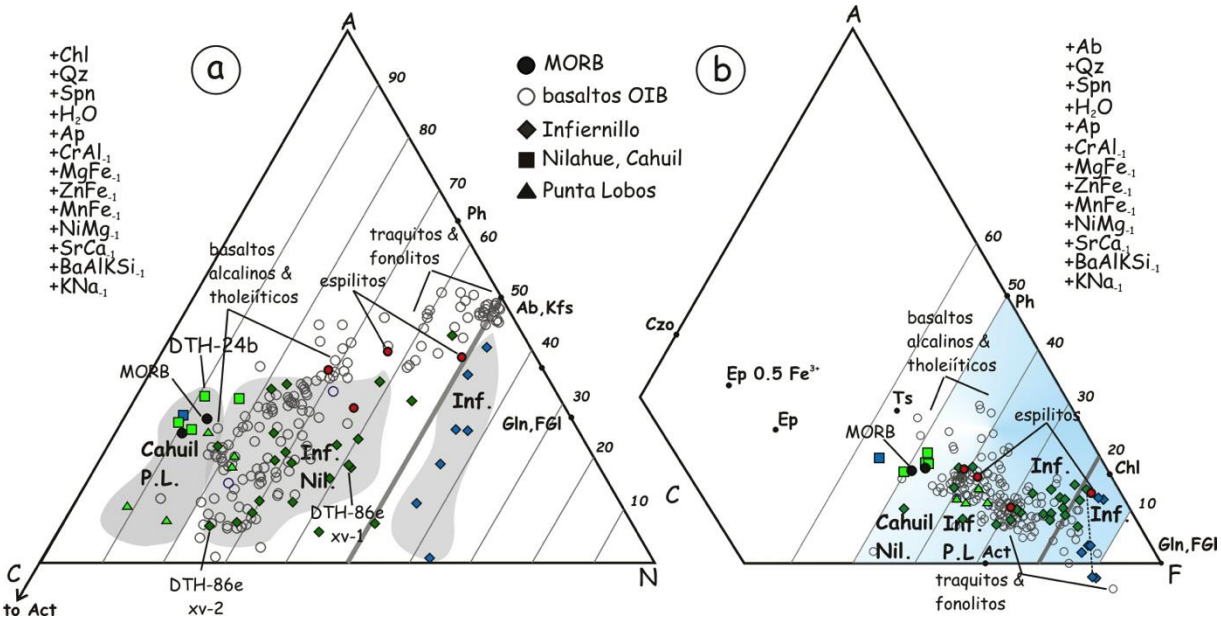

***Figura 6.13**: Diagrama ACN projetado desde clorita, quartzo, titanita, apatita e H_2O e condensado desde os vetores necessários para a condensação do espaço composicional (a). Nesse diagrama se notam três grupos composicionais caracterizados por distintas razões Na_2O e CaO. Diagrama ACF projetado desde albita, quartzo, titanita, H_2O e apatita (b). A separação de grupos composicionais segue aproximadamente o padrão observado no diagrama (a). Entretanto nota-se um grupo transicional que agrupa os xistos verdes de Punta Lobos e Infiernillo. Composição de traquitos e fonolitos (cadeia assísmica Juan Fernandez e Society Island, Oceano Pacífico) compiladas de http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/. Composição MORB de Kelemen et al. (2003). Composições de espilitos disponíveis no **Anexo V – Tabela 6.3**.*

6.3.3. Pseudosseções nos sistema NCFMASHTO

Na análise gráfica anterior foi possível identificar a cofacialidade entre xistos azuis e xistos verdes, notadamente da região de Infiernillo, onde as amostras ocorrem espacialmente muito próximas. Uma vez conhecida essa particularidade da área, foram escolhidas amostras de xistos verdes-1 e 2 e uma amostra de xisto azul de Infiernillo para o cálculo de pseudosseções e estimativas de condições P–T do metamorfismo M1. Os cálculos seguiram os mesmos procedimentos apresentados nos capítulos anteriores. Foi realizado com o *software* PERPLE_X e base de dados termodinâmicos *hp02ver.dat*. Foram utilizados modelos de solução para anfibólio (GlTrTsPg, parâmetros de interação de Wei *et al*., 2003 e White *et al.,* 2003), clorita (Holland *et al*., 1998), plagioclásio (Newton *et al*., 1981), epidoto (Holland & Powell, 1998), e ilmenita–hematita (Andersen & Lindsley, 1988). Optou-se pelo sistema NCFMASHTO para a simplificação dos cálculos termodinâmicos. O conteúdo de oxigênio foi calculado a 12% (molar) de FeO_t para a estimativa de Fe^{3+}, o que resultou em ~ 0,30 wt% de O_2.

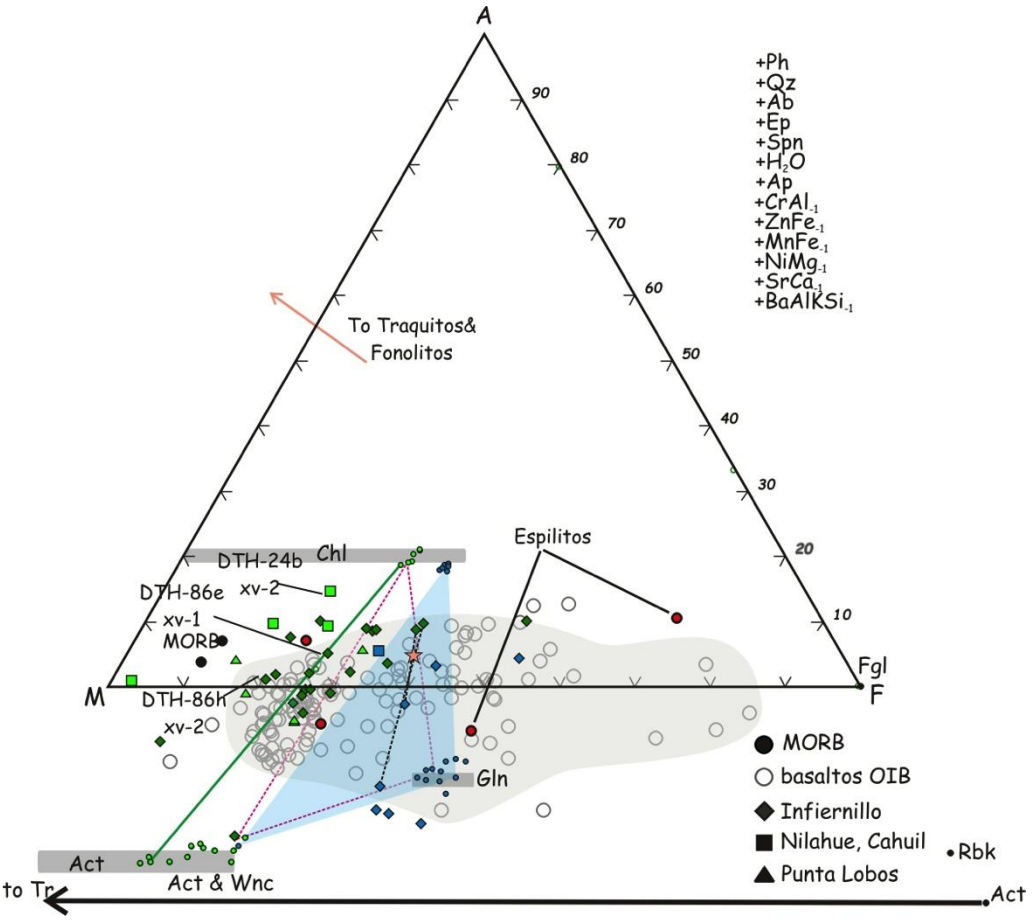

***Figura 6.14**: Diagrama AFM projetado desde fengita, quartzo, albita, epidoto, titanita, H_2O e apatita, e condensado desde os vetores necessários para a condensação do espaço composicional. Nesta projeção FeO e MgO estão em vértices distintos e fica clara a diferença na proporção desses elementos nas composições de xistos azuis e xistos verdes. Xistos azuis e espilitos tendem ao vértice FeO, enquanto que os xistos verdes e a maior parte das composições de basaltos tholeiíticos e alcalinos compilados plotam à esquerda do triângulo azul definido por tielines que conectam glaucofânio–actinolita–clorita. A projeção indica que composições à esquerda do triângulo azul, à condições P–T fixas, não devem apresentar glaucofânio, ao passo que as composições que plotam no triângulo apresentam coexistência de anfibólio sódico e cálcico. O triângulo rosa que conecta as composições de glaucofânio, actinolita e clorita para o xisto azul de Nilahue DTH-50B cruza com o triângulo definido para o xisto azul de Infiernillo, sugerindo condições P–T distintas, ainda que nessa projeção a validade termodinâmica não tenha sido atendida. Composição de traquitos e fonolitos (cadeia assísmica Juan Fernandez e Society Island, Oceano Pacífico) compiladas de http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/. Composição MORB de Kelemen et al. (2003). Composições de espilitos disponíveis no **Anexo V – Tabela 6.3**.*

As composições utilizadas foram obtidas por análises de FRX, como descrito no Capítulo 4. Já a composição do xisto azul foi estimada com base nas composições de xistos azuis com actinolita formado por variada proporção de glaucofânio e actinolita em leitos em arranjo de equilíbrio textural, como representado no mapa composicional da **Figura 6.7** (DTH-86A). A composição plota na linha que conecta esses diferentes leitos e está identificada pela estrela no diagrama AFM da **Figura 6.14**. Os xistos azuis de Infiernillo apresentam composições "incomuns", são muito ricos em Na_2O e FeO_t (3 a 5% e ~ 11,5% wt), o que se reflete nas associações minerais dessas rochas. O tratamento de composições tão específicas pelo método da minimização da energia livre pode resultar na incorporação de fases puras "indesejáveis" no produto final, razão pela qual se buscou

uma composição que permitisse aperfeiçoar os cálculos termodinâmicos. Soma-se isso o fato da fengita do xisto azul ter sido excluída no uso do sistema NCFMASHTO.

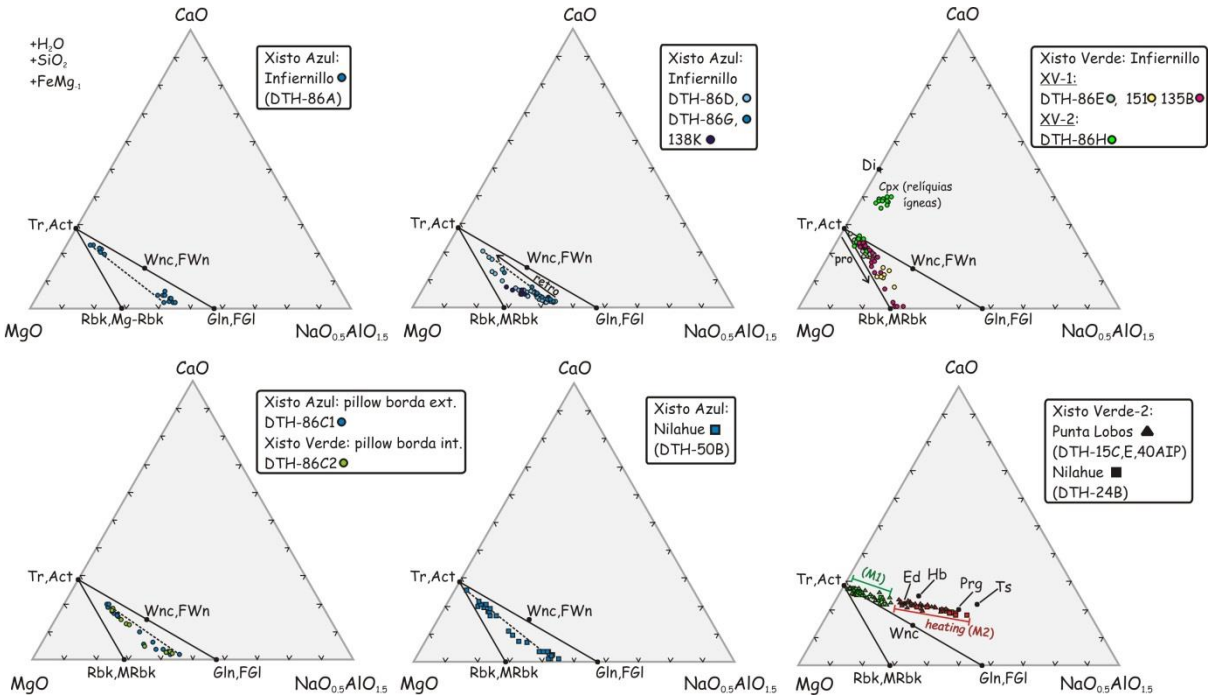

***Figura 6.15**: Diagrama CaO–MgO–$NaO_{0.5}AlO_{1.5}$ projetado desde H_2O e SiO_2 e condensado com o vetor de troca $FeMg_{-1}$. Modificado de Jenkins et al. (2014). Nesta projeção é possível identificar a influência da composição no comportamento da solução sólida dos anfibólios na qual: xistos azuis com composições que permitem coexistência de glaucofânio e actinolita sugerem a presença de composições de solvus (DTH-86A; DTH-86C2); xistos verdes tipo 1 e 2 também apresentam composições de anfibólio sutilmente distintas, com os anfibólios dos XV-1 tendendo a composições de anfibólios sódicos–cálcicos e em menor parte sódico, enquanto que as composições de XV-2 restringem-se à composições mais cálcicas. Nos xistos azuis de Infiernillo (DTH-86D; G; C1; 50B; 138K), o zonamento composicional dos anfibólios indica progressivo reequilíbrio em condições retrógradas (anfibólio sódico → anfibólio sódico–cálcico → anfibólio cálcico). Destaca-se o metamorfismo M2 de alta temperatura registrado na composição de anfibólios que passam de actinolita a anfibólios ricos em alumínio, como a hornblenda e a pargasita.*

As estimativas das condições P–T de pico metamórfico e retrógradas obtidas a partir da combinação das isopletas composicionais de anfibólio e clorita são semelhantes entre os xistos verdes 1 e 2, como pode ser notado na **Figura 6.17**. Para as condições de pico metamórfico foram combinadas as isopletas de Si, Al e Mg# dos anfibólios e Mg# da clorita, o que resultou ~ 7,5–8,0 kbar e ~ 380–420 °C, na transição entre os campos formados por *Chl–Ab–Ca-Amp–Ep–Spn–Qz–óxido de ferro* e *Chl–Na-Amp–Ca-Amp–Ep–Spn–Qz–óxido de ferro* (**Fig. 6.17**). O retrometamorfismo foi estimado em ~ 6,50 kbar e ~ 360 °C, combinando as razões Mg# da clorita e os teores de Si do anfibólio, que tendem a aumentar durante a retrogressão e a formação de actinolita. A pseudosseção do xisto azul difere-se das anteriores pela assembleia mineral (*Chl–Na-Amp–Ca-Amp–*Ab*–Spn–Qz–óxido de ferro*) e pelas composições dos anfibólios nas condições P–T estimadas para os xistos verdes. Notadamente há ausência do epidoto nas condições mínimas de pressão estimadas para os xistos verdes, em concordância com as observações texturais no xisto azul avaliado. Nessas

condições P–T coexistem anfibólios sódico e cálcico, enquanto que nas pseudosseções dos xistos verdes o anfibólio previsto é o cálcico. Para o xisto azul, o campo de estabilidade de anfibólio sódico é mais amplo quando comparado aos xistos verdes e o *solvus* Act–Gln ocorre em pressões mais baixas (**Fig. 6.17**).

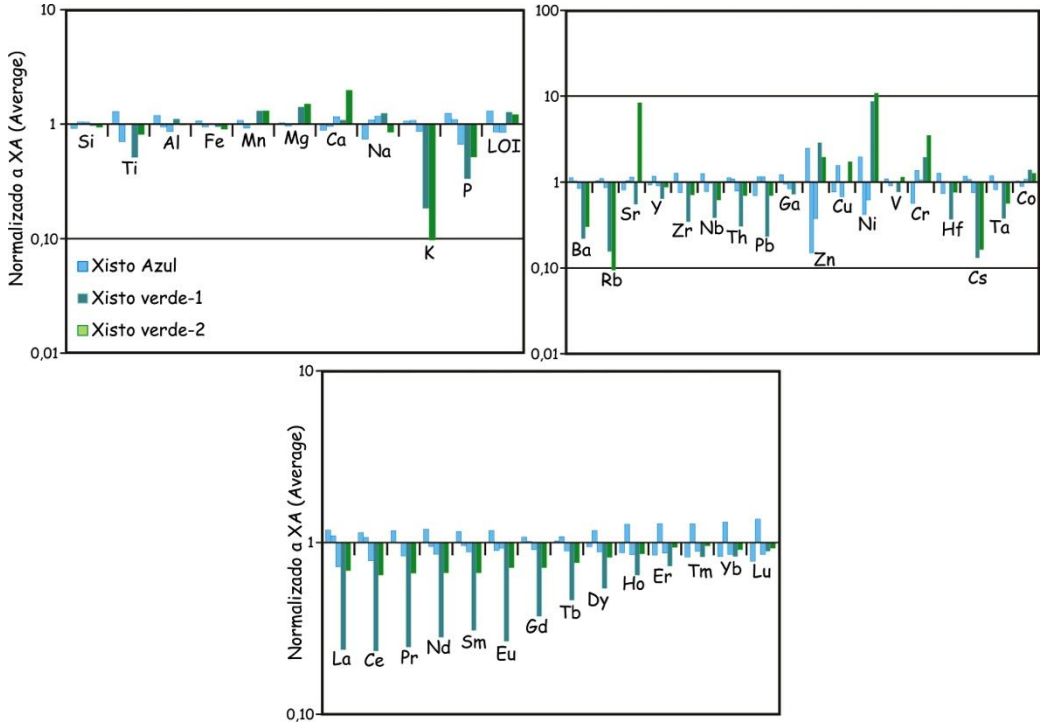

Figura 6.16*: Colunas de variação de elementos maiores e traços expressos em termos de ganhos e perdas. As composições xistos verdes e xistos azuis foram normalizadas para composição média de xistos azuis. Ver texto para explicações.*

Algumas inconsistências nos resultados obtidos com esses cálculos merecem comentários. Entre elas estão a incorporação (em baixa proporção, em geral < 1% volume) de óxidos de ferro em muitos campos das pseudosseções, indicando possivelmente problemas relacionados à estimativa de ferro férrico. Ainda assim optou-se por manter a estimativa de Fe^{3+} com intuito de melhor aproximar o campo de estabilidade do epidoto (utilizando-se de modelos de solução sólida para os membros finais ferro–epidoto e clinozoisita). Ao se assumir $Fe^{2+} = Fe_{total}$ pode haver notável redução do campo de estabilidade, no caso, da zoisita (incorporada nos cálculos de minização de G no lugar de epidoto para sistemas $Fe^{2+} = Fe_{total}$). Outras inconsistências com relação ao que se vê na rocha e o calculado foram observadas nos cálculos para o xisto azul (*e.g.,* ausência de epidoto na assembleia observada no xisto azul e sua presença na pseudosseção no limite de mais baixa temperatura estimada, quartzo não observado no xisto azul, mas presente no diagrama P–T). Essas inconsistências refletem as simplificações feitas e descritas inicialmente. Por essa razão a pseudosseção do xisto azul deve ser considerada como qualitativa para a indicação da influência composicional sobre o comportamento das soluções sólidas e para estabilidade das assembleias

minerais. Nesse sentido, é possível afirmar-se que as três pseudosseções representam as diferenças que se observam na assembleia mineral desses litotipos e quimicamente nos anfibólios que os compõem.

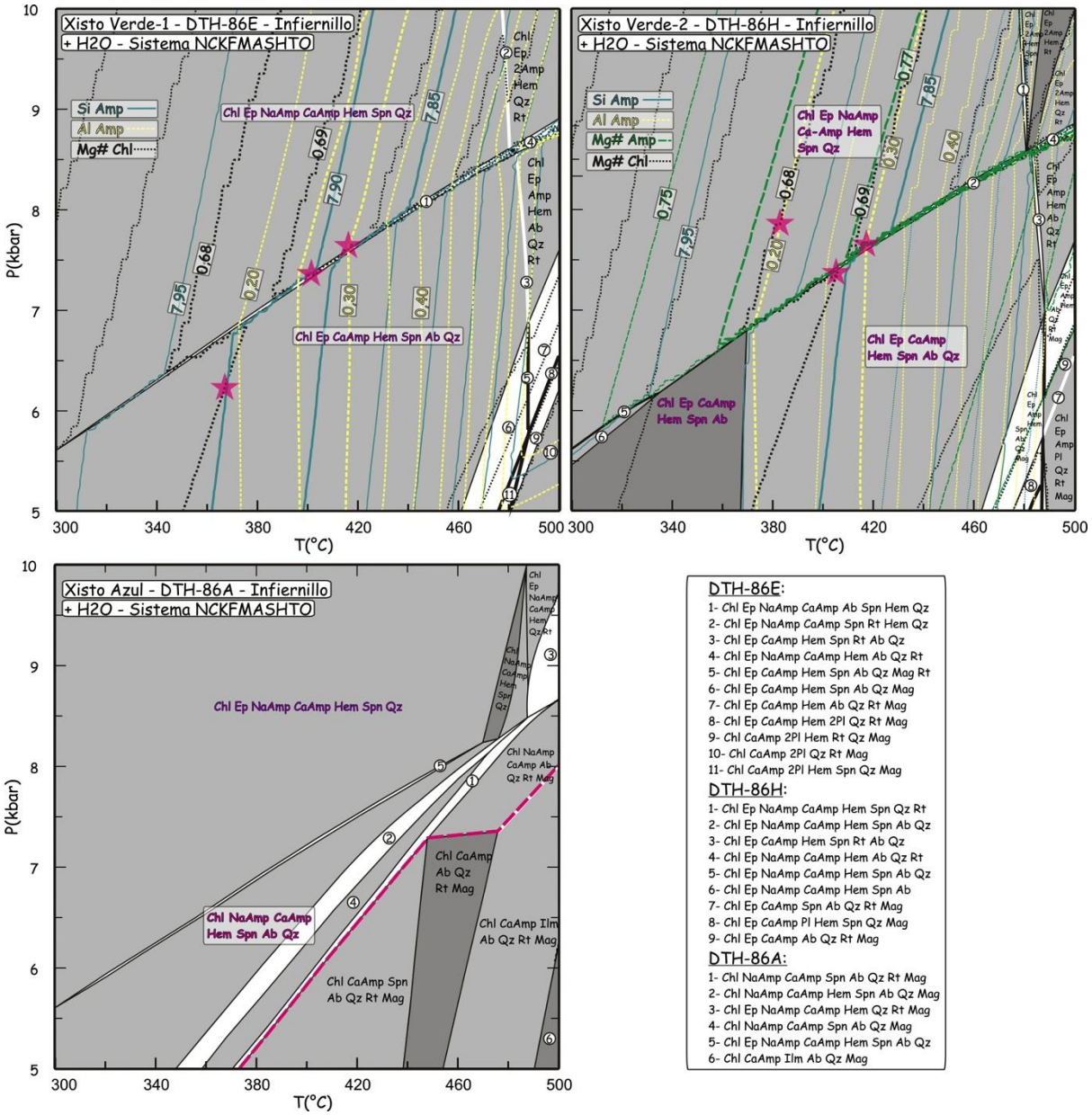

***Figura 6.17**: Pseudosseções obtidas com o software PERPLE_X no sistema simplificado NCFMASHTO para xisto verde-1 (DTH-86E, esquerda; xisto verde-2 (DTH-86H), direita, e xisto azul (DTH-86A), abaixo, da praia de Infiernillo). Composições utilizadas para os cálculos estão disponíveis no **Anexo V – Tabela 6.4**. As estrelas identificam o cruzamento das isopletas composicionais utilizadas. A variância dos campos está indicada pelos diferentes tons de cinza, com mais baixa variância (F = 2) indicada pela cor branca. Reações "pseudo-univariantes", que separam campos com mesma variância mas com F ≠ 2 estão representadas pela linha preta grossa. A linha descontínua rosa indica a porção acima da qual o anfibólio sódico é estável (NaAmp-in).*

6.4. Discussão

Neste capítulo foram apresentadas as características químicas e texturais dos minerais, e da composição química em diagramas de fases dos xistos azuis e xistos verdes da região de Pichilemu,

com enfoque na sequência metavulcanossedimentar de Infiernillo, tendo sido também avaliada em termos das condições P–T de formação. Texturalmente identifica-se o crescimento de fases minerais de pico metamórfico na foliação regional S_2, na qual também ocorreu reequilíbrio químico e blastese durante o retrometamorfismo. A intensa transposição da foliação anterior prejudica a definição da blastese associada à descendência da placa, anteriormente à acresção. Localmente nota-se que fases de alta pressão já existiam na foliação S_1, como observado em algumas amostras de xistos azuis e xistos verdes de Infiernillo, mas também se observa crescimento de minerais de alta pressão (*e.g.,* winchita e glaucofânio) na foliação S_2, o que indica continuidade temporal entre pico metamórfico e acresção. A caracterização da evolução metamórfica está principalmente registrada na composição dos anfibólios. Ambos zonamentos progressivo (bordas progressivamente ricas em Na^B) e (sobrecrescimentos) retrógrado (decréscimo em Na^B) foram identificados e refletem desequilíbrios químicos característicos de processos metamórficos de baixa temperatura. Cristais de anfibólios "entalhados" e microboudinados corroboram regime coaxial (achatamento associado à compressão normal à foliação) durante o desenvolvimento da foliação S_2. A foliação S_2, localmente milonítica, também foi observada neste estudo em porfiroclastos de anfibólio, pares S−C e microdobramento assimétrico e podem representar componente não coaxial durante a exumação em zonas de cisalhamento.

O papel da composição dos protolitos na formação dos xistos azuis e xistos verdes foi avaliado em diagramas de fases projetados e algumas evidências interessantes foram identificadas. Na grande escala observa-se uma diferença composicional com relação aos elementos Fe, Na, K, Ca e Mg entre os metabasitos de Infiernillo, Cahuil e Punta Lobos, sendo possível, com bases nesses elementos, a separação de grupos com composições mais próximas de basaltos OIB (mais e menos ricos em álcalis e Fe; xistos azuis e xistos verdes de Infiernillo, respectivamente), e basaltos que se aproximam mais de composições MORB (xistos verdes de Punta Lobos e Cahuil), relativamente empobrecidos em álcalis e Fe. Na escala de afloramento fica clara a separação composicional dos xistos verdes e xistos azuis em Infiernillo, dentre os quais os xistos azuis tendem a composições mais ricas em Fe e Na (±K), sugerindo composições de espilitos para os protolitos, como indicado nos diagramas ACF, ACN e AFM (**Figs. 6.13 e 6.14**). As composições de espilitos plotadas para comparação indicam que mesmo os xistos verdes podem representar composições de espilitos, mas os xistos azuis representariam o "extremo" desse enriquecimento relativo em Na e Fe. Como visto no **Cap. 4**, os metabasitos de Infiernillo sugerem tendências transicionais entre alcalinas e tholeiíticas associadas à magmatismo tipo OIB, sendo os xistos azuis os que mais se aproximam de variedades alcalinas. Já os xistos verdes de Punta Lobos e Cahuil apresentam características geoquímicas de E-MORB−OIB e N-MORB, respectivamente, o que confirma a separação desses

grupos primeiramente por suas origens magmáticas, tendo sido "intensificadas" durante alterações pós-magmáticas. O balanço de massa realizado para uma sequência da praia de Infiernillo não apresenta padrões sugestivos de que xistos verdes e azuis associados na pequena escala representem relações de retrogressão, também de acordo com as relações texturais e de zonamento químicos identificadas. Por outro lado, o conjunto dos elementos avaliados sugere que pode haver diferença entre as taxas de fusão dos protolitos ígneos dos xistos azuis e xistos verdes e/ou de grau de fracionamento.

O reconhecimento das zonas afetadas pelas alterações hidrotermais é claro nos veios e vênulas que indicam a percolação dos fluidos aquosos. No caso das bordas das *pillow* lavas a alteração da composição do protolitos por processos pós-magmáticos é mais facilmente identificável que nas camadas com centímetros de espessura de xistos verdes e azuis cofaciais. Os padrões observados sugerem que não somente as porções externas das bordas das *pillow* funcionaram como sistemas abertos, mas em parte, também os leitos de rochas piroclásticas. Altas razões Na/Ca podem ser geradas por fluidos ricos em Si e Na e pobres em Ca e Mg, oriundos de zonas profundas do sistema geotermal (*e.g.,* Seyfried *et al*., 1988). A ausência de bordas de *pillows* ricas em clorita, sugerem pouca fixação de Mg durante a alteração, e portanto, fluidos pobres nesse elemento.

Não se deve descartar a possibilidade de que álcalis, SiO_2 e elementos como Ba e Rb tenham sido lixiviados dos protolitos de xistos verdes por interação fluido−rocha na zona de subducção, principalmente no caso dos leitos de rochas piroclásticas, já que é mais evidente o efeito de metassomatismo em fundo oceânico por processos de espilitização na borda de *pillow* lavas.

Os cálculos termobarométricos por pseudosseções confirmou o exposto anteriormente nos diagramas de fases, e a cofacialidade dos diferentes tipos de xistos verdes e o xisto azul de Infiernillo foi identificada, bem como a influência composicional sobre a solução sólida dos anfibólios. Os resultados P−T obtidos indicam condições transicionais entre as fácies xisto azul e xisto verde, caracterizadas por pressões mínimas entre 7,50−8,0 kbar e temperaturas de ~ 400 °C, e trajetória retrometamórfica indicando tendência de descompressão e associado a pequeno resfriamento (apresentada adiante no **Cap. 7**).

Com base no exposto, conclui-se que os xistos verdes e azuis da região de Pichilemu, notadamente das regiões de Infiernillo, Cahuil e Punta Lobos, correspondem à intercalação de fragmentos oceânicos com características geoquímicas distintas (N-MORB, E-MORB−OIB e OIB), justapostos no prisma acrescionário durante progressiva acresção basal, dos quais, aqueles com características de OIBs apresentaram composições mais favoráveis à formação de xistos azuis. A formação de composições tão específicas foi produto de enriquecimentos relativos de FeO_t e Na_2O (± K_2O) com relação ao CaO e MgO durante alterações pós-magmáticas, em parte condicionados por

características herdadas dos protolitos ígneos. Destaca-se a importância da composição (mais e menos "férteis") em condições P−T transicionais entre as fácies xisto azul e xisto verde na formação de assembleias minerais características. Adicionalmente, a fO_2 dos fluidos metamórficos e hidrotermais oxidantes pode ter influenciado no aumento do campo de estabilidade dos anfibólios sódicos (FeO *versus* Fe_2O_3) durante o metamorfismo (*cf*. Dungan *et al*., 1983).

Não é descartada a presença local de xistos verdes que representem a retrogressão completa de xistos azuis. De todos os modos, neste capítulo ficou demonstrado que no prisma acrescionário do Chile central, as ocorrências de xistos azuis associadas a sequências predominantemente composta por xistos verdes, sem evidências de transformações de um litotipo a outro e com distintas composições, podem ser reinterpretadas como rochas da fácies xisto azul, ainda que em condições transicionais com a fácies xisto verde. Por outro lado, ficou demostrado que os diagramas de fases podem ser eficientes no estudo de terrenos de xistos azuis e xistos verdes, e diversas combinações devem revelar padrões composicionais que ajudam a compreender a relação entre esses litotipos.

Capítulo 7: Evolução P-T-t-d de Xistos Verdes de Alta Pressão e Evidências de Imprint Termal na Série Ocidental

Como visto nos capítulos 3 e 6, afloram nos arredores de Pichilemu sequências formadas essencialmente por xistos verdes. Na praia de Punta Lobos, xistos verdes formam sequências de *pillow* lavas com metros de espessura (**Cap. 3**, **Fig. 3.3**), e nos arredores de Nilahue algumas ocorrências isoladas de metabasitos formam blocos associados às rochas metassedimentares da Série Ocidental e são textural e mineralogicamente semelhantes aos xistos verdes de Punta Lobos. Em comum esses metabasitos têm evidências texturais de um segundo metamorfismo (M2) de mais alta temperatura. Cristais bem formados de actinolita, orientados paralelamente à foliação S_2 localmente anastomosada, estão sobrecrescidos por anfibólios aluminosos de composição variando entre hornblenda e pargasita (**Figs. 7.1** & **7.2**).

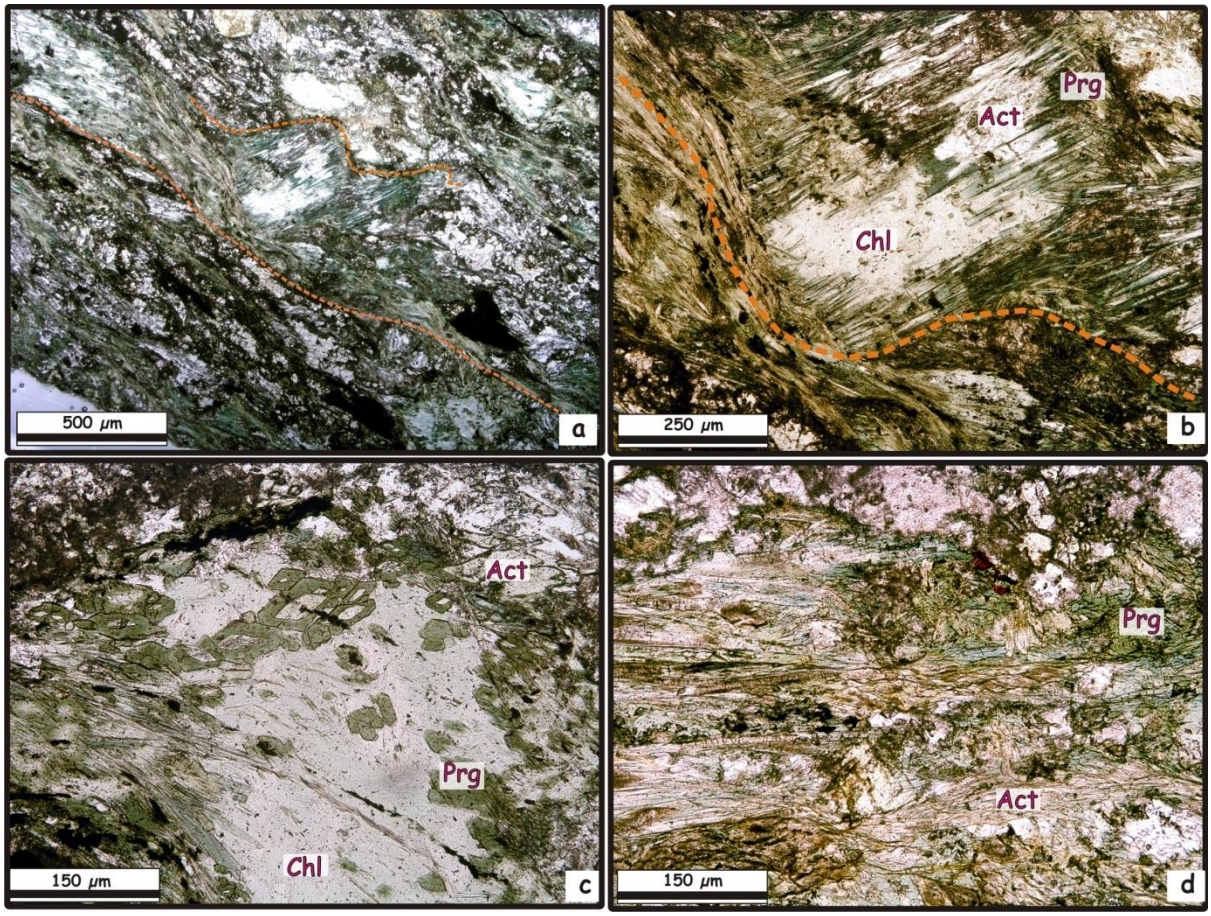

***Figura 7.1**: Microfotografias de xistos verdes de Nilahue e Punta Lobos. Em (a) observa-se a foliação S_2 definida por anfibólio, leitos de epidoto e plagioclásio. O anfibólio verde-escuro M2 cristalizou-se sobre a actinolita marrom na S_2. Em (b), detalhe da actinolita substituída por clorita e anfibólios tipo hornblenda e pargasita M2. É interessante notar que a foliação S_2 parece amoldar um porfiroclasto de anfibólio M1 substituído por clorita e anfibólios M2 (ver foto "a" conjuntamente para contextualização textural). Em (c) é possível notar as bordas de anfibólio M2 na mesma amostra apresentada em a e b, feição esta também observada nos xistos verdes de Punta Lobos. Inter-pillow de xisto verde de Punta Lobos (d): observa-se a actinolita marrom paralela à foliação S_2, com anfibólios opticamente verde-azulados a verde-escuros sobrecrescidos.*

Neste trabalho as sequências de metabasitos com características geoquímicas distintas (*e.g.,* Punta Lobos, Infiernillo) têm sido interpretadas como parte de segmentos tectônicos formados por fragmentos oceânicos e rochas metassedimentares de trincheira (*e.g*., Willner, 2005), justapostos durante contínua acresção na base do prisma. Entretanto, é intrigante o fato de que algumas dessas sequências submetidas ao metamorfismo de subducção também registrem um segundo metamorfismo não pervasivo, ao passo que ocorrências vizinhas na região costeira de Infiernillo, Cahuil, não evidenciem ter passado por esse evento. Se hoje compõe sequências adjacentes, nos quais as idades de metamorfismo são consideradas contemporâneas entre ~ 290−300 Ma (Willner *et al*., 2005), qual seria então o significado geodinâmico desse segundo metamorfismo? Em qual profundidade teria ocorrido? Qual a relevância desse registro no contexto evolutivo do cinturão pareado no Chile central?

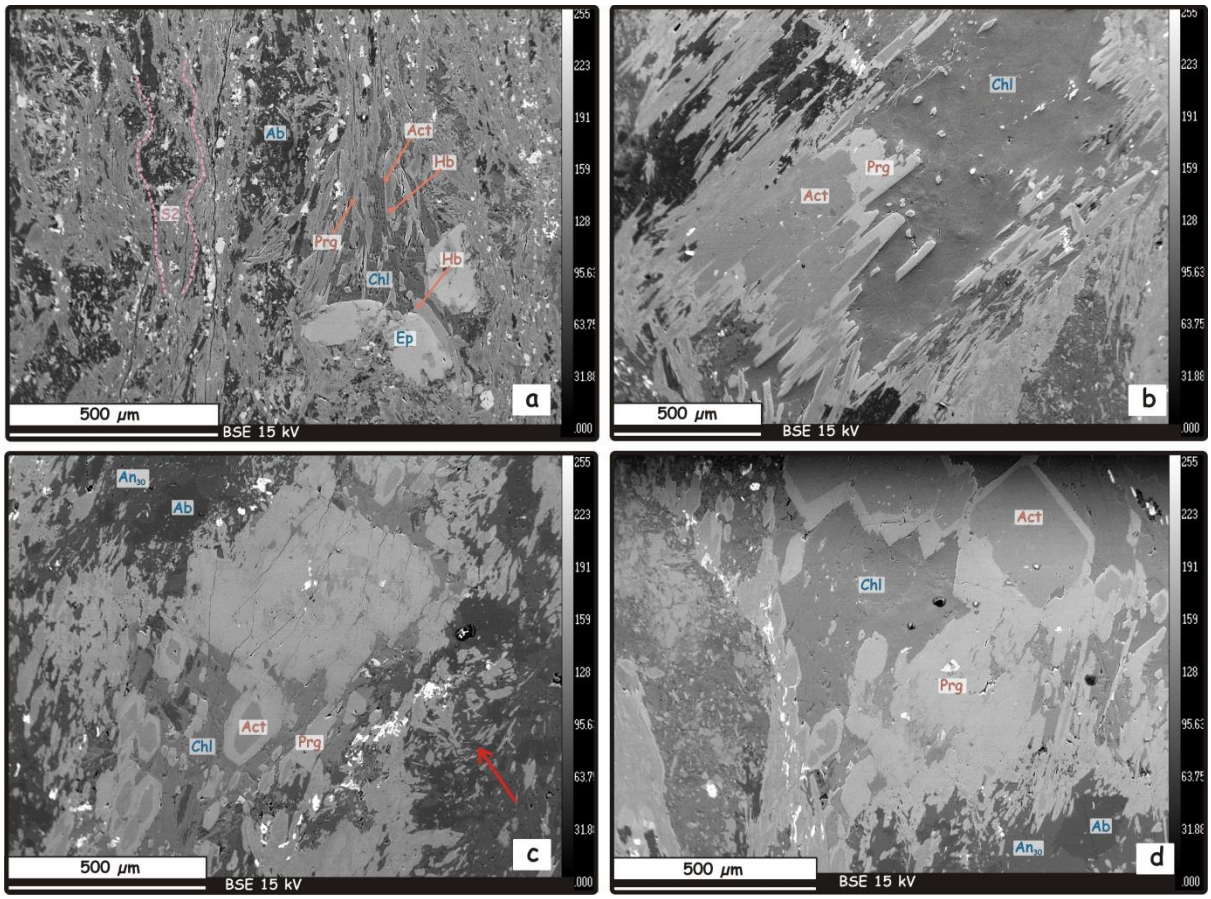

Figura 7.2*: Imagens de elétrons retro-espalhados obtidas em xistos verdes de Punta Lobos (a) e Nilahue (b-d) que mostra evidências texturais de M2. Em (a) nota-se o crescimento de bordas de anfibólios tipo hornblenda e pargasita sobre actinolita paralela à foliação anastomosada S_2. Em (c) há substituição quase completa da actinolita por anfibólios M2; e em (d) é possível notar (porção inferior esquerda da imagem) como o anfibólio M2 "invadiu" os núcleos de actinolita formando "penínsulas". A seta vermelha mostra a orientação de anfibólio M2 da matriz formando microdobras abertas.*

Com intuito de responder parte dos questionamentos que surgem com essas descrições apresenta-se neste capítulo a trajetória P−T−t−d dessas rochas, integrada com as do capítulo

anterior, e algumas ideias a respeito de suas implicações serão discutidas. Idades Ar−Ar obtidas em fengita de xistos azuis, xistos verdes e quartzo-mica xistos da região de Pichilemu serão apresentadas com intuito de complementar a discussão e contextualizar o metamorfismo M2 na evolução metamórfica do prisma acrescionário. Longe de "solucionar" os questionamentos por ora levantados, este capítulo tem como objetivo principal descrever a situação geológica do M2 e abrir novas possibilidades de estudo na área, no que diz respeito à evolução das porções profundas do prisma em fase posterior ao evento principal de acresção de ~ 300 Ma.

7.1. Assembleias minerais e características químicas M2

No capítulo anterior foram descritas conjuntamente, com os demais xistos verdes da região de Pichilemu, as características texturais e assembleias minerais dos litotipos apresentados neste capítulo. A sobreposição termal causada por M2 obliterou em parte as composições químicas do metamorfismo de subducção M1 e dificultou a distinção entre os dois estágios de metamorfismo, principalmente considerando-se a ausência de fases refratárias nessas assembleias, e uma possível "segunda" retrogressão em fácies xisto verde. No diagrama ACFN da **Figura 7.3** são plotadas as composições de anfibólio, plagioclásio, clorita e epidoto das amostras estudadas neste capítulo e das amostras de xistos verdes e xistos azuis descritas no capítulo anterior. Fica evidente o segundo crescimento de anfibólios progressivamente mais aluminosos e a composição mais cálcica do plagioclásio nos xistos verdes de Punta Lobos e Nilahue. A ilmenita também foi identificada associada à assembleia M2, corroborando o incremento termal. A clorita M2 apresenta composições com maior Mg#, mas a condensação do espaço composicional com o vetor $MgFe_{-1}$ não permite essa distinção na projeção. O epidoto mostra uma tendência de diminuição no teor de Fe^{3+} em direção às bordas.

Os sobrecrescimentos de anfibólios têm composições de ferro ou magnesiohornblenda, e ferro ou magnesiopargasita e de magnesiohastingita, caracterizadas por Na^B = 0,05–0,18; Si = 6,54–7,13; Al = 1,06–1,81; Sum^A = 0,24−0,42; Mg# = 0,36–0,75; e Na^B = 0,02–0,21; Si = 5,91–6,50; Al = 1,92–2,91; Sum^A = 0,50–0,69; Mg# = 0,31–0,70 (nomenclatura de Leake *et al*., 1997), respectivamente (**Anexo VI – Tabela 7.1**). Nos diagramas binários de Laird & Albee (1981) e de classificação segundo Leake *et al*. (1997) (**Figura 7.4)** estão plotadas conjuntamente as composições dos anfibólios dos xistos azuis, xistos verdes (**Cap. 6**) e anfibolitos (**Cap. 4**) da região de Pichilemu, e de xistos verdes tratados neste capítulo. É notável a diferença entre as tendências definidas pelo metamorfismo de subducção M1 e a sobreposição termal M2. Também nota-se o baixo teor em Na^B dos anfibólios M1 das regiões de Punta Lobos e Nilahue, quando comparados aos demais xistos verdes, já no limite inferior do que em geral se observa em terrenos de xistos azuis, mas ainda

dentro do intervalo definido por Laird & Albee (1981) com as composições de anfibólio dos terrenos Sanbagawa e Franciscano (ver Capítulo 11; Spear, 1995; pág. 440). A composição do plagioclásio associado ao M2 é de oligoclásio, com Xan entre 0,10 e 0,30. Apenas uma análise resultou em composição de andesina com Xan = 0,40. A composição de clorita varia entre Si = 5,44–5,83; Al = 4,52–5,03; Mg# = 0,66–0,71. O epidoto tem composição entre $Xcz_{0,85-0,87}Xps_{0,13-0,15}$.

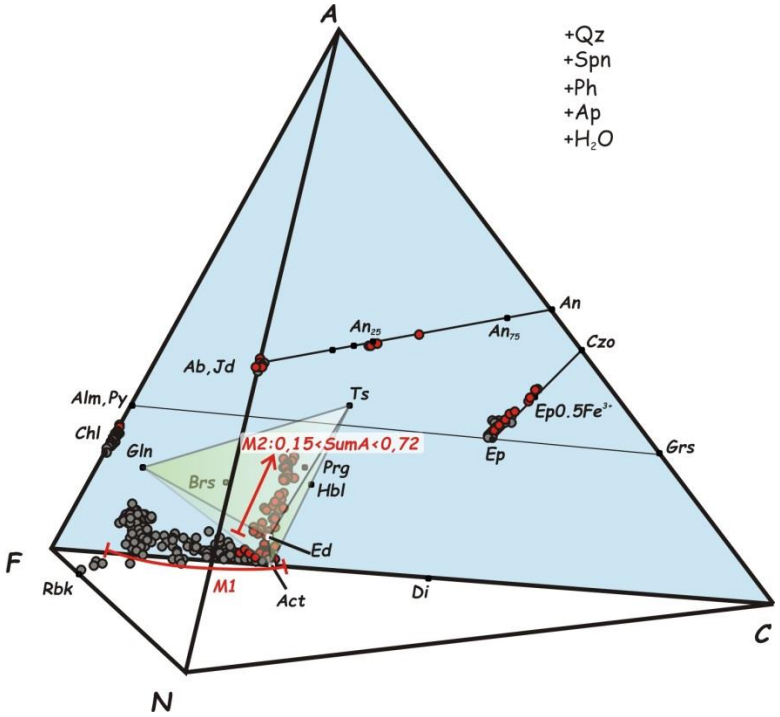

***Figura 7.3**: Diagrama ACFN projetado desde quartzo, titanita, fengita, apatita e H_2O. Em vermelho estão representados os dados de química de minerais obtidos em xistos verdes de Punta Lobos (DTH-15C; DTH-15E; DTH-40AIP) e Nilahue (DTH-24B), nos quais foi identificado M2. Em cinza-escuro estão representadas as demais análises obtidas em xistos verdes e xistos azuis de Pichilemu para comparação.*

A composição dos anfibólios é controlada durante o metamorfismo por três fatores: (i) equilíbrios de fases em sistemas heterogêneos (definidas pelas relações termodinâmicas entre as atividades "a_i" de membros finais, "K_{eq}", e variações de P e T); (ii) a cristaloquímica do anfibólio (magnitude da energia livre ΔG envolvida nas reações); e a (iii) composição da rocha (X_{sis}). Com relação ao último fator, vale lembrar que as amostras de xistos verdes de Punta Lobos e Nilahue plotam no campo das composições menos favoráveis à formação de anfibólios ricos em sódio nas condições P–T avaliadas (grupo i, **Fig. 6.13**; **Cap. 6**). No diagrama CaO−MgO−$NaAlO_{1,5}$ (**Fig. 6.15**; **Cap. 6**) os anfibólios M1 desses xistos verdes são os que mais se aproximavam dos membros finais actinolita–tremolita.

7.2. Cálculos termobarométricos: Pseudosseções no sistema NCFMASHTO

Foram feitos cálculos termobarométricos para xistos verdes de Punta Lobos e Nilahue (DTH-40AIP e DTH-24B), segundo os mesmo procedimentos e modelos de solução sólida utilizados nos

capítulos 4 e 6. Pelo método das pseudosseções buscou-se com as composições de núcleos anteriores ao sobrecrescimento M2 estimar as condições metamórficas do metamorfismo de subducção M1. Foram combinadas as isopletas de Al, Si e Na de anfibólio e as condições encontradas variam entre 7,0 e 7,5 kbar e ~ 370−405 °C para o xisto verde de Nilahue na transição entre os campos formados pelas assembleias *Ca-Amp−Chl−Ab−Ep−Spn* e *Ca-Amp−Na-Amp(no limite com Na-Ca Amp)−Chl−Ab−Ep−Spn*. A ausência de anfibólio sódico limita a pressão a um máximo de 7,5 kbar. Para o xisto verde de Punta Lobos, foi possível identificar apenas o campo com assembleia *Ca-Amp−Chl−Ab−Ep−Spn* e o limite bárico de 7,0 kbar foi definido com a isopleta de Na (0,20) para um amplo intervalo de temperatura (> 360 °C e < 450 °C) (**Fig. 7.5**).

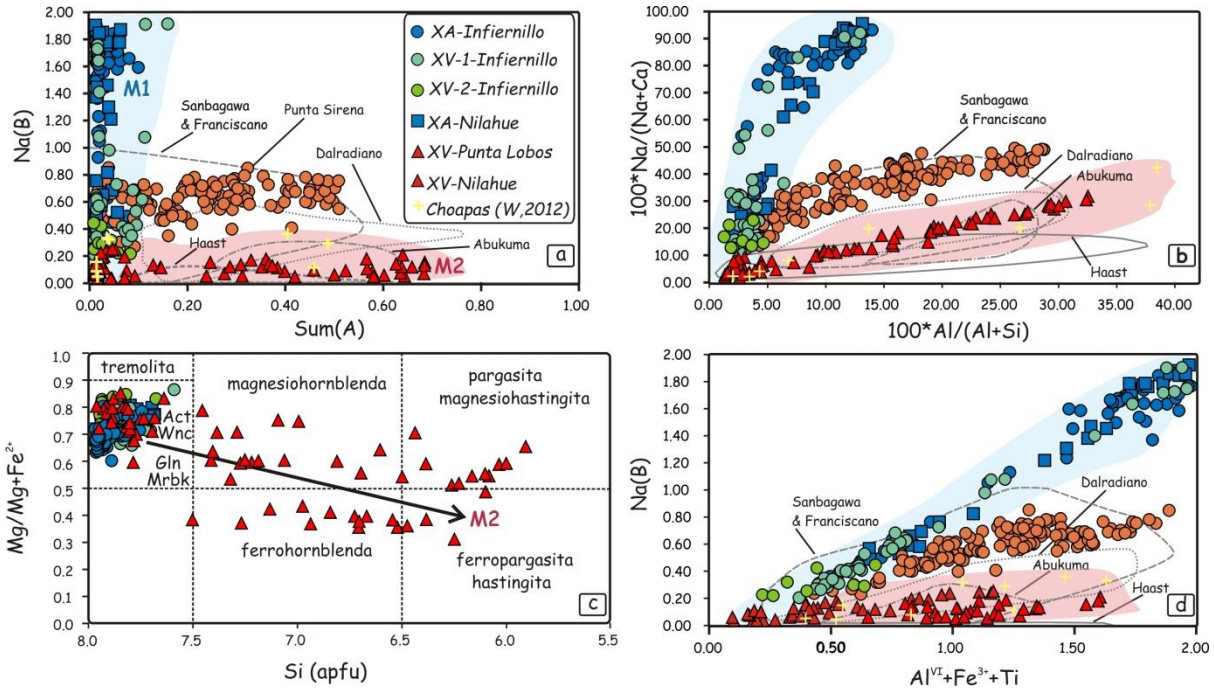

***Figura 7.4**: Diagramas binários (a-b, d) (segundo Laird & Albee, 1981) para caracterização de variação composicional de anfibólios e correlação com terrenos metamórficos (cf. Spear, 1995). Os campos Sanbagawa e Franciscano = terrenos de alta P; Dalradiano (Escócia) e Haast River (Nova Zelândia) = P intermediária, notar o comportamento anômalo das composições de anfibólio de Haast; Abukuma = baixa P. Estão plotadas composições representativas de anfibólios da região de Pichilemu. Análises de anfibólios cálcicos da região de Choapas (Willner et al., 2012) foram plotadas para comparação, e se observa que seguem a mesma tendência definida pelos anfibólios M2 de Punta Lobos e Nilahue. Os anfibólios de Punta Sirena (**Cap. 4**) estão plotados para comparação. Em geral as tendências definidas por anfibólios M2 são transicionais entre os campos; são sugestivos de incremento termal a P inferior àquelas alcançadas nos anfibolitos de Punta Sirena. A semelhança nos teores de Na^B e Na/(Na+Ca) entre anfibólios M1 e M2 sugerem pressão constante e forte influência de bulk na formação de tendências transicionais entre pressão intermediária e baixa pressão. Diagramas de classificação (c) de anfibólios segundo Leake et al. (1997), no qual plotam-se conjuntamente as análises representativas de anfibólios da região de Pichilemu.*

O metamorfismo M2 foi definido com bases nas isopletas de composição dos anfibólios e também de clorita, e o campo de concentração das isopletas caracteriza-se pela coexistência de dois anfibólios cálcicos (*tschermakita e pargasita)−Chl−Pl−Ep−Ilm−Qz±óxido de ferro*. O campo apresenta ampla variação bárica (6,0 a 8,5 kbar), mas a combinação das isopletas composicionais de anfibólio

(Al, Si e Na), Mg# na clorita, e o teor de An do plagioclásio (An_{30-40}) (calculado com PERPLE_X para pontos PT de interesse) permite restringir esse intervalo a ~ 6,5 kbar e ~ 570 °C, o que define condições PT transicionais entre fácies epidoto-anfibolito e anfibolito (**Fig. 7.5**). Nota-se a diferença entre os conteúdos de Na observados nas isopletas composicionais associadas ao metamorfismo M1 (0,15−0,20) e M2 (~ 0,70), o que sugere que a dissolução de actinolita e consumo de albita de fácies xisto verde resultaram em anfibólio pargasítico empobrecido em Si e enriquecido em Na (> Na por fórmula unitária que a actinolita, mas ocupando o sítio A devido ao incremento da temperatura), e andesina + quartzo. Epidoto e clorita diminuíram suas proporções durante o aquecimento, tendo a clorita se reequilibrado a composições mais ricas em Mg# nas condições de pico M2. Por sua vez, a titanita deu lugar à ilmenita.

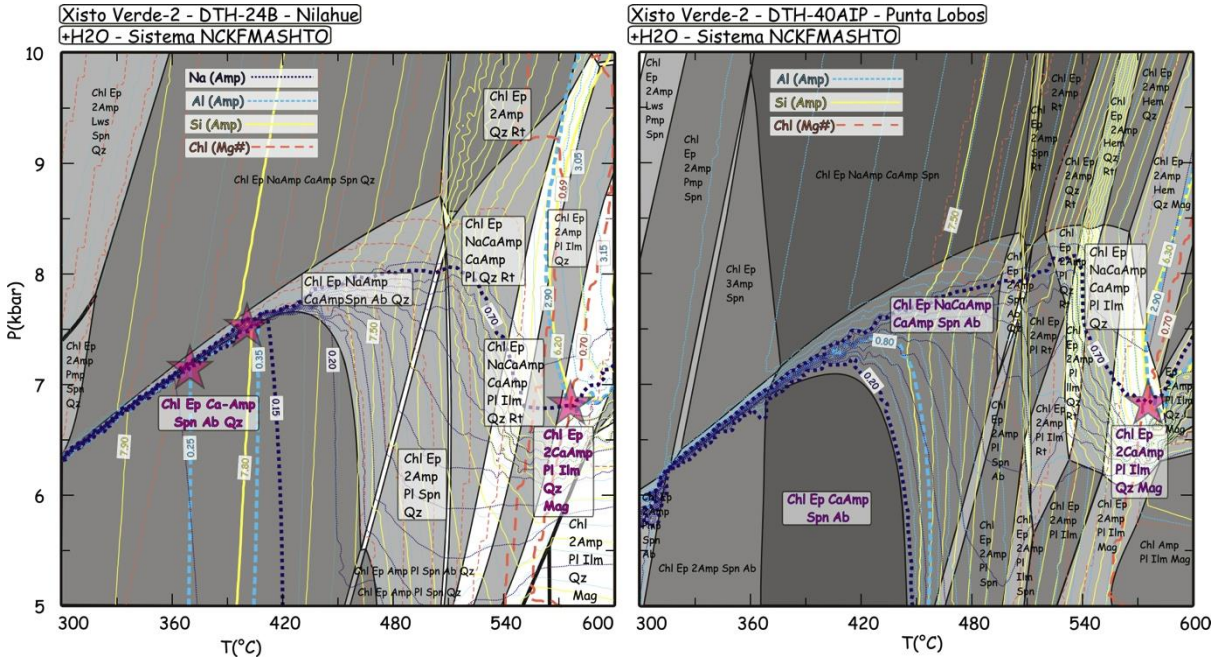

***Figura 7.5**: Pseudosseções obtidas com o software PERPLE_X no sistema simplificado NCFMASHTO para xistos verdes de Punta Lobos (DTH-40AIP) (a) e Nilahue (DTH-24A) (b). As composições utilizadas para os cálculos estão disponíveis no **Anexo VI – Tabela 7.2**. As estrelas identificam o cruzamento das isopletas composicionais (identificadas pela espessura mais grossa) utilizadas para a definição das condições P−T.*

Foram realizados cálculos termobarométricos pelo método *average P−T* para o xisto verde de Nilahue (DTH-24B). Com a assembleia *Prg* (com maior Na^B = 0,21 e Sum^A = 0,64) – *Pl* – *Chl* – *Ep* – *Qz* – *Ilm* − *Spn* as condições P−T estimadas foram 500 ±28 °C e 7,2 ±1,1 kbar (cor = 0,874; σfit = 1,51). Cálculos com pargasita com menor Na^B e maior Sum^A (0,15 e 0,70, respectivamente) resultaram 488 ±23 °C e 6,3 ±0,9 kbar (cor = 0,874; σfit = 1,21); 477 ±19 °C e 6,6 ±0,7 kbar (cor = 0,874; σfit = 0,90). Nota-se boa concordância entre os valores das pressões obtidos pelos dois métodos e temperaturas mais baixas para as condições de pico metamórfico (~ 50 °C) entre os resultados obtidos por *average P−T* e o método das pseudosseções. Essas diferenças podem ser resultado tanto de suposições equivocadas de composições de equilíbrio, quanto de diferenças

entre os modelos de solução utilizados pelos dois métodos, ou ainda, incertezas associadas à estimativa de ferro férrico.

7.3. Idades Ar−Ar

Os resultados $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtidos por *step heating* são apresentados neste capítulo para duas (2) amostras de xistos azuis de Infiernillo e uma (1) amostra de xisto verde; e duas (2) amostras de quartzo-mica xistos das localidades de Punta Lobos e Nilahue (dados disponíveis no **Anexo VII**). Os cristais de micas foram separados por catação manual no Centro de Pesquisa Geocronológicas – CPGeo, após britagem e peneiramento. As amostras compõem metatufos e rochas metassedimentares de granulação muito fina a fina, e os concentrados de mica analisados no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Michigan incluíam as frações 150−250 μm e 250−500 μm. Os procedimentos analíticos seguem os mesmos apresentados no **Capítulo 4**. Nota-se que idades *total gas* (integrada) representam resultados de *step heating* com espectros variados que não alcançaram 50% de ^{39}Ar liberado necessário para a definição da idade *plateau*. Nesse caso, se a variabilidade das idades é devido a efeitos de "recuo" de ^{39}Ar (*recoil effects*) e transferência desse isótopo entre as camadas da mica mais e menos ricas em potássio, com a idade integrada ponderam-se os vieses causados pelos efeitos de vizinhança. Tantos os erros (1σ) das idades *plateau* quanto das idades integradas incluem as incertezas associadas ao valor *J*. Todas as frações de gás foram corrigidas para os valores do branco (medidos a cada 5 frações). As razões isotópicas foram corrigidas por discriminação de massa utilizando Ar atmosférico. O ^{40}Ar radiogênico foi obtido subtraindo-se o ^{40}Ar atmosférico calculado com base no ^{36}Ar medido. A medida do ^{36}Ar foi corrigida para a reação nuclear de interferência com ^{40}Ca e ^{36}Cl. Da mesma maneira, ^{38}Ar e ^{40}Ar foram corrigidos para a interferência com ^{39}K e ^{40}K, e ^{39}Ar para a interferência com ^{42}Ca.

A idade *plateau* de fengita do xisto azul DTH-86G de Infiernillo é de 299,6 ±1 Ma (MSWD = 0,95; 85,6% de ^{39}Ar liberado). Um segundo agregado de cristais resultou numa idade integrada de 295 ±0,9 Ma. O xisto azul 138K tem idades integradas de 276,3 ±0,6 Ma e 285,8 ±0,6 Ma (**Fig. 7.6a**−**b**). O xisto verde-1 (135B) tem idades *plateau* de 275,9 ±4,5 Ma (MSWD = 0,97; 79,2% de ^{39}Ar liberado) e 263,6 ±4,9 Ma (MSWD = 0,72; 84,5% de ^{39}Ar liberado) (**Figura 7.6c**). O alto erro observado nessa última amostra se deve à perda de material durante a irradiação. O quartzo-mica xisto DTH-27B da sequência interna de Cahuil (Nilahue) tem idades integrada de 272,2 ±0,7 Ma e 272,1 ±1 Ma (**Fig. 7.6e**). Por fim, o filito amostrado sobre a sequência de *pillow* lavas de Punta Lobos apresenta idades *plateau* de 219,6 ±1,1 Ma (MSWD = 2,56; 61,9% de ^{39}Ar liberado) e 213,8 ±0,8 Ma (MSWD = 1,63; 61,6% de ^{39}Ar liberado).

Os espectros de idades aparentes e de razões Ca/K e Cl/K estão exibidos na **Figura 7.6**. A amostra de xisto azul DTH-86G (**Fig. 7.6a**) revela um salto da razão Ca/K de < 2,5 a 25 nas temperaturas mais altas do espectro de idades, sugerindo influência de microinclusões de fases cálcicas, como titanita, apatita e anfibólio, fases comuns nos xisto azuis e xistos verdes estudados. Ainda que com variação sutil (entre < 1 até 3 ou 5), a razão Ca/K e as variações na razão Cl/K do xisto verde 135B pode ser interpretada da mesma maneira, ademais as micas dessa amostra apresentam-se intercrescidas e/ou incluem clorita. Já a amostra 138K de xisto azul mostra um salto sutil entre < 0,1 até < 0,2 da razão Ca/K, associado aos incrementos mais altos de T do *step heating*, e de < 0,001 a < 0,025 na razão Cl/K no limite termal inferior **Figura 7.6b**. Essa última está associada a idades aparentes muito jovens, possivelmente efeitos de heterogeneidades por microinclusões. Os metassedimentos DTH-27B e DTH-40E repetem os padrões de variações positivas nas razões Ca/K e Cl/K nos limites inferior e superior de incremento termal no *step heating* sugerindo a presença de impurezas na mica; nessas rochas possivelmente de epidoto, titânia, apatita e óxidos de ferro, esse último abundante na amostra associado à mica da matriz **Figura 7.6d**−**e**. Idades elevadas (> 350−400 Ma) são observadas pontualmente (*e.g.,* amostra 135B). Aparentemente essas idades não têm significado geológico na história acrescionária e podem indicar excesso de Ar, considerando ainda que núcleos detríticos podem ser preservados no metamorfismo de baixo grau.

7.4. Discussão

Segundo o exposto, alguns xistos verdes da região de Pichilemu têm registros texturais e mineralógicos de um segundo estágio de metamorfismo (M2). Os cálculos termobarométricos permitiram estimativas razoáveis para ambos os eventos, considerando-se as dificuldades inerentes à termobarometria de rochas submetidas a mais de um evento metamórfico e à alta variância das assembleias presentes. Ficou, portanto, definido um evento M1 a 7,0−7,5 kbar e 370−405 °C, e um segundo estágio M2 a ~ 6,5 kbar e ~ 570 °C, indicando um aquecimento próximo do isobárico entre os dois eventos. As condições metamórficas M1 calculadas são semelhantes àquelas obtidas para os xistos verdes e azuis de Infiernillo, ainda que haja uma tendência sutil de pressões mais baixas nos xistos verdes de Punta Lobos e Nilahue. Com relação às estimativas do M2 por pseudosseções, nota-se a limitação imposta pela *bulk* efetiva na formação da assembleia metamórfica de alta temperatura. Nesse caso, o mais apropriado seria a obtenção de mapas de raios X para melhor aproximar a composição efetiva, com base na moda e composição da nova assembleia mineral. Entretanto, os resultados obtidos pelo método da *average P−T* são comparáveis às estimativas observadas nas pseudosseções, sugerindo que as estimativas P−T são razoáveis.

Um aspecto interessante é que comparativamente ao metamorfismo intercinemático (entre D_1 e D_2) estático de alta temperatura caracterizado para as rochas de Tanumé (~ 4,2 e 550 °C), *i.e.,* nas porções rasas do prisma (**Cap. 6**), a sobreposição termal em profundidade descrita neste capítulo está texturalmente associada ao domínio da foliação S_2 (**Fig. 7.1**). Como pode ser visto nas imagens de elétrons retro-espalhados da **Figura 7.2**, a pargasita substitui parcial ou completamente a actinolita, orientada na foliação S_2 (**Fig. 7.1**), e não são observadas relações texturais de discordância, como crescimento radiado ou de truncamento de minerais.

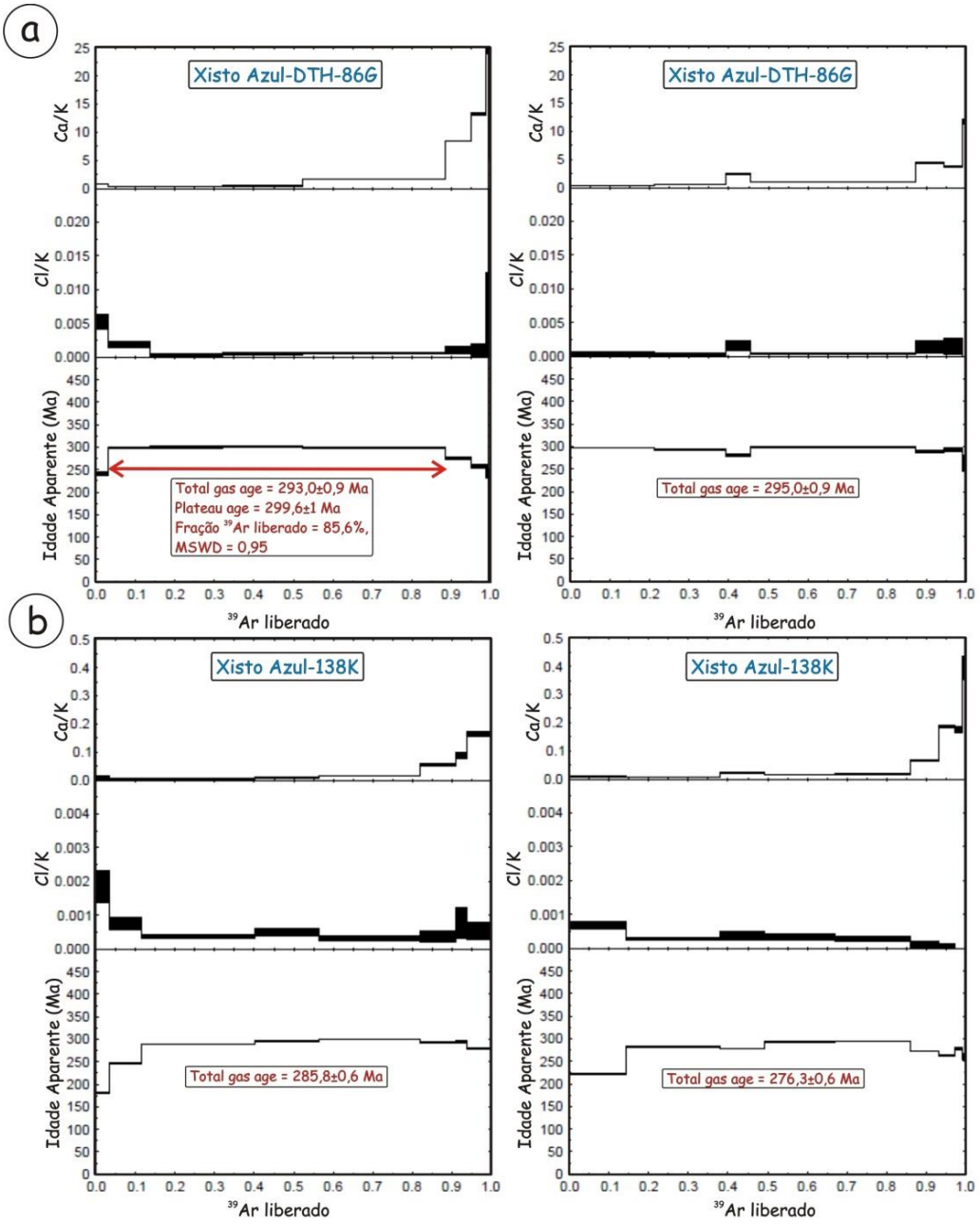

***Figura 7.6**: Diagramas idade aparente (Ma) versus fração de ^{39}Ar liberado com as idades obtidas pelo método Ar–Ar em mica branca na região de Pichilemu. Ver texto para explicações.*

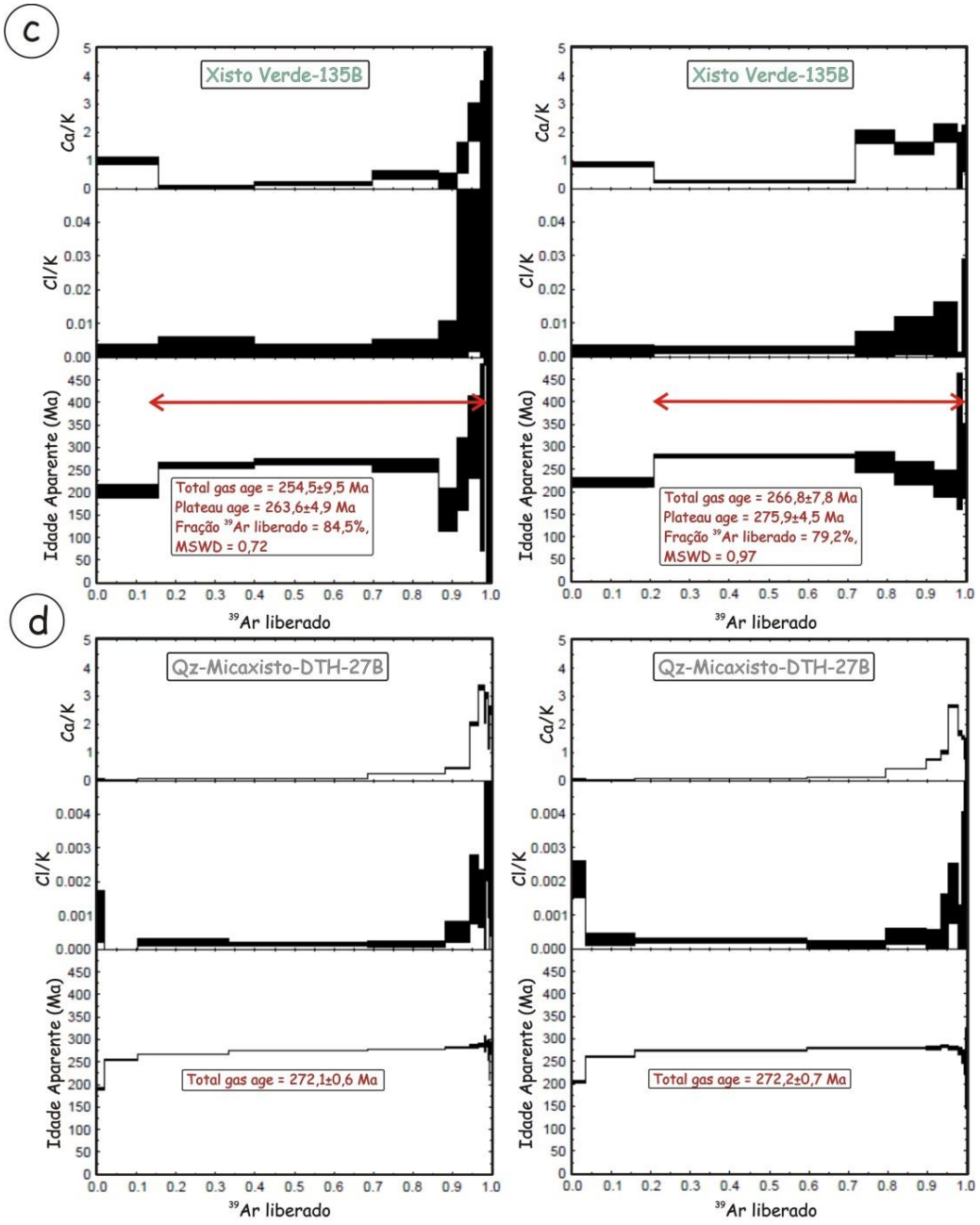

***Figura 7.6**: Continuação.*

A norte da área estudada (31−32° S), Godoy & Charrier (1991) e Rebolledo & Charrier (1994), descreveram no Complexo Acrescionário Choapas, a presença de quartzo-mica xistos, filitos e xistos verdes anfibolíticos muito deformados, com mesmo arcabouço estrutural que a Série Ocidental, tal qual ocorre na região de Pichilemu. Entretanto, essas rochas foram intensamente afetadas pela tectônica extensional mesozoica, ocorrendo como lentes preservadas no batólito do arco jurássico (*e.g.*, Rebolledo & Charrier, 1994; Willner *et al*., 2012). Mais recentemente, Willner *et al*. (2012) retomaram os estudos petrológicos nessa região e identificaram nos xistos verdes dois estágios metamórficos, quais sejam: 6,0−9,0 kbar e 350−430 °C (I) e 6,60−8,5 kbar e 510−580 °C (II). Os dados do estágio II dos xistos verdes do Complexo Choapas são semelhantes aos obtidos para o M2 neste

capítulo. Na **Figura 7.4** as composições da actinolita e da hornblenda descritas por Willner *et al*. (2012), referentes aos estágios I e II, estão plotadas para comparação, onde podem ser notadas semelhanças com as composições dos anfibólios apresentados neste capítulo definindo a mesma tendência de sobreposição termal isobárica.

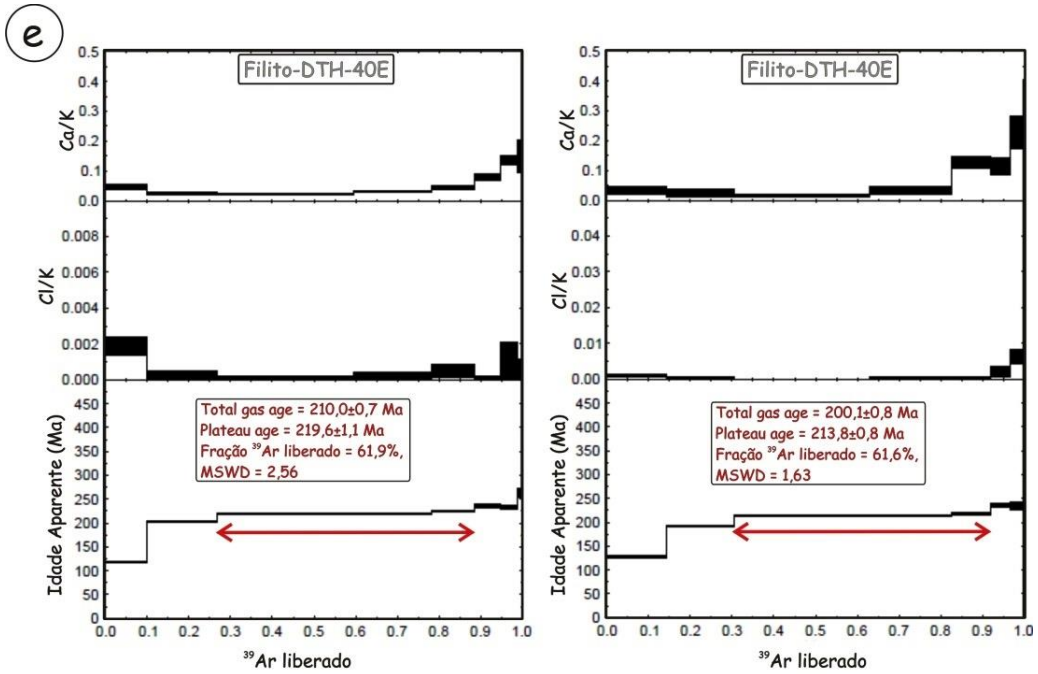

***Figura 7.6**: Continuação.*

Para os xistos azuis e mica xistos da região de Pichilemu, Willner *et al*. (2005) obtiveram idades Ar−Ar *in situ* em fengita num intervalo de ~ 298 Ma e ~ 260 Ma (e idades *plateau* entre ~ 290 e 300 Ma), ao qual atribuíram idades de pico metamórfico e sucessiva recristalização e crescimento mineral assistido por fluidos aquosos durante a retrogressão. Para o Complexo Choapas, Willner *et al.* (2012) interpretaram idades Ar−Ar em fengita de filitos (não afetados por *overprint* termal do estágio II), compondo intervalo de 272 a 242 Ma, como relacionadas ao evento I de acresção basal (pico metamórfico) e idades retrometamórficas associadas ao resfriamento e/ou ao aquecimento isobárico registrado em alguns xistos verdes (estágio II). Os autores associaram o evento de alta temperatura a possíveis intrusões permianas profundas não aflorantes no prisma acrescionário, em fase anterior a 245 Ma, já que no Triássico os xistos verdes já estariam exumados, segundo indicam os dados de traço de fissão em zircão (Willner *et al*., 2012). Idades mais jovens ~ 210 Ma estariam relacionadas ao magmatismo bimodal que afetou o embasamento paleozoico na fase extensional pós-acrescionária entre 220−200 Ma. Na região de Pichilemu dois plútons graníticos foram indroduzidos nas rochas da série de alta pressão (**Fig. 6.1**), os quais foram correlacionados ao magmatismo triássico (~ 200−225 Ma) que afeta outras zonas do embasamento paleozoico no Chile central, datado a sul de Pichilemu, na região de Constituición (Willner *et al*., 2005, 2009). Vásquez *et*

al. (2011) obtiveram idade modelo Rb−Sr de 205 ±7 Ma em hornfels associado ao granito de Pichilemu, situando-o na atividade magmática extensional anorogênica de 210−197 Ma, concomitante à atividade acrescionária.

Fayalita granitóides de idades triássicas, ricos em xenólitos metapelíticos, foram reportados na região centro-sul do Chile (Vásquez *et al*., 2009). Assinaturas isotópicas e paragêneses minerais nesses xenólitos sugerem assimilação de crosta continental a profundidades compatíveis com crosta média (Vasquez *et al*., 2009). No norte do Chile intenso magmatismo permo−triássico tem sido também relacionado à tectônica extensional (*e.g.,* Hervé *et al*., 2013b). No contexto geodinâmico regional os plútons triássicos são interpretados como marcadores do fim da acresção e início de extensão no prisma acrescionário permo−carbonífero causado pelo recuo da placa descendente, facilitando assim a intrusão na série de alta pressão (*e.g.,* Willner *et al*., 2005). Adicionalmente, afloram na praia de Punta Lobos *sills* de diabásio interpretados como relacionados ao magmatismo bimodal jurássico (~ 140 Ma) que afetou o embasamento metamórfico, correlacionáveis a outras ocorrências datadas nas proximidades (Willner *et al*., 2005).

As idades Ar−Ar (~ 300; 285; 270; 220 Ma) apresentadas neste capítulo incluem (i) a idade carbonífera de ~ 300 Ma, tida como característica do metamorfismo de alta pressão no Chile central; (ii) idades permianas; e (iii) triássicas, que representam idades de *resetting*. No contexto do metamorfismo M2, a idade de ~ 270 Ma do mica xisto de Nilahue poderia indicar intrusões permianas em profundidade na série HP, associadas às fases iniciais de extensão no prisma acrescionário. Já a idade de ~ 220 Ma registrada no filito de Punta Lobos (DTH-40F) corrobora o *resetting* associado ao magmatismo Triássico (*e.g.,* Willner *et al*., 2005; Vázquez *et al*., 2009, 2011). Devido à proximidade das ocorrências de Nilahue com o plúton granítico triássico (**Fig. 6.1**), esperava-se encontrar idades triássicas. Entretanto, a idade integrada Ar−Ar obtida em Nilahue (DTH-27B) é permiana (~ 270 Ma) e é representada por uma idade integrada consistente (**Fig. 7.6**). No caso de Punta Lobos, mais distante do granito, o *resetting* triássico poderia estar relacionado à intrusão do *sill* de diabásio, ainda que esse magmatismo seja interpretado como jurássico (Willner *et al*., 2005). É interessante notar que as amostras de Infiernillo com indicação de *resetting* de idade Ar−Ar (~ 275−285 Ma) são de localidades mais ao sul, mais próximas ao granito, enquanto que a amostra com idades de pico metamórfico de ~ 300 Ma (DTH-86G) se localiza na porção norte da praia (**Fig. 6.1**). Esses dados indicam a necessidade de estudos geocronológicos complementares para elucidação desses problemas, notadamente para datação das rochas magmáticas pós-M1 na região de Pichilemu, bem como de cálculos termobarométricos num maior número de amostras com registro M2 e obtenção de idades Ar−Ar de resfriamento.

A concordância entre os resultados termobarométricos apresentados neste capítulo e as condições P–T obtidas por Willner *et al*. (2012) no Complexo Choapas por outros métodos termobarométricos (termobarometria de multi-equilíbrios) sugerem metamorfismo M2 em profundidade intermediária, portanto, permiano, já que no Triássico essas rochas ocupavam posições no prisma acrescionário inferiores a 10 km de profundidade (Willner *et al*., 2005). Por outro lado, intrusões permianas em profundidades de ~ 20 km indicariam regimes extensionais na cunha acrescionária em fase anterior ao atualmente proposto para essa região. Tectônica extensional e intrusões magmáticas permo–triássicas poderiam indicar processos importantes na evolução geodinâmica do prisma acrescionário, incluindo recuo da placa descendente ou, até mesmo, interrupção de acresção, e sem dúvida teriam implicações para o desenvolvimento da margem convergente no Chile central.

Capítulo 8: Integração dos Resultados e Considerações Finais

Os resultados obtidos nesta pesquisa, bem como as principais interpretações, foram discutidos em detalhe nos capítulos 3 a 7. Os próximos parágrafos integram e resumem as contribuições deste trabalho contextualizadas com relação ao estado atual de conhecimento do Complexo Acrescionário do Chile central.

Dados geoquímicos de elementos traços e razões isotópicas (sistemas Sm−Nd e Rb−Sr) obtidos em diferentes zonas de ocorrências de rochas máficas (xistos azuis, xistos verdes e anfibolitos), revelam composições de basaltos tholeiíticos e alcalinos para seus protolitos, e indicam que a heterogeneidade geoquímica (MORBs, arcos de ilhas, basaltos intra-continentais) identificada ao longo do embasamento do Chile (*e.g.,* Hervé, 1988; Kato & Godoy, 1995; Schira *et al* 1990) está de fato relacionada à existência de um complexo *N-MORB-E-MORB-OIB* de padrão regional (34° S−39°(?) S, coordenadas atuais) que se desenvolveu durante a formação de uma bacia oceânica (*Iapetus*) em ambiente de interação entre dorsal meso-oceânica e pluma mantélica, na margem oeste do terreno Chilenia. A caracterísitca regional dessa heterogeneidade é compatível com a atividade de pluma mantélica. Nesse contexto, sugere-se que a fragmentação do microcontinente Chilenia (e Cuyania?) da margem continental de Laurentia na transição cambro-ordoviciana pode ter sido favorecida pela atividade de pluma (Hyppolito *et al*., 2014, e referências nele contidas – **Capítulo 3**). A bacia oceânica subductada no Paleozoico Superior sob a margem sudoeste do Gondwana era, portanto, caracterizada pela presença de cadeias de *seamounts* e possivelmente *plateaus* oceânicos, e coberturas sedimentares pelágicas (*cherts*) e hemi-pelágicas (argilitos, folhelhos, siltitos), progressivamente mais terrígenas com a aproximação da zona de subducção e aumento no aporte sedimentar de trincheira.

Em Punta Sirena afloram vestígios de rochas derivadas das zonas mais profundas da cunha acrescionária na interface com o canal de subducção correspondente. Granada-mica xistos e anfibolitos registram as condições metamórficas vigentes no início da atividade de subducção (~ 340 Ma e 330 Ma) e a idade de exumação por fluxo forçado no canal entre ~ 320−315 Ma, a qual ocorreu após resfriamento próximo do isobárico (trajetória metamórfica anti-horária). Durante sua trajetória ascendente os granada-mica xistos misturaram-se tectonicamente a fragmentos de crosta oceânica com afinidade geoquímica E-MORB e N-MORB tranformados em anfibolitos, e acrescido a ~ 30 km, sob efeito da dinâmica deformacional não coaxial e mistura tectônica espacialmente localizada (Hyppolito *et al*., *in press* – **Capítulo 4**).

Idades Ar−Ar combinadas com evidências químico−texturais em mapas de raios X e resultados termobarométricos (trajetórias P−T−t−d) revelaram distintos episódios de dissolução e

cristalização de anfibólios e micas em profundidade e durante a trajetória de exumação, desde porções profundas (canal de subducção) até a incorporação no prisma acrescionário em desenvolvimento em ~ 308 Ma, idade esta que marca possivelmente o início da atividade de acresção basal no prisma acrescionário no Chile central (Willner *et al*., 2008, 2012, Hyppolito *et al*., *in press* – **Capítulo 4**). A diferença entre a taxa de exumação estimada neste trabalho (2 mm yr^{-1}), definida no intervalo "início do fluxo de retorno do granada-mica xisto em ~ 320 Ma e a incorporação na base do prisma (30 km; ~ 315 Ma)" daquelas estimadas (0,60 mm yr^{-1}) para a exumação das rochas constituintes do prisma acrescionário (Glodny *et al*., 2005; Willner *et al*., 2005) indicam mecanismos de exumação distintos: no primeiro caso, as taxas mais elevadas sugerem maior influência da exumação tectônica, enquanto que após terem sido incorporadas no prisma acrescionário, a unidade de Punta Sirena passou a ser exumada por dinâmica predominantemente erosiva. A comparação com rochas geradas no início da subducção provenientes de outras localidades no Chile central (Los Pabilos) sugerem que a ocorrência de Punta Sirena representa os estágios mais imaturos de circulação de material que se desenvolveu ~ 20 Myr após o início da subducção, enquanto que a ocorrência de Los Pabilos parece indicar uma fase de maior abertura do canal, quando fragmentos mais profundos e com maior tempo de residência na zona de subducção foram trazidos à superfície quase 40 Myr depois do início da subducção.

A obtenção de trajetórias metamórficas P−T−t−d para as rochas da Série Oriental de baixa pressão que constituem as porções externas da auréola termal carbonífera de Pichilemu revelou que o metamorfismo termal M2 é intercinemático entre as deformações S_1 e S_2 (Hyppolito *et al*., *submitted* – **Capítulo 5**). Os cálculos termobarométricos, combinados com dados geocronológicos disponíveis na literatura, permitiram definir trajetória horária caracterizada (estágio I) por exumação de zona tectonicamente ativa, sob regime de acresção na base no prisma (*i.e.,* taxas de exumação mais elevadas e semelhantes às da série HP), seguida de exumação por erosão de zona relativamente estacionária (estágio II). Ao estágio I, propõe-se que a influência de processos geodinâmicos episódicos foi exercida pela entrada de *seamounts* na zona de subducção que formaram os xistos azuis em 300 Ma (xistos azuis de Infiernillo), responsável por converter uma zona relativamente estável do prisma de acresção, numa zona intensamente afetada pela deformação D_2 de transposição, resultando em dobras isoclinais, porfiroblastos de andalusita dobrados e de estaurolita rotacionados com sombra de pressão. O alcance da deformação vigente na base do prisma (~ 25 km) em zonas rasas (< 15 km) sugere que a subducção de *seamounts* possa ter causado erosão tectônica e instabilidade na cunha acrescionária, o que permitiu que a série de baixa pressão se comportasse episodicamente como zonas profundas do prisma acrescionário, marcando nesse caso, a mudança no modo de acresção (Richter *et al*., 2007) nessas zonas.

Os estudos petrológicos por química mineral, projeções em diagramas de fases e pseudosseções revelaram a influência composicional dos protolitos sobre a formação de assembleias minerais de facies xisto verde e xisto azul (**Capítulo 6**). Os diagramas ACN, ACF e AFM indicam a existência de grupos químicos favoráveis à formação de xistos azuis em condições P–T transcionais entre as fácies xisto azul e xisto verde, definidos essencialmente por razões mais elevadas de Na_2O/CaO e FeO_t/MgO nos protolitos que formaram os xistos azuis que nos que geraram os xistos verdes. De modo geral, os protolitos com características de basaltos OIB apresentam composições mais favoráveis à formação dos xistos azuis. As alterações pós-magmáticas foram fundamentais para a formação de composições específicas, como se nota nas associações xisto verde/xisto azul na escala mesoscópica. A similaridade com composições de espilitos e a evidência de bordas externas de *pillow* lavas transformadas em xistos azuis e bordas internas de xistos verdes sugerem processo de metassomatismo em fundo oceânico, mas lixiviações e enriquecimentos relativos podem também ter ocorrido durante interação fluido–rocha na zona de subducção. Esses dados demonstram a importância em se avaliar o controle composicional do protolito na formação de xistos azuis e xistos verdes, principalmente em condições P e T transicionais de facies metamórficas, para a caracterização do metamorfismo e evolução tectônica em cinturões de xistos azuis.

No diagrama de fácies metamórficas da **Figura 8.1**, são apresentadas as trajetórias P–T obtidas neste estudo e as trajetórias compiladas da literatura para os xistos verdes e xistos azuis do Chile central, incluindo o Complexo Choapas, localizado a norte de Pichilemu. Nota-se que o complexo acrescionário do Chile central é constituído por segmentos tectônicos formados por fragmentos de crosta oceânica e sedimentos de trincheira que foram acrescidos progressivamente na base do prisma de acresção. Os cálculos termobarométricos indicam que as rochas de alta pressão acrescionaram-se preferencialmente a ~ 25–30 km de profundidade sendo as condições P–T estimadas homogêneas na área estudada (pressões mínimas de 7,0–8,0 kbar, e T ~ 400° C). Willner (2005) sugeriu pressões mais elevadas para as ocorrências de xistos azuis de Infiernillo e Nilahue (~ 9,0–10,7 kbar), e as estimativas realizadas neste estudo são semelhantes às encontradas pelo autor em xistos verdes de alta pressão. Neste trabalho ficou demonstrada a cofacialidade dos xistos verdes e xistos azuis de Infiernillo, por isso sugere-se que a sequência metavulcanossedimentar de Infiernillo pode ser reinterpretada como transicional entre as fácies xisto azul e xisto verde. De fato, no diagrama AFM da **Figura 6.14**, observou-se cruzamento de *tielines* entre xistos azuis de Infiernillo e Nilahue, sugerindo condições distintas de P e T. Segundo o observado pelo autor, a ocorrência de xistos azuis ao longo do embasamento é muito rara, e devem representar zonas mais profundas da cunha ascresiconária, já no limite com o canal de subducção (**Fig. 8.2**), possivelmente incorporados no prisma por mecanismos tectônicos.

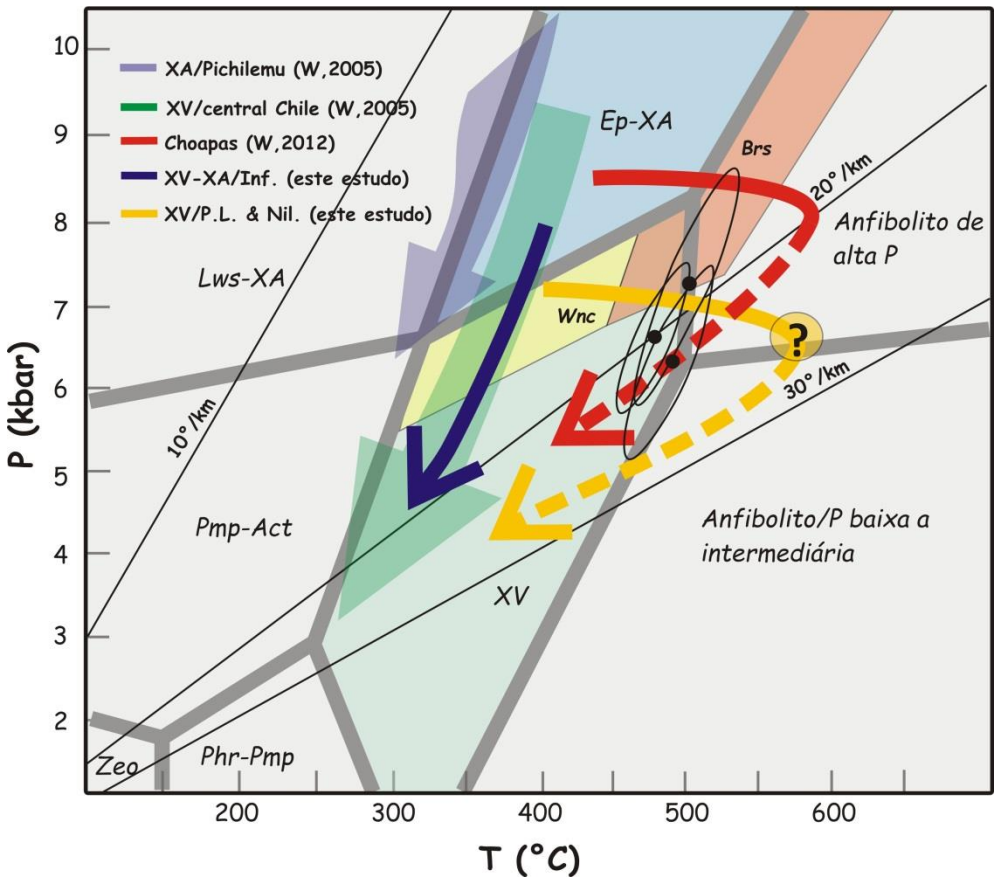

***Figura 8.1**: Diagrama de fácies metamórficas (modificado de van Staal et al., 2008; limites de fácies segundo Evans, 1990) com as trajetórias metamórficas esquemáticas obtidas neste estudo para os xistos máficos de Pichilemu, e outras da região do Chile central compiladas da literatura para comparação. Ver texto para detalhes. Os campos aproximados de estabilidade de winchita (Win) e barroisita (Brs) seguem Ernst (1979); Otsuki & Banno (1990) e Okamoto & Toriumi (2004). As elipses representam erro 1σ. Lista de abreviações de fácies metamórficas indicadas: Law-XA: lawsonita xisto azul; Ep-XA: epidoto xisto azul; Pump-Act: pumpellyta–actinolita; Phr-Pump: phrenita–pumpellyta; XV: xisto verde; XA: xisto azul; Zeo: zeólita.*

As trajetórias P–T exibidas (**Fig. 8.1**) indicam retrogressão associada a pequeno resfriamento após o pico metamórfico, em concordância com o apresentado por Willner (2005) para rochas do Chile central. Ainda assim, as trajetórias do Chile central sugerem características "transicionais" entre as trajetórias Franciscana e Alpina (**Figs. 1.9** & **8.2**), pois indicam resfriamento mais lento que no Complexo Franciscano, mas tampouco definem descompressão isotermal. A recuperação parcial de isotermas pode ter em parte influenciado no padrão observado, somado às características próprias da zona de subducção estudada. As trajetórias obtidas para os xistos verdes de Punta Lobos e Nilahue sugerem aquecimento não pervasivo em profundidade intermediária, mas um aprofundamento dos estudos petrológicos é necessário nessa região, tanto em termos de obtenção de dados geocronológicos em granitos quanto de química mineral e termobarometria em um maior número de amostras das rochas encaixantes. Na **Figura 8.2** esquemática ilustra-se a evolução do prisma acrescionário segundo os resultados obtidos na região de Pichilemu. Combinando-se as informações obtidas nas ocorrências de rochas formadas no início da atividade de subducção com

aquelas referentes ao estágio maduro de configuração do prisma, conclui-se que misturas tectônicas ou formação de "mélanges" ocorreram apenas na transição entre o canal de subducção e o prisma de acresção, caracterizadas por justaposição tectônica localmente restrita, enquanto que a configuração das unidades de xistos verdes e xistos azuis caracterizam unidades "coerentes" formadas por acresção progressiva na base do prisma a 25−30 km de profundidade.

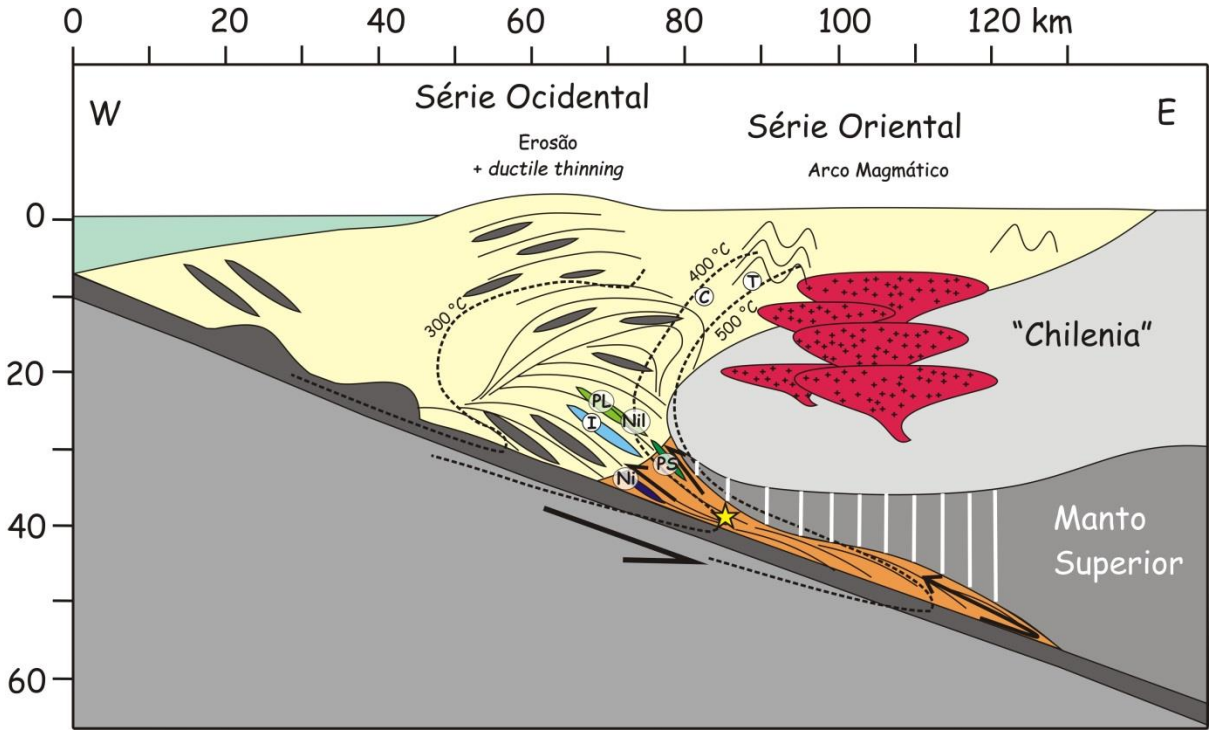

***Figura 8.2**: Modelo evolutivo esquemático da região de Pichilemu (modificado de Willner, 2005), que combina as informações disponíveis na literatura e as obtidas neste estudo. Observam-se a localização das zonas estudadas no contexto do prisma acrescionário e do canal de subducção correspondente. Nota-se a diferença de regime deformacional vigente no prisma e no canal. No primeiro identifica-se o sítio de acresção basal onde o material foi progressivamente adicionado em regime de deformação predominantemente coaxial, gerando soerguimento de alto topográfico, enquanto que no canal de subducção houve geração de zonas de cisalhamento responsáveis por colocar em contato tectônico rochas com pouca diferença de pressão (unidade de Punta Sirena) sob regime de fluxo forçado de material do canal. Pl = Punta Lobos; Nil = Nilahue; I = Infiernillo, PS = Punta Sirena; Ni = Nilahue (dado PT extraído de Willner, 2005 para essa última ocorrência). Ver texto para esclarecimentos.*

Com relação às microestruturas observadas nas rochas da série HP em Pichilemu, nota-se a foliação penetrativa S_2 caracterizada por intenso achatamento, na qual foram identificados minerais de alta pressão, e na qual também se formaram minerais retrógrados. Minerais de alta pressão foram observados localmente em dobras intrafoliais F_2, o que deve indicar que o pico bárico foi alcançado quase que continuamente com a transposição da foliação gerada durante o soterramento (S_1) pela foliação penetrativa S_2 "acrescionária". O entalhamento de cristais ocorreu no campo de estabilidade dos minerais de pico metamórfico. Um fraturamento inicial por relaxamento ocorreu no campo de estabilidade de minerais de pico (concomitante ao entalhamento), o que indicaria estágios de decréscimo de deformação em profundidade, quando alguns minerais podem ter crescido

inclusive “estaticamente” (minerais localmente com hábito radiado). O relaxamento final gerou fraturas trativas (*pull-apart*) preenchidas por clorita, albita e quartzo já em fácies xisto verde. A foliação S_2 se mostra localmente milonítica e indica desenvolvimento de zonas de cisalhamento durante e/ou após a D_2. Nos xistos verdes com M2, os minerais de alta T (pargasita, hornblenda e ilmenita) foram observados substituindo os minerais de M1 orientados paralelos à foliação S_2 (**Capítulos 6** & **7**).

Em conclusão, os resultados e interpretações apresentados nesta tese contribuem com o refinamento dos modelos atualmente propostos para a evolução do Complexo Acrescionário do Chile, ainda que o aprofundamento da investigação seja necessário para a confirmação de algumas das propostas anteriormente discutidas. Evidenciam ainda a importância da região no estudo de complexos de subducção pelas suas características distintas dos clássicos cinturões de xistos dos tipos Franciscano e Alpino, contribuindo para um melhor entendimento da dinâmica dos canais de subducção, dos fatores químicos condicionantes para formação dos xistos azuis e xistos verdes em condições P−T transicionais, bem como sobre a influência dos plútons graníticos de arco nas rochas encaixantes do prisma em diferentes estágios da evolução da cunha acrescionária. Em termos de perspectivas de estudo na área, a praia de Infiernillo, ainda que constitua uma zona intensamente deformada, é sem dúvida objeto geológico potencial para estudo detalhado da “pseudo”-estratigafia da crosta oceânica, com a possibilidade de se caracterizar a aproximação da placa oceânica da trincheira. Outro aspecto que demanda esclarecimentos no embasamento paleozoico do Chile é a intrusão de granitos do arco diretamente no prisma acrescionário, quando em geral espera-se encontrar esses granitos mais distantes do prisma associado, o que poderia indicar um controle estrutural do embasamento ou particularidade da zona de subducção.

Capítulo 8: Integración de los Resultados y Consideraciones Finales

Los principales resultados e interpretaciones derivados de esta tesis, han sido expuestos y discutidos en detalle desde el capítulo 3 al 7. A continuación se resumen las principales contribuciones de esta tesis doctoral contextualizadas en el Complejo Acrecionario de Chile central.

Los datos geoquímicos de elementos traza así como los valores isotópicos en los sistemas Sm−Nd y Rb−Sr obtenidos en distintas zonas de ocurrencia de rocas maficas (esquistos azules, esquistos verdes e anfibolitas), ponen de manifiesto una afinidad del protolito toleítica y alcalina. Los resultados geoquímicos indican que la heterogeneidad geoquímica (MORBs, arcos de islas, basaltos intracontinentales) identificada a lo largo del basamento de Chile central (*e.g.,* Hervé, 1988; Kato & Godoy, 1995; Schira *et al* 1990) está relacionada con la presencia de un magmatismo *N-MORB-E-MORB-OIB* asociado a un proceso de extensión regional (34° S−39°(?) S, coordinadas actuales) correlacionado con el desarrollo de una cuenca oceánica (*Iapetus*). El ambiente de formación de este magmatismo correspondería a la interacción de una dorsal meso-oceánica y una pluma mantélica en el margen oeste del Terreno de Chilenia.

Este contexto sugiere que la fragmentación del microcontinente Chilenia (e Cuyania?) del margen continental de Laurentia, durante la transición Cambro-Ordovícica, pudo haber estado favorecida por la actividad de pluma mantélica (Hyppolito *et al*., 2014, y referencias contenidas– **Capítulo 3**). La cuenca oceánica subducida en el Paleozoico Superior bajo el margen suroeste de Gondwana estaba, por lo tanto, caracterizada por la presencia de cadenas de *seamounts* y posiblementes *plateaus* oceánicos, coberturas sedimentarias pelágicas (*cherts*) y hemi-pelágicas (*e.g.,* lutitas y limolitas), progresivamente más terrígenas con la aproximación de la zona de subducción y aumento del aporte sedimentario de trinchera.

En la zona de Punta Sirena, región de Pichilemu, se reconocen rocas procedentes de las zonas más profundas de la cuña acrecionaria localizadas en la interfaz con el canal de subducción. Los esquistos con granate junto con anfibolitas preservan las condiciones metamórficas del comienzo de la subducción (*c*a. 340−330 Ma). La exhumación de estas rocas por flujo forzado a través del canal ocurrió ca. 320−315 Ma, después del enfriamiento en condiciones isobáricas, describiendo una trayectoria metamórfica antihoraria. Durante su trayectoria ascendente, los esquistos con granate fueron mesclados tectónicamente con fragmentos de corteza oceánica, anfibolitas, de afinidad E-N-MORB. Esta yuxtaposición ocurrió alrededor de 30 km de profundidad, en un régimen de deformación no-coaxial e indican procesos de mezcla tectónica espacialmente localizados (Hyppolito *et al*., *in press* – **Capítulo 4**).

Las edades Ar−Ar combinadas con las evidencias texturales y composicionales obtenidas mediante mapas de rayos-X junto con los resultados termobarométricos (trayectorias P−T−t−d) ponen de manifiesto distintos episodios de disolución y cristalización de anfíbol y mica blanca durante enfriamiento en profundidad y su posterior exhumación, desde de zonas profundas del canal de subducción hasta la incorporación, ca.308 Ma, al prisma de acreción que se estaba formando en ese momento. Esta edad es la que define posiblemente el inicio de la acreción basal en el prisma de acreción de Chile central (Willner et al., 2008; Hyppolito et al., *in press* – **Capítulo 4**).

La diferencia entre la tasa de exhumación estimada en esta tesis (c. 2 mm yr^{-1}), definida para el rango "inicio del flujo de retorno de material del esquisto con granate a los ~ 320 Ma y la incorporación en la base del prisma y mescla tectónica (~ 30 km, ~ 315 Ma)" de las calculadas previamente (c. 0,60 mm yr^{-1}) para la exhumación de rocas constituyentes del prisma de acreción (Glodny *et al*., 2005; Willner *et al*., 2005) indican variaciones en los mecanismos de exhumación. En el primer caso, las tasas de exhumación más elevadas implican una mayor influencia tectónica. Una vez que estas rocas fueron incorporadas al prisma, la unidad de Punta Sirena paso a ser exhumada por dinámica predominantemente erosiva (c. 0,50−0,20 mm yr^{-1}). La comparación con rocas generadas al comienzo de la subducción de otras localidades de Chile central (*e.g.,* Los Pabilos) sugieren que la unidad de Punta Sirena representaría la etapa más inmadura de la circulación de material, desarrollado ca. 20 Myr después del inicio de la subducción. Por otro lado afloramientos como Los Pabilos se podrían relacionar con una etapa de mayor apretura del canal, como así lo indican los fragmentos más profundos y de mayor tiempo de residencia en profundidad que han sido emplazados en superficie, ca. 40 Myr después del comienzo de la subducción.

La obtención de trayectorias metamórficas P−T−t−d para las rocas de la Serie Oriental de baja presión, rocas que constituyen las zonas externas de la aureola de contacto Carbonífera de Pichilemu, revelaron que el metamorfismo térmico es inter-cinemático entre las deformaciones S_1 y S_2 (Hyppolito *et al*., *submitted* – **Capítulo 5**). Los cálculos termobarométricos combinados con datos geocronológicos de la literatura han permitido definir la trayectoria horaria caracterizada (etapa I) por la exhumación de la zona tectónicamente activa, bajo régimen de acreción en la base del prisma, *i.e.*, tasas de exhumación más elevadas y semejantes a las de la serie HP. A este proceso le sigue la exhumación por erosión de una zona relativamente estacionaria (etapa II). En la etapa I la influencia de procesos geodinámicos episódicos ha sido ejercida por la incorporación de *seamounts* en la zona de subducción (parte de ellos transformados a esquistos azules ca. 300 Ma, esquistos azules de Infiernillo) delimitando la transición de una zona relativamente estable del prisma de acreción a una zona intensamente afectada por la deformación D_2 de transposición (*e.g*., pliegues isoclinales; porfidoblastos de andaluzita pliegados; estaurolita rotada y con sombras de presión). El alcance de la

deformación que tiene lugar en la base del prisma (c. 25 km) y en las zonas someras (menos de 15 km) sugiere que la subducción de *seamounts* haya provocado un proceso de erosión tectónica e inestabilidad en la cuña de acreción. Este hecho permitió que la serie de baja presión se comportase puntualmente como las zonas profundas del prisma, marcando en este caso, el cambio del estilo de la acreción (*cf*. Richter *et al*., 2007).

Los estudios petrográficos junto con el quimismo mineral, proyecciones en diagramas de fases y la realización de pseudosecciones han demostrado la influencia composicional de los protolitos en la formación de las paragénesis minerales correspondientes a las facies esquistos azul y esquisto verde (**Capítulo 6**). En los diagramas ACN, ACF y AFM se muestran que hay composiciones de roca total favorables para la formación de esquistos azules en unas condiciones P y T transicionales entre las facies esquisto azul y esquisto verde, definidas esencialmente por los valores más elevados de las razones Na_2O/CaO y FeO_t/MgO en los esquistos azules respecto a los esquistos verdes. De manera general, los protolitos con características de basaltos tipo OIB presentan composiciones más favorables para la formación de esquistos azules. Sin embargo variaciones en la composición de roca total, relacionadas con procesos post-magmáticos, son necesarias para explicar aquellas composiciones específicas que marcan la transición de esquistos azules a verdes cuando se observa a pequeña escala. La semejanza con composiciones espilíticas así como las relaciones de los bordes externos de las *pillow*-lavas con bordes transformados a esquistos azules y núcleos transformados a esquistos verdes sugieren un proceso de metasomatismo en el fondo oceánico. Además otros procesos como lixiviaciones e enriquecimientos relativos durante la interacción fluido-roca en la zona de subducción pueden haber afectado a la composición de roca total. En cualquier caso, de los resultados obtenidos en esta tesis queda de manifiesto la importancia de evaluar la influencia de la composición de los protolitos para la formación de esquistos verdes y esquistos azules, especialmente en zonas de condiciones P y T transicionales de facies.

En el diagrama de facies metamórficas (**Figura 8.1)** se muestran las trayectorias PT obtenidas en esta tesis junto con las compiladas de la literatura para los esquistos verdes y azules de Chile central y del Complejo Choapas, ubicado al norte de Pichilemu. El complejo acrecionario de Chile central está constituido por segmentos tectónicos formados por fragmentos de corteza oceánica y sedimentos de trinchera que han sido progresivamente acrecionados en la base del prisma. Los cálculos termobarométricos indican que las rocas de alta presión han sido acrecionadas entorno a ca. 20−25 km de profundidad a unas condiciones de P y T homogéneas en la zona de estudio de esta tesis (presiones mínimas de ~ 7,0−8,0 kbar, ~ 400 °C). Willner (2005) propuso presiones más elevadas para los afloramientos de esquistos azules de Infiernillo y Nilahue (~ 9,0−10,7 kbar). Las estimaciones derivadas de esta tesis son coherentes con las que definió este autor para los esquistos

verdes de alta P. Como se ha demostrado en esta tesis tanto los esquistos azules y los esquistos verdes del infernillo son cofaciales, se podría reinterpretar la secuencia metavolcanosedimentaria de Infiernillo como unas rocas transicionales entre las facies esquisto azul y esquisto verde. Este hecho también se muestra en el diagrama AFM de la **Figura 6.14** donde se observa un cruce de las *tielines* entre las paragénesis de esquistos azules de Nilahue e Infiernillo, lo cual podría sugerir condiciones PT distintas. Según el observado por Willner (2005), la formación de esquistos azules a lo largo del basamento es anómala, debiendo indicar zonas profundas de la cuña en la transición con el canal de subducción (**Fig. 8.2**), posiblemente incorporadas en el prisma por procesos tectónicos.

Las trayectorias metamórficas muestran una retrogresión junto a un leve enfriamiento después del pico metamórfico (**Fig. 8.1**). Estos datos coinciden con lo obtenido por Willner (2005) en rocas de Chile central. Por otro lado, las trayectorias definidas para las rocas de Chile central presentan una tendencia "transicional" entre las evoluciones metamórficas Franciscana y Alpina (**Figs. 1.9** y **8.2**), consecuencia de un enfriamiento más lento que en el Complejo Franciscano, además de no definir de una manera clara la descompresión isotérmica tipo Alpina. Este proceso puede en parte ser explicado por la recuperación parcial de isotermas sumado a características propias de la zona de subducción estudiada. Las trayectorias metamórficas obtenidas para los esquistos verdes de Punta Lobos y Nilahue indican un calentamiento local a profundidades intermedias. No obstante, son necesarios estudios más detallados, para la obtención de datos geocronológicos en los granitoides así como estudios del quimismo mineral y termobarométricos en la roca de caja. En la **Figura 8.2** se muestra de manera esquemática la evolución del prisma de acreción según los resultados obtenidos en la región de Pichilemu. Combinando los resultados obtenidos para las rocas formadas al comienzo de la subducción junto con aquellas que se formaron en las etapas más evolucionadas del prisma de acreción, se puede concluir que las mezclas tectónicas o "mélanges" han ocurrido únicamente en las zonas transicionales entre el canal de subducción y el prisma. Por otro lado los esquistos verdes y azules representan secuencias "coherentes" formadas por acreción progresiva en la base del prisma a profundidades de 25 a 30 km.

Con respecto a las microestructuras observadas en las rocas de la serie HP cabe destacar que la foliación penetrativa S_2 está caracterizada por un intenso aplastamiento, donde se observan minerales de alta presión y retrógrados. Otras evidencias de minerales de alta P han sido, localmente, observados en los pliegues intrafoliales F_2, lo que indica que el pico bárico se alcanzó en un proceso casi continuo junto con la transposición de la foliación de descenso de la placa por la foliación penetrativa S_2 "acrecionaria". El proceso de indentación en el anfíbol ocurrió en el campo de estabilidad de los minerales del pico metamórfico. Una leve fracturación de los cristales por

relajación tuvo lugar también en el campo de estabilidad de minerales de pico, a este evento se asocia el crecimiento de winchita en los esquistos verdes. Estas condiciones sugieren un descenso de la deformación en profundidad, incluso cuando los cristales crecen en condiciones "estáticas" con un hábito radial. La relajación final produjo fracturas *pull-apart* que se rellenaron por por cuarzo, clorita, albita en facies de esquistos verdes. La foliación S_2 se observa de manera puntual milonitizada, lo cual indica la formación de zonas de cizalla locales durante y/o después de la D_2. Los esquistos verdes registran la M_2, los minerales de alta T (pargasita, hornblenda e ilmenita) reemplazan los minerales de M_1 paralelos a la foliación S_2 (**Capítulos 6 y 7**).

Los resultados e interpretaciones obtenidos en esta tésis contribuyen a los modelos actualmente propuestos para la evolución del Complejo Acrecionario de Chile, aunque es necesario realizar nuevas investigaciones para confirmar y corroborar algunas de las propuestas discutidas anteriormente. Muchos de los temas tratados en esta tesis son de interés de la comunidad científica, especialmente los enfocados al estudio de los complejos de subducción. Este hecho pone de manifiesto el potencial de la región de Chile central para la continuación de futuras investigaciones, además teniendo en cuenta sus características distintas de ocurrencias clásicas como los complejos Alpino y Franciscano, que tengan como objetivo entender la dinámica de los canales de subducción, los factores que condicionan la relación entre los esquistos azules y esquistos verdes a pequeña y gran escala así como la configuración definida por plutones del arco y su relación con las rocas de caja en las distintas etapas de evolución de prisma de acreción. Como posibles líneas de trabajo los afloramientos de Infiernillo representan, pese a la intensa deformación que presentan, un contexto excepcional para el estudio en detalle de la "pseudo-estratigrafía" de la corteza oceánica, con la posibilidad de caracterizar la aproximación de la placa oceánica a la trinchera. Otro aspecto a considerar en relación al papel del basamento es su relación con la intrusión de granitos de arco directamente en el prisma, cuando por lo general estos granitos aparecen en las zonas más distales del prisma asociado, lo que podría sugerir control estructural del basamento o particularidad de la zona de subducción. La continuación del trabajos de campo junto otros estudios petrológicos, geoquímicos y geocronológicos permitirán esclarecer estos aspectos lo cual permitirá definir de una manera más precisa un modelo evolutivo para el Complejo Acrecionario de Chile central.

Chapter 8: Integration of the Results and Final Remarks

The results and major interpretations achieved in this research were discusses in detail all over the chapters 3 to 7. Hereafter the contributions of this thesis are integrated and contextualized within the actual state of knowledge on the Accretionary Complex of the central Chile.

Trace element geochemistry data and isotopic ratios (Sm−Nd and Rb−Sr systems) obtained in different occurrences of mafic rocks (blueschists, greenschists and amphibolites), revealed compositions of tholeiitic and alkaline basalts for their protoliths, and showed that previous geochemical heterogeneity reported along the Chilean basement (e.g., Hervé, 1988; Kato & Godoy, 1995; Schira *et al.,* 1990) represents a regional pattern (from at least 34° S to 39° S(?), actual coordinates) of an N-MORB−E-MORB−OIB composite that has developed during the formation of an oceanic basin (Iapetus) in a plume-ridge interaction setting, at the western margin of Chilenia Terrane. The regional pattern of such geochemical heterogeneity is indeed compatible with a plume activity and, in this context, the plume activity could have favored the fragmentation of the Chilenia microcontinent (and Cuyania?) from Laurentia during the Cambrian-Ordovician transition (Hyppolito *et al*., 2014 and references therein – **Chapter 3**). Therefore, the ocean-floor that was subducted beneath the southwestern margin of Gondwana during the upper Paleozoic was characterized by the presence of seaumonts and, possibly, oceanic plateaus that were progressively covered by more terrigenous material as it got closer to the trench.

Vestiges of rocks from the deepest parts of the accretionary wedge, in the edge with the related subduction channel, outcrop in the Punta Sirena, Pichilemu region. Garnet-micaschists and amphibolites record metamorphic conditions of the onset of subduction (~ 330 and 340 Ma) and return forced flow in the channel dated at ~ 320−315 Ma, after the near-isobaric cooling (counterclockwise metamorphic path). During their ascent, the garnet-micaschists were tectonically mingled with fragments of E- and N-MORB oceanic crust (amphibolites), accreted at ~ 30 km-depth, under non-coaxial deformational dynamics and spatially localized tectonic mingling.

Ar−Ar ages combined with chemical and textural evidences in X-ray compositional maps and thermobarometric results (P−T−t−d paths) revealed distinct episodes of dissolution and precipitation of amphiboles and micas in depth and during the exhumation path, from deeper parts (subduction channel) until the incorporation into the developing accretionary prism at ~ 308 Ma, possibly marking the onset of basal accretion in the accretionary system of central Chile (Willner *et al*., 2008; Hyppolito *et al*., *in press* – **Chapter 4**).

The difference between the estimated exhumation rate of this work (2 mm yr^{-1}), defined by "the interval of onset of forced return flow of the garnet-micaschist in ~ 320 Ma and its

incorporation in the base of the prism (30 km; ~ 315 Ma)", with the rates estimated by Glodny *et al*. (2005) and Willner *et al*. (2005) for the other rocks forming the accretionary prism, indicate that the exhumation mechanisms for both cases are distinct. In the first case, the higher rates suggest a tectonic-related exhumation for the deep-seated rocks of the subduction channel until their incorporation into the accretionary prism, where the erosion became the major exhumation process with the lower exhumation rates. The comparison of the rocks from Punta Sirena and another locality of central Chile (Los Pabilos) with evidences of rocks from the onset of subduction, suggests that Punta Sirena represents the earliest and more immature stages of material circulation that occurred after ~ 20 Myr of the beginning of subduction. On the other hand, the Los Pabilos occurrences might indicate a more opened stage of the subduction channel, where deeper oceanic fragments with longer residence in the subduction zone were brought out to the surface circa of 40 Myr after the onset of subduction.

The P–T–t–d paths for the low-pressure metamorphic rocks (Eastern Series) that constitute the outer zones of the Carboniferous thermal aureole of Pichilemu, showed that the thermal metamorphism M2 is inter-kinematic between the deformational phase D1 and D2 (**Chapter 5**). The thermobarometric calculations, combined with the available geochronological data, provided the characterization of a clockwise P–T path (stage I) associated with a tectonic-related exhumation under basal accretion effects (i.e., higher exhumation rates, similar to those from the HP series), followed by erosion-related exhumation (stage II). To the stage I, I suggest that the changing of a relatively stable retrowedge area onto a highly deformed zone (transposition D2 deformation with isoclinal folds, folded andalusite porphyroblasts and rotated staurolite porphyroblasts) was influenced by the entry of seamounts in the subduction zone. These seamounts would have formed the blueschists of Infiernillo at ~ 300 Ma. Moreover, the shallow level basal deformation at < 15 km suggests that the subduction of seamounts might caused tectonic erosion and instability in the accretionary wedge, permitting that part of the low-pressure series behaved episodically as deeper zones of the accretionary prism. In this case, the seamount subduction would mark the changing of accretion mode (Ritcher *et al*., 2007) in these zones.

The petrological studies based on mineral chemistry, phase diagram projections and pseudosections revealed the influence of protolith compositions on the formation of greenschist and blueschist mineral assemblages (**Chapter 6**). The definition of "favored" chemical groups for the formation of blueschists in transitional PT conditions is evident in the ACN, ACF and AFM diagrams and they are defined essentially by higher Na_2O/CaO and FeO_t/MgO ratios in blueschists than in greenschists. In the great scale, the protoliths with OIB characteristics are more favored to form blueschists. Post-magmatic alterations were fundamentals for the formation of specific

compositions, as we can see in the blueschist/greenschist association in the small scale. The similarities with composition of spilites and the evidence of external rims of pillow lavas transformed in blueschists and internal rims in greenschists suggest ocean-floor metasomatism. Relative leaching and enrichment of elements might also be occurred during rock-fluid interaction in the subduction zone. Nevertheless, the importance of compositional control on formation of blueschists and greenschists, mainly in the transitional facies zone, must not be neglected to better characterize the metamorphism and tectonic evolution of blueschist belts.

The P–T paths built in this study and the available metamorphic paths for greenschists and blueschists of central Chile and Choapas Complex are shown in the metamorphic facies diagram of **Figure 8.1**. It is noted that the accretionary complex of central Chile is made of tectonic segments formed by oceanic crust fragments and trench-fill sediments accreted progressively onto the base of the accretionary prism. Thermobarometric calculations indicate that the high-pressure rocks of Pichilemu region were accreted mainly at ~ 25–30 km of depth, with homogeneous PT conditions in the study area (minimum pressures of 7.0–8.0 kbar and T ~ 400° C). Willner (2005) suggests higher pressure conditions to the blueschists of Infiernillo and Nilahue (~ 9.0–10.7 kbar), even though the estimates obtained in this study pointed to similar conditions found by Willner (2005) in high-pressure greenschists of central Chile. Considering it has been demonstrated that the blueschists and greenschists of Infiernillo are cofacial, I suggest that the conditions of metamorphism of the metavolcanosedimentary sequence of Infiernillo may be reinterpreted as transitional between greenschist and blueschist. In fact the AFM diagram of **Figure 6.14** shows the tieline crossing between the blueschists from Infiernillo and Nilahue, suggesting distinct PT conditions of formation. Following Willner (2005), the blueschist PT conditions of accretion are rare in the accretionary prism of Chile and such rocks might represent the deepest parts of the accretionary wedge, in the limit with the subduction channel (**Fig. 8.2**), possibly incorporated in the prism by tectonic forces.

The P–T paths shown in **Figure 8.1** indicate retrogression with slight cooling after the metamorphic peak, in accordance with previous described at central Chile by Willner (2005). Even though, the metamorphic paths of central Chile are “transitional” between the Franciscan and Alpine paths (**Figs. 1.9** & **8.2**): they have slower cooling than in Franciscan Complex but do not define an isothermal decompression. The partial isotherm recovery could explain partially the observed pattern, added by own particularities of the studied subduction zone. The metamorphic paths achieved for greenschists of Punta Sirena and Nilahue suggest a discrete heating in intermediate depths, however a more detailed petrological study must be done in the region to better constrain this overprint stage, including geochronology of the granites and mineral chemistry and thermobarometry data of higher number of samples from the host rocks (hornfels). In the schematic

Figure 8.2 is shown the evolution of the accretionary prism following the data obtained in the Pichilemu region. Combining the data of the deep-seated rocks formed in the beginning of the subduction with those of mature stages of prism evolution, I conclude that tectonic mixing or mélange formation occurred only in the transition between the subduction channel and the accretionary prism, characterized by local and spatially restricted tectonic juxtaposition. Furthermore, the configuration of the blueschist and greenschist units is characterized by "coherent" units formed by progressive accretion in the base of the prism at 25–30 km depth.

Relative to the observed microstructures in the HP series rocks from Pichilemu, intense flattening characterizes the penetrative S_2 foliation, in which high-pressure minerals were identified as well as retrograde phases. High-pressure minerals were also observed locally in intrafolial F_2 folds, indicating that baric peak was reached in a continuous process of descendent foliation (S_1) and transpositon by the "accretionary" penetrative S_2 foliation. Indentation of crystals occurred in the stability field of the metamorphic peak assemblage. An initial relaxation fracturing occurred during peak conditions (practically coeval with the indentation), which indicate decreasing of strain in depth when some minerals have grown "statically" (local radiating minerals growth). The final relaxation generated pull-apart fractures filled by chlorite, albite and quartz in greenschist facies. The S_2 foliation is locally mylonitic and indicates development of shear zones during and/or after D_2 deformational phase. In the M2 overprinted greenschists, the high T minerals (pargasite, hornblende and ilmenite) replaced the minerals of M1 that were oriented parallel to the S_2 foliation (**Chapters 6 & 7**).

Evaluating the results and interpretations presented in this thesis, I consider that they contribute to the recently proposed models for evolution of the Accretionary Complex of Chile, even though more detailed research is needed to confirm some proposals discussed above. Many themes discussed in this thesis are of high interest for the scientific community that studies the subduction complexes, what confirms the scientific relevance of the studied area. The potential for continuity of studies in Pichilemu region includes a better understanding of subduction channel dynamics, conditioning factors of greenschists and blueschists formation in different scales, and the configuration of arc-related granitic plutons and their relationships with the host rocks of the prism in distinct evolutionary stages of the accretionary wedge, also considering some differences between HP rocks of this zone and those foming classic occurences, such as Franciscan and Alpine complexes. In terms of perspectives of research in the area, the Infiernillo beach, even being a highly deformed zone, comprises with no doubts a potential natural laboratory for detailed studies on "pseudo"-stratigraphy of the subducted oceanic crust, with possibility to map the approximation of the oceanic plate to the trench. Another curious aspect that demands clarification on the evolution

of the Paleozoic Chilean basement is the intrusion of arc-related granites directly into the accretionary prism, as those granites intrude generally farther from the associated prism that could indicate the structural control of basement or some particularity of the subduction zone. The continuity of field and lab researches focused on solving specific issues must contribute even more with the recently proposed models.

Referências

AGARD P., MONIÉ P., GOFFÉ B., JOLIVET L., 2002. In situ laser probe $^{40}Ar/^{39}Ar$ constraints on the exhumation of the Schistes Lustrés unit: Geodynamic implications for the evolution of the Western Alps. Journal of Metamorphic Geology 20, 599−618.

AGARD, P., YAMATO, P., JOLIVET, L., BUROV, E., 2009. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms. Earth-Science Reviews 92, 53−79.

AGUIRRE, LE-BERT., HERVÉ, F., GODOY, E., 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile–an outline. Kristalinikum 9, 7–19.

ALLAZ, J., ENGRI, M., BERGER, A., VILLA, I.M., 2011. The effects of retrograde reactions and of diffusion on $^{40}Ar–^{39}Ar$ ages of mica. Journal of Petrology 52, 691–716.

ALT, J.C. & TEAGLE, D.A.H., 2000. Hydrothermal alteration and fluid fluxes in ophiolites and oceanic crust. Geological Society of America Special Paper 349, 273–282.

ALVAREZ, J., MPODOZIS, C., ARRIAGADA, C., ASTINI, R., MORATA, D., SALAZAR, E., VALENCIA, V.A., VERVOORT, J.D., 2011. Detrital zircons from late Paleozoic accretionary complexes in north-central Chile (28°–32° S): Possible fingerprints of the Chilenia terrane. Journal of South America and Earth Sciences 32, 460–476.

AMSTUTZ, G.C., 1974. Spilites and spilitic rocks. Spring–Verlag, 480p.

ANCZKIEWICZ, R., PLATT, J.P., THIRLWALL, M.F., WAKABAYASHI, J., 2004. Franciscan subduction off to a slow start: Evidence from high-precision Lu–Hf garnet ages on high grade-blocks. Earth and Planetary Science Letters 225, 147– 161.

ANDERSEN, D.J. & LINDSLEY, D.H., 1988. Internally Consistent Solution Models for Fe−Mg−Mn−Ti Oxides − Fe−Ti Oxides. American Mineralogist 73, 714−726.

ANGIBOUST, S., AGARD, P., DE HOOG, J. C. M., OMRANI, J., PLUNDER, A., 2013. Insights on deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic "mélange" (Eastern Iran). Lithos 156, 139–158.

ANGIBOUST, S., AGARD, P., JOLIVET, L., BEYSSAC, O., 2009. The Zermatt-Saas ophiolite: the largest (60-km wide) and deepest (c. 70–80 km) continuous slice of oceanic lithosphere detached from a subduction zone?. Terra Nova 21, 171–180.

ANGIBOUST, S., AGARD, P., RAIMBOUG, H., YAMATO, P., HUET, B., 2011. Subduction interface processes recorded by eclogite-facies shear zones. Lithos 127, 222–238.

ANGIBOUST, S., PETTKE, T., DE HOOG, J. C., CARON, B., ONCKEN, O., 2014. Channelized Fluid Flow and Eclogite-facies Metasomatism along the Subduction Shear Zone. Journal of Petrology 55, 883–916.

ANGIBOUST, S., WOLF, S., BUROV, E., AGARD, P., YAMATO, P., 2012. Effect of fluid circulation on subduction interface tectonic processes: Insights from thermo-mechanical numerical modelling. Earth and Planetary Science Letters 357, 238–248.

ASTINI, R.A., BENEDETTO, J.L., VACCARI, N.E., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A geodynamic model. Geological Society of America Bulletin 107, 253–273.

AUZANNEAU, E., SCHMIDT, M.W., VIELZEUF, D., CONNOLLY, J.A.D., 2010. Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites. Contributions to Mineralogy and Petrology 159, 1−24.

BALDWIN, S.L., HARRISON, T.M. AND FITZGERALD, J.D., 1990. Diffusion of ^{40}Ar in metamorphic hornblende. Contributions to Mineralogy and Petrology 105, 691−703.

BARRIENTOS, X. & SELVERSTONE, J., 1993. Infiltration vs. thermal overprint of epidote blueschists, Ile de Groix, France. Geology 21, 69–72.

BAZIOTIS, I. & MPOSKOS, E., 2011. Origin of metabasites from upper tectonic unit of the Lavrion area (SE Attica, Greece): Geochemical implications for dual origin with distinct provenance of blueschist and greenschist´s protolithis. Lithos 126, 161–173.

BAZIOTIS, I., PROYER, A., MPOSKOS, E., 2009. High-pressure/low-temperature metamorphism of basalts in Lavrion (Greece): implications for the preservation of peak metamorphic assemblage in blueschist and greenschist. Eur. J. Mineral 21, 133–148.

BEBOUT, G., 2007. Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones. Earth and Planetary Science Letters 260, 373–393.

BENCE, A.E. & ALBEE, A.L., 1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicate and oxides. Journal of Geology 76, 382−403.

BERMAN, R.G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $Na_2O–K_2O–CaO–MgO–FeO–Fe_2O_3–Al_2O_3–SiO_2–TiO_2–H_2O–CO_2$. Journal of Petrology 29, 445–522.

BLANCO-QUINTERO, I.F., GARCÍA-CASCO, A., ROJAS-AGRAMONTE, Y., RODRÍGUEZ-VEGA, A., LÁZARO, C., ITURRALDE-VINENT, M.A., 2010. Metamorphic evolution of subducted hot oceanic crust, La Corea mélange, Cuba. American Journal of Science 310, 889–915.

BLANCO-QUINTERO, I.F., GARCÍA-CASCO, A., GERYA, T., 2011. Tectonic blocks in serpentinite mélange (eastern Cuba) reveal large-scale convective flow of the subduction channel. Geology 39, 79–82.

BREEDING, C.M., AGUE, J.J., BRÖCKER, M., BOLTON, E.W., 2003. Blueschist preservation in a retrograded, high-pressure, low-temperature metamorphic terrane, Tinos, Greece: Implications for fluid flow paths in subduction zones. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 4, 4–11. DOI: 10.1029/2002GC000380.

BRÖCKER, M., 1990. Blueschist-to-greenschist transition in metabasite from Tinos Island (Cyclades, Greece): Compositional control or fluid infiltration? Lithos 25, 25–39.

BROWN, M., 1998. Unpairing metamorphic belts: P–T paths and a tectonic model for the Ryoke belt, southwest Japan. Journal of Metamorphic Geology 16, 3–22.

BROWN, M., 2002. Plate margin processes and 'paired' metamorphic belts in Japan: Comment. Earth and Planetary Science Letters 199, 483–492.

BROWN, M., 2006. Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoarchean. Geology 34, 961−964.

BROWN, M., 2009. Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record. *In*: Accretionary Orogens in Space and Time. Cawood, P.A. & Kröner, A. (Eds). Geological Society, London, Special Publications 318, 37–74.

BROWN, M., 2010. Paired metamorphic belts revisited. Gondwana Research 18, 46−59.

BROWN, M., 2014. The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. Geoscience Frontiers.

BRUECKNER, H.K., AVÉ LALLEMANT, H.G., SISSON, V.B., HARLOW, G.E., HEMMING, S.R., MARTENS, U., TSUJIMORI, T., SORENSEN, S.S., 2009. Metamorphic reworking of a high pressure-low temperature mélange along the Motagua fault, Guatemala: A record of Neocomian and Maastrichtian transpressional tectonics. Earth and Planetary Science Letters 284, 228–235.

BUCHER, K. & GRAPES, R., 2011. Petrogenesis of metamorphic rocks, 8th. Springer–Verlag, 428p.

BUCHS, D.M., BAUMGARTNER, P.O., BAUMGARTNER-MORA, C., BANDINI, A.N., JACKETT, S-J., DISERENSM-O., STUCKI, J., 2009. Late Cretaceous to Miocene seamount accretion and mélange formation in the Osa and Burica Peninsulas (Southern Costa Rica): episodic growth of a convergent margin. The Geological Society of London. Special Publication 328, 411−456.

CABBANIS, B. & LECOLLE, M., 1989. Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8. Un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale: Comptes Rendus de l´Academie des Sciences Series II 309, 2023–2029.

CESARE, B., 1994. Synmetamorphic veining: origin of andalusite-bearing veins in the Vedrette di Ries contact aureole, Eastern Alps, Italy. Journal of Metamorphic Geology 12, 643−653.

CHARRIER, R.G., 1973. Geologia regional y geoquimica del drenaje de las provincias de O´Higgins y Colchagua. *In*: Instituto de Inverstigaciones de Recursos Naturales (IREN), Santiago, Publication 7.

CHARRIER, R., PINTO, L., RODRÍGUEZ, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *In*: MORENO, T., GIBBONS, W. (Eds.), The Geology of Chile. The Geological Society, London, 21–114.

CLOOS, M., 1982. Flow melanges: Numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. Geological Society of America Bulletin 93, 330−344.

CLOOS, M., 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. Geological Society of American Bulletin 105, 715−737.

CLOOS, M. & SHREVE., R.L., 1988a. Subduction-channel model of prism accretion, mélange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins, 1, Background and description. Pure Appl. Geophys. 128, 455–500.

CLOOS, M. & SHREVE., R.L., 1988b. Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins, 2, Implications and discussion. Pure Appl. Geophys. 128, 501–545.

CLOOS, M. & SHREVE, R.L., 1996. Shear-zone thickness and the seismicity of Chilean and Marianas-type subduction zones. Geology 24, 107–110.

COGGON, R. & HOLLAND, T.J.B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. Journal of Metamorphic Geology 20, 683−96.

CONNOLLY, J.A.D., 1990. Multivariable phase diagrams; an algorithm based on generalized thermodynamics. American Journal of Sciences 290, 666−718.

CONNOLLY, J.A.D., 1992. Elementary phase diagrams: principle and methods. *In*: Pressure and Temperature Evolution of Orogenic Belts. Lectures of V Summer School, Geologia e Petrologia dei Basamenti Cristallini of the University of Siena and the Italian National Research Council, 203−220.

CONNOLLY, J.A.D., 1995. Phase diagram methods for graphitic rocks and application to the system C–O–H–FeO–TiO2–SiO2. Contributions to Mineralogy and Petrology 119, 94–116.

CONNOLLY, J.A.D., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. Earth and Planetary Science Letters 236, 524−541.

CONNOLLY, J.A.D. & CESARE, B., 1993. C−O−H−S fluid composition and oxygen fugacity in graphitic metapelites. Journal of Metamorphic Geology 11, 379–388.

CONNOLLY, J.A.D. & PETRINI, K., 2002. An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions. Journal of Metamorphic Petrology 20, 697−708.

DAHL, P.S., 1996. The effects of composition on retentively of argon and oxygen in hornblende and related amphiboles: a field tested empirical model. Geochimica and Cosmochimica Acta 60, 3687–3700.

DALLA SALDA, L., CINGOLANI, C., VARELA, R., 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision?. Geology 20, 617–620.

DALLA SALDA, L., DALZIEL, I.W.D, CINGOLANI, C., VARELA, R., 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into southern South America?. Geology 20, 1059–1062.

DAVIS, J.S., ROESKE, S.M., MCCLELLAND, W.C., KAY, S.M., 2000. Mafic and ultramafic crustal fragments of the southwestern Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in western Argentina. Geology 28, 171–174.

DALZIEL, I.W.D., 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. Geology 19, 598–601.

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. Geological Society of America Bulletin 106, 243–252.

DEPAOLO, D.J. 1988. Neodymium isotope geochemistry: an introduction. Springer Verlag, New York, N.Y. 187p.

DICKIN, A.P., 2005. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, New York, 492p.

DODSON, M.H., 1973. Closure temperature in geochronological and petrological systems. Contributions to Mineralogy and Petrology 40, 259–274.

DOMINGUEZ, S., LALLEMAND, S.E., MALAVIEILLE, J., VON HUENE, R., 1998. Upper plate deformation associated with seamount subduction. Tectonophysics 293, 207−224.

DRAPER, G. & BONE, R.A., 1981. Denudation, thermal evolution and preservation of blueschists. Journal of Geology 89, 601–613.

DUHART, P., MCDONOUGH, M., MUÑOZ, J., MARTIN, M., VILLENEUVE, M., 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39° 30'−42°00'S): Geocronología K−Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$ y U−Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. Andean Geology 28, 179–208.

DUNGAN, M.A., VANCE, J.A., BLANCHARD, D.P., 1983. Geochemistry of the Shuksan greenschists and blueschists, North Cascades, Washington: Variably fractionated and altered metabasalts of oceanic affinity, Contributions to Mineralogy and Petrology 82, 131–146.

EL-SHAZLY, A.K., WORTHING, M.A., LIOU, J.G., 1997. Interlayered eclogites, blueschists and epidote amphibolites from NE Oman: A Record of protolith compositional control and limited fluid infiltration. Journal of Petrology 38, 1461–1487.

ENGI, M., BERGER, A., ROSELLE, G. T., 2001. Role of the tectonic accretion channel in collisional orogeny. Geology 29, 1143–1146.

ENGLAND, P.C., RICHARDSON, S.W., 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. Geological Society of London 134, 201–213.

ERNST, W.G., 1972. Possible Permian oceanic crust and plate junction in central Shikoku. Tectonophysics 15, 233−239.

ERNST, W.G., 1973. Blueschists Metamorphism and P−T Regimes in Active Subduction Zones. Tectonophysics 17, 255−272.

ERNST, W.G., 1975. Systematics of large-scale tectonics age progressions in Alpine and Circum-Pacific blueschists belts. Tectonophysics 26, 229–246.

ERNST, W.G., 1984. Californian blueschists, subduction, and the significance of tectonostratigraphic terranes. Geology 12, 436–440.

ERNST, W.G., 1988. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P−T paths. Geology 16, 1081−1084.

ERNST, W.G., 2006. Preservation/Exhumation of ultrahigh-pressure subduction complexes. Lithos 92, 321−335.

ERNST, W.G., 2010. Subduction−zone metamorphism, calc−alkaline magmatism, and convergent− margin crustal evolution. Gondwana Research 18, 8−16.

ESCUDER-VIRUETE, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., 2013. Contrasting exhumation P–T paths followed by high-P rocks in the northern Caribbean subduction–accretionary complex: insights from the structural geology, microtextures and equilibrium assemblage diagrams. Lithos 160–161, 117–144.

EVANS, B. W., 1990. Phase relations of epidote−blueschists. Lithos 25, 3–23.

EVANS, B.W., 2007. Landmark papers 3: metamorphic petrology. Mineralogical Society of Great Britain & Ireland.

FARYAD, S. W., KLÁPOVÁ, H., AND NOSÁL, L., 2010. Mechanisms of formation of atoll garnet during high pressure metamorphism. Mineralogical Magazine 74, 111–126.

FEDERICO, L., CRISPINI, L., SCAMBELLURI, M., CAPPONI, G., 2007. Ophiolite mélange zone records exhumation in a fossil subduction channel. Geology 35, 499–502.

FEEHAN, J.G. & BRANDON, M.T., 1999. Contribution of ductile flow to exhumation of low-temperature, high-pressure metamorphic rocks.San Juan-Cascade nappes, NW Washington state. Journal of Geophysical Reasearch 104, 10883–10902.

FISCHER, G.W., 1989. Matrix analysis of metamorphic mineral assemblages and reactions. Contributions to Mineralogy and Petrology 102, 69–77.

GANA, P. & HERVÉ, F., 1983. Geologia del basamento cristalino en la Cordillera de la Costa entre los rios Mataquito y Maule, VII region. Revista Geologica de Chile 19–20, 37–56.

GARCÍA−CASCO, A., LÁZARO, C., ROJAS−AGRAMONTE, Y., KRÖNER, A., TORRES ROLDÁN, R. L., NUÑEZ, K., MILLÁN, G., NEUBAURER, F., QUINTERO, I., 2008. Partial melting and counterclockwise P−T path of subducted oceanic crust (Sierra del Convento, E Cuba). Journal of Petrology 49, 129−161.

GARCÍA-CASCO, A., SANCHEZ NAVAS, A., TORRES-ROLDÁN, R.L., 1993. Disequilibrium decomposition and breakdown of muscovite in high P-T gneisses, Betic Alpine Belt (Southern Spain). American Mineralogist 78, 158–177.

GARCÍA−CASCO, A., TORRES ROLDÁN, R.L., ITURRALDE-VINENT, M.A., MILLÁN, G. NÚÑEZ CAMBRA, K., LÁZARO, C., RODRÍGUEZ VEGA, A., 2006. High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba. Geologica Acta 4, 63−88.

GERYA, T.V. & MEILICK, F.I., 2011. Geodynamic regimes of subduction under an active margin: effects of rheological weakening by fluids and melts. Journal of Metamorphic Geology 29, 7–31.

GERYA, T.V., STÖCKHERT, B., PERCHUK, A.L., 2002. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: a numerical simulation. Tectonics 21, 1056. DOI: 10.1029/2002TC001406.

GILLIS, K.M. & BANERJEE, N.R., 2000. Hydrothermal alteration patterns in supra-subduction zone ophiolites. Geological Society of America Special Paper 349, 283–297.

GIOIA, S.M. & PIMENTEL, M.M., 2000. The Sm–Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília: Anais da Academia Brasileira de Ciências 72, 219–254.

GIORGETTI, G., TROPPER, P., ESSENE, E.J., PEACOR, D.R., 2000. Characterization of non-equilibrium and equilibrium occurrences of paragonite/muscovite intergrowths in an eclogite from the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps, Italy). Contributions to Mineralogy and Petrology 138, 326–336.

GLODNY, J., LOHRMANN, J., ECHTLER, H., GRÄFE, K., SEIFERT, W., COLLAO, S., FIGUEROA, O., 2005. Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from combined isotope tectonochronology and sandbox modelling of the South-Central Chilean forearc. Earth and Planetary Science Letters 231, 23–39.

GLODNY, J., ECHTLER, H., FIGUEROA, O., FRANZ, G., GRÄFE, K., KEMNITZ, H., KRAMER, W., KRAWCZYK, C., LOHRMANN, J., LUCASSEN, F., MELNICK, D., ROSENAU, M., SEIFERT, W., 2006. Long-term geological evolution and mass flow balance of the South-Central Andes. *In*: ONCKEN, O., CHONG, G., FRANZ, G., GIESE, P., GÖTZE, H.-J., RAMOS,V., STRECKER, M., WIGGER, P., (Eds.), The Andes−active subduction orogeny−Frontiers in Earth Sciences: Berlin, Springer Verlag 1, 401–442.

GLODNY, J., ECHTLER, H., COLLAO, S., ARDILES, M., BURÓN, P., FIGUEROA, O., 2008. Differential Late Paleozoic active margin evolution in South-Central Chile (37° S–40° S)−the Lanalhue Fault Zone: Journal of South American Earth Sciences 26, 397–411.

GODOY, E. & CHARRIER, R., 1991. Antecedentes mineralógicos para el origen de las metabasitas y metacherts del Complejo Metamórfico del Choapa (Región de Coquimbo, Chile): un prisma de acreción Palaeozoico Inferior. Actas 6. Congreso Geológico Chileno, 410–14.

GOMEZ-PUGNAIRE, M.T., KARSTEN, L., SANCHEZ-VIZCAINO, V.L., 1997. Phase relationships and P-T conditions of coexisting eclogite–blueschist and their transformation to greenschist facies rocks in the Nerkan Complex (Northern Urals). Tectonophysics 276, 195–216.

GONZÁLEZ-BONORINO, F. 1971. Metamorphism of the crystalline basement of Central Chile. Journal of Petrology 12, 149–175.

GONZÁLEZ-BONORINO, F. & AGUIRRE, L. 1970. Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile. Geologische Rundschau 59, 979–993.

GONZÁLEZ-MENÉNDEZ, L., GALLASTEGUI, G., CUESTA, A., HEREDIA, N., RUBIO-ORDÓÑEZ, A., 2013. Petrogenesis of Early Paleozoic basalts and gabbros in the western Cuyania terrane: Constraints on the tectonic setting of the southwestern Gondwana margin (Sierra del Tigre, Andean Argentine Precordillera). Gondwana Research 24, 359–376.

GRAY, D.R. & FOSTER, D.A., 2004. $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronologic constraints on deformation, metamorphism and cooling/exhumation of a Mesozoic accretionary wedge, Otago Schist, New Zealand. Tectonphysics 385, 181–210.

GREENWOOD, H. J., 1975. Thermodynamically valid projections of extensive phase relationships. American Mineralogist 60, 1–8.

GROPPO, C., BERTRANDO, M., COMPAGNONI, R., 2009.The PT path of the ultra-high pressure Lago Di Cignana and adjoining high-pressure meta-ophiolitic units: insights into the evolution of the subductingTethyan slab. Journal of Metamorphic Geology 27, 207–231.

GUIDOTTI, C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. Reviews in Mineralogy 13, 357–467.

GUILLOT S., HATTORI K., AGARD P., SCHWARTZ S., VIDAL O., 2009. Exhumation Processes in Oceanic and Continental Subduction Contexts: a Review, *In*: Lallemand S., Funiciello F., (Eds.), Subduction zone geodynamics Frontiers in Earth Sciences. Springer, 175–205. DOI 10.1007/978-3-540-87974-9.

GUILLOT, S., SCHWARTZ, S., HATTORI, K., AUZENDE, A., LARDEAUX, J., 2004. The Monviso ophiolitic Massif (Western Alps), a section through a serpentinite subduction channel. Evolution of the western Alps: insights from metamorphism, structural geology, tectonics and geochronology. The Virtual Explorer 16 (Pap. 3).

HACKER, B.R., 1996. Eclogite formation and the rheology, buoyancy, seismicity, and H_2O content of oceanic crust. Top to bottom Geophysical Monograph 96, 337−347.

HARRISON, T.M., CÉLÉRIER, J., AIKMAN, A.B., HERMANN, J., HEIZLER, M.T., 2009. Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. Geochemica et Cosmochemica Acta 73, 1039–1051.

HAASE, M.K., STRONCIK, N.A., HÉKINIAN, R., STOFFERS, P., 2005. Nb-depleted andesites from the Pacific-Antarctic Rise as analogs for early continental crust. Geology 33, 921–924.

HAMES, W.E., CHEHENEY, J.T., TRACY, R.J., 2008. Single-crystal 40Ar/39Ar age variation in muscovite of the Gassetts Schist and associated gneiss, Vermont Appalachians. American Mineralogist 93, 384–395.

HARLOW, G.E., HEMMING, S., AVÉ LALLEMANT, H., SISSON, V.B., SORENSEN, S.S., 2004. Two high-pressure–low-temperature serpentinite-matrix mélange belts, Motagua fault zone, Guatemala: a record of Aptian and Maastrichtian collisions. Geology 32, 17–20.

HERVÉ, F., 1977. Petrology of the crystalline basement of the Nahuelbuta mountains, southcentral Chile. *In*: ISHIKAWA, T., AGUIRRE L. (Eds.), Comparative studies on the geology of the Circum-Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile. Japan Society for the Promotion of Science, Tokyo, 1−51.

HERVÉ, F., 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. Episodes 11, 183–188.

HERVÉ, F. & FANNING, M.C., 2003. Early Cretaceus subduction of continental crust at the Diego de Almagro archipelago, southern Chile. Episodes 26, 285−289.

HERVÉ, F., CALDERÓN, M., FANNING, C.M., PANKHURST, R.J., GODOY, E., 2013a. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. Gondwana Research 23, 1122–1135.

HERVÉ, F., CALDERÓN, M., FAÚNDEZ, V., 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. Geological Acta 6, 43−53.

HERVÉ, F., FANNING, C.M., CALDERÓN, M., MPODOZOIS, C., 2013b. Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°–31°S): SHRIMP U–Pb zircon ages and Lu–Hfand O isotope systematics. Lithos DOI: 0.1016/j.lithos.2013.10.018.

HERVÉ, F., FAUNDEZ, V., CALDERÓN, M., MASSONNE, H-J., WILLNER, A. P., 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. *In*: Moreno, T., Gibbons, W., (Eds.), The Geology of Chile: London Geological Society, 5–19.

HERVÉ, F., MUNIZAGA, F., GODOY, E., AGUIRRE, L., 1974. Late Paleozoic K/Ar ages of blueschists from Pichilemu, Central Chile. Earth and Planetary Science Letters 23, 261–264.

HERVÉ, F., KAWASHITA, K., MUNIZAGA, F., BASSEI, M., 1984. Rb–Sr isotopic ages from late Paleozoic metamorphic rocks of central Chile. Journal of the Geological Society of London 141, 877–884.

HOLDAWAY, M. J., 1971. Stability of andalusite and aluminum silicate phase diagram. American Journal of Science, 271, 97–131.

HOLDAWAY, M. J., MUKHOPADHYAY, B. DUTROW, B. L., 1995.Thermodynamic properties of stoichiometric staurolite $H_2Fe_4Al_{18}Si_8O_{48}$ and $H_6Fe_2Al_{18}Si_8O_{48}$. American Mineralogist 80, 520–533.

HOLDAWAY, M. J., MUKHOPADHYAY, B., DYAR, M. D., DUTROW, B. L., RUMBLE, D., III AND GRAMBLING, J. A., 1991. A new perspective on staurolite crystal chemistry: use of stoichiometric and chemical end-members for a mole fraction model. American Mineralogist 76, 1910–1919.

HOLLAND, T.J.B. & POWELL, R., 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K_2O−Na_2O−CaO−MgO−MnO−FeO−Fe_2O_3−Al2O3−TiO_2− SiO_2−C−H2−O_2. Journal of Metamorphic Geology 8, 89–124.

HOLLAND, T.J.B. & POWELL, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. Journal of Metamorphic Geology 16, 309–343.

HOLLAND, T. & POWELL, R., 2003. Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. Contributions to Mineralogy and Petrology 145, 492–501.

HOLLAND, T.J.B., BAKER, J., POWELL, R., 1998. Mixing properties and activity–composition relationships of chlorites in the system MgO–FeO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O. European Journal of Mineralogy 10, 395–406.

HYPPOLITO, T., GARCÍA-CASCO, A., JULIANI, C., MEIRA, V.T., HALL, C., *in press*. Late Paleozoic onset of subduction and exhumation at the western margin of Gondwana (Chilenia Terrane): Counterclockwise P–T paths and timing of metamorphism of deep-seated garnet-mica schist and amphibolite of Punta Sirena, Coastal Accretionary Complex. *Lithos*. DOI: 10.1016/j.lithos.2014.07.023

HYPPOLITO, T., JULIANI, C., GARCÍA-CASCO, A., MEIRA, T.V., BUSTAMANTE, A., HERVÉ, F., 2014. The nature of the Paleozoic oceanic basin at the southwestern margin of Gondwana and implications for the origin of the Chilenia terrane (Pichilemu region, central Chile). International Geology Review 56, 1097−1121. DOI:10.1080/00206814.2014.919612.

HSÜ, K. J., 1971, Franciscan melanges as a model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics: Journal of Geophysical Research 76, 1162–1170.

ISOZAKI, Y., 1996. Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: a new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Islands. The Island Arc 5, 289–320.

ISOZAKI, Y., 1997. Contrasting two types of orogen in Permo-Triassic Japan: Accretionary versus collisional. Island Arc 6, 2–24.

ISOZAKI, Y., AOKI, K., NAKAMA, T., SHUICHI Y., 2010. New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands. Gondwana Research 18, 82–105.

ISOZAKI, Y., MARUYAMA, S., FURUOKA, F., 1990. Accreted oceanic materials in Japan. Tectonophysics 181, 179–205.

ITAYA, T., TSUJIMORI, T., LIOU, J.G., 2010. Evolution of the Sanbagawa and Shimanto high-pressure belts in SW Japan: Insights from K–Ar (Ar–Ar) geochronology Journal of Asian Earth Sciences 42, 1075−1090. DOI:10.1016/j.jseaes.2011.06.012.

JENKINS, D.M., 2011. The transition from blueschist to greenschist facies modeled by the reaction glaucophane + 2 diopside + 2 quartz = tremolite + 2 albite. Contributions to Mineralogy and Petrology 162, 725−738.

JENKINS, D.M., CARPENTER, M.A., ZHANG, M., 2014. Experimental and infrared characterization of the miscibility gap along the tremolite-glaucophane join. American Mineralogist 99, 730–741.

JOHN, T., KLEMD, R., GAO. J., GARBE-SCHÖNBERG, C-D., 2008. Trace-element mobilization in slabs due to non steady-state fluid–rock interaction: Constraints from an eclogite-facies transport vein in blueschist (Tianshan, China). Lithos 103, 1–24. DOI:10.1016/j.lithos.2007.09.005.

JOHN, T., SCHERER, E.E., HAASE, K., SCHENK, V., 2004. Trace element fractionation during fluid-induced eclogitization in a subducting slab: Trace element and Lu–Hf–Sm–Nd isotope systematics. Earth and Planetary Science Letters 227, 441–456.

JOHN, T., SCHERER, E.E., SCHENK, V., HERMS, P., HALAMA, R., GARBE-SCHÖNBERG, D., 2010. Subducted seamounts in an eclogite-facies ophiolite sequence: The Andean Raspas Complex, SW Ecuador: Contributions to Mineralogy and Petrology 159, 265–284.

KATO, T.T., 1985, Pre-Andean orogenesis in the Coast Ranges of Central Chile: Geological Society of America Bulletin 96, 918–924.

KATO, T.T. & GODOY, E., 1995. Petrogenesis and tectonic significance of Late Paleozoic coarse-crystalline blueschist and amphibolite boulders in the coastal range of Chile. International Geology Review 37, 992–1006.

KATO, T., GODOY, E., MCDONOUGH, M., DUHART, P., MARTIN, M., SHARP, W. 1997. Un modelo preliminar de deformación transpresional mesozoica y gran desplazamiento hacia el norte de parte de la serie occidental, complejo acrecionario (38°S a 43°S), Cordillera de la Costa, Chile. In: Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas, Vol. 1, p. 98-102. Antofagasta.

KATO, T.T., SHARP, W., GODOY, E., 2008. Inception of a Devonian subduction zone along the southwestern Gondwana margin: $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of eclogite–amphibolite assemblage in blueschist boulders from the Coastal Range of Chile (41° S). Canadian Journal of Earth Sciences 45, 337–351.

KAY, S. M., ORRELL, S., ABBRUZZI, J. M., 1996. Zircon and whole rock Nd−Pb isotopic evidence for a Greenville age and Laurentian origin for the basement of the Precordillera in Argentina. The Journal of Geology 104, 637–648.

KEANE, S.D., DEWOLF, C.P., ESSENE, E.J., HALLIDAY, A.N., HALL, C.M., COSCA, M.A., 2006. Isotopic constraints on the thermal history of the Wind River Range, Wyoming: implications for Archean metamorphism. Canadian Journal of Earth Sciences 43, 1511–1532.

KELEMEN, P.B., HANGHOJ, K., GREENE, A.R., 2003. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *In*: Rudnick, R.L., (Ed.), The crust. [Treatise on Geochemistry, Volume 3 (Eds., H. D. Holland & K. K. Turekian.]). Oxford: Elsevier−Pergamon, 593−659.

KEPPIE, J.D. & RAMOS, V.A., 1999. Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. *In*: Ramos Victor, A., and Keppie, J.D., eds., Laurentia-Gondwana connections before Pangea. Geological Society of America Special Paper 336, 267–276.

KETO, L. S. & JACOBSEN, S. B., 1988. Nd isotopic variations of Phanerozoic paleoceans. Earth and Planetary Science Letters 90, 395−410.

KIRSCHNER, D.L., COSCA, M.A., MASSON, H., HUNZIKER., J.C., 1996. Staircase $^{40}Ar/^{39}Ar$ spectra of fine grained white mica: timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. Geology 24, 747–750.

KOETZ, J., SECK, H.A. AND OKRUSCH, M., 1989. Geochemistry of eclogites, glaucophanites and metagabbros from the island Syros, Greece. Terra Abstr., I: 12.

KONRAD-SCHMOLKE, M., HANDY, M.R., BABIST, J., O'BRIEN, P.J., 2008. Thermodynamic modelling of diffusion-controlled garnet growth. Contributions to Mineralogy and Petrology 16, 181–195.

KREBS, M., MARESCH, M.V., SCHERTL, H-P., BAUMANN, A., DRAPER, G., IDLEMAN, B., MÜNKER, C., TRAPP, E., 2008. The dynamics of intra-oceanic subduction zones: a direct comparison between fossil petrological evidence (Rio San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation. Lithos 103, 106–137.

KREBS, M., SCHERTL, H-P., MARESCH, M.V., DRAPER, G., 2011. Mass flow in serpentinite-hosted subduction channels: P–T–t path patterns of metamorphic blocks in the Rio San Juan mélange (Dominican Republic). Journal of Asian Earth Sciences, 42, 569–595.

KUKOWSKI, N., LALLEMAND, S.E., MALAVIEILLE, J., GUTSCHER, M.A., RESTON, T.J. 2002. Mechanical decoupling and basal duplex formation observed in sandbox experiments with application to the Western Mediterranean Ridge accretionary complex. Marine Geology 186, 29–42.

LABOTKA, T.C. 1991. Chemical and Physical properties of fluids. *In*: Kerrick, D. (Ed.), Contact metamorphism. Mineralogical Society of America, Washington D.C. Reviews in Mineralogy 26, 43–104.

LAIRD, J. & ALBEE, A.L., 1981. High pressure metamorphism in mafic schist from Northean Vermont. American Journal of Science 281, 97–126.

LÁZARO, C., GARCÍA-CASCO, A., NEUBAUER, F., ROJAS-AGRAMONTE, Y., KRÖNER, A., ITURRALDE-VINENT, M.A., 2009. Fifty five-million-year history of oceanic subduction and exhumation in the northern edge of the Caribbean plate (Sierra del Convento mélange, Cuba). Journal of Metamorphic Geology, 27, 19–40.

LEAKE, B.E., WOOLLEY, A.R., ARPS, C.E.S., BIRCH, W.D., GILBERT, M.C., GRICE, J.D., HAWTHORNE, F.C., KATO, A., KISCH, H.J., KRIVOVICHEV, V.G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J., MARESCH, W.V., NICKEL, E.H., ROCK, N.M.S., SCHUMACHER, J.C., SMITH, D.C., STEPHENSON, N.C.N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E.J. W., YOUZHI, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. American Mineralogist 82, 1019−1037.

LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27, 745–750.

LIOU, J.G. & MARUYAMA, S., 1987. Parageneses and compositions of amphiboles from Franciscan jadeite-glaucophane type facies series metabasites at Cazadero, California. Journal of Metamorphic Geology, 5, 371–395.

LÓPEZ−CARMONA, A., PITRA, P., ABATI, J., 2013. Blueschist−facies metapelites from the Malpica−Tui Unit (NW Iberian Massif): phase equilibria modelling and H_2O and Fe_2O_3 influence in high−pressure assembalges. Journal of Metamorphic Geology 31, 263–280.

MAHON, K.I., 1996. The New "York" regression: Application of an improved statistical method to geochemistry, International Geology Review 38, 293−303.

MARMO, B.A., CLARKE, G.L., POWELL, R., 2002. Fractionation of bulk rock composition due to porphyroblast growth: effects on eclogite facies mineral equilibria, Pam Peninsula, New Caledonia. Journal of Metamorphic Geology 20, 151−165.

MARTIN, M.W., KATO, T.T., RODRIGUEZ, C., GODOY, E., DUHART, P., MCDONOUGH, M., CAMPOS, A., 1999. Evolution of the late paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, south Central Chile (38–41S): constrains for the tectonic setting along the southernmost margin of Gondwana. Tectonics 18, 582–605.

MARTÍNEZ, J.C., DRISTAS, J., MASSONNE, H.-J., 2011. Paleozoic accretion of the microcontinent Chilenia, North Patagonian Andes: High pressure metamorphism and subsequent thermal relaxation. International Geology Review 54, 472–490.

MARUYAMA, S., 1997. Pacific−type orogeny revisited: Miyashiro−type orogeny proposed. Island Arc 6, 91–20.

MARUYAMA, S., CHO, M., LIOU, J.G., 1986. Experimental investigation of bluschist-greenschist transition equilibria: Pressure dependence of Al2O3 contents in sodic amphiboles – a new geobarometer. *In*: Evans, B.W., Brown, E.H., (Eds.), Blueschists and Eclogites. Geological Society of America Memoir 164, 1–16.

MARUYAMA, S., MASAGO, H., KATAYAMA, I., IWASE, Y., TORIUMI, M., OMORI, S., AOKI, K., 2010. A new perspective on metamorphism and metamorphic belts. Gondwana Research 18, 106–137.

MASSONNE, H-J. & CALDERÓN, M., 2008. P–T evolution of metapelites from the Guargaraz Complex, Argentina: Evidence for Devonian crustal thickening close to the western Gondwana margin. Andean Geology 35, 215–231.

MASSONNE, H-J. & SCHREYER, W., 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz, Contributions to Mineralogy and Petrology 96, 212−224.

MATTHEWS, A. & SCHLIESTEDT, M., 1984. Evolution of the blueschist and greenschist facies rocks of Sifnos, Cyclades, Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology 88, 150–163.

MCCULLOCH, M. T., GREGORY, R., WASSERBURG, G. J.., TAYLOR, H. P., 1981. Sm−Nd, Rb−Sr, and O^{18}/O^{16} isotopic systematics in an oceanic crustal section: Evidence from the Samail ophiolite. Journal of Geophysical Research 86, 2721−2735.

MCDOUGALL, I. & HARRISON, T. M., 1999. Geochronology and Thermochronology by the 40Ar/39Ar Method. Oxford University Press, Oxford, 269p.

MCDONOUGH W. F. & SUN S., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology 120, 223−253.

MENEGHINI, F., MARRONI, M., MOORE, J.C., PANDOLFI, L., ROWE, C.D., 2009. The processes of underthrusting and underplating in the geologic record: structural diversity between the Franciscan Complex (California), the Kodiak Complex (Alaska) and the Internal Ligurian Units (Italy). Geological Journal 44, 126–152. DOI: 10.1002/gj.1144.

MESCHEDE, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. Chemical Geology 56, 207–218.

MIYASHIRO, A., 1961. Evolution of metamorphic belts. Journal of Petrology 2, 277–311.

MIYASHIRO, A., 1973. Metamorphism and metamorphic belts. Allen and Unwin, London, 492.

MONIE, P. & AGARD, P., 2009. Coeval blueschist exhumation along thousand of kilometers: Implications for subduction channel process. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 10: Q07002. DOI: 10. 1029/2009GC002428.

MOORE, J.C. 1989. Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms: the role of the décollement zone. Journal of Structural Geology 11, 95−106.

MOORE, J.C., WATKINS, J.S., SHIPLEY, T.H., 1981. Summary of accretionary processes, Deep Sea Drilling Project Leg 66: offscraping, underplating, and deformation of the slope apron. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 66, 825−836.

NEWTON, R.C., CHARLU, T.V., KLEPPA, O.J., 1980. Thermochemistry of the high structural state plagioclases.Geochemica Cosmochimica Acta 44, 933–41.

OHMOTO, H. & KERRICK, D.M., 1977. Devolatilization equilibria in graphitic schists. American Journal of Science 277, 1013–1044.

OKAMOTO, A. & TORIUMI, M., 2004. Optimal mixing properties of calcic and subcalcic amphiboles: Application of the Gibbs method to the Sanbagawa schists, SW Japan. Contributions to Petrology and Mineralogy 146, 529–545.

OKAMOTO, A., MIYAKE, T., MASUDA, T., 2006. Reaction progress related to indentation structures at glaucophane/glaucophane contacts in an impure marble from Syros, Greece. Journal of Metamorphic Geology 24, 703–713.

OKRUSCH, M. & BRÖCKER, M., 1990. Eclogites associated with high-grade blueschists in the Cyclades archipelago, Greece, a review. Eur. J. Mineral 2, 451–478.

OKUDAIRA,T., HAYASAKA,Y., HIMENO, O., WATANABE, K., SAKURAI, Y., OHTOMO, Y., 2001. Cooling and inferred exhumation history of the Ryoke metamorphic belt in the Yanai district, south-west Japan: Constraints from Rb–Sr and fission-track ages of gneissose granitoid and numerical modeling. Island Arc 10, 98–115.

OTSUKI, M. & BANNO, S., 1990. Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku. Journal of Metamorphic Geology 8, 425–439.

PANKHURST, R.J. & RAPELA, C.W., 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. *In*: PANKHURST, R.J. & RAPELA, C.W., (Eds.), The Proto-Andean margin of Gondwana. Special Publication of the Geological Society of London 142, 1–9.

PARRA, T., VIDAL, O., AGARD, P., 2002. A thermodynamic model for Fe–Mg dioctahedral K white micas using data from phase-equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. Contributions to Mineralogy and Petrology 143, 706–732.

PASSCHIER, C. W., TROUW, R. A. J., 2005. Microtectonics: Berlin; New York, Springer, xvi, 366p.

PATTISON, D. R. M., 1992. Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. Journal of Geology 100, 423–446.

PATTISON, D. R. M., 2006. The fate of graphite in prograde metamorphism of pelites: an example from the Ballachulish aureole, Scotland. Lithos, 88, 85–99.

PATTISON, D. R. M. & TINKHAM, K., 2009. Interplay between equilibrium and kinetics in prograde metamorphism of pelites: an example from the Nelson aureole, British Columbia. Journal of Metamorphic and Geology 27, 249–279.

PATTISON, D. R. M. & VOGL, J. J., 2005. Contrasting sequences of metapelitic mineral-assemblages in the aureole of the tilted Nelson Batholith, British Columbia: implications for phase equilibria and pressure determination in andalusite-sillimanite type settings. Canadian Mineralogist 43, 51–88.

PEARCE, J.A., 1996. A user´s guide to basalt discrimination diagrams, in Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulfide exploration, Wyman, D.A., Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.

PEARCE, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos 100, 14–48.

PEARCE, J.A. & CANN, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. Earth and Planetary Science Letters 19, 290–300.

PEACOCK, S.M., 1987. Creation and preservation of subduction-related inverted metamorphic gradients. J. Geophys. Res., 92, 763−781.

PEACOCK, S.M., 1990. Numerical simulation of metamorphic pressure-temperature-time paths and fluid production in subducting slabs. Tectonics 9, 1197−1211.

PEACOCK, S. M. & WANG, K., 1999. Seismic consequences of warm versus cool subduction zone metamorphism: Examples from northeast and southwest Japan. Science 286, 937−939.

PLATT, J.P., 1982. Emplacement of a fold-nappe, Betic Orogen, S.Spain. Geology 10, 97–102.

PLATT, J.P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high−pressure metamorphic rocks. Geological Society of America Bulletin 97, 1037−1053.

PLATT, J. P., 1993. Exhumation of high−pressure rocks: a review of concepts and processes. Terra Nova 5, 119–133.

POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B., 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. Journal of Metamorphic Geology 6, 173−204. Metamorphic Geology 6, 173−204.

POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B., 1994. Optimal geothermometry and geobarometry. American Mineralogist 79, 120−133.

POWELL, R. & HOLLAND, T., 1999. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: Activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas. American Mineralogist 84, 1–14.

POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B., 2010. Using Equilibrium Thermodynamics to Understand Metamorphism and Metamorphic Rocks. Elements 6, 309−314. DOI: 10.2113/gselements.6.5.309.

POWELL, R., HOLLAND, T.J.B., WORLEY, B., 1998. Calculating phase diagrams involving solid solutions via nonlinear equations, with examples using THERMOCALC. Journal of Metamorphic Geology 16, 577−588

PURDY, J.W. & JAGER, E., 1976. K–Ar ages on rock forming minerals from the Central Alps. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova 30, 1–32.

PUTNIS, A. & AUSTRHEIM, H., 2010. Fluid-induced processes: metasomatism and metamorphism. Geofluids 10, 254−269. DOI: 10.1111/j.1468-8123.2010.00285.x

RAMOS, V.A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: A collisional history of southern South America. Episodes 11, 168–174.

RAMOS, V. A. 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°–33°S latitude). *In*: REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P. (Eds.), Tectonics of the Southern Central Andes. Springer, Berlin, 249–261.

RAMOS, V.A., 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: Review of a historical success and the present problems: Gondwana Research 7, 1009–1026.

RAMOS, V.A., 2008. The basement of the Central Andes: The Arequipa and related terranes: Annual Review of Earth and Planetary Sciences 36, 1–43.

RAMOS, V.A., ESCAYOLA, M., MUTTI, D., VUJOVICH, G.I., 2000. Proterozoic-early Paleozoic ophiolites in the Andean basement of southern South America. *In*: Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D. and Nicolas, A. (Eds.), Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and ocean drilling program. Geol. SOCA. mer., Spec. Paper, 349, 331–349.

RAMOS, V.A., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., KAY, S.M., CORTÉS, J.M., PALMA, M.A., 1984. Chilenia un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. IX° Congreso Geológico Argentino, (S.C. Bariloche), Actas II: 84 106.

RAMOS, V.A., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., MPODOZIS, C., KAY, S.M., CORTÉS, J.M., PALMA, M.A., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. Tectonics 5, 855–880.

REBOLLEDO, S. & CHARRIER, R., 1994. Evolución del basamento Palaeozoico en el área de Punta Claditas, Región de Coquimbo, Chile (31–32◦S). Revista Geológica de Chile 21, 55–69. REED JR, J.C., MORGAN, B.A., 1971. Chemical alteration and spilitization of the Catoctin greenstones, Shenandoah National Park, Virgina. Journal of Geology 79, 526–548.

REED JR, J.C. & MORGAN, B.A., 1971. Chemical alteration and spilitization of the Catoctin greenstones, Shenandoah National Park, Virgina. Journal of Geology 79, 526–548.

REYNARD, B. & BALLÈVRE, M., 1988. Coexisting amphiboles in an eclogite from the Western Alps: new constraints on the miscibility gap between sodic and calcic amphiboles. Journal of Metamorphic Geology 6, 333−350.

RICHTER, R.P., RING, U., WILLNER, P. A., LEISS, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectinic significance: The Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central Chile. Journal of the Geological Society, London 164, 203–214.

RING, U. & BRANDON, M.T., 1999. Ductile strain, coaxial deformation and mass loss in the Franciscan complex: implications for exhumation process in subduction zones. *In*: Ring, U. and Brandon, M.T. (Eds.), Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion. Geological Society, London, Special Publications 154, 55–86.

RING, U., BRANDON, M.T., WILLETT, S., LISTER, G.S., 1999. Exhumation processes. *In*: Ring, U., Brandon, M.T., Lister, G.S. Willett, S. (Eds.), Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion. Geological Society, London, Special Publications 154, 1−27.

SACCANI, E., ALLAHYARI, K., BECCALUVA, L., BIANCHINI, G., 2013. Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): Implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in the Southern Neo-Tethys Ocean. Gondwana Research 24, 392–411.

SCHEMMANN, K., JEFFREY, R.U., MOORES, E.M., 2007. Kinematics of Franciscan Complex exhumation: New insights from the geology of Mount Diablo, California. GSA Bulletin 120, 543–555. DOI: 10.1130/B26056.1.

SHREVE, R.L. & CLOOS, M., 1986. Dynamics of sediment subduction, mélange formation, and prism accretion. Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets 91, 229–245.

SCHIRA, W., AMSTUTZ, G., FONTBOTÉ, L., 1990. Piren Alto Cu-(Zn) Massive Sulfide Ocurrence in South-Central Chile-A Kieslager Type Mineralization in a Paleozoic Ensialic Mature Marginal Basin Setting. *In*: FONTBOTÉ, L., AMSTUTZ, G.C., CARDOZO, M., CEDILLO, E., FRUTOS, J., MORENO, T., GIBBONS, W., (Eds.), Stratabound Ore Deposits in the Andes: Society of Geology Applied to Mineral Deposits Special Publication, 229–251.

SCHLIESTEDT, M. & MATTHEWS, A., 1987. Transformation of blueschist to greenschist facies rocks as a consequence of fluid infiltration, Sifnos (Cyclades), Greece. Contributions to Mineralogy and Petrology 97, 237–250.

SEYFRIED, W.E., DING, K., BERNDT, M.E., 1988. Phase equilibria constraints on the chemistry of hot spring fluids at midocean ridges. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55, 3559–3580.

SIVELL, W.J. & WATERHOUSE., 1984. Oceanic ridge metamorphism of the Patuki Volcanics, D'Urville Island, New Zeland, Lithos 17, 19–36.

SORENSEN, S. & BARTON, M.D., 1987. Metasomatism and partial melting in a subduction complex: Catalina Schist, southern California. Geology 15, 115–118.

SPEAR, F.S., 1995. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure−Temperature−Time Paths. 2nd edition. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 799p.

SPEAR, F. S. & CHENEY, J. T., 1989.A petrogenetc grid for politic schists in the system SiO2–Al2O3–FeO–MgO–K2O–H2O. Contributions to Mineralogy and Petrology 101, 149–164.

SPEAR, F.S. & PEACOCK, S.M., 1989. Metamorphic Pressure–Temparature–Time Paths. Short Course in Geology 7. American geophysical Union, 102p.

SPEAR, F.S., RUMBLE, D., FERRY, J.M., 1982. Linear algebraic manipulation of n-dimensional composition space. *In*: Ferry, J.M. (Ed.), Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria. Mineralogical Society of America, Washington D.C. Reviews in Mineralogy 10, 53–104.

STERN, R. J., 2002. Subduction Zones. Reviews of Geophysics. DOI:10.1029/2001RG000108.

STOECKHERT, B., GERYA, T.V., 2005. Pre-collisional high pressure metamorphism and nappe tectonics at active continental margins: a numerical simulation. Terra Nova 17, 102–110.

STREEPEY, M.A., VAN DER PLUIJM, B.A., ESSENE, E.J., HALL, C.M., MAGLOUGHLIN, J.F., 2000. Late Proterozoic (ca. 930 Ma) extension in eastern Laurentia. Geological Society of America Bulletin 112, 1522–1530.

SUN, S. & MCDONOUGH, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *In*: Saunder, A. D., Norry, M. J., (Eds.,). Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication 42, 313–345.

SWINDEN, H. S., JENNER, G. A., FRYER, B. J., HERTOGEN, J., RODDICK, J. C., 1990. Petrogenesis and paleotectonic history of the Wild Bight Group, an Ordovician rifted island arc in central Newfoundland. Contributions to Mineralogy and Petrology 105, 219–241.

TINKHAM, D.K. & GHENT, E.D., 2005. Estimating P–T conditions of garnet growth with isochemical phase diagram sections and the problem of effective bulk−composition. Canadian Mineralogist 43, 35–50.

THOMPSON, J.B.JR., 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in politic schists. American Mineralogist 42, 842–858.

THOMAS, W.A. & ASTINI, R.A., 1996. The Argentine PreCordillera: A traveler from the Ouachita embayement of North American Laurentia. Science 273, 752–757.

THOMAS, W.A. & ASTINI, R.A., 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: A review. Journal of South American Earth Sciences 16, 67–79.

TIAN, Z.L. & WEI, C.J., 2014. Coexistence of garnet blueschist and eclogite in the South Tianshan, NW China: dependence of P–T evolution and bulk-rock composition. Journal of Metamorphic Geology. DOI: 10.1111/jmg.12089.

TORRES-ROLDÁN, R.L., GARCÍA-CASCO, A., GARCÍA-SÁNCHEZ, P.A., 2000. CSpace: an integrated workplace for the graphical and algebraic analysis of phase assemblages on 32-bit Wintel platforms. Computers and Geosciences 26, 779–793.

TORSVIK, T. H. & COCKS, L. R. M., 2013. Gondwana from top to base in space and time: Gondwana Research 24, 999−1030.

TSUJIMORI, T., SISSON, V.B., LIOU, J.G., HARLOW, G.E., SORENSEN, S.S., 2006. Very-low temperature record of the subduction process: a review of worldwide lawsonite eclogites. Lithos 92, 609–624.

UEDA, H., 2005. Accretion and exhumation structures formed by deeply subducted seamounts in the Kamiukotan high-pressure/temperature zone, Hokkaido, Japan. Tectonics 24. DOI: 10,1029/2004TC001690,2005.

UKAR, E., CLOOS, M., VASCONCELOS, P., 2013. First ^{40}Ar–^{39}Ar Ages from Low-T Mafic Blueschist Blocks in a Franciscan Me´ lange near San Simeon: Implications for Initiation of Subduction. The Journal of Geology 120, 543−556.

VANNUCCHI, P., FISCHER, D.M., BIER, S., GARDNER, T.W., 2006. From seamount accretion to tectonic erosion: Formation of Osa Mélange and the effects of Cocos Ridge subduction in southern Costa Rica. Tectonics 25, Doi:10.1029/2005TC001855.

VANNUCCHI, P., SAGE, F., MORGAN, J.P., REMITTI, F., COLLOT, J-Y., 2012. Toward a dynamic concept of the subduction channel at erosive convergent margins with implications for interplate material transfer. Geochemistry Geophysics Geosystems 13. DOI:10.1029/2011GC003846.

VAN STAAL, C.R., CURRIE, K.L., ROWBOTHAM, G., ROGERS, N., GOODFELLOW, W., 2008. Pressure-temperature paths and exhumation of Late Ordovician-Early Silurian blueschists and associated metamorphic nappes of the Salinic Brunswick subduction complex, northern Appalachians. Geological Society of America Bulletin 120, 1455−1477. DOI: 10.1130/B26324.1.

VÁSQUEZ, P., GLODNY, J., FRANZ, G., FREI, D., ROMER, R.L., 2011. Early Mesozoic Plutonism of the Cordillera de la Costa (34–37°S), Chile: constraints on the onset of the Andean Orogeny. The Journal of Geology 119, 159–184.

VÁSQUEZ, P., GLODNY, J., FRANZ, G., ROMER, R.L., GERDES, A. 2009. Origin of fayalite granitoids: new insights from the Cobquecura Pluton, Chile, and its metapelitic xenoliths. Lithos 110, 181–198.

VEIZER, J., ALA, D., AZMY, K., BRUCKSCHEN, P., BUHL, D., BRUHN, F., CARDEN, G. A. F., DIENER, A., EBNETH, S., GODDERIS, Y., JASPER, T., KORTE, C., PAWELLEK, F., PODLAHA, O. G., STRAUSS, H., 1999: $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater. Chemical Geology 161, 59–88.

VERNON. R.H., 2004. A Practical Guide to Rock Microstructure. New York: Cambridge, xii, 594p.

VILLA, I.M., 1998. Isotopic closure. Terra Nova 10, 42–47.

VITALE BROVARONE, A., GROPPO, C., HETÉNYI, G., COMPAGNONI, R., MALAVIEILLE, J., 2011. Coexistence of lawsonite−bearing eclogite and blueschist: phase equilibria modelling of Alpine Corsica metabasalts and petrological evolution of subducting slabs. Journal of Metamorphic Geology 29, 583–600.

VON HUENE, R. & LALLEMAND, S., 1990. Tectonic erosion along convergent margins. Geol. Soc. Am. Bull. 102, 704–720.

VON HUENE, L., RANERO, R. C., VANNUCHI, P., 2004. Generic model for subduction erosion. Geological Society of America 32, 913–916.

WAKABAYASHI, J., 1990. Counterclockwise P-T-t paths from amphibolite, Franciscan Complex, California: metamorphism during the early stages of subduction. Journal of Geology 98, 657–680.

WAKABAYASHI, J., 2004. Tectonic mechanisms associated with P–T paths of regional metamorphism: alternatives to single-cycle thrusting and heating. Tectonophysics 392, 193–218.

WARREN, C.J., 2013. Exhumation of (ultra−)high−pressure terranes: concepts and mechanisms. Solid Earth 4, 75–92.

WARREN, C.J., HANKE F., KELLEY, S.P., 2012. When can muscovite $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating constrain the timing of metamorphic exhumation?. Chemical Geology 291, 79–86.

WASSERBURG, G.J., JACOBSEN, S.B., DEPAOLO, D.J., MCCULLOCH, M.T., WEN, T., 1981. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. Geochimica Et Cosmochimica Acta 45, 2311–2323.

WATERS, D. J. & LOVEGROVE, D. P., 2002. Assessing the extent of disequilibrium and overstepping of prograde metamorphic reactions in metapelites from the Bushveld Complex aureole, South Africa. Journal of Metamorphic Geology 20, 135–149.

WATTS, A.B., KOPPERS, A.A.P, ROBINSON, D.P., 2010. Seamount subduction and earthquakes. Oceanography 23, 166–173.

WEI, C.J., POWELL, R., ZHANG, L.F., 2003. Eclogites from the south Tianshan, NW China: petrological characteristic and calculated mineral equilibria in the Na2O–CaO–FeO–MgO–Al2O3–SiO2–H2O system. Journal of Metamorphic Geology 21, 163–179.

WHITE, R.W., POWELL, R., HOLLAND, T.J.B., WORLEY, B.A., 2000. The effect of TiO_2 and Fe_2O_3 on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K_2O−FeO−MgO−Al_2O_3−SiO_2−H_2O−TiO_2−Fe_2O_3. Journal of MetamorphicGeology 18, 497−511.

WHITE, R.W., POWELL, R., PHILLIPS, G.N., 2003. A mineral equilibria study of the hydrothermal alteration in mafic greenschist facies rocks at Kalgoorlie, Western Australia. Journal of Metamorphic Geology 21, 455−468.

WHITNEY, D. L. & DAVIS, P. B., 2006. Why is lawsonite eclogite so rare? Metamorphism and preservation of lawsonite eclogite, Sivrihisar, Turkey. Geology 34, 473–476.

WHITNEY, D.L. & EVANS, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95, 185–187.

WILLNER, A.P., 2005. Pressure–temperature evolution of a Late Paleozoic paired metamorphic belt in North–Central Chile (34°–35° 30′ S). Journal of Petrology 46, 1805–1833.

WILLNER, A.P., GERDES, A., MASSONNE, H-J., 2008. History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29°–36° S revealed by a U–Pb and Lu–Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. Chemical Geology 252, 114–129.

WILLNER, A., GERDES, A., MASSONNE, H.J., SCHMIDT, A., SUDO, M., THOMSON, S., VUJOVICH, G., 2011. The geodynamics of collision of a microplate (Chilenia) in Devonian times deduced by the pressure–temperature–time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz complex), WArgentina. Contributions to Mineralogy and Petrology 162, 303−327.

WILLNER, A.P., GLODNY, J., GERYA, T.V., GODOY, E., MASSONNE, H-J., 2004. A counterclockwise PTt path of high-pressure/low-temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south-central Chile. Constraints for the earliest stage of subduction mass flow. Lithos 75, 283–310.

WILLNER, A. P., HERVÉ, F., MASSONNE, H.-J., 2000. Mineral chemistry and pressure–temperature evolution of two contrasting highpressure–low-temperature belts in the Chonos Archipelago, Southern Chile. Journal of Petrology 41, 309–330.

WILLNER, A.P., MASSONNE, H-J, GERDES, A., HERVÉ, F., SUDO, M., THOMSON, S., 2009b. The contrasting evolution of collisional and coastal accretionary systems between the latitudes 30° S and 35° S: evidence for the existence of a Chilenia microplate. Abstracts XII Congreso Geológico Chileno Santiago, S9099:223.

WILLNER, A., MASSONNE, H-J., RING, U., SUDO, M., THOMSON, S.N., 2012. P–T evolution and timing of a late Palaeozoic fore-arc system and its heterogeneous Mesozoic overprint in north-central Chile (latitudes 31–32 °S). Geological Magazine 149, 177−207.

WILLNER, A. P., PAWLIG, S., MASSONNE, H-J., HERVÉ, F., 2001. Metamorphic evolution of spessartine quartzites (coticules) in the high pressure-low temperature complex at Bahia Mansa Coastal Cordillera of South-Central Chile. Canadian Mineralogist 39, 1547–1569.

WILLNER, A.P., RICHTER, P.P., RING, U., 2009a. Structural overprint of a late Paleozoic accretionary system in north-central Chile (34°–35° S) during post-accretional deformation. Andean Geology 36, 17–36.

WILLNER, A.P., THOMSON, S.N., KRÖNER, A., WARTHO, J.A., WIJBRANS, J.R., HERVÉ, F., 2005. Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Paleozoic paired metamorphic belt in North–Central Chile (34°–35° 30′ S). Journal of Petrology 46, 1835–1855.

WINCHESTER, J.A, & FLOYD, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using inmobile element. Chemical Geology 20, 325–343.

WOOD, D.A., 1980. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to the stablishing the nature of crustal continental of basaltica lavas of British tertiary volcanic province: Earth and Planetary Science Letters 50, 11–30.

YAMATO P., AGARD P., BUROV E., LE POURHIET L., JOLIVET L. & TIBERI C., 2007. Burial and exhumation in a subduction wedge: mutual constraints from thermo-mechanical modeling and natural P-T-t data (Schists Lustrés, W. Alps). Journal of Geophysical Research 112, B07410. DOI: 10.1029/2006JB004441.

ZACK, T. & JOHN, T., 2007. An evaluation of reactive fluid flow and trace element mobility in subducting slabs. Chemical Geology 239, 199−216.

ZEH, A. & HOLNESS, M., 2003. The effect of reaction overstep on garnet microtextures in metapelitic rocks of the Ilesha Schist Belt, SW Nigeria. Journal of Petrology 44, 967–994.

ZWART, H. J. 1962. On the deformation of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). Geol. Rdsch. 52, 38−65.