

**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**



HYPOLITO, 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 Doutorado – 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.



$$\frac{\Delta S \geq 0}{t} *$$

## AGRADECIMENTOS

Ao orientador Caetano Juliani pela longa convivência, por seu apoio e paciência.

Ao orientador Antonio García Casco por ter me recebido tão bem em Granada, pela oportunidade concedida, pela sua sincera amizade, em especial por sua ajuda e incentivo diários.

Aos professores Hans Schorscher, Daniel Atêncio, Lena Monteiro e Adriana Alves do IGc-USP.

Aos professores Concepción Lázaro, Antonio Sanchez-Navas, Carolina Cardell, Pilar Montero e Fernando Bea da Universidade de Granada.

Ao colega Idael Blanco-Quintero pela ajuda com Perple\_X, e fundamental assistência na microsonda eletrônica.

Ao colega Samuel Angiboust pelas sugestões e discussões.

Ao colega de pós-graduação Juan Cárdenas pela assistência na Universidade de Granada.

À amiga Marion Weber pelos momentos alegres em Granada, pela ajuda na microsonda eletrônica e pelas primeiras e muitas “voltas” no CSpace.

Aos amigos Paula Sucérquia, Andrés Bustamante e Carlos Mario E. Misas pela ajuda durante a realização da tese.

Ao colaborador Chris Hall por sua atenção e trabalho.

Aos colegas chilenos Prof. Francisco Hervé, Maurício Calderón e Fernando Sepúlveda por compartilharem seus profundos conhecimentos sobre a geologia do Chile e pelo suporte dado nos últimos anos.

Ao técnico Vasco Loios (CPGeo) por sua ajuda e paciência no processo de separação de “infinitas” e finas micas...

Aos técnicos da Seção de Laminação do IGc-USP, em especial ao Paulinho “da microsonda” por me salvar tantas vezes, e ao técnico “Samuca”.

À secretária Katherine (IGc) por ter acreditado e trabalhado arduamente no processo de elaboração do convênio da cotutela. Muito obrigada!

Ao colega Tadeu da Seção de Apoio Acadêmico. À secretária Ana Paula Cabbanal (Pró-Reitoria), e aos secretários Magali, Leonardo e Valéria do IGc. Às secretárias Sandra e Inês do Departamento de Mineralogia e Petrologia da Universidade de Granada.

À FAPESP pela bolsa e financiamento dessa pesquisa, e à Pró-Reitoria de Pós-Graduação da Universidade de São Paulo pelo auxílio durante a primeira visita à Universidade de Granada e assistência durante o processo da cotutela.

Ao amigo Ike pelo estímulo e auxílio.

Ao amigo Cae Araújo pela ajuda no trabalho de campo na região de Pichilemu, pela companhia e amizade.

Ao amigo Aitor Cambeses, um agradecimento especial por sua essencial assistência na cidade de Granada, por compartilhar tantos dias de trabalho e pela ajuda na realização da tese.

Ao companheiro e amigo Vinícius T. Meira, não há palavras que expressem minha imensa gratidão pelo seu apoio, paciência, inúmeros auxílios e contribuições fundamentais para esse trabalho.

Ao meu irmão Thales, pelos momentos de descontração.

Aos meus pais Rita e Arquimedes, por tudo e mais um pouco...

**RESUMO**

O embasamento metamórfico do Chile central constitui um paleo-prisma de acreção 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 acreção 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 acreção 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  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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<sup>-1</sup>, 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<sup>-1</sup>) dominada por erosão. Essas observações estão de acordo com evidências 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, estauroлита 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<sub>1</sub> relacionada à acreção frontal e a foliação S<sub>2</sub>, associada à transferência de material na base do prisma. A proximidade temporal entre a transposição da foliação S<sub>1</sub> pela foliação penetrativa S<sub>2</sub> 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 decompressão 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 acreção na base do prisma, *i.e.*, zona de acreção 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 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>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 accionaria. 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 accionarias, 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  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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  $\sim 320$  Ma, cuando esquistos con

granate ascendieron desde  $\sim 40$  km de profundidad en la interfaz de subducción, a tasas de exhumación de  $2 \text{ mm yr}^{-1}$ , 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  $\sim 308$  Ma, la unidad siguió en proceso de exhumación bajo régimen erosivo caracterizado por tasas de exhumación de  $\sim 0.20\text{--}0.50 \text{ mm yr}^{-1}$ . Tales observaciones están de acuerdo con evidencias recientemente descritas en otros terrenos de alta presión, en los cuales las zonas de mezcla tectónica 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, estauroлита 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  $\sim 300$  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 esquistos verde y esquistos azul ( $\sim 7,0\text{--}8,0$  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 ensamblajes 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  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de reseteo en mica blanca de rocas metasedimentarias, esquistos verdes y esquistos azules, juntamente con evidencias químico-texturales, muestran *overprint* térmico de edad Pérmica ( $\sim 270$  Ma) y Triásica ( $\sim 220$  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.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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  $\sim 320$  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  $2 \text{ mm yr}^{-1}$  and were mingled tectonically with mafic rocks accreted at shallower levels ( $\sim 30$  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  $\sim 308$  Ma, this tectonic unit entered in a slower erosion-dominated exhumation dynamic ( $0.20\text{--}0.50$  mm yr<sup>-1</sup>). 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 ( $\sim 7.0\text{--}8.0$  kbar and ca.  $400^\circ$  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  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages in white mica from metasedimentary rocks, greenschists and blueschists, and textural and chemical evidences indicate Permian ( $\sim 270$  Ma) and Triassic ( $\sim 220$  Ma) thermal overprint in the rocks of Western Series at the Pichilemu region.



## *Sumário*

<b>Capítulo 1: Introdução .....</b>	<b>1</b>
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
<b>Capítulo 2: O Complexo Acrescionário do Chile Central .....</b>	<b>36</b>
<b>Capítulo 3: Caracterização da Bacia Oceânica Paleozoica no Chile Central e Implicações para a Origem do Terreno Chilenia .....</b>	<b>41</b>
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
<b>Capítulo 4: O Início da Subducção na Margem Oeste do Terreno Chilenia.....</b>	<b>71</b>
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
<b>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 .....</b>	<b>109</b>
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
<b>Capítulo 6: O Papel da Composição dos Protólitos Máficos na Formação de Xistos Azuis e Xistos Verdes: O Caso das Rochas Metamáficas de Pichilemu .....</b>	<b>144</b>
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 (anfíbólio, clorita, epidoto, feldspato, titanita).....	152
6.3.2. Análise gráfica em diagramas de fases; variação composicional dos protólitos e anfibólios; e balanço de massa .....	161
6.3.3. Pseudosseções nos sistema NCFMASHTO.....	167
6.4. Discussão .....	171
<b>Capítulo 7: Evolução P-T-t-d de Xistos Verdes de Alta Pressão e Evidências de Imprint Termal na Série Ocidental.....</b>	<b>175</b>
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
<b>Capítulo 8: Integração dos Resultados e Considerações Finais .....</b>	<b>188</b>
<b>Capítulo 8: Integración de los Resultados y Consideraciones Finales.....</b>	<b>194</b>
<b>Chapter 8: Integration of the Results and Final Remarks .....</b>	<b>199</b>
<b>Referências .....</b>	<b>204</b>
<b>Resumo.....</b>	<b>i</b>
<b>Resumen.....</b>	<b>iii</b>
<b>Abstract.....</b>	<b>v</b>
<b><u>ANEXOS</u></b>	
<b>ANEXO I.....</b>	<b>vii</b>

*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  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  por step heating referentes aos capítulos 4 e 7.

**Lista de Figuras**

- 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.....7
- 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. Modificado de Connolly (2005).....12
- 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).....13
- 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=anfíbolito e Gr=granulito. Modificado de Stern (2002).....18
- 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).....19
- Figura 1.6:** Diagrama esquemático dos resultados obtidos por modelo analógico em caixa de areia aplicado ao paleo-prisma de acreção 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 sub-horizontal, respectivamente (modelo em caixa de areia, figura inferior). IT=“input” na trincheira; DP=deformação progressiva; AB=acreção basal; EN=empurrão de nappes; SD=extensão semi-dúctil; ER=extensão rúptil. Modificado de Glodny et al. (2005).....22
- Figura 1.7:** Esquema simplificado ilustrando os dois modos de fluxo de material (Feehan & Brandon 1999; Ring et al., 1999) que ocorrem durante a acreção frontal (a) e basal (b). Durante a acreção frontal o acamamento é deformado por dobras verticais. Na acreção basal desenvolve-se a foliação sub-horizontal penetrativa S2. Modificado de Richter et al. (2007). Ver texto para esclarecimentos.....23
- Figura 1.8:** Esquema ilustrando prisma de acreção e canal de subducção serpentínico entre 40 e 100 km de profundidade, desenvolvido na interface da litosfera oceânica descendente e a cunha mantélica superior, num sistema convergente envolvendo duas placas oceânicas. Uma mélangue serpentínica 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 serpentínico 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).....26

**Figura 1.9:** Trajetórias P–T de complexos de subducção indicando diferentes tipos de evolução retrógrada. As trajetórias Alpinas são caracterizadas por descompressão quase isoterma, 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).....28

**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 completa 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<sub>sis</sub>). 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  $\alpha$  e  $\beta$ . Segundo Spear (1995).....32

**Figura 1.11:** Representação mais simples possível para um diagrama de fases de múltiplos componentes (sistema binário, máximo três dimensões,  $p \leq c$ , 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 (X<sub>sis</sub>), enquanto que a projeção representa as assembleias possíveis de um sistema multidimensional projetadas sobre os eixos termodinâmicos P e T. Modificado de Connolly (1992).....34

**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.....40

**Figure 3.1:** Geological map of central Chile with location of Western and Eastern Series (after Willner et al. 2004), including the Pichilemu region (left side), in the context of western Gondwana margin during late Paleozoic times and the Chilenia Terrane, (for details see Willner et al. 2008; Hervé et al. 2012 and references therein). In the inset, the white zones indicate Mesozoic and Cenozoic covers. At the right side, schematic geological map showing the four studied areas. See Table 1 for the location of samples.....43

**Figure 3.2:** Geological map of the Infiernillo beach and stratigraphic columns of the southern, central and northern portions of the beach. The cross-section trace is depicted in the map .....48

**Figure 3.3:** Field lithological relations at the Infiernillo and Punta Lobos areas. (a) Metatuffs and metalapilli-tuffs intercalations (southern Infiernillo). (b) Dark phyllitic and siliceous metamudstones (MM) intercalations associated with metapyroclastic sequences (metatuffs (MT) at southern Infiernillo). (c) Intercalations of metatuffitic greenschists (TGS), ferruginous metasediments (FMS) and dark blue metamafic mudstones (MMM) formed by sodic-amphibole (southern Infiernillo). (d) Intrafolial isoclinal F2 fold preserved in a ferruginous metasediment layer intercalated with metatuffitic greenschist, and transitional amphibole-bearing chlorite-albite-mica schist (TSC) interlayered within metatuffitic greenschist (e) Centimetre-thick intercalations of metatuffitic blueschists (TBS) and greenschists (TGS), and (f) blueschist (BS) rim and greenschist (GS) core of deformed metapillow lavas (northern Infiernillo). (g) and (h) Metapillow lavas at Punta Lobos .....50

- Figure 3.4:** Field geological relations and schematic cross-section at southern Punta Sirena beach. (a) and (b) Intercalations of garnet-mica schist (intruded by a post-metamorphic sill indicated by the hammer in (a), and amphibolites along the S2 foliation. (c) Porphyroblastic garnet-mica schist and lenses of garnetites deformed by F3 folds. (d) Detailed features of an amphibolite layer. The N–S geological profile has schematic vertical scale.....52
- Figure 3.5:** Bivariate diagrams of selected major and trace elements vs Mg# and Zr.....57
- Figure 3.6:** (a) TAS (Le Bas et al. 1986), and (b) Zr/Ti versus Nb/Y diagrams (Winchester & Floyd 1977; modified by Pearce et al. (1996)).....58
- Figure 3.7:** Tectonic discrimination diagrams for the studied metavolcanic samples. (a) Ti–Zr–Y diagram of Pearce & Cann (1973). (b) Nb–Zr–Y diagram of Meschede (1986). (c) Y–La–Nb diagram of Cabanis & Lecolle (1989). (d) Th–Hf–Nb diagram of Wood (1980).....59
- Figure 3.8:** Th/Yb versus Nb/Yb and TiO<sub>2</sub>/Yb versus Nb/Yb diagrams of Pearce (2008). OIB, N-MORB and E-MORB compositions of Sun & McDonough (1989) are shown for comparison.....61
- Figure 3.9:** Hf/Yb versus Nb/Zr diagram (modified from John et al. 2004; 2010). OIB, N-MORB and E-MORB compositions of Sun & McDonough (1989) are shown for comparison.....62
- Figure 3.10:** Trace elements normalized to Silicate Earth of McDonough and Sun (1995). OIB, N-MORB and E-MORB compositions of Sun & McDonough (1989) are shown for comparison.....63
- Figure 3.11:** Chondrite-normalized REE variation diagrams (McDonough and Sun 1995). OIB, N-MORB and E-MORB compositions of Sun & McDonough (1989) are shown for comparison.....64
- Figure 3.12:** Initial  $\epsilon_{Nd}$  versus  $\epsilon_{Sr}$  ( $t=540$  Ma, the timing of detachment of Chilenia; Keppie and Ramos 1999; Thomas and Astini 1996; 2003) of metavolcanic rocks from Infiernillo, Nilahue, Punta Sirena, Cahuil and Punta Lobos. General mixing curves simulating alteration by Cambrian seawater with increasing of  $\epsilon_{Sr}$  are indicated, and were calculated based on the mixing model of McCulloch et al. (1981). Note that independently of the location of the basaltic end member within the mantle array,  $\epsilon_{Nd}$  are only alterable under W/R ratios > 105, in accordance with the proposition of McCulloch et al. (1981) on modeling Nd and Sr isotopes during seafloor alteration. For one sample (greenschist/metatuff/Cahuil), the proportion of water/ratio (W/R) of 105 is indicated. Nd and Sr isotopic data for Cambrian seawater were extracted from curves depicting the isotopic evolution of seawater through the Phanerozoic, with data compiled by Keto and Jacobsen (1988) and Veizer et al. (1999), respectively. Parameters used in the normalization of Nd and Sr isotope data for the calculation of epsilon values were taken from DePaolo (1988) and Wasserburg et al. (1981).....65
- Figure 3.13:** Initial epsilon Nd (relative to CHUR) versus Sm/Nd plot for studied metavolcanics. DM = depleted mantle (i.e., MORB-like source); OIB = ocean island basalt source; FM = fertile mantle (derived by 1% to 7% of partial melting of an OIB source Swinden et al. 1990). See text for details. Figure is after Swinden et al. (1990). Parameters used in the normalization of Nd isotope data for the calculation of epsilon values were taken from DePaolo (1988) and Wasserburg et al. (1981).....66
- Figure 3.14:** Geotectonic evolution of the rear of the Chilenia terrane and associated seafloor during the Paleozoic based on Keppie & Ramos (1999), Thomas & Astini (2003) and our own data. The drifting evolution ended in the Mid-Late Devonian when Chilenia was accreted against southwestern margin of Gondwana. See 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).....69

**Figure 3.15:** Global palaeogeography in the Early Cambrian at 540 Ma, redrawn from Torsvik and 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.....70

**Figure 4.1:** Geological map of central Chile with location of Western and Eastern Series (after Hervé, 1988), including the Pichilemu region (left side), in the context of western Gondwana during late Paleozoic times (for details see Willner et al., 2008; Hervé et al., 2013a and references therein). Schematic geological map of the studied area (after Willner, 2005; Willner et al., 2009a) with the location of Punta Sirena unit it is shown in the right side. Sampling coordinates (UTM Zone 18H) are 0771169/6174559 (for samples DTH-38B, DTH-38C, DTH-38D and DTH-38E) and 0771392/6174858 (for sample 149).....73

**Figure 4.2:** Field relations at southern Punta Sirena beach. (a) and (b) Metric intercalations of garnet-mica schist and amphibolite along the S2 foliation. (c) Porphyroblastic garnet-mica schist with quartz-bearing mullions along the S2 foliation. (d) Garnet-mica schist bearing lenses of garnetites deformed by F3 folds. (e) and (f) Lithologic heterogeneity of amphibolite layers showing gray-bluish amphibolite and strongly retrograded portions with light green color.....77

**Figure 4.3:** Element distribution maps and microphotographs showing relevant textures and compositional features of garnet-mica schist from southern Punta Sirena beach. Color scale bar (counts/nA/s) represents high (red) and low (purple) concentrations. (a) Mg image of a garnet-rich lens showing relics of S1 foliation within F2 microfolds. Note that S1 phengite has the same Mg contents as cores of S2 phengite, revealing rotation of S1 grains during D2. In the left side a microphotography of the garnet grain showing Si≠Se indicated by epidote mineral inclusions. (b) Microphotography of garnet-mica schist showing inclusion patterns (Si≠Se) within garnet grain and partial rotation during later D3. (c) Na image showing relics of paragonite within intrafolial F2 microfolds in a garnet-rich lens. (d) Na and Mg images of garnet-mica schist highlighting phengite zoning, with relict Na-richer cores (Ph-1) overgrown by Na-poorer phengite (Ph-2 and Ph-3). See also Mg-rich phengite (Ph-2). Paragonite is also shown. (e) Ca image revealing zoned and resorbed albite grain with relict core and external rims with higher Ca than intermediate zones. (f) Mg image showing zoned chlorite with slight Mg-richer core deformed by F3 microfolds.....80

**Figure 4.4:** Mg/(Mg+Fe) image (scale: cations per formula unit) showing high (red) Mg# of garnet rims.....81

**Figure 4.5:** (a), (b) and (c) Composition of white mica in garnet-mica schist and amphibolite from Punta Sirena unit. IB = isobaric cooling. See text for clarification. In (a) the dashed line between Ph-2 and Ph-3 represents the limit of reequilibrated compositions. Ideal Tschermak substitution is depicted. (d) Quantitative Na and Mg (scale: cations per formula unit) images for a garnet-mica schist sample showing phengite zoning.....83

**Figure 4.6:** AFMK phase diagram showing the peak assemblage and whole-rock composition (WR) of garnet-mica schist sample DTH-38B.....85

**Figure 4.7:** (a–e) Microphotographs and (f) Al XR map showing relevant textures and compositional features of amphibolite from southern Punta Sirena beach.....86



- Figure 4.8:** (a–c) Quantitative Al and Na (scale: cations per formula unit) images and (d) scheme showing the four stages of amphibole growth. See text for clarification.....87
- Figure 4.9:** (a) Classification of amphibole (following Leake et al., 1997) for amphibolite from Punta Sirena unit. (b)–(d) Compositional variation of amphibole in the scheme of Laird and Albee (1981). The depicted field indicates representative compositions of sodic-calcic and calcic amphibole forming greenschists at central Chile (see Willner, 2005). Stage 1: barrosite, katophorite and taramite; stage 2: barrosite and hornblende; stage 3: barrosite, winchite and hornblende; stage 4: actinolite. See text for clarification.....88
- Figure 4.10:** Compositional profile in amphibole of amphibolite from Punta Sirena unit (to the left) indicated on a quantitative image of Al (cations per formula unit).....89
- Figure 4.11:** ACF phase diagram showing peak and retrograde assemblages and whole-rock composition (WR) of amphibolite sample DTH-38E.....90
- Figure 4.12:** Pseudosection and isopleths of mineral composition and abundance obtained with PERPLE\_X for garnet-mica schist sample DTH-38B and amphibolite sample DTH-38E. The P–T paths were inferred based on the thermodynamic models, average PT calculations, observed assemblages, textures and mineral composition. The variance of fields is indicated by different color tone, with highest variance ( $f=6$  for garnet-mica schist and  $f=5$  for amphibolite) represented by the darkest gray tone and the lowest variance ( $f=3$  for garnet-mica schist and  $f=2$  for amphibolite) indicated by white color. Pseudounivariant reactions are represented by thick lines and separate fields with same variance. Only in the pseudosection for the amphibolite sample truly univariant reactions can be viewed separating divariant fields.....94
- Figure 4.13:** Incremental step heating analysis of amphibole and phengite from amphibolite and garnet-mica schist.....97
- Figure 4.14:** (a) P–T paths and (b) T–t and (c) P–t diagrams for garnet-mica schist and amphibolite forming the Punta Sirena unit using petrological and geochronological data of this study combined with (representative) published data for central Chile and garnet amphibolite and garnet-mica schist from Los Pabilos (south-central Chile) for comparison (references shown in the figure and Table 4.5). Errors of Ar–Ar, K–Ar, Rb–Sr ages were taken from the original publications and those obtained in this study are included (Table 4.5). One exception is the Lu–Hf age (garnet-whole rock) of Willner et al (2009a), for which an error of  $\pm 5$  Myr was assumed. Our PT data include average PT estimates with their respective errors (with exception for the late cooling stage of garnet-mica schist and amphibolite, estimated only using the pseudosection modeling; in this case an error of  $\pm 50$  °C and  $\pm 1$  kbar was assumed). For PT data of Kato et al. (1997), and Kato et al. (2008), errors of  $\pm 50$  °C and  $\pm 1$  kbar were assumed. For the PT data of Willner and collaborators the errors plotted correspond to those given by the authors. Fission track data were plotted with an error of  $\pm 24$  Myr (Glodny et al., 2005) and  $\pm 12$  Myr (Willner et al., 2005), with assumed temperature and pressure errors of 50 °C and 1 kbar. T–t and P–t paths were presented for an interval age of 360 to 160 Ma (see Willner et al., 2005, 2012 for  $< 160$  Ma). Note that: Ph bT = phengite blocking T, and W = data from Willner et al. (2004). The schematic tectonic evolution for the Chilean accretionary wedge at central Chile (modified from Willner, 2005) is shown in the inset of (c): Note the location of the Punta Sirena unit in respect to blueschists and greenschists (from Willner, 2005) at the basal accretionary site. The yellow star indicates the location of garnet-mica schist within the subduction channel before forming the Punta Sirena unit. See text for clarification. The light yellow color of the accretionary wedge represents metasedimentary rocks.....101

- Figure 5.1:** Geological map of central Chile with indication of the Pichilemu area in the Paleozoic paired metamorphic belt (the Western and the Eastern series and the Coastal Batholith). After Willner (2005); Willner et al. (2004, 2009).....111
- Figure 5.2:** Geological map of the contact aureole of the Coastal Batholith at the Pichilemu region (after González-Bonorino, 1971, Hervé et al., 1984 and Willner, 2005) with indication of sample locations at the Tanumé and Chorrillos beaches. Metamorphic Ar–Ar ages are indicated by yellow color and as follows: one star (Willner et al., 2005); two stars (T. Hyppolito, unpublished data), and three stars (Hyppolito et al., in press). The main magmatic activity was dated by Willner et al. (2005) and is represented by the white color age (U–Pb zircon evaporation). Mineral abbreviations following Whitney & Evans (2010), and Olig = oligoclase.....113
- Figure 5.3:** Field relations at the Chorrillos and Tanumé areas. a-b) Aspect of the transposition foliation S<sub>2</sub> and vestiges of the S<sub>1</sub> foliation preserved as intrafolial folds at Chorrillos beach. c-d) Highly deformed domains at Chorrillos beach with crenulation (F<sub>3</sub>) of foliation S<sub>2</sub>. In the inset of (d) vestiges of S<sub>1</sub> shown. e-f). Relict S<sub>1</sub> foliation at metasandstones of the Tanumé beach and preserved sedimentary cross bedding (S<sub>0</sub>). Note staurolite porphyroblasts.....121
- Figure 5.4:** Field relations of staurolite–andalusite zone rocks at Tanumé beach area. a) Metasediments showing transposition of the S<sub>1</sub> foliation by F<sub>2</sub> folding highlighted by abundant isoclinally folded quartz veins. b) Large andalusite porphyroblasts showing non-oriented growth in a section parallel to S<sub>2</sub>. c-d) Isoclinally folded quartz veins bearing andalusite in a zone of transposition of the S<sub>1</sub> foliation by S<sub>2</sub>. e) Andalusite porphyroblasts wrapped by S<sub>2</sub> foliation. f) Zone of intense foliation transposition; note the intrafolial quartz veins marking previous foliation S<sub>1</sub>.....122
- Figure 5.5:** Bulk composition of metasediments from Chorrillos and Tanumé areas plotted on AKF (right) and AFM (left) diagrams (projected from coexisting phases and appropriate condensation vectors). The plotted end members of phases of interest include those relevant for the outer zones of the aureole at the studied area (e.g., Aguirre et al., 1972; Willner, 2005; this work). The dashed circle in the biotite solid solution phase field shows biotite composition of the studied samples (Tables 5.1 and 5.2). Muscovite analyses are depicted. In the AKF diagram muscovite analysis are represented by smaller symbols than whole rock compositions, and are displaced towards apex A showing the influence of pyrophyllitic ( $K^{XII} + Al^{IV} = \square^{XII} + Si^{IV}$ ) substitution and/or paragonite component.....124
- Figure 5.6:** Textural relations of biotite and garnet-oligoclase zone rocks at the Chorrillos area. a-b) Pre-S<sub>2</sub> biotite porphyroblast wrapped by the transposition foliation S<sub>2</sub>. c) Sigmoidal biotite in metapsammopelite with S<sub>2</sub> as the main foliation. d) Quartz vein parallel to the S<sub>1</sub> foliation bearing biotite and andalusite.....125
- Figure 5.7:** Bivariant digram showing chemical variation in white micas from Chorrillos and Tanumé areas. Na contents increase with increasing metamorphic grade, whereas Si diminishes in content.....126
- Figure 5.8:** Compositional images of garnet porphyroblasts and matrix plagioclase of metapsammopelite from the staurolite–andalusite zone (Tanumé beach). Color scale bar (counts/nA/s) represents high (red) and low (purple) concentrations. See text for details.....127
- Figure 5.9:** Textural relations of staurolite–andalusite zone rocks at the Tanumé area. a) Metapelite with post-kinematic (S<sub>1</sub>) biotite and staurolite. F<sub>2</sub> crenulation and S<sub>2</sub> spaced cleavage are shown. b) Metapelite with preserved S<sub>1</sub> foliation showing chlorite flakes near parallel to F<sub>2</sub> axial trace. Partially included ilmenite within staurolite porphyroblasts is deformed by F<sub>2</sub> crenulation. c–d) Staurolite porphyroblasts wrapped by S<sub>2</sub> preserving S<sub>1</sub> as inclusion trails (Si≠Se). Note the sector zoning of staurolite (d). e) Staurolite and andalusite in rectilinear grain contact in metapelite. f) S<sub>2</sub> wrapping around andalusite and rotated biotite marking the early foliation S<sub>1</sub>.....130

- Figure 5.10:** Textural relations of andalusite-staurolite zone rocks at the Tanumé area. a) Chlorite and muscovite flakes growing near parallel to the axial plane of  $F_2$  crenulation. b) Post- $S_2$  chlorite replacing biotite. c) Post- $S_1$  biotite forming sigmoids parallel to  $S_2$ ; note inclusion trails of graphite oblique to the external foliation  $S_2$ . d) Isoclinally folded quartz vein bearing andalusite. e) Kinking of  $S_1$  foliation showing deformed biotite and andalusite. Note deformed andalusite in (f).....132
- Figure 5.11:** Element distribution map (Ti) showing the sector zoning in staurolite. Color scale bar (counts/nA/s) represents high (red) and low (purple) concentrations.....133
- Figure 5.12:** AFM diagrams for selected samples from the biotite, garnet–oligoclase and staurolite–andalusite zones. The equilibrium mineral assemblages are indicated by the tie lines connecting mineral compositions. Bulk-rock compositions are also plotted. Olig. = oligoclase.....134
- Figure 5.13:** Pseudosections for samples DTH-1C, DTH-68B and DTH-69A from the biotite, garnet–oligoclase and staurolite–andalusite zones, respectively. The variance of fields is indicated by color tone, with highest variance ( $F=6$ ) represented by the darkest gray tone and the lowest variance ( $F=2$ ) indicated by white color. Pseudo-univariant and true univariant reactions are represented by thick lines (pseudo-univariant reactions separate fields with similar variance but with  $F \neq 2$ ).....135
- Figure 5.14:** Temporal relations between D1 and D2 deformations in both the Western and Eastern series and geodynamic evolution of the accretionary wedge at the Pichilemu region (based on this study, Willner et al., 2005; Richter et al., 2007; and Hyppolito et al., in press). See text for discussion.....140
- Figure 5.15:** Geodynamic model for the evolution of the Western (WS) and Eastern (ES) series, based on the changing of accretion mode from frontal to basal (following Richter et al., 2007). Here is suggested that such change occurred in response to seamounts subduction at ca. 300 Ma. (Dashed zone represents the hydrated mantle wedge, following the scheme of Agard et al., 2009). a) At > 308 Ma the accretionary wedge grew by frontal accretion and  $S_0$  was folded during a thickening flow field. b) At  $\sim 308$  Ma basal accretion started and oceanic fragments and trench sediments were accreted beneath the growing wedge, where the burial foliation  $S_1$  was transposed by  $S_2$  foliation in the rocks from the Western Series. The earlier formed Eastern Series was not affected by basal accretion at this stage. c) At  $\sim 305$ –300 Ma the rocks of Eastern Series were affected by arc-related magmatism. A seamount chain approaches the trench to form blueschists at ca. 300 Ma at depth. d) Shortly after ( $\sim 300$  Ma) subduction of seamounts caused tectonic erosion and triggered a conspicuous transposition of the  $S_1$  foliation and hence deforming post- $S_1$  thermal-related minerals at shallower levels of the prism (Eastern Series). See text for clarification. SC = subduction channel.....141
- 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. (2009).....150
- 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.....151
- 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.....153
- 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 epidoto em amígdala.

Na parte superior se observa clorita, epidoto e óxidos de ferro. Em (b) predominam epidoto, clorita, e anfibólio cálcico em associação com albita. Indicam-se três cristais de anfibólio sódico no centro da foto.....153

**Figura 6.5:** Epidoto-glaucofânio xisto que aflora na região de Nilahue (a), caracterizado por alternância de bandas ricas em epidoto e glaucofânio entre as bandas. Imagem de elétrons retro-espalhados de leito rico em anfibólio no epidoto-xisto azul de Nilahue (b). Detalhe para o zonamento químico caracterizado por núcleos de glaucofânio e bordas de winchita, mais localmente de actinolita.....153

**Figura 6.6:** Fotomicrografias de xisto azul que compõe metatufo na praia de Infiernillo. Em (a) e (b) observam-se sigmóides simétricos e microdobramento de veios de quartzo+albita+anfibólio sódico (como inclusões nos veios e sigmóides) por dobras F2. Notam-se dobras kink associadas a D3 (a). Em (d) e (e) detalhe para cristais microboudinados e entalhados de anfibólio sódico em leito rico em mica branca.....154

**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 leitões de xisto azul mais rico em anfibólio sódico (à direita) e mais rico em anfibólio cálcico, mica branca e clorita (à esquerda).....159

**Figura 6.8:** Fotomicrografias de xistos verdes de Infiernillo. Em (a) exibe-se um xisto verde-1, com anfibólio característico sódico-cálcico, notar núcleos mais claros de actinolita sobrecrecidos por bordas de anfibólio sódico-cálcico tipo winchita definindo zonamento progressivo. Em (b), xisto verde-2 no qual predominam epidoto, clorita e anfibólitos cálcicos tipo actinolita sódica. Ambos os litotipos ocorrem associados a xistos azuis, como o apresentado na Figura 6.6, alternados na escala de centímetros a décímetros de espessura.....160

**Figura 6.9:** Foliação penetrativa S2 característica dos litotipos da Série Ocidental bem desenvolvida em xisto verde-1 da praia de Infiernillo.....161

**Figura 6.10:** Imagem de elétrons retro-espalhados de xisto verde-1 da praia de Infiernillo. Observam-se vestígios da foliação anterior S1 sob a forma de inclusões de anfibólio em sigmoide de albita. Cristais de winchita paralelo à foliação S2, mas também sutilmente discordante sugere crescimento estático. No canto direito, a winchita forma uma fina borda na actinolita. Vestígios de anfibólio pre-metamórfico ocorrem como núcleos.....162

**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 incipiente 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 sobrecrecida por anfibólio cálcico indicando reequilíbrio em condições retrógradadas.....163

**Figura 6.12:** Diagrama ACFN visto de diferentes perspectivas, projetado desde quartzo, fengita, titanita, H<sub>2</sub>O e apatita, e condensado desde os 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<sub>2</sub>O), 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 desde <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. Composição MORB de Kelemen et al. (2003). Composições de espilitos disponíveis no **Anexo V – Tabela 6.3**.....165

**Figura 6.13:** Diagrama ACN projetado desde clorita, quartzo, titanita, apatita e H<sub>2</sub>O, e condensado desde os vetores necessários para a condensação do espaço composicional (a). Notam-se a definição de três grupos composicionais caracterizados por distintas razões Na<sub>2</sub>O e CaO. Ver texto para esclarecimentos. Diagrama ACF projetado desde albita, quartzo, titanita, H<sub>2</sub>O e apatita (b). A separação de grupos composicionais segue aproximadamente o padrão observado no diagrama exibido em (a), entretanto nota-se um grupo transicional que agrupa os xistos verdes de Punta Lobos e Infiernillo. Ver texto para esclarecimentos. Composição de traquitos e fonolitos (cadeia asísmica Juan Fernandez e Society Island, oceano Pacífico) compiladas desde <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. Composição MORB de Kelemen et al. (2003). Composições de espilitos disponíveis no **Anexo V – Tabela 6.3**.....167

**Figura 6.14:** Diagrama AFM projetado desde fengita, quartzo, albita, epidoto, titanita, H<sub>2</sub>O 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 PT 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 PT distintas, ainda que nessa projeção a validade termodinâmica não tenha sido atendida. Composição de traquitos e fonolitos (cadeia asísmica Juan Fernandez e Society Island, oceano Pacífico) compiladas desde <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. Composição MORB de Kelemen et al. (2003). Composições de espilitos disponíveis no **Anexo V – Tabela 6.3**.....168

**Figura 6.15:** Diagrama CaO–MgO–NaO<sub>0.5</sub>AlO<sub>1.5</sub> projetado desde H<sub>2</sub>O e SiO<sub>2</sub> e condensado com o vetor de troca FeMg<sub>-1</sub>. Modificado de Jenkins et al. (2014). Nesta projeção é possível identificar a influência da composição no comportamento da solução sólida dos anfibólios, da seguinte maneira: xistos azuis com composições que permitem coexistência de glaucofânio e actinolita e sugere 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 T registrado na composição de anfibólios que passam de actinolita a anfibólios ricos em alumínio tipo hornblenda e pargasita.....169

**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.....170

**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 isopletras 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  $F \neq 2$  estão representadas pela linha preta grossa. A linha descontínua rosa indica a porção acima da qual o anfibólio sódico é estável (NaAmp-in).....171

**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 sobrecresce a actinolita marrom paralela à  $S_2$ . Em (b) detalhe para 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 claramente as bordas de anfibólio M2 na mesma amostra exibida 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  $S_2$  sobrecrescida por anfibólios opticamente verde-azulados a verde-escuros.....175

**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) notar 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.....176

**Figura 7.3:** Diagrama ACFN projetado desde quartzo, titanita, fengita, apatita e H<sub>2</sub>O. 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.....178

**Figura 7.4:** Diagramas binários (a-b,d) (esquema de 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 (obtidas em 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 NaB e Na/(Na+Ca) entre anfibólios M1 e M2 sugerem P constante e forte influencia de bulk na formação de tendências transicionais entre P intermediária e baixa P. 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.....179

**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) (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 PT.....180

**Figura 7.6:** Diagramas idade aparente (Ma) versus fração de <sup>39</sup>Ar liberado com as idades obtidas pelo método Ar–Ar em mica branca na região de Pichilemu. Ver texto para explicações.....183

**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  $1\sigma$ . 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.....191

**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 acreção 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.....192

### **Lista de Tabelas**

**Table 5.1:** Summary of mineral zones and metamorphic facies at central Chile compiled from González-Bonorino & Aguirre (1970), Aguirre et al. (1972), Hervé et al. (1984), Willner (2005) and this work (focused in the Pichilemu aureole).....116

**Table 5.4:** Summary of crystallization–deformation relations in metasediments from the Chorrillos (biotite and garnet-oligoclase zones) and Tanumé (staurolite-andalusite zone) areas.....136

## 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 denominado “embasamento metamórfico”, constitui um paleo-prisma de acreção que se desenvolveu inicialmente no Paleozoico Superior, como resultado da subducção de crosta oceânica sob a margem sudoeste do Gondwana. O embasamento 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 acreção 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 acreção 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 anfíbolitos 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 acreção, 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 acreção.

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 *Journal Metamorphic Geology* (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  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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 metamorfasadas 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 acreção, 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 acreção. 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 acreção, 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 béricos 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 acreção 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 acreção.

### *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 microsonda 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  $\mu\text{m}$ . Os padrões utilizados para a calibração da microsonda foram: albita (Na), quartzo (Si), periclásio (Mg), sanidina (K), rutilo (Ti), hematita (Fe), diopsídio (Ca), vanadinita (Cl), barita (Ba), fluorita (F), cromita (Cr),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Al),  $\text{MnTiO}_3$  (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 microsonda, operada a 15 kV, 235 nA, com tamanho de pixel entre 4 e 10  $\mu\text{m}$  (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  $K\alpha$  dos elementos e  $L\alpha$  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  $\sum [\text{contagem}/nA \text{ por } s]i * A_i$ , (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 microsonda 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  $\alpha$  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 microsonda 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 microsonda 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.*,  $\text{Na}^B$  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 microsonda 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  $\text{SiO}_2$ ) (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.*,  $n\text{SiO}_2$  em  $x$  e  $n\text{MgO}$  em  $y$ , no qual  $n$  = número de moles, e enstatita =  $\text{MgSiO}_3 = (1,1)$ , periclásio =  $\text{MgO} (0,1)$ , e quartzo =  $\text{SiO}_2 (1,0)$ ), 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  $\text{SiO}_2$  e  $\text{MgO}$  podem ser representadas em apenas uma linha, onde  $X_{\text{SiO}_2}$  varia entre 0 e 1 (*e.g.*,  $X_{\text{SiO}_2} = 0$  para o periclásio,  $\frac{1}{2}$  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,  $n\text{SiO}_2 + n\text{MgO} = 1$ ), 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 (Torre-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  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , FeO, MgO,  $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  (muscovita),  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$  (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 ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ , FeO, MgO) é um subsistema que representa a porção do espaço composicional que recebe a projeção das fases escolhidas. Os pontos de projeção ( $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$ ) 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 (Torre-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  $\infty$ , 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  $\infty$  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<sub>2</sub> num diagrama AKFM. Ou ainda, a biotita plota com valores negativos quando projetada desde muscovita devido ao teor relativo de K<sub>2</sub>O 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 <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd e <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>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.

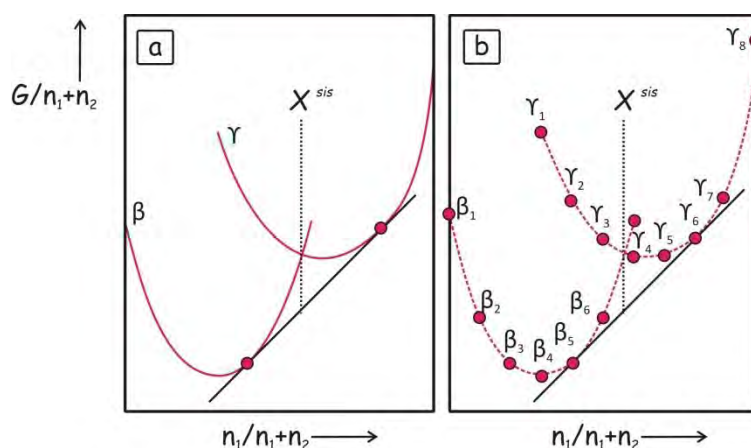
### Termobarometria – Cálculo das condições metamórficas P–T de equilíbrio

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  $\Delta G=0$  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 ( $G_{\text{sis}}$ ), 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

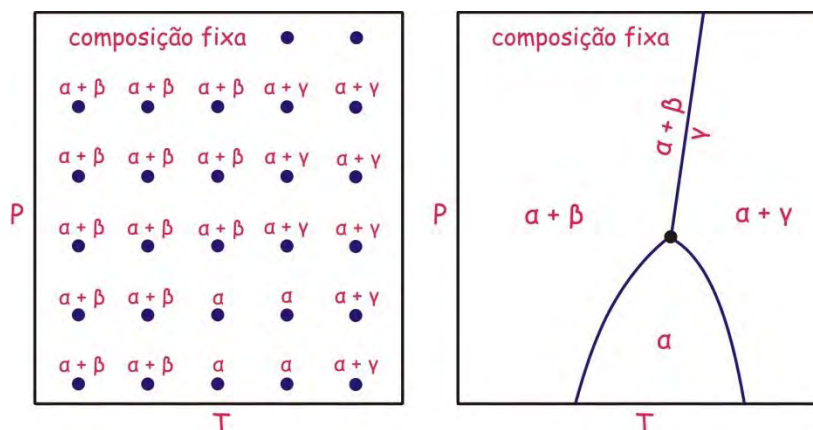
software PERPLE\_X faz uso da “aproximação composicional” das soluções sólidas em “pseudocompostos”, o que significa dividir a variação composicional de uma solução em sutis composições para a aplicação da minimização linear da  $G_{\text{sis}}$ , a qual permite a convergência para um mínimo energético 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  $G_{\text{sis}}$  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  $G_{\text{sis}}$  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 ( $G_{\text{mecânica}}$ ), a energia derivada das possíveis relações entrópicas teóricas ( $G_{\text{configuração}}$ ) e os efeitos energéticos causados por distorções da estrutura atômica durante a mistura ( $G_{\text{excesso}}$ ), ( $G = G_{\text{mecânica}} + G_{\text{configuração}} + G_{\text{excesso}}$ ). 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  $\text{Fe}^{3+}$  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.

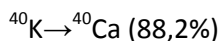
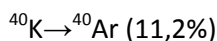
Os bancos de dados internamente consistentes (*e.g.*, Berman, 1988; Holland & Powell 1990, 1998) incluem as propriedades termodinâmicas de fases puras, obtidas por métodos matemáticos de regressão linear, segundo a combinação de dados experimentais e de equilíbrios de fases, de modo que há dependência 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 ( $n_{ri} = n_{cp} - n_c$ , onde  $n_{cp}$  = número de componentes de fase e  $n_c$  = número de componentes), as quais atendem a condição de equilíbrio  $0 = \Delta G_{r_0}(P,T) + RT \ln K$ , onde  $\Delta G_{r_0}(P,T)$  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  $\ln K$  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  $\ln K$  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  $H^0$  (1 bar, 298,15 °K) 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  $^{41}\text{K}$ ,  $^{40}\text{K}$  e  $^{39}\text{K}$ , dos quais apenas o  $^{40}\text{K}$  é radioativo e desintegra-se para  $^{40}\text{Ca}$  e para  $^{40}\text{Ar}$ . Esse compõe somente 0,012 % do K total e seu decaimento resulta em:



Os métodos de datação K–Ar e Ar–Ar se baseiam no decaimento do isótopo radioativo natural  $^{40}\text{K}$  para  $^{40}\text{Ar}$ , por emissão de partícula  $\beta$  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  $^{40}\text{K}$  é de  $1,25 \times 10^9$  anos e sua constante de decaimento  $\lambda$  é de  $5,543 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$  (que é a soma das constantes de decaimento para  $^{40}\text{Ca}$  e  $^{40}\text{Ar}$  e define a probabilidade de decaimento do isótopo radiogênico com o tempo).

O método Ar–Ar permite monitorar a homogeneidade do isótopo radiogênico  $^{40}\text{Ar}$  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  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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  $^{39}\text{K}$  é convertido por transmutação para  $^{39}\text{Ar}$  mediante bombardeamento de nêutrons em reator nuclear, e as razões entre os isótopos naturais de Ar ( $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$  e  $^{40}\text{Ar}$ ) e aqueles produzidos por reações nucleares ( $^{37}\text{Ar}$  e  $^{39}\text{Ar}$ ) são medidas por espectrômetro de massa. A razão  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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  $^{39}\text{K}$  convertidos em  $^{39}\text{Ar}$  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:

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

O método  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  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  $^{39}\text{Ar}$  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  $^{40}\text{Ar}$  não produzido pelo decaimento *in situ* de  $^{40}\text{K}$ , 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  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , 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  $^{39}\text{Ar}$  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 ( $\text{MSWD} * (n-1)$ , 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  $\sim 350$  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  $\sim 450$ – $570$  °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  $^{40}\text{Ar}$  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 anfibólitos 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

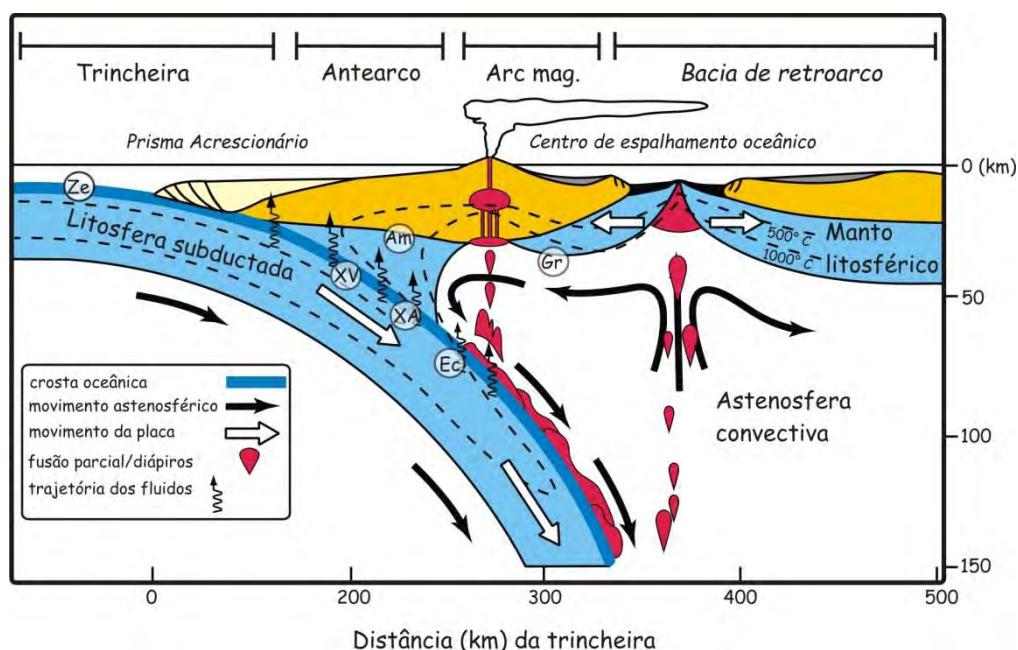
### 1.2.1. Margens Convergentes: Zonas de Subducção, Cinturões Pareados, Prismas Acrescentários, e Mecanismos de Exumação

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: criação de anomalias térmicas por subducção de crosta oceânica fria (“arraste” e inversão de isotermas); separação/desacoplamento de fragmentos da crosta oceânica descendente; acreção 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*



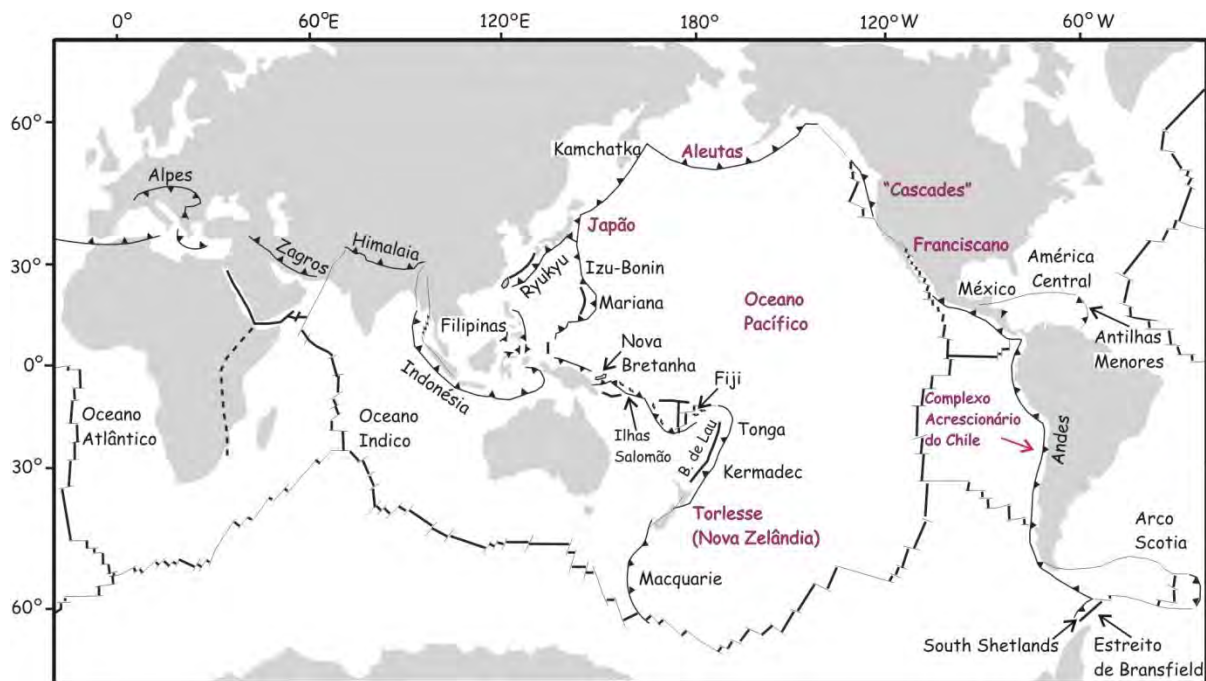
al., 2002; Von Huene *et al.*, 2004; Ernst, 2006; Agard *et al.*, 2009; Monie & Agard, 2009; García-Casco *et al.*, 2008; Guillot *et al.*, 2009; Lázaro *et al.*, 2009; Blanco-Quintero *et al.*, 2011; Angiboust *et al.*, 2012, 2013; López-Carmona *et al.*, 2013; Warren, 2013). Esses processos refletem 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=anfíbolito 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 subductada, 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 (*offscraping*) 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).

*Offscraping* e *underplating* são estilos de acreção e correspondem aos processos mecânicos de transferência de massa por acreção 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 acreção 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

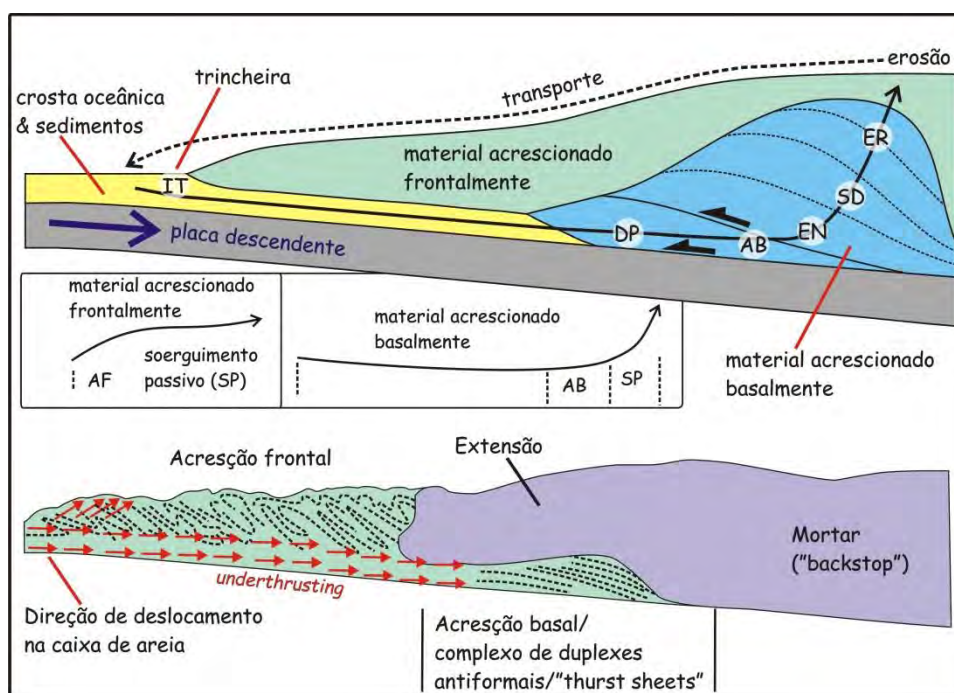
que as rochas acrescidas nas partes rasas são essencialmente sedimentares, em geral menos deformadas (a depender da profundidade), e as assembleias HP/LT são ausentes (*e.g.*, Glodny *et al.*, 2005, 2008; Willner, 2005). Segundo alguns autores (*e.g.*, Feehan & Brandon, 1999; Ring & Brandon, 1999; Richter *et al.*, 2007), o mecanismo de deformação predominante em rochas de baixa T ( $\sim 300$  °C) e pressões intermediárias a alta ( $\sim 35$  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 (Kukowick *et al.*, 2002; Glodny *et al.*, 2005) e empíricos por quantificação de deformação são aplicados ao estudo de prismas de acresção (Feehan & Brandon, 1999; Ring & Brandon, 1999; Richter *et al.*, 2007). Estudos petrológicos, estruturais e geocronológicos auxiliam 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 ( $\sim 0,60$  mm yr<sup>-1</sup>) (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<sup>-1</sup>).

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 acreção 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 mantêm 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.

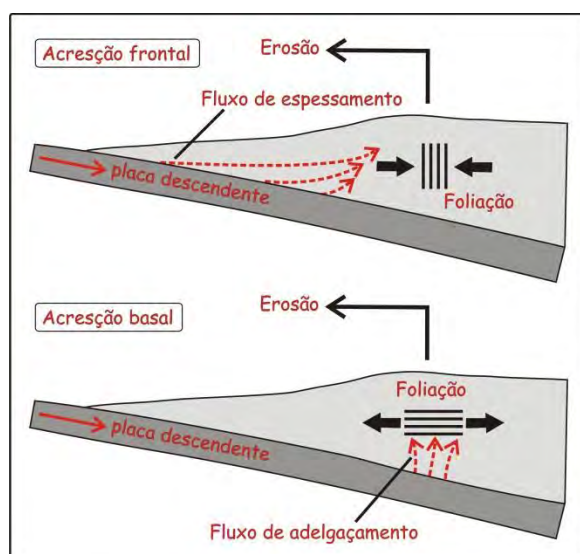


**Figura 1.6:** Diagrama esquemático dos resultados obtidos por modelo analógico em caixa de areia aplicado ao paleo-prisma de acreção do Chile central. Ilustra-se a transferência de material na base do prisma e geração de um alto topográfico constantemente erodido (esquema superior com base em informações 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 = acreção 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 acreção 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 acreção teria mudado em ca. 300 Ma, como indicado pela formação de xistos azuis e xistos verdes de alta pressão (Willner *et al.*, 2005). A acreção 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 acreção 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 acreção frontal (a) e basal (b). Durante a acreção frontal o acamamento é deformado por dobras verticais. Na acreção 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  $\text{mm yr}^{-1}$ , os blocos tectônicos (fragmentos de crosta oceânica como xistos azuis e eclogitos) estão envolvidos em matriz serpentinitica 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 acreção na base (Platt, 1986); o desenvolvimento de canal de subducção serpentinitico (*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 acreção, 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 acrecionária 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 fluabilidade, mais que um mecanismo de desintegração dos fragmentos ofiolíticos (e.g., Angiboust *et al.*, 2009).

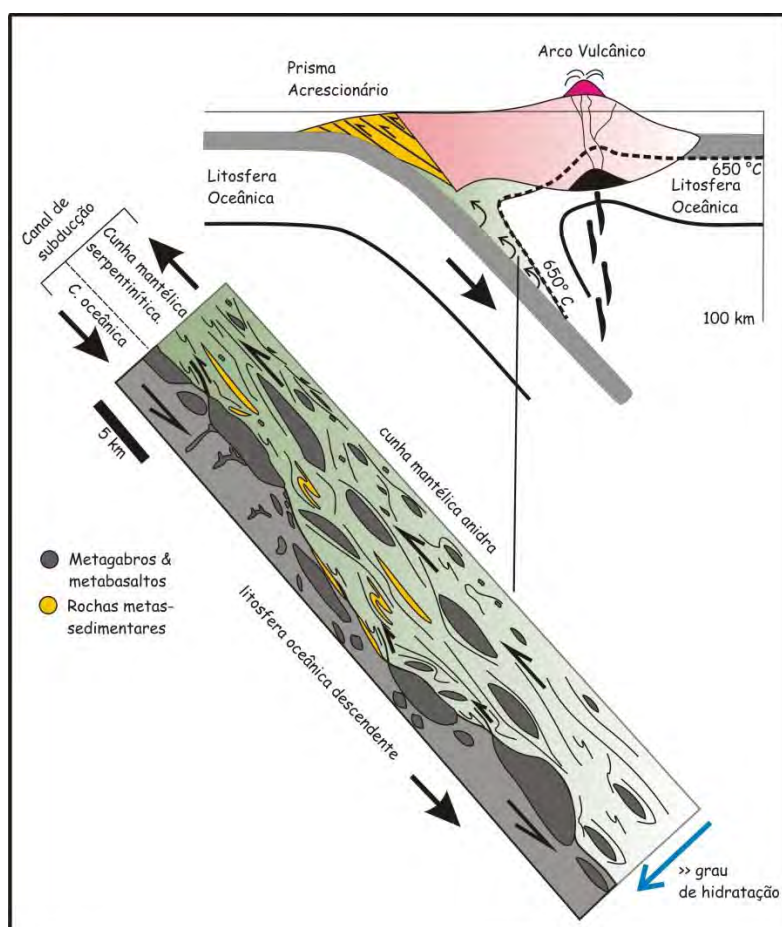
A exumação da crosta oceânica subductada requer enfraquecimento e abertura do canal de subducção para descoplamento entre as placas inferior e superior, e desprendimento de fragmento oceânico da placa em descendência, facilitado pela hidratação, além de poder ser também desencadeado por alterações na 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 thinning*) no prisma de acreção. 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 isothermas 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 acreção e canal de subducção serpentínico entre 40 e 100 km de profundidade, desenvolvido na interface da litosfera oceânica descendente e a cunha mantélica superior, num sistema convergente envolvendo duas placas oceânicas. Uma mélange serpentínica 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 serpentínico 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).

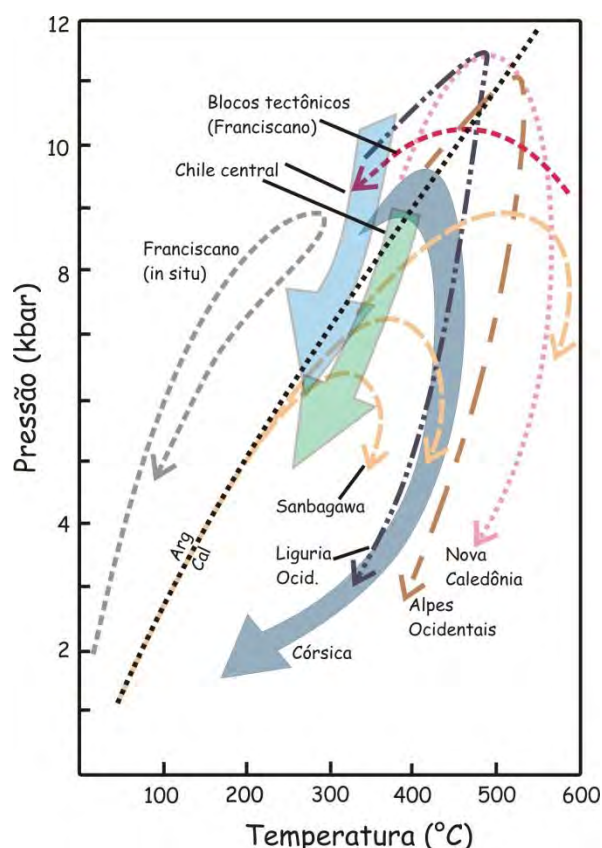
O ambiente geodinâmico nos prismas acrescionários pode ser altamente erosivo (e.g., Franciscano) ou predominantemente tectônico (e.g., Alpes), o que resulta em distintas trajetórias metamórficas (cf. Agard *et al.*, 2009). Ernst (1988) definiu primeiramente dois tipos de trajetórias para os terrenos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

exumativos. A trajetória Alpina é caracterizada por decompressão 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  $> 1\text{--}10 \text{ mm yr}^{-1}$ . Como esses complexos são exumados rapidamente a decompressão é quase isothermal 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 ( $\sim 100$  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 ( $< 0,1\text{--}1 \text{ mm yr}^{-1}$ ; *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  $\rightleftharpoons$  aragonita em temperaturas muito baixas ( $\sim 100$  °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  $\sim 100$  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 decompressão 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., Pattinson & 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 ( $n_1...n_c$ ). 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  $dU = dQ + dW$  e  $dU = dQ \pm PdV$ , 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 ( $dV$ ) 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 ( $dS \geq dQ/T$ )<sub>reversível</sub>, 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 ( $\Delta S > 0$ ), 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 ( $dU = TdS - PdV$ ), 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 ( $\Delta S$ ) e trabalho feito pelo ou sobre o sistema ( $\Delta V$ ), no caso de que seja possível transferência de material, se faz necessária uma variável que represente a quantidade de energia associada ( $dU$ ) à transferência infinitesimal de massa ( $dn_i$ ): o potencial químico ( $\mu_i$ ). 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  $\mu_i$  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  $\mu_i^j = \mu_i^\circ + RT \ln(a_i^j)$ ,  $\mu_i^j$  (potencial químico de  $i$  na fase  $j$ ) é composto por uma parte ideal  $\mu_i^\circ$  (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  $a_i^j = \exp(\mu_i^j - \mu_i^\circ/RT)$  (cf. Spear, 1995).

Num sistema heterogêneo em equilíbrio (*i.e.*, sistema com duas ou mais fases) combinando-se a equação  $\mu_k = \mu_k^\circ + RT \ln(a_k)$  (obtida para cada componente de fase  $k$ ) com a relação estequiométrica existente entre os potenciais químicos envolvidos nas possíveis reações do sistema, descrita por  $0 = \sum_{k=1}^m \nu_k^j \mu_k^j$ , (onde  $\nu_k^j$  = coeficiente estequiométrico do componente de fase  $k$  na reação,  $m$  indica o número de componentes de fases das  $j$  fases), tem-se:  $\Delta G_r = 0 = \Delta \mu_r^\circ(P,T) + RT \ln K_{eq}(P,T,X)$  (onde  $\Delta \mu_r^\circ$  corresponde à variação do potencial químico padrão da reação, e  $K_{eq} = \prod_{k=1}^m (a_k^j)^{\nu_k^j}$ ), 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 ( $X$ ).

$\Delta G(P, T, X) = 0 = \Delta H(298, 1) + \int_{298}^T \Delta C_p dT + \int_1^P \Delta V dP - T(\Delta S(298, 1) + \int_{298}^T \frac{\Delta C_p}{T} dT) + RT \ln K_{eq}$ , onde  $\Delta G$ ,  $\Delta H$ ,  $\Delta S$ ,  $\Delta V$ ,  $\Delta C_p$  (calibrados experimentalmente e disponível em tabelas de dados termodinâmicos),  $T(298,15 \text{ }^\circ\text{K})$  e  $P(1 \text{ bar})$ , são conhecidos como energia livre, entalpia, entropia, volume, capacidade de calorífica da reação, temperatura e pressão de referência para os dados termodinâmicos tabulados a  $298 \text{ }^\circ\text{K}$  e  $1 \text{ bar}$ , respectivamente (para detalhes adicionais, consultar Spear & Peacock 1989; Spear, 1995).

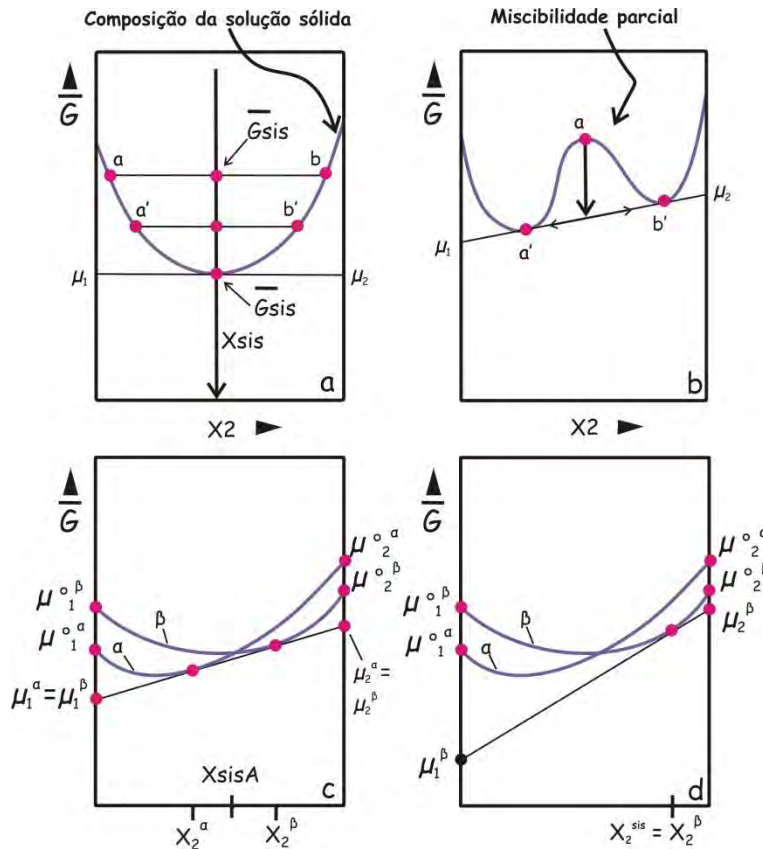
Sabendo-se que a energia livre  $G$  de uma fase pode ser escrita como  $dG = -SdT + VdP + \sum_{i=1}^c \mu_i dn_i$ , e considerando-se que no equilíbrio  $dT$ ,  $dP$  e  $dG = 0$ , e  $dG = 0 = \sum_{i=1}^c \mu_i dn_i$  (e mantendo-se a relação estequiométrica entre os componentes de fases), é possível 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  $X_{\text{sis}}$  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  $X_{\text{sis}}$  formado por partes iguais de  $a$  e  $b$ , a energia livre G do sistema se obtém no ponto que une  $a$ ,  $b$  e  $X_{\text{sis}}$  (**Fig. 1.10a**). Nesse sentido, a G desse sistema será tão menor quanto mais  $a$  e  $b$  se aproximam da composição de  $X_{\text{sis}}$  (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  $X_{\text{sis}}$  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  $X_{\text{sisA}}$ , a assembleia com menor energia livre G é aquela formada por ambas as fases  $\alpha$  e  $\beta$  (**Fig. 1.10c**). A composição das fases no ponto de mínima G é dada por  $X_2^\alpha$  e  $X_2^\beta$  que se define pela tangente comum às duas fases  $\alpha$  e  $\beta$ . 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  $X_{\text{sisB}}$ , a condição de mínima G é satisfeita pela assembleia composta somente pela fase  $\beta$  de composição  $X_2^\beta = X_2^{\text{sis}}$  (**Fig. 1.10d**). A tangente desenhada para a fase nessa composição define os potenciais químicos dos componentes 1 e 2 ( $\mu_1^\beta$ ,  $\mu_2^\beta$ ) (**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  $\text{ntcf} = \sum_{k=1}^{\text{nf}} \text{ncf}^k$  corresponde ao número total de componentes de fases no sistema ( $\text{ncf}^k =$  número de componentes de fases em cada  $k$  fase de um total de  $\text{nf}$  fases), tem-se que o número de variáveis termodinâmicas do sistema é  $\text{ntcf} + 2$  (onde 2 corresponde às variáveis intensivas P e T). Por sua vez, o número de reações independentes é dado por  $\text{nri} (+\text{nf}) = \text{ntcf} - \text{ncs} (+\text{nf})$  (onde  $\text{ncs} =$  número de componentes do sistema e  $+\text{nf}$  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  $\alpha$  e  $\beta$ . 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  $n_f$  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.

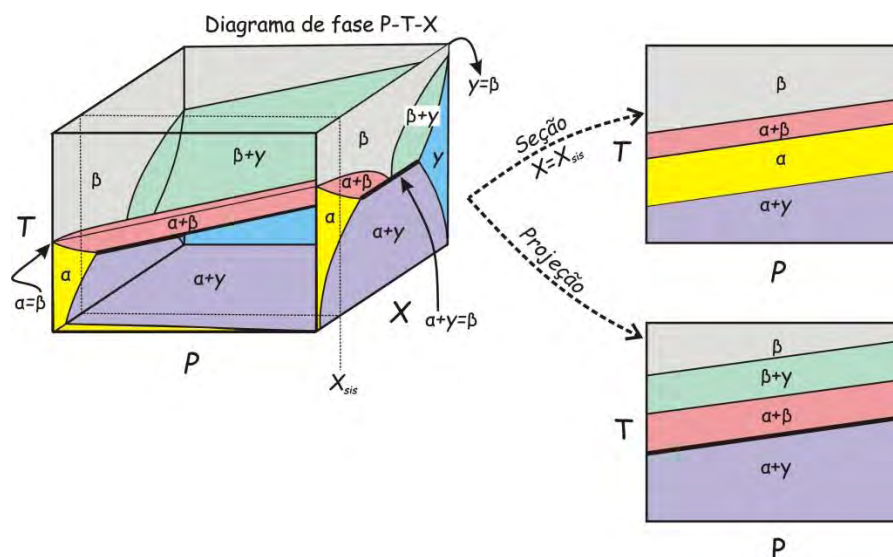
### 1.2.3. Diagramas de fases

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 constitui 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  $X_{\text{sis}}$ , 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  $X_{\text{sis}}$  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,  $p \leq c$ , 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 ( $X_{sis}$ ), 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 ( $34^{\circ} 22' S$ ,  $72^{\circ} 02' W$ ) 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). Predominam 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; anfíbolito 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 Ocoyca) 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 acrescionário 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 períodos 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). Metagrauvas e raros corpos de metabasitos de alta pressão e baixa temperatura compõem o prisma acrescionário na Série Ocidental. Metagrauvas 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 acreção basal, enquanto que as rochas da Série Oriental, de nível estrutural mais raso, eram submetidas à acreção 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 transcorrente rúptil, 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 anfíbolitos, *metacherts*, *black shales*, serpentinitos, mármore, 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 ( $\sim 7,0\text{--}11,0$  kbar;  $380\text{--}420$  °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 acreção. 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).

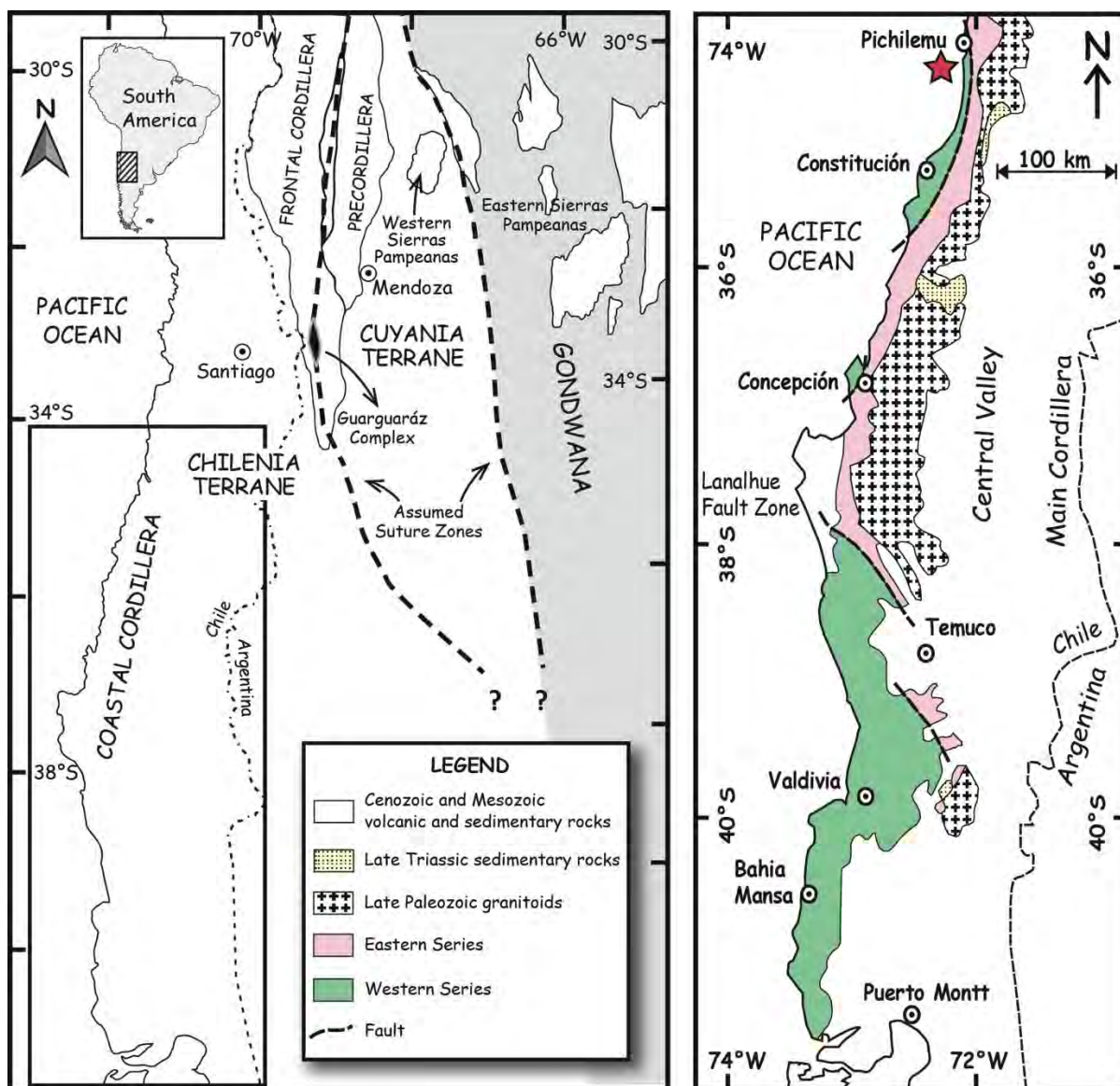
Hervé (1988) sugeriu que os protolitos das rochas metamórficas da Cordilheira da Costa do Chile poderiam ter sido depositados numa bacia continental de margem passiva, na margem sudoeste do Gondwana no Devoniano, caracterizada por uma espessa sequência turbidítica acumulada sobre o assoalho oceânico 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 acreção, Willner *et al.* (2008, 2011) propuseram a existência de uma margem passiva de curta duração (ca. 400–340 Ma), desenvolvida na margem oeste do Chile 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 pumpellyita–actinolita (5,5 kbar,  $250\text{--}280$  °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,  $380\text{--}500$  °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 acreção, o que, segundo os autores, também reflete os diferentes regimes de fluxo de material de acreção 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 anfíbolitos, associados a serpentinitos e granada-mica xistos, cuja a assembleia mineral de pico metamórfico em fácies albita-epidoto anfíbolito 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 (34° 22' S, 72° 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, anfíbolitos, *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<sup>a,b\*</sup>**, Caetano Juliani<sup>a</sup>, Antonio García-Casco<sup>b</sup>, Vinícius Tieppo Meira<sup>a</sup>, Andres Bustamante<sup>a</sup>, Francisco Hervé<sup>c,d</sup>

<sup>a</sup>Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Geoquímica e Geotectônica, Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brazil.

<sup>b</sup>Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, Avda. Fuentenueva SN, 18002, Granada, Spain.

<sup>c</sup>Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile

<sup>d</sup>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



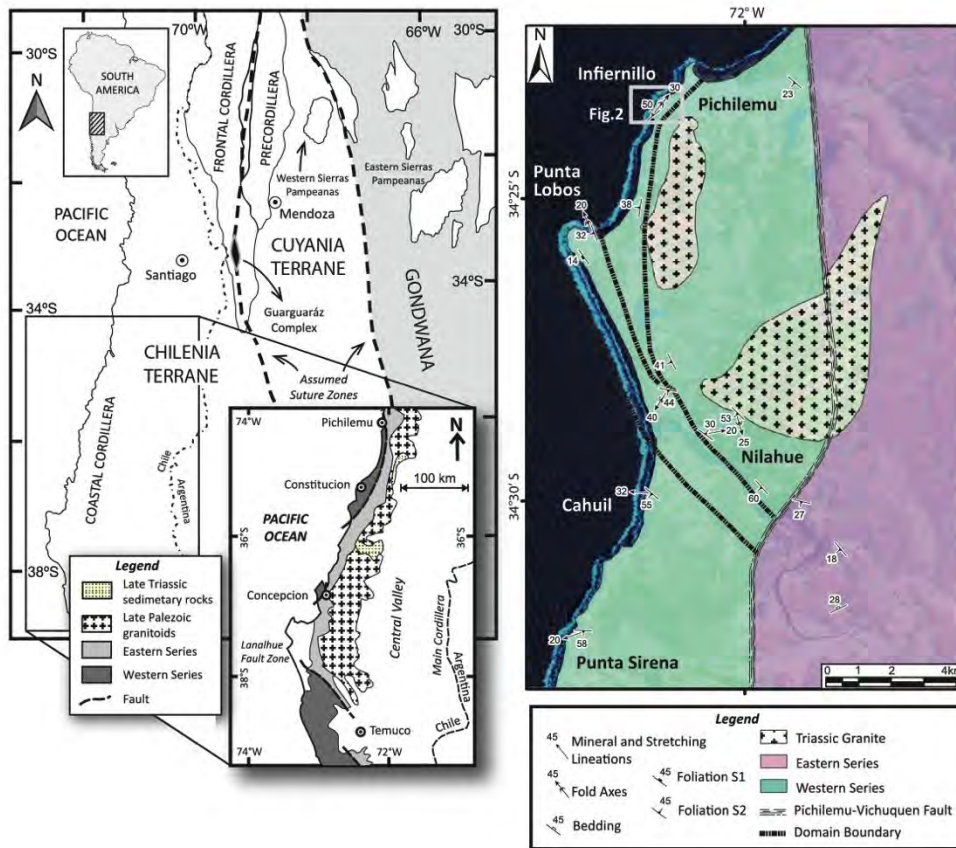
### 3.1. Introduction

The metamorphic and related magmatic arc complexes along the Chilean territory (18° S to 54° S) record a lengthy history of plate interactions and recurrent terrane accretion at the western margin of South America since ca. 500 Myr (*i.e.*, Early Cambrian to Present, Charrier *et al.*, 2007; Hervé *et al.*, 2007 and references therein). The drifting of Laurentia around Western Gondwana during the Ediacarian throughout the Paleozoic (*e.g.*, Dalziel, 1991) has left vestiges in the Gondwanan margin. After their probable detachment from Laurentia in the Early Cambrian (*e.g.*, Thomas & Astini 1996; 2003), the Cuyania (Precordillera) and Chilenia exotic terranes were sequentially accreted to the proto-Andean margin of South America (southwestern Gondwana) during the Ordovician and Devonian periods, respectively (Ramos 1988, 2004; Ramos *et al.*, 1986; Dalla-Salda *et al.*, 1992a,b; Dalziel *et al.*, 1994; Astini *et al.*, 1995; Kay *et al.*, 1996; Keppie & Ramos 1999; Thomas & Astini 2003; Massonne & Calderón 2008; Martínez *et al.*, 2011; Willner *et al.*, 2011).

Although drifting and collision history of the Cuyania terrane have been well accepted by the scientific community, the origin and evolution of the Chilenia terrane still in dispute (Dalziel *et al.*, 1994; Keppie & Ramos 1999; Ramos, 2004; Willner *et al.*, 2011; González-Méendez, 2013). The first mention of this exotic terrane was made by Ramos *et al.* (1984), based on findings of minor exposures of Ordovician ophiolitic-related rocks within erosional windows at Western Precordillera of Argentina. The scarcity of geological record of basement rocks makes difficult the recognition of the Chilenia terrane itself and, henceforth, the confirmation of the proposed Laurentian affinity. Recent metamorphic studies of vestiges of the Devonian collisional accretion belt at the rear (western) edge of Cuyania, including the Guarguaraz Complex, Frontal Cordillera of Argentina (Massonne & Calderón, 2008; Willner *et al.*, 2011) and the Colohuincul Complex, North Patagonian Andes, Argentina (Martínez *et al.*, 2011), have provided evidences for supporting the exotic nature of Chilenia. Additionally, Willner *et al.* (2008) and Alvarez *et al.* (2011) argued in favor of an exotic origin for Chilenia based on detrital zircon dating of accreted sediments from the Chilean Coastal Cordillera. Conversely, the regional dimension of Chilenia is still uncertain (*e.g.*, Hervé *et al.*, 2013a). Ramos *et al.* (1986) proposed a N–S length from 28° S to 39° S, extended to 42° S by Martínez *et al.* (2011). Further to the south, however, the Paleozoic assembly of Western Gondwana is not related to Chilenia, but to interactions between the Patagonian block and Gondwana (Ramos, 2008).

Paleo-subduction complexes of Late Paleozoic and Mesozoic ages (with metamorphic age decreasing to the south), comprise an almost continuous belt at the Chilean Coastal Cordillera between 34° S to 54° S (Hervé, 1988). Central Chile (32° S–42° S; **Fig. 3.1**) embraces most of the potential outcrops of Paleozoic basement and basins related to the Chilenia terrane. Most studies in this region have focused on subduction related metamorphism and thermochronology of the

accretionary prism developed at the rear (west) of Chilenia during the Late Paleozoic (see below). On the other hand, geochemical data of accreted oceanic crust, which help constraining the geologic history of the region and, importantly, of the margin of Chilenia, are scarce.



**Figure 3.1:** Geological map of central Chile with location of Western and Eastern Series (after Willner *et al.*, 2004), including the Pichilemu region (left side), in the context of western Gondwana margin during late Paleozoic times and the Chilenia Terrane, (for details see Willner *et al.* (2008); Hervé *et al.* (2012) and references therein). In the inset, the white zones indicate Mesozoic and Cenozoic covers. At the right side, schematic geological map showing the four studied areas. See **Table 3.1** for the location of samples.

Metabasalts of the southern Chilean Coastal Cordillera are chemically comparable to mid-ocean ridge basalts (Hervé, 1988 and references therein), suggesting the existence of a broad pre-Carboniferous oceanic basin to the South. This view is challenged by Schira *et al.* (1990) in a study of metabasites associated with massive sulfide deposits at southern portion of Central Chile (39° S). Following these authors, geochemical data suggest the existence of a suprasubduction Paleozoic ensialic marginal basin at the Chilean Coastal Cordillera, next to a subduction zone, formed by oceanic crust with different MORB varieties, but also with volcanic arc basalts and within plate continental crust basalts. On the other hand, Willner (2005) suggested that part of the oceanic-derived rocks of the high-pressure Western Series of the central Chilean basement (34° S) comprise ocean island basalts, based on the chemistry of magmatic relicts of clinopyroxene from metabasites and serpentinites. Also, Kato & Godoy (1995) have found geochemical evidences pointing to

tholeiitic basalts with E-MORB or primitive island-arc basalts affinities in mafic schists and garnet amphibolites of the Los Pabilos area, South-Central Chile (41° S). It is hence apparent that additional geochemical studies are needed in order to reveal the nature of the Paleozoic oceanic basin(s) of the western margin of Gondwana and the origin of Chilenia itself.

In this study we provide field descriptions and geochemical data of blueschists, greenschists and amphibolites from four nearby localities of central Chile, distributed along the coastal region of Pichilemu city (34° S; **Fig. 3.1**). In addition to previous data, our data provide the basis for interpreting the nature and origin of magmatic rocks subducted below the southwestern margin of Gondwana (Chilenia) during the Carboniferous.

## 3.2. Geologic and Geodynamic Settings

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

The metamorphic complexes of Central Chile were deeply investigated by González-Bonorino & Aguirre (1970) and González-Bonorino (1971) who defined three “metamorphic facies series” (Pichilemu, Curepto and Nirivilo), characterized by distinctive and progressive appearance of mineral zones and facies formed under different pressure, temperature and deformational regimes. These series are N–S structured and altogether show a broad metamorphic zoning with subduction-related high-P/low-T metamorphism to the West and volcanic arc-related low-P/high-T metamorphism to the East. Although these authors pointed out similarities of this arrangement to the paired metamorphic belts of Miyashiro (1961), the division of the Chilean basement into two metamorphic series was established by Aguirre *et al.* (1972), who defined the Western Series (intermediate- to high-pressure belt) and Eastern Series (low-pressure belt) (**Fig. 3.1**). After this work, the general subduction/volcanic arc-related origin and the paired metamorphic belt structure of the metamorphic/magmatic Chilean Coastal Cordillera is broadly accepted (Hervé *et al.*, 1974, 1984; Ernst, 1975; Kato, 1985; Hervé, 1988; Kato & Godoy 1995; Duhart *et al.*, 2001; Glodny *et al.*, 2005; Willner, 2005; Willner *et al.*, 2005; Richter *et al.*, 2007; Hervé *et al.*, 2013a,b).

Hervé (1988) synthesized the descriptions of a thick metaturbiditic sequence along the Chilean Coastal Cordillera (from both, the Western and Eastern series), and interpreted it as sedimentary accumulations on the ocean floor adjacent to the southwestern margin of Gondwana. This author suggested the existence of a Silurian (?)–Devonian passive margin (as indicated by the nature of preserved fossil assemblages) that evolved into an active continental margin during the Carboniferous. At this stage, fragments of the ocean-floor and associated turbiditic metasediments were accreted to the continent, with local development of mélangé-type structures. More recently,

Hervé *et al.* (2013a) suggested that subduction have started earlier (370 to 420 Ma) at the south of the Chilenia boundary (~ 39° S) than to the north (~ 330 to 350 Ma). Such assumption was made considering conspicuous evidences of Devonian magmatism recorded at Patagonian Andes (*e.g.*, at San Martín de los Andes, 40° S; Hervé *et al.*, 2013a and references therein). On other hand, this Devonian belt was interpreted as related with accretional and collisional processes during the underthrust of Chilenia beneath the Gondwana margin (Martínez *et al.*, 2011 and references therein), which would imply the extension of the southern Chilenia limit farther south of 39° S. New detrital zircon dating on accreted sediments of the Western and Eastern series yielded Early and Late Carboniferous (Eastern and Western series, respectively) maximum depositional ages (Willner *et al.*, 2008; Hervé *et al.*, 2013a). Willner *et al.* (2008) suggested a short-lived Devonian–Early Carboniferous (~ 400 Ma to 340 Ma) passive margin that evolved to a forearc accretionary system after ~ 340 Ma.

Based on isotope tectonochronology and sandbox modelling (Glodny *et al.*, 2005), petrological (*e.g.*, Willner, 2005; Willner *et al.*, 2005) and structural analysis (Richter *et al.*, 2007), these authors postulated that the Eastern and Western series comprise, respectively, the shallower and deeper levels of a single wedge, which growth was controlled by frontal and basal accretion modes through continuous cyclic mass flow (~ 320 Ma – 224 Ma; Willner *et al.*, 2005). In this scenario, the development of a E-dipping subduction zone and the associated forearc accretionary system at the rear (West) of Chilenia started in the Early Carboniferous (~ 340 Ma), after the leading (*i.e.*, Eastern) edge of this terrane collided with the Gondwana margin in the Devonian period (~ 390 Ma) (in fact, with the previously accreted Cuyania terrane) (Willner *et al.*, 2011).

The Western Series is predominantly formed by metapsammopelites (schists and phyllites) that contain meter- to kilometer-sized lenses of metabasites (Willner, 2005). High-pressure greenschists, epidote amphibolites, garnet amphibolites and very rare blueschists comprise the metabasite occurrences of the Western Series (Kato 1985; Hervé, 1988; Kato & Godoy, 1995; Willner *et al.*, 2004; Willner, 2005; Kato *et al.*, 2008). Willner (2005) considers the assemblage of metasediments and metabasites as tectonically mixed units formed by fragments of the uppermost part of the subducted oceanic crust and the terrigenous trench-fill sediments at the basal accretionary site. This conclusion is based on Pressure–Temperature–time–deformation (P–T–t–d) paths calculated for both metabasites and metasediments. Even though a strong tectonic transposition masks original structures (*e.g.*, a penetrative transposition foliation  $S_2$  that affects both the trench-fill sediments and the fragments of oceanic crust; Willner, 2005; Richter *et al.*, 2007), coherent sequences formed by terrigenous sediments and volcanosedimentary intercalations are locally found in the Western Series (Schira *et al.*, 1990; Willner *et al.*, 2001; this study). These

occurrences are of particular interest for deciphering the pre-subduction history of the continental margin.

On other hand, the Eastern Series is less deformed than the Western Series and is essentially formed by trench-fill sediments (metagraywackes and metapelites; Willner 2005). Additionally, Glodny *et al.* (2008) suggest that part of the frontally accreted sediments of the Eastern Series comprise passive margin sediments that were off scrapped during the early stages of accretion. These rocks were affected by high-temperature low-pressure (HT-LP) metamorphism caused by the intrusion of granitic batholiths concomitant (~ 305 Ma; Late Carboniferous) to the development of the forearc accretionary system (Willner, 2005; Willner *et al.*, 2005). From West-to-East, the mineral assemblages developed in the Eastern Series indicate increasing metamorphic grade from greenschist to amphibolite and locally granulite facies conditions (Aguirre *et al.*, 1972; Willner, 2005).

The contact between both series has been a matter of debate (Ernst, 1975; Hervé, 1988; Richter *et al.*, 2007; Glodny *et al.*, 2005, 2006, 2008; Willner *et al.*, 2009a). Considering contrasting mineral parageneses and deformational *fabric*, Ernst (1975) suggested that both series were juxtaposed by a deep tectonic discontinuity, namely the “Coast Range Suture”. More recently it has been demonstrated at central Chile that the contact between both series is locally transitional and defined by a continuous structural section, with deformation increasing to the west (Richter *et al.*, 2007). This transitional character was described by Hervé (1988) in southern Chile, who identified that the S<sub>2</sub> crenulation cleavage developed progressively towards west. This architecture is likely related to the changing mode of accretion, from frontal to basal, which distinctly affected, respectively, the shallower and deeper levels of the accretionary prism (*e.g.*, Willner, 2005; Glodny *et al.*, 2005; Richter *et al.*, 2007). Willner *et al.* (2009a) considered the strike-slip shear zones, such as the Pichilemu–Vichuquen Fault, as related to further deformation of the accretionary prism during its destruction stage, arguing for the transitional contact between the series at central Chile.

### 3.2.2. The Western Series

The Western Series is essentially composed of metapsammopelites (quartz-feldspathic schists and phyllites) with minor occurrences of metabasites, metacherts, black shales, serpentinites, marbles, ferruginous metasediments, spessartine quartzites, and massive sulfide bodies (Hervé, 1988; Schira *et al.*, 1990; Willner *et al.*, 2001; Willner, 2005). The tectonic structure is characterized by a sub-horizontal to steep-lying penetrative foliation S<sub>2</sub> that transposes earlier structures. Massive metapillow lavas, metavolcanic breccias and hyaloclastites also occur in this series (*e.g.*, Hervé *et al.*, 1984; Willner, 2005). Blueschists (~ 9.5 to 11 kbar, and 350 to 385 °C) constitute very rare

occurrences in the Western Series in which the ubiquitous record of high-pressure conditions is given by greenschists that bear Na-Ca amphibole and phengite (~ 7 to 9.3 kbar, and 380 to 420 °C; Willner, 2005). Metabasites of albite-epidote amphibolite facies have also been described in South-Central Chile (Kato, 1985; Kato & Godoy 1995) and at Punta Sirena region, central Chile (T. Hyppolito, unpublished data).

The metapsammopelites (phyllites and schists) are essentially composed of quartz, albite, white mica and chlorite, and yield the same metamorphic conditions of blueschists and high-pressure greenschists (Willner, 2005). One occurrence of garnet-bearing mica schists, described in the Punta Sirena region by Willner (2005), is relevant because it records the highest temperature conditions so far calculated in this region (retrograde conditions in the range 9.6–14.7 kbar and 390 to 440 °C, at ~ 320 Ma) and an unusual counter-clockwise P–T path (Willner, 2005). As a part of this study, we describe for the first time amphibolites intercalated with the garnet-mica schists of the Punta Sirena region.

### 3.3. The studied area

We have studied the Western Series at four adjacent beaches (Infiernillo, Punta Lobos, Cahuil and Punta Sirena) and their surroundings located in the coastal region of Pichilemu city. The geology of the studied area is characterized, in a broad sense, by meter- to decameter-sized intercalations of metabasites within metasediments outcropping along hundred to thousand meters (**Fig. 3.1**). The main characteristics of these segments and the relations among them are described below.

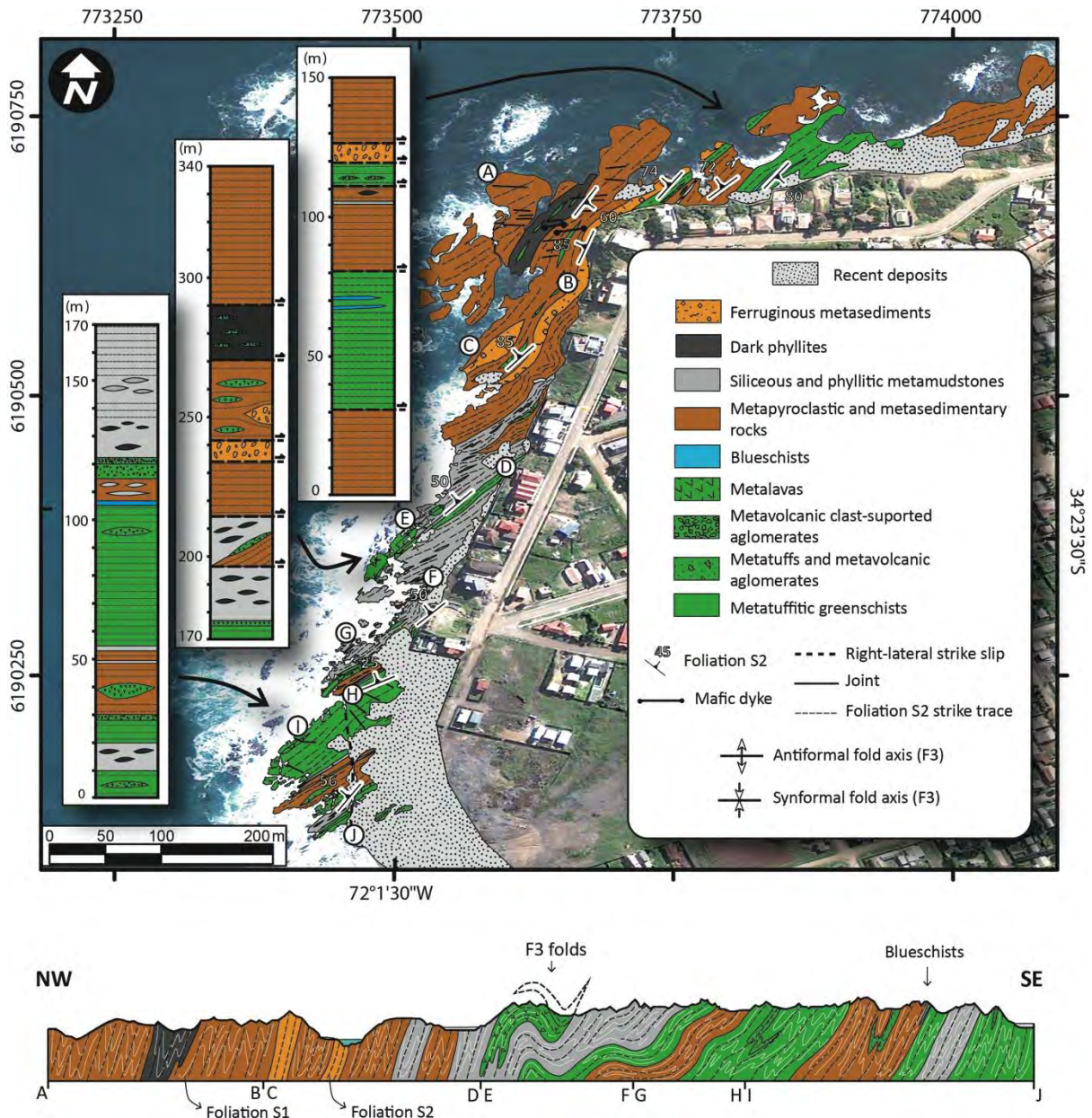
#### 3.3.1. *The Metavolcanosedimentary Sequence of Infiernillo*

An impressive sequence of volcanosedimentary deposits, formed by metapyroclastic rocks (metatuffs, metalapilli-tuffs, metavolcanic agglomerates), ferruginous metasediments, metalavas (meta-amygdaloidal basalts and metapillow lavas) and metasedimentary rocks, outcrops at the southern portion of the beach of Infiernillo along an approximate north-south trend (**Fig. 3.2**). From south to north of the beach, the sequence is characterized as follows:

(i) In the southern portion of the beach (**Fig. 3.2**) metapyroclastic rocks predominate. The sequence is characterized by decimeter to meter-sized layers of metatuffs and metalapilli-tuffs (**Fig. 3.3a**). Minor meta-amygdaloidal basalts form lenses or layers in the predominant pyroclastic deposit. Darkish and rhythmically interbedded siliceous and phyllitic metamudstones comprise decimeter to meter-sized beds intercalated within the metapyroclastic rocks (**Fig. 3.3b**). Mafic metamudstones occur as centimeter- to decimeter-sized layers intercalated within both metapyroclastic and metasiliciclastic sequences (*e.g.*, **Fig. 3.3c**). These very fine grained rocks are



essentially composed of sodic and sodic-calcic amphiboles, and minor quartz, albite, stilpnomelane, magnetite, ± chlorite, and ± white mica. Mafic metamudstones are also described interlayered within ferruginous metasediments (*e.g.*, stilpnomelane quartzites of Willner, 2005; *e.g.*, **Fig. 3.3c**). Transitional varieties between mafic metamudstones, metatuffitic rocks and metasediments also occur (*e.g.*, amphibole-bearing chlorite-albite-mica schists – **Fig. 3.3d**). Massive metasandstones formed by quartz, feldspar, sodic-amphibole, stilpnomelane, titanite and minor apatite and zircon are rarely found within the metapyroclastic sequence.



**Figure 3.2:** Geological map of the Infiernillo beach and stratigraphic columns of the southern, central and northern portions of the beach. The cross-section trace is depicted in the map.

(ii) In the central portion of the beach (**Fig. 3.2**) metasedimentary rocks predominate (siliceous and phyllitic metamudstones) in which scarce coherent layers of metabasites occur. Rare

lenses of impure metalimestones (bearing albite, quartz, pyrite and white mica) are locally found towards the north.

(iii) The northern portion (**Fig. 3.2**) is mainly composed by intercalations of metapyroclastic and metasedimentary rocks, including ferruginous metasediments and dark phyllites. A characteristic feature of this zone is the occurrence of lenses of massive metabasites within the metasedimentary layers parallel to the strike of the  $S_2$  mylonitic foliation (**Fig. 3.2**).

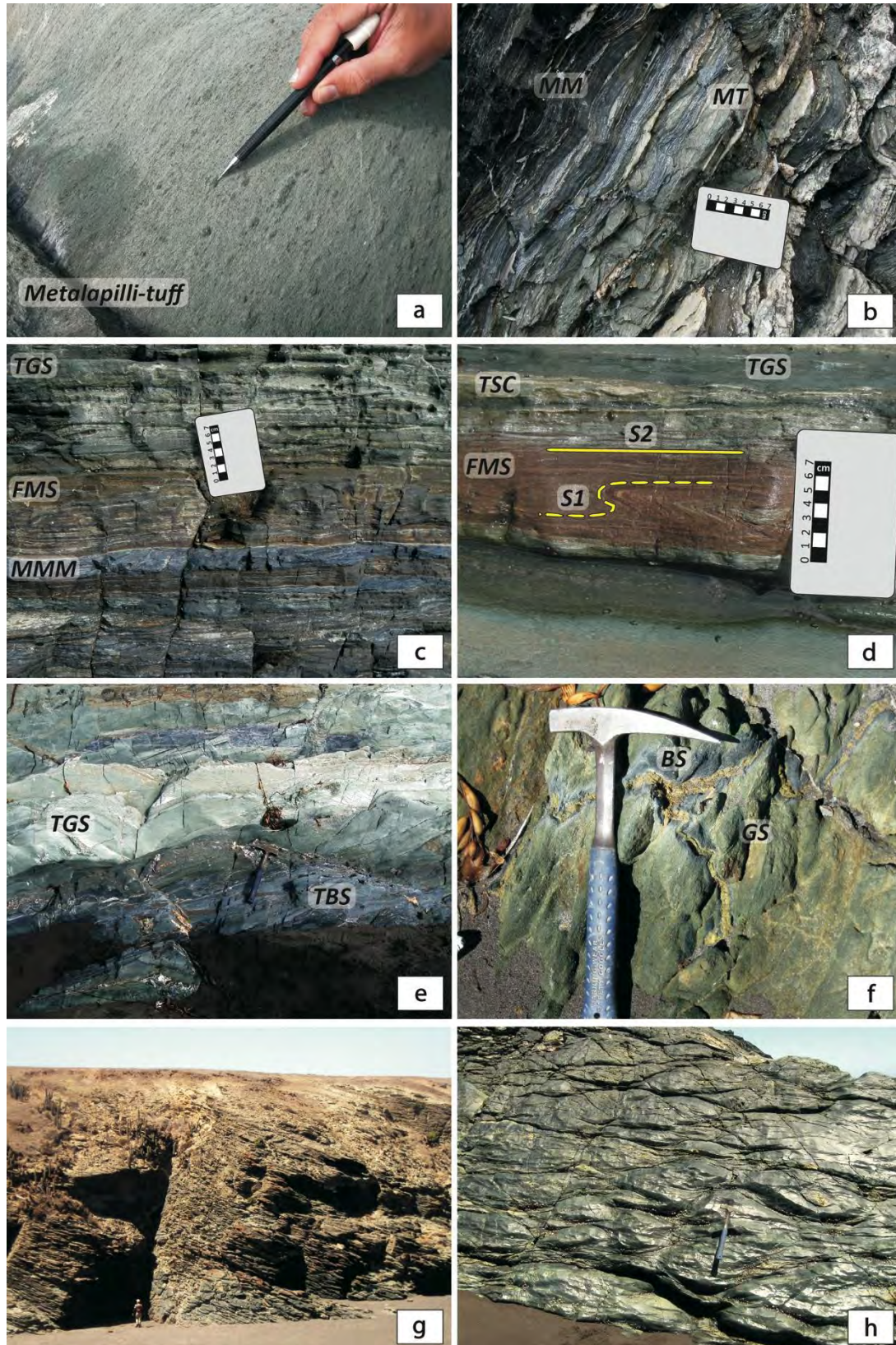
Decimeter- to meter-sized interlayering of very fine-grained metatuffitic blueschists and greenschists are also included in the metapyroclastic sequence (**Fig. 3.3e**). Metapillow lavas with external rims transformed to blueschists, pillow cores transformed to greenschists, and epidote-rich inter-pillows locally occur (**Fig. 3.3f**), suggesting post-magmatic chemical changes (*e.g.*, spilitization). Vestiges of the  $S_1$  foliation can be found in intrafolial isoclinal  $F_2$  folds (**Fig. 3.3d**). Quartz veins are ubiquitous along and across the  $S_2$  foliation, which in turn is deformed by  $F_3$  folds. Post- $S_2$  albite, K-feldspar, calcite, chlorite and epidote veins might be present. Local late-stage cataclastic shear zones disrupt the internal coherent architecture of the geological body.

As shown in the schematic stratigraphic columns of **Figure 3.2**, the described units/layers seem to preserve the original depositional volcanosedimentary sequence. However, even if some units exhibit apparent stratigraphic coherence (*e.g.*, in the southern metavolcanosedimentary sequence of Infiernillo), we prefer terming it as “pseudo-stratigraphic coherence” because the layering is parallel to the main foliation  $S_2$  that transposed an earlier foliation ( $S_1$ ) and the stratigraphic surface ( $S_0$ ).

### 3.3.2. Punta Lobos

At the beach of Punta Lobos outcrop intercalations of siliceous metamudstones, dark phyllites and greenschists with relicts of strongly deformed pillow lavas ( $S_2$  foliation deformed by  $F_3$  folds). Decametric-sized layers of strongly foliated metapsammopelitic schists occur intercalated within this sequence. To the southwest of the beach a remarkable exposure of pillow lavas occurs at a cliff ~ 15 m high (**Fig. 3.3g–h**). The lower levels of this volcanic pile are composed by flattened pillows, while in the upper parts of the sequence the pillows are less deformed and preserve lava tubes structures. The pile is covered by barely exposed gray phyllites.





**Figure 3.3:** Field lithological relations at the Infiernillo and Punta Lobos areas. (a) Metatuffs and metalapilli-tuffs intercalations (southern Infiernillo). (b) Dark phyllitic and siliceous metamudstones (MM) intercalations associated with metapyroclastic sequences (metatuffs (MT) at southern Infiernillo). (c) Intercalations of metatuffitic greenschists (TGS), ferruginous metasediments (FMS) and dark blue metamafic mudstones (MMM) formed by sodic-amphibole (southern Infiernillo). (d) Intrafolial isoclinal  $F_2$  fold preserved in a ferruginous metasediment layer intercalated with metatuffitic greenschist, and transitional amphibole-bearing chlorite-

*albite-mica schist (TSC) interlayered within metatuffic greenschist (e) Centimetre-thick intercalations of metatuffitic blueschists (TBS) and greenschists (TGS), and (f) blueschist (BS) rim and greenschist (GS) core of deformed metapillow lavas (northern Infiernillo). (g) and (h) Metapillow lavas at Punta Lobos.*

### 3.3.3. Cahuil and Nilahue

Metatuffitic greenschists crop out at the beach of Cahuil (southern Cahuil). Towards onshore, the metavolcanosedimentary sequence comprises a few meter-sized intercalations of greenschists (metalavas and metatuffs), phyllites and metacherts within meter- to tens of meters-sized sequences of weathered metapsammopelitic schists. Outcrops of blueschists also occur onshore the Cahuil beach on the right margin of the Nilahue River (Willner, 2005), forming loose blocks of epidote-glaucophane schists characterized by the presence of glaucophane with radiate habit and grain size up to 5 mm-length. Strongly chloritized zones along the  $S_2$  foliation are notable. In order to avoid confusion, the samples from onshore Cahuil beach in the margin of the Nilahue River will be referred to hereafter as “Nilahue”, and those from the beach of Cahuil as “Cahuil”.

### 3.3.4. Punta Sirena

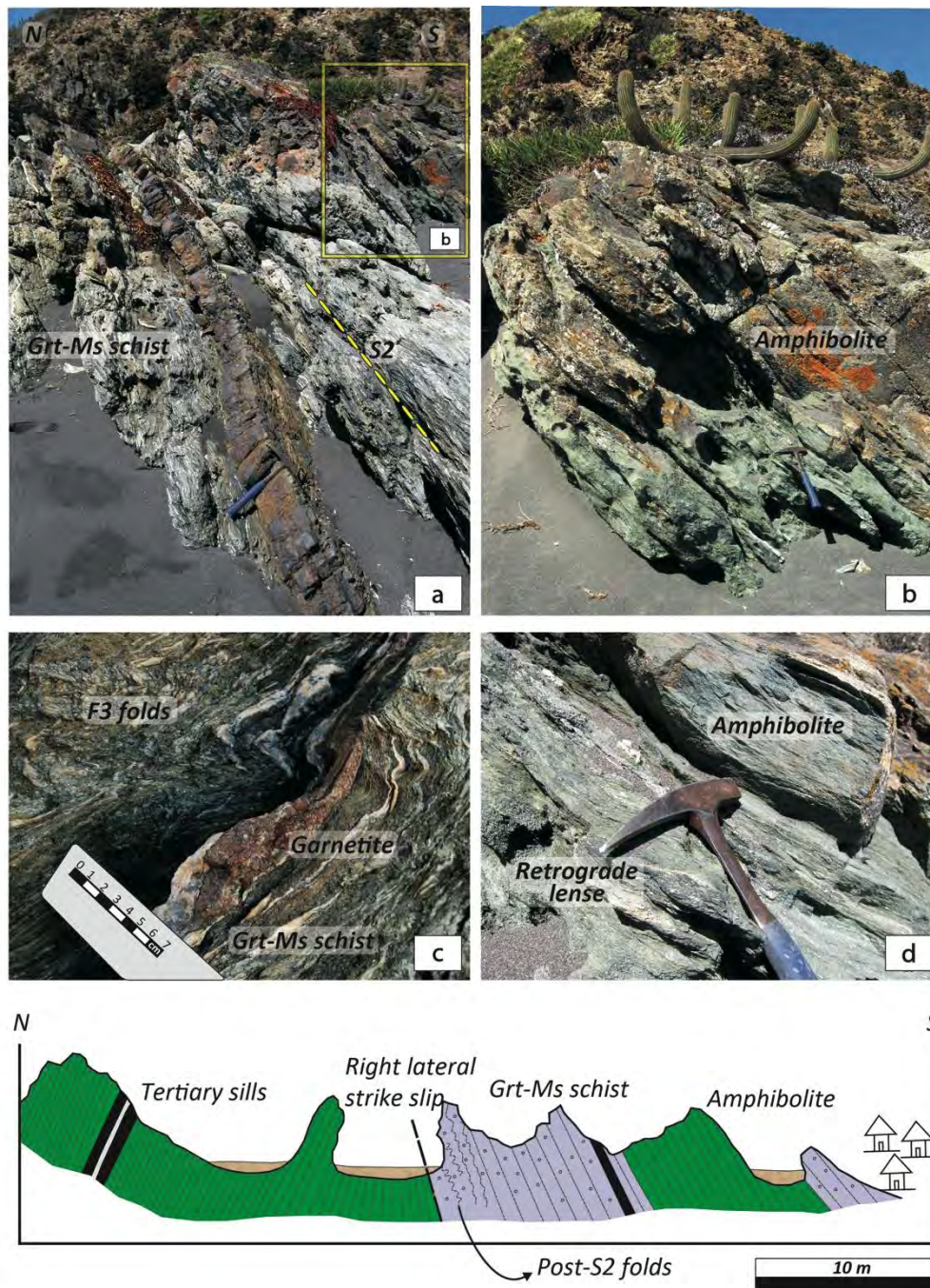
A sequence with the highest metamorphic grade of the studied region occurs at the beach of Punta Sirena. A schematic profile of the southern portion of the beach is exhibited in **Figure 3.4**. The mineral paragenesis reveals albite-epidote amphibolite facies metamorphism. The sequence comprises tens of meters-sized intercalations of porphyroblastic garnet-mica schists and amphibolites (**Fig. 3.4a–b**). The former contain garnet-rich lenses of up to 20 cm in length along the  $S_2$  foliation, which are clearly deformed by  $F_3$  folds (**Fig. 3.4c**). The amphibolites are strongly foliated rocks (**Fig. 3.4d**) mainly composed of (Na-Ca) amphibole and epidote parallel to the  $S_2$  foliation. Chlorite is locally concentrated along the foliation defining a schistose *fabric*. Granular albite is abundant in retrograded layers associated with chlorite, actinolite and epidote. Centimeter-long lenses of magnetite-rich rocks (amphibole + apatite + phengite + chlorite  $\pm$  stilpnomelane) occur within the amphibolite layers. Pyrite porphyroblasts are notable in some layers, and sporadic calcite veins are also present.

### 3.3.5. Tectonic Structures

The main tectonic structure recognized in the Western Series is defined by a ubiquitous penetrative foliation  $S_2$  (**Fig. 3.1**). From north to south, the  $S_2$  foliation strikes from NE–SW to NW–SE, with moderate dipping to NW or SW (**Fig. 3.1**). The  $S_2$  is a strong crenulation that transposes the  $S_1$  and  $S_0$  structures. The  $S_2$  locally yields mylonitic features such as sigmoidal quartz veins, S-C surfaces and stretched quartz bands. Intrafolial  $F_2$  folds are common in Infiernillo (**Fig. 3.3d**) and Punta Lobos outcrops. In the latter locality, an inter-pillow concentrated schistosity defines the  $S_1$  foliation. Taking into account the eastward (present coordinates) direction of subduction (*e.g.*,



Ramos *et al.*, 1986) started in the Late Paleozoic at the southwestern margin of Gondwana (*e.g.*, Willner *et al.*, 2011), the present W-dipping  $S_2$  foliation (Fig. 3.1) likely reflect the effects of post- $S_2$  deformational phases associated with  $F_3$  and  $F_4$  folding.



**Figure 3.4:** Field geological relations and schematic cross-section at southern Punta Sirena beach. (a) and (b) Intercalations of garnet-mica schist (intruded by a post-metamorphic sill indicated by the hammer in (a), and amphibolites along the  $S_2$  foliation. (c) Porphyroblastic garnet-mica schist and lenses of garnetites deformed by  $F_3$  folds. (d) Detailed features of an amphibolite layer. The N-S geological profile has schematic vertical scale.

The general structural relationships among the exposed units indicate that the amphibolites and garnet-mica schists of Punta Sirena are located at the uppermost structural level, over the

greenschists of the Punta Lobos. The blueschist-bearing sequences of Infiernillo and Nilahue are structurally underlain by the Punta Lobos greenschists (**Fig. 3.1**).

The rock assembly outcropping at Punta Sirena region reveals higher metamorphic temperatures of  $\sim 550$  °C in garnet-mica schists (Willner, 2005) and amphibolites (T. Hyppolito, unpublished data) than the other high pressure rocks at Pichilemu region ( $\sim 400$  °C, blueschists and greenschists; Willner, 2005). Unusual counter-clockwise PT paths given by these lithotypes have been related with the subduction inception at this margin, in which earliest accreted material was heated against the hanging wall (*e.g.*, Willner, 2005). The other studied segments also represent accreted tectonic slices, but their accretion to the structural pile of the prism took place a few tens of Myr later, as suggested by diachronic metamorphic ages (Willner *et al.*, 2005). The lack of significant jumps in the metamorphic grade, contact fault zones, and limited exposures preclude, however, the precise definition of the slices.

### 3.4. Analytical Methods

We present here thirty-three analyses of metalavas and metapyroclastic rocks (greenschists, blueschists and amphibolites). The analyses were selected from a larger data set after mineralogical and geochemical scrutiny in order to cover all volcanic/volcaniclastic lithotypes and, most importantly, to avoid sedimentary, “mixed” (*i.e.*, volcanosedimentary) and hydrothermal/metasomatic layers.

The analyses were carried out at ACME Analytical Laboratory (Vancouver, Canada) Ltd. Lithium metaborate fusion and X ray fluorescence (XRF) spectrometry were used for determination of major elements and lost on ignition (LOI). The trace elements were analyzed by inductively coupled plasma mass spectroscopy (ICP-MS) after lithium metaborate/tetraborate fusion and nitric acid digestion of 0.2 g of the sample. Nd and Sr isotopic compositions were analyzed for seven samples of metalavas and metapyroclastic rocks. The ratios of  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  were determined by Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS) in the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia. The samples were loaded onto Re evaporation filaments of a double filament assembly and isotopic measurements were performed using a mass spectrometer Finnigan MAT 262 (provided with 7 collectors) in static mode. The isotopic analysis carried out with the mass spectrometer was preceded by chemical processes (Sm, Nd and Sr extraction), using ca. 50 mg of whole rock powder, following conventional cation exchange technique (Gioia & Pimentel 2000). For Nd isotopic analysis, whole rock powder was mixed with the spike ( $^{149}\text{Sm}$ – $^{150}\text{Nd}$ ) and dissolved in HF, HNO<sub>3</sub> and HCl in Savillex capsules. Uncertainties for Sm/Nd and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios are better than  $\pm 0.5\%$  and  $\pm 0.005\%$  at the  $2\sigma$  level, respectively, based on repeated analyses of international rock

standards BHVO-1 and BCR-1. The  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios were normalized to a  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratio of 0.7219, and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios are corrected for mass fractionation to  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio of 8.3752. The  $2\sigma$  uncertainties on the measured  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios were better than 0.003%.  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  ratios were calculated using Rb and Sr data obtained from ICP-MS analyses at the ACME Analytical Laboratory Ltd.

The Mg-number ( $\text{Mg\#} = 100 * (\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}, \text{ mole units, with FeO} = \text{FeO}_{\text{tot}})$ ) and Zr are used here as proxies of magmatic differentiation in bivariate plots. The discrimination of tectonic settings is based on fluid-immobile elements, in particular, high field strength elements (HFSE), which tend to record pristine signatures as they are relatively unaffected by aqueous-fluid activity during seafloor hydrothermal alteration and metamorphism up to the medium grade (e.g., Pearce & Cann 1973; Meschede, 1986). The whole rock analyses and isotopic ratios are exhibited in **Table 3.2**.

### 3.5. Textures and Mineral Assemblages

Because the studied samples do not longer represent pristine igneous rocks, a description of their mineral paragenesis and textures is needed in order to identify potential processes that may have transformed their magmatic chemical signatures. Sample location and rock-type classification are exhibited in **Table 3.1**.

#### 3.5.1. Blueschists

Representative samples of blueschists from the Infiernillo and Nilahue River sequences correspond to very fine grained metatuffs and fine- to medium-grained epidote-glaucophane schists, respectively. Their mineral assemblages include sodic amphiboles of glaucophane-riebeckite series, + winchite, + albite, + chlorite, + titanite,  $\pm$  actinolite,  $\pm$  phengite,  $\pm$  epidote minerals,  $\pm$  quartz,  $\pm$  apatite,  $\pm$  magnetite. Metatuffs are very fine foliated rocks characterized by amphibole grains orientated concordantly to the  $S_2$  foliation, which may form alternating bands with white mica-rich layers. Some samples preserve pyroclastic fragments pseudomorphosed by matrix minerals. The epidote-glaucophane schists from Nilahue area are characterized by layers of fine- to medium-grained blue and green-bluish amphiboles intercalated with granoblastic bands of epidote, with minor interstitial albite, chlorite and titanite.

#### 3.5.2. Greenschists

Representative greenschist samples were taken from the Infiernillo, Punta Lobos, Nilahue and Cahuil areas. They correspond to very fine to fine-grained metatuffs, fine-grained massive to slightly foliated (amygdaloidal) metapillow lavas, and fine to medium-grained metalava flows. Their mineral assemblages include actinolite, + albite, + chlorite, + titanite,  $\pm$  winchite,  $\pm$  hornblende,  $\pm$

phengite, ± magnetite, ± ilmenite, ± pyrite, ± rutile, ± quartz, ± epidote minerals, ± K-feldspar, ± calcite, ± glaucophane, ± magnesioriebeckite/riebeckite, and ± barrosite. Metatuffs are very fine- to fine-grained foliated rocks with distinctive lamination and texture characterized by calcic amphibole parallel to the  $S_2$  foliation. Coarser metatuffs are schistose rocks with a *fabric* characterized by bands of chlorite + albite and nematoblastic layers of calcic amphibole. When present, pyroclastic fragments are dispersed in the foliated matrix, and are replaced by chlorite, opaque minerals, albite and calcite. Pyroclastic fragments of magmatic plagioclase are recrystallized to albite. Relicts of magmatic clino-pyroxene are locally present. These samples are typical of the Infiernillo sequence. Additionally, greenschists formed after pillow lavas are also present in this area. These rocks are weakly foliated and constituted of very fine-grained brown groundmass of albite, opaque minerals, chlorite, epidote, amphiboles and phengite, with amygdales filled by albite, chlorite and epidote. Towards the pillow rims, relics of twinned micro-phenocrysts of magmatic plagioclase were recrystallized to albite, and locally, to sodic amphibole. Towards to the pillow cores, the groundmass is essentially composed of epidote and chlorite. Meta-amygdaloidal basalts comprising lava-flows at Infiernillo yield similar *fabric* characteristic, and have amygdales filled by albite, + chlorite ± calcite, ± rutile.

Greenschist samples from the Punta Lobos comprise deformed pillow lavas characterized by a prominent parallelism of calcic amphiboles, chlorite, titanite and minor phengite crystallized along the  $S_2$  foliation, in which agglomerates of epidote locally define symmetrical sigmoids. Porphyroclasts of calcic amphibole can be found rotated along the  $S_2$  foliation. Less deformed inter-pillows are formed by a groundmass of fibrous brownish calcic amphibole overgrown by deep green rims. The sample from the Nilahue comprises slight foliated rocks characterized by fine-grained matrix of light green (commonly acicular) calcic amphibole, chlorite, titanite, albite and granular epidote, which envelope porphyroclasts of magmatic clino-pyroxene. The rocks from Cahuil are schistose and composed of subidioblastic albite grains with undulose extinction, associated with calcic amphibole, chlorite, epidote minerals, phengite, and titanite. Albite grains are free of inclusions, but it may locally include very fine-grained epidote.

### 3.5.3. Amphibolites

This lithotype occurs exclusively at the Punta Sirena area. The selected rocks are foliated and constituted of fine- to coarse-grained sodic-calcic amphiboles (mainly barrosite, and minor katophorite, taramite and winchite), + actinolite, + hornblende, + albite, + phengite, + rutile, + apatite, + chlorite, + titanite, ± ilmenite, ± pyrite and ± magnetite. Amphibole shows patchy zoning, characterized by sodic-calcic and calcic compositions (T. Hyppolito, unpublished data), in the same way as described by Willner *et al.* (2004) and Kato *et al.* (2008) in garnet amphibolites from southern

Chile. The rock *fabric* is characterized by bands parallel to the  $S_2$  foliation made of amphibole–albite, amphibole–epidote–white mica, and chlorite–epidote. The  $S_1$  foliation is locally recorded as intrafolial  $F_2$  folds formed by amphibole (with enclosed phengite and rutile) and albite. Greenschists facies overprint is characterized by actinolite overgrowths and replacements of sodic-calcic amphiboles, in association with chlorite, titanite, epidote, and albite. The most retrograded samples are mineralogical and texturally similar to the greenschists from Cahuil, but are distinguishable by the presence of tiny inclusions of sodic-calcic and calcic amphiboles within albite grains.

Of these descriptions, two aspects of the selected samples merit comment. Firstly, most samples represent metalavas and metatuffs that lack significant textural evidences of interaction with seawater and/or hydrothermal/metamorphic alteration, except for a few calcite-bearing samples that indicate (limited) mass-transfer before or during metamorphism. Secondly, only some samples of metatuffs may contain a certain (low) amount of a sedimentary component as a result of volcanosedimentary processes at the depositional basin. The significance of the geochemical characteristics of these samples is treated below with care, and all major inferences are based on non-altered metalavas/tuffs bearing no sedimentary component.

### 3.6. Geochemistry

#### 3.6.1. Chemical Variations and Protolith Classification

The correlations of Mg# and Zr with major and trace elements provide some information on the extent of magmatic diversity, especially recorded by Zr, and Ti, and on post-magmatic alteration as revealed by mobile elements (mainly alkalis and Ca). In this regard, blueschists and greenschists from Infiernillo and Nilahue areas represent the most evolved terms, followed by metalavas of Punta Lobos, greenschists from Cahuil, and one retrograde amphibolite sample of Punta Sirena, as evidenced by tight positive correlation between Ti and Zr (**Fig. 3.5**). The Hf *versus* Zr plot also yields tightly positive correlation for all plotted samples, in accordance with the pattern depicted by  $TiO_2$  *versus* Zr. La *versus* Zr also yields a positive correlation, but slight post-magmatic La mobility is evidenced.  $FeO_{total}$  shows negative and positive correlations with Mg# and Zr, respectively (**Fig. 3.5**), suggesting a tholeiitic trend.

Post-magmatic alteration of mobile elements is evident by the lack of correlation shown by the alkali elements (**Fig. 3.5**). Such post-magmatic effects may be a product of seafloor hydrothermal alterations (*e.g.*, spilitization) and/or syn-metamorphic mass-transfer processes that can strongly affect the pristine geochemical patterns of mobile elements. In fact, the comparison of the TAS (Le Bas *et al.*, 1986) and Zr/Ti *versus* Nb/Y (Winchester & Floyd 1977; modified by Pearce, 1996) classification schemes confirm that part of the samples record post-magmatic enrichment/depletion



of total alkalis and SiO<sub>2</sub>. This is indicated by samples plotting within the ultrabasic (picrobasalt) and intermediate fields (basaltic andesite, and basaltic-trachyandesite) of the TAS diagram (Fig. 3.6a), while the Zr/Ti versus Nb/Y diagram, based on relatively immobile trace elements, provides the identification of only two well defined types of rock, namely tholeiitic and alkaline basalts (Fig. 3.6b). In this diagram, the blueschists occupy the alkali basalt field while the greenschists exhibit alkali and tholeiitic basalt compositions (Fig. 3.6b). As shown in Figure 3.6b, the blueschists and greenschists of Infiernillo and Nilahue areas plot close to the reference OIB composition, whilst the greenschists from Punta Lobos and a few samples of greenschists from Infiernillo plot close to the reference E-MORB. Differently, the greenschists from Cahuil plot close to the reference N-MORB. The amphibolites from Punta Sirena plot within the andesite/basaltic andesite field, except the retrograded amphibolite sample, which plot close to the reference N-MORB (Fig. 3.6b).

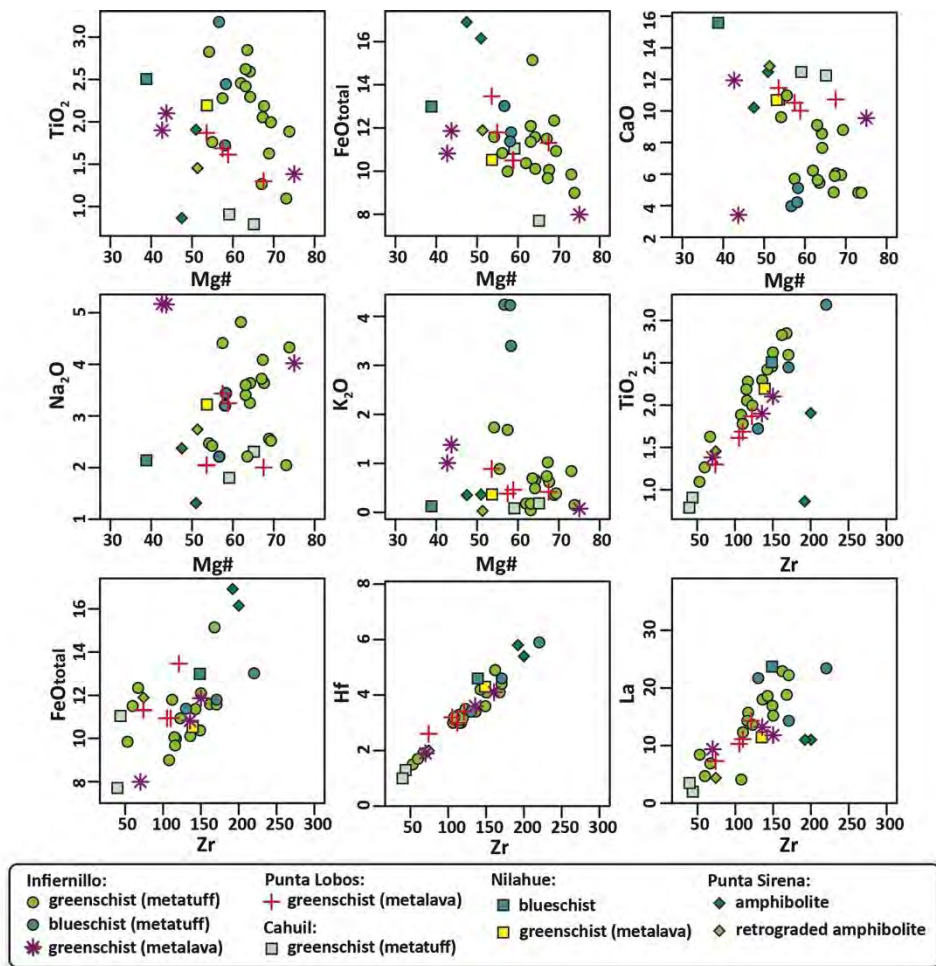
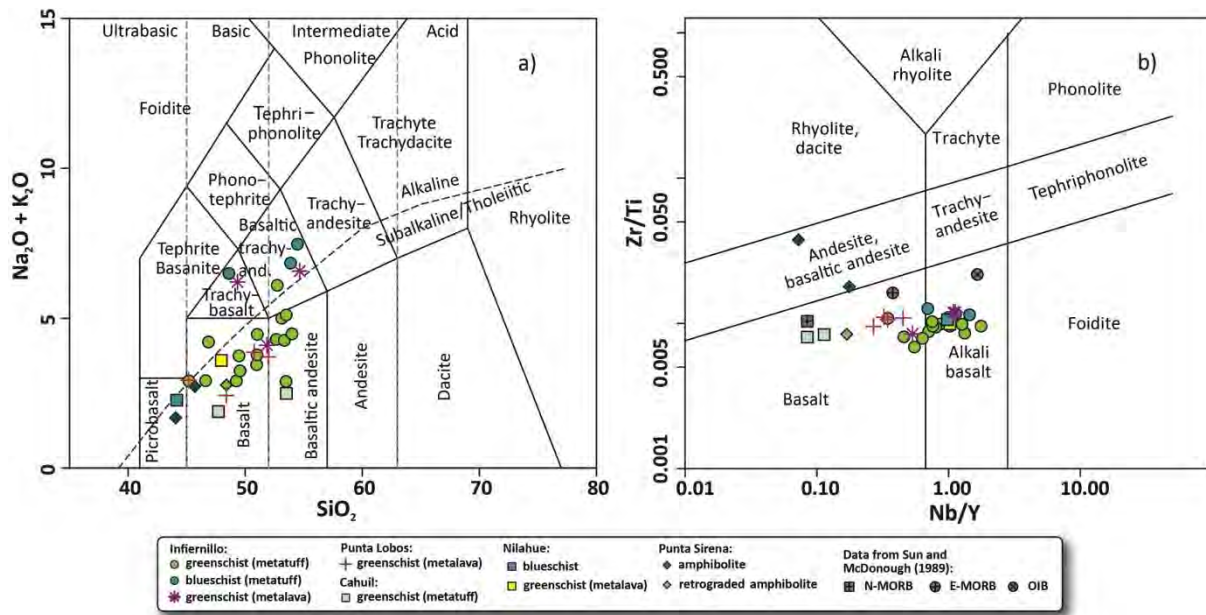


Figure 3.5: Bivariate diagrams of selected major and trace elements versus Mg# and Zr.

Although bivariant diagrams indicate post-magmatic alteration of mobile elements (major elements and LILE, not all shown), positive correlation between immobile elements (e.g., Zr versus



Ti) is also revealed, which led us to focus petrogenetic assumptions on HFSE (*e.g.*, Zr, Hf, Nb, Ti), and relatively immobile elements (*e.g.*, Th, La, Nd).



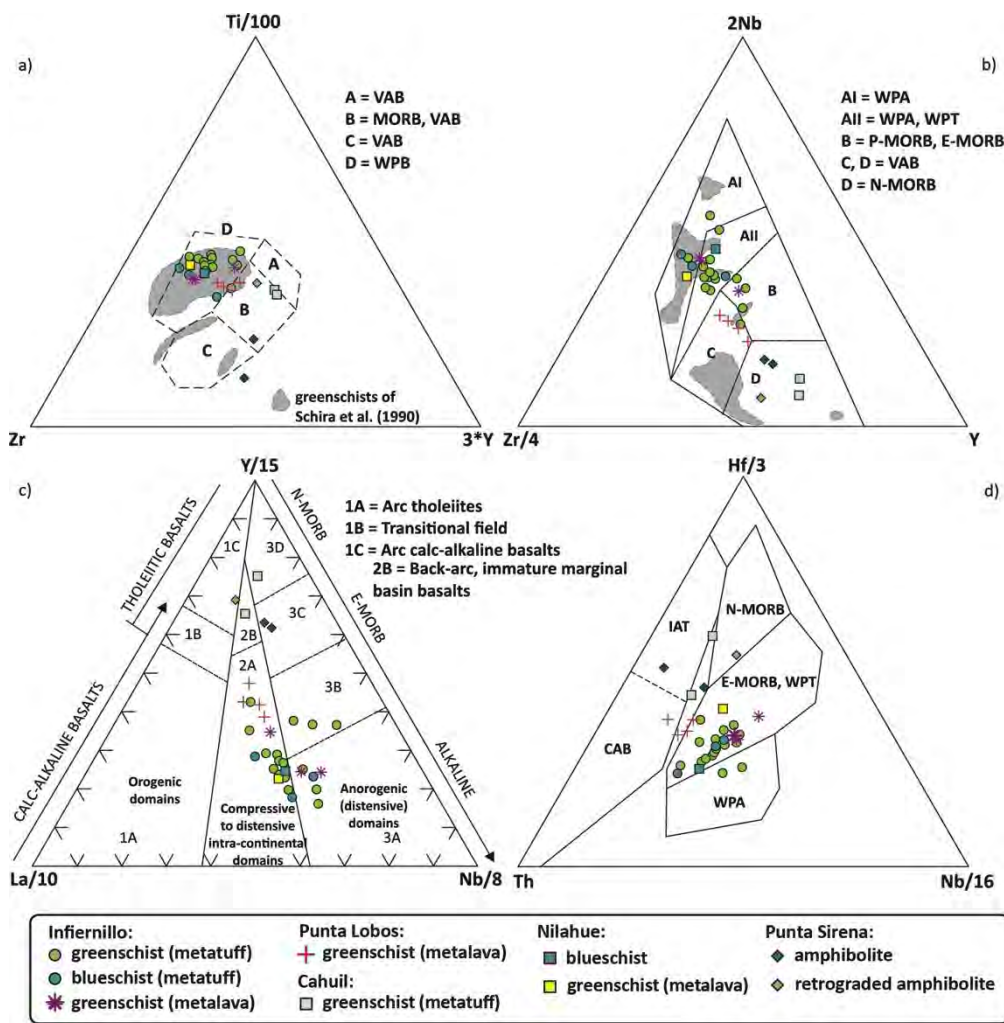
**Figure 3.6:** (a) TAS (Le Bas et al., 1986), and (b) Zr/Ti versus Nb/Y diagrams (Winchester & Floyd 1977; modified by Pearce, 1996).

### 3.6.2. Trace Elements and Tectonic Setting

The proportions of Ti–Zr–Y are effective in distinguishing different tectonic settings of basaltic rocks (Pearce & Cann 1973), including metamorphic samples, due to the relatively low mobility of these elements. Most of the analyzed samples are chemically similar to within plate basalts (**Fig. 3.7a**), whereas the samples from Cahuil and Punta Sirena plot in the mixed field of MORB and volcanic arc basalts (VAB) and in the field of VAB (**Fig. 3.7a**). In a similar way, the Nb–Zr–Y diagram (Meschede, 1986) indicates that samples from Infiernillo, Nilahue, and Punta Lobos represent within plate alkali (WPA), within plate tholeiites (WPT) and plume influenced mid-ocean ridge basalts (“P-MORB”) (**Fig. 3.7b**). The existence of an intraplate magmatism with both alkaline and tholeiitic series is suggested by samples from Infiernillo and Nilahue areas, which plot within both the WPA and WPT basalt fields and, in the case of the metapyroclastic rocks, exclusively in the WPA basalt field. The samples from Cahuil and Punta Sirena reveal affinity to MORB-type basalts (**Fig. 3.7b**).

The Y–La–Nb diagram (Cabanis & Lecolle 1989) is useful to discriminate basalts formed in orogenic and extensional settings, and is also useful for the identification of contaminated samples. **Figure 3.7c** strengthens the non-orogenic affinity of the studied samples, which distribute in the fields of extension-related oceanic basalts and possibly contaminated undifferentiated basaltic magmas, or continental basalts. In this diagram becomes clear the progressively higher alkaline

trend of the samples from Punta Lobos, Nilahue and Infiernillo, as indicated by Y/Nb ratios and variations along the N-MORB–E-MORB–OIB vector. The metavolcanic rocks from Punta Sirena and Cahuil display tholeiitic chemical signature. The relations among Th–Hf–Ta and Th–Hf–Nb are useful to detect crustal contamination (Wood, 1980). In this classification scheme (**Fig. 3.7d**), the blueschists and greenschists from Infiernillo are distributed between the WPA and the undifferentiated E-MORB/WPT fields. The greenschists from Punta Lobos occupy the E-MORB/WPT field and show a tendency towards calc-alkaline basalts. In the same way as in other classification schemes, the samples from Cahuil and Punta Sirena are progressively displaced from the field of N-MORB towards island arc tholeiite field (IAT), suggesting the presence of a crustal component. The nature of this component is discussed below.



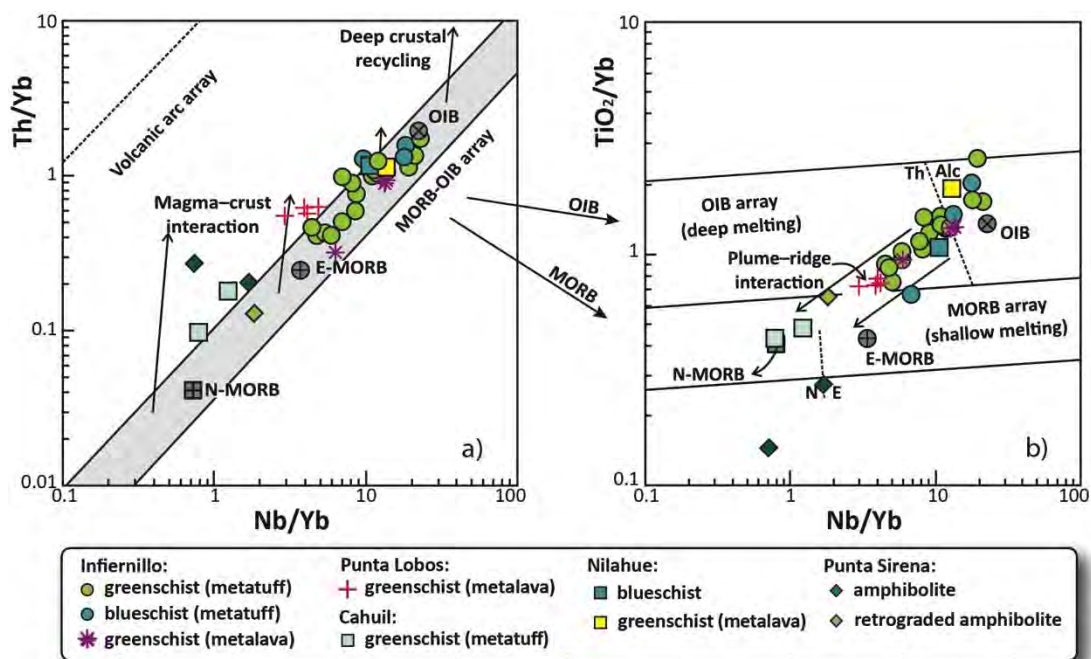
**Figure 3.7:** Tectonic discrimination diagrams for the studied metavolcanic samples. (a) Ti–Zr–Y diagram of Pearce and Cann (1973). (b) Nb–Zr–Y diagram of Meschede (1986). (c) Y–La–Nb diagram of Cabanis & Lecolle (1989). (d) Th–Hf–Nb diagram of Wood (1980).

The Th/Yb versus Nb/Yb and TiO<sub>2</sub>/Yb versus Nb/Yb diagrams of Pearce (2008) are suited to test oceanic affinities, the effects of crustal components, and the melting depth (**Fig. 3.8a–b**). The

first diagram makes use of two highly and virtually equally incompatible elements in basaltic magmas (Th and Nb) with different behaviors during subduction (non-conservative and conservative, respectively), which define a sensitive indicator (Th/Nb proxy) of crustal involvement due to magma–crust interaction or to inheritance of subduction components (Pearce, 2008). The Th/Yb *versus* Nb/Yb diagram (**Fig. 3.8a**) exhibits the distribution of the studied samples along the MORB–OIB array, revealing their intra-oceanic origin. The amphibolites and greenschists from Punta Sirena and Cahuil yield the lowest Nb/Yb ratios (N-MORB to E-MORB), whereas the greenschists from Punta Lobos, and blueschists and greenschists from Infiernillo and Nilahue regions show progressively higher Nb/Yb ratios, between E-MORB and OIB compositions (**Fig. 3.8a**). In this tectonic discriminant diagram, depleted (N-MORB) and enriched (OIB) compositions are characterized by low and high Th/Yb and Nb/Yb ratios, respectively (Pearce, 2008). Furthermore, the samples from Punta Sirena, Cahuil and Punta Lobos are slightly displaced obliquely and above the MORB–OIB array towards relatively higher Th/Yb ratios (**Fig. 3.8a**), again suggesting the presence of a crustal component.

The diagram  $TiO_2/Yb$  *versus* Nb/Yb (**Fig. 3.8b**) provides information about the depth of melting in the mantle, based on the strong partitioning of Yb into residual garnet (Ti/Yb proxy), and also provides information about the source of magma and extent of melting (Nb/Yb proxy) (Pearce, 2008). The blueschists and greenschists from Infiernillo and Nilahue are distributed along the OIB array (deep melting) between the alkali and tholeiitic basalt compositions. A cluster of greenschists samples from Infiernillo and Punta Lobos is distributed along the diagonal trend of plume–ridge interaction, revealing deep melting and tholeiitic compositions. Finally, the MORB array field (shallow melting) is occupied by the metavolcanic rocks from Cahuil and Punta Sirena (**Fig. 3.8b**).

The Hf/Yb ratio is higher (2.02–3.90) in samples plotting within the OIB array of **Figure 3.8b**, highlighting the deep melting source and suggesting the presence of garnet-bearing melting residues (note that the Hf/Yb ratio of OIB reaches 3.61; Sun & McDonough, 1989). On other hand, the Hf/Yb ratio is lower (1.32–0.61) in samples occupying the MORB array of **Figure 3.8b**, suggesting an origin from a depleted mantle source and/or high degrees of melting at shallower levels. Intermediate values of the Hf/Yb ratio (1.33–1.93) yielded by some samples from Punta Lobos and Infiernillo regions may indicate mixing of depleted and enriched sources in a tectonic setting of plume-ridge interaction. In fact, a number of samples from Infiernillo, Punta Lobos and Nilahue follow a plume-influenced trend and are distributed between the fields of East Pacific Rise E-MORB/seamounts and OIB in the Hf/Yb *versus* Nb/Zr diagram (**Fig. 3.9**, modified after John *et al.*, 2004, 2010). On the other hand, the metavolcanic rocks from Cahuil and Punta Sirena occupy the depleted mantle source field of this diagram (**Fig. 3.9**).

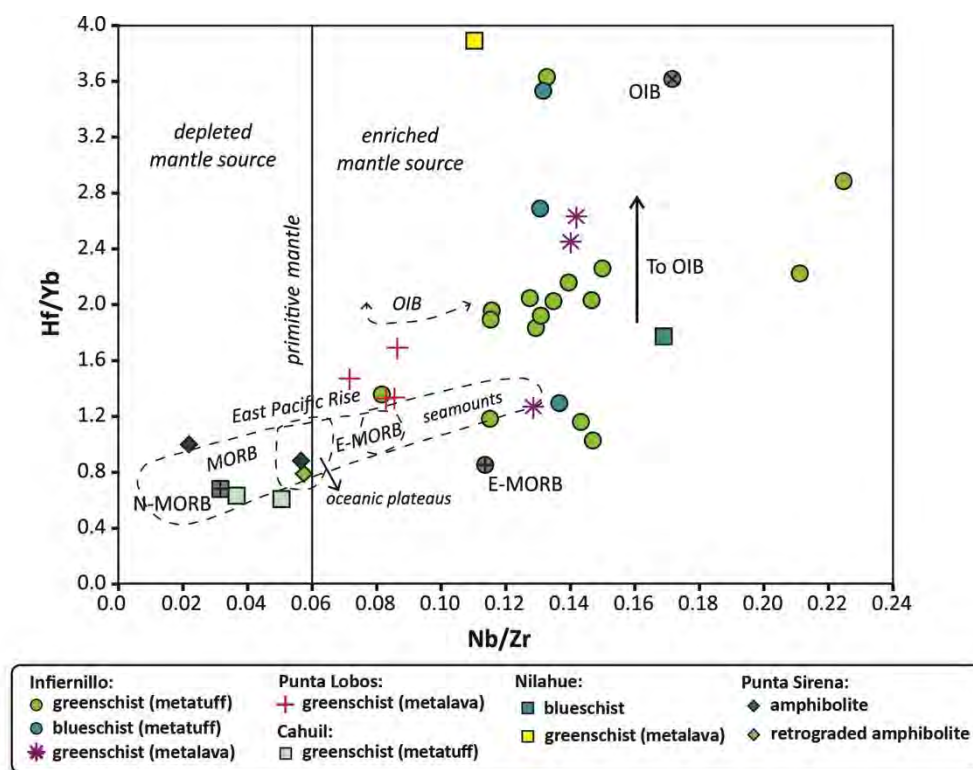


**Figure 3.8:**  $Th/Yb$  versus  $Nb/Yb$  and  $TiO_2/Yb$  versus  $Nb/Yb$  diagrams of Pearce (2008). OIB, N-MORB and E-MORB compositions of Sun & McDonough (1989) are shown for comparison.

In trace element variation plots normalized to Silicate Earth of McDonough & Sun (1995), the immobile trace elements of samples from Infiernillo and Nilahue regions yield similar patterns to those of OIB, as evidenced by Ti enrichment with respect to Y (Fig. 3.10). The samples from Punta Lobos follow the same pattern, even though they are depleted in incompatible elements relative to the samples from Infiernillo and Nilahue (Fig. 3.10). The samples from Cahuil follow a typical N-MORB trend (Fig. 3.10), while the amphibolites of Punta Sirena yield transitional signatures between N-MORB and E-MORB (Fig. 3.10).

### 3.6.3. Rare Earth Elements

Chondrite-normalized REE-patterns of blueschists and greenschists from Infiernillo, Nilahue, and Punta Lobos show slight to strong enrichment in light REE (LREE) as compared to heavy REE (HREE) ( $La/Yb_N = 1.61\text{--}11.40$ ), and light-REE enriched patterns ( $La/Sm_N = 1.45\text{--}2.42$ ) similar to patterns of OIB-type basalts (Fig. 3.11).  $Eu/Eu^*$  ratios are in the range of 0.78 and 1.34. The amphibolites from Punta Sirena exhibit almost flat REE patterns ( $La/Yb_N = 1.10\text{--}1.33$ ),  $La/Sm_N$  ratio in the range of 1.01 to 1.38, and negative Eu anomalies ( $Eu/Eu^* = 0.78\text{--}1.01$ ). Their patterns are 10 to 20x enriched relative to average E-MORB, but follow the same trend (Fig. 3.11). The greenschists from Cahuil show slight depletion to slight enrichment in LREE as compared to HREE ( $La/Yb_N = 0.67\text{--}1.45$ ), and light-REE depleted to slightly enriched patterns ( $La/Sm_N = 0.69\text{--}1.43$ ). Their REE patterns have characteristic similar to N-MORB (Fig. 3.11).



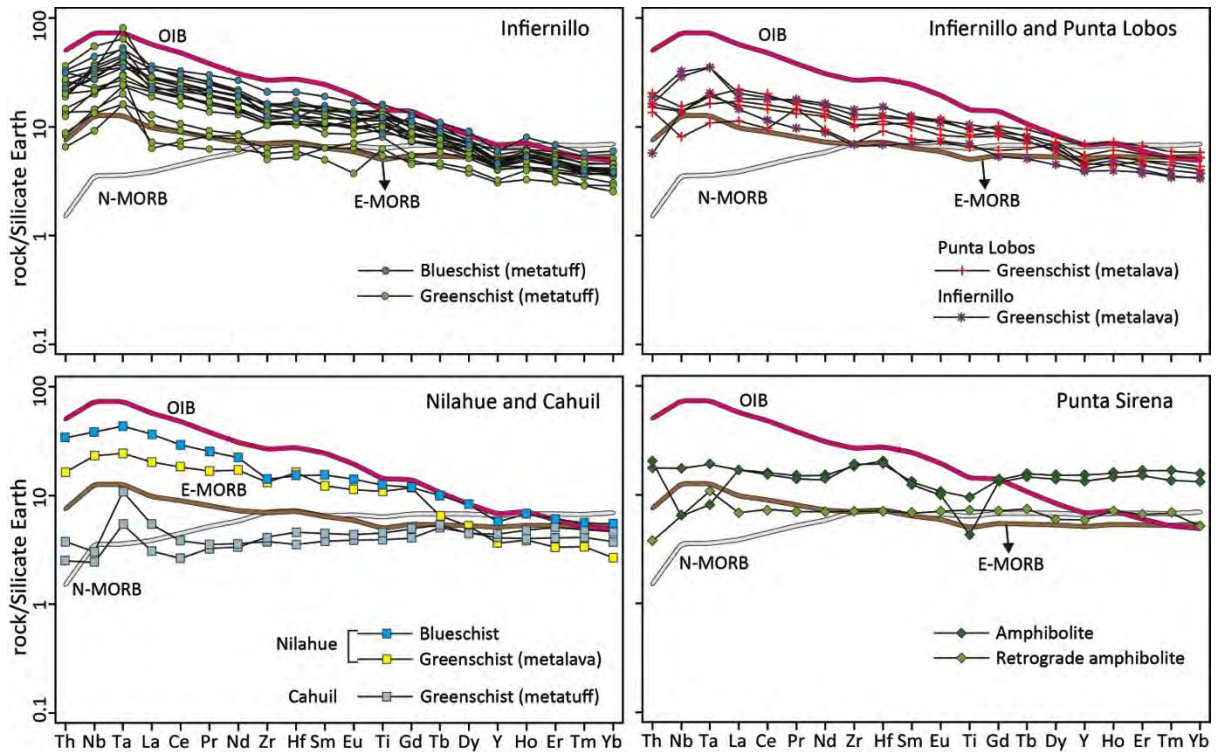
**Figure 3.9:** Hf/Yb versus Nb/Zr diagram (modified from John et al., 2004, 2010). OIB, N-MORB and E-MORB compositions of Sun & McDonough (1989) are shown for comparison.

#### 3.6.4. Neodymium and Strontium Isotopic Compositions

In order to provide information on the mantle reservoirs from which the volcanic protoliths derived, seven samples of metalava and metatuff greenschists from Punta Lobos, Infiernillo, Nilahue, Cahuil and Punta Sirena were analysed. Our data cannot precise the age of formation of the diverse metabasaltic samples forming different tectonic units at Pichilemu region. For this reason, we use the age of 540 Ma for recalculation of the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios, which is consistent with the time of detachment of Chilenia from Laurentia (Keppie & Ramos 1999; Thomas & Astini 1996; 2003). However, we offer in **Table 3.2** the necessary data for calculation of initial isotopic ratios at any age.

Initial epsilon Nd and epsilon Sr values vary in the range of 2.05 to 9.51 and -3.84 to +45.55, respectively, indicating depleted and enriched mantle sources. A greenschist sample from Cahuil region with N-MORB signature yields highest and lowest values of  $\epsilon\text{Nd}$  (9.51) and  $\epsilon\text{Sr}$  (-3.84), respectively, pointing to a MORB source. Progressively lower  $\epsilon\text{Nd}$  values, associated with increasing  $\epsilon\text{Sr}$  (**Fig. 3.12**), point to the involvement of enriched reservoirs (OIB sources) in the formation of the magmatic precursors of Infiernillo, Nilahue, Punta Sirena and Punta Lobos volcanic protoliths.



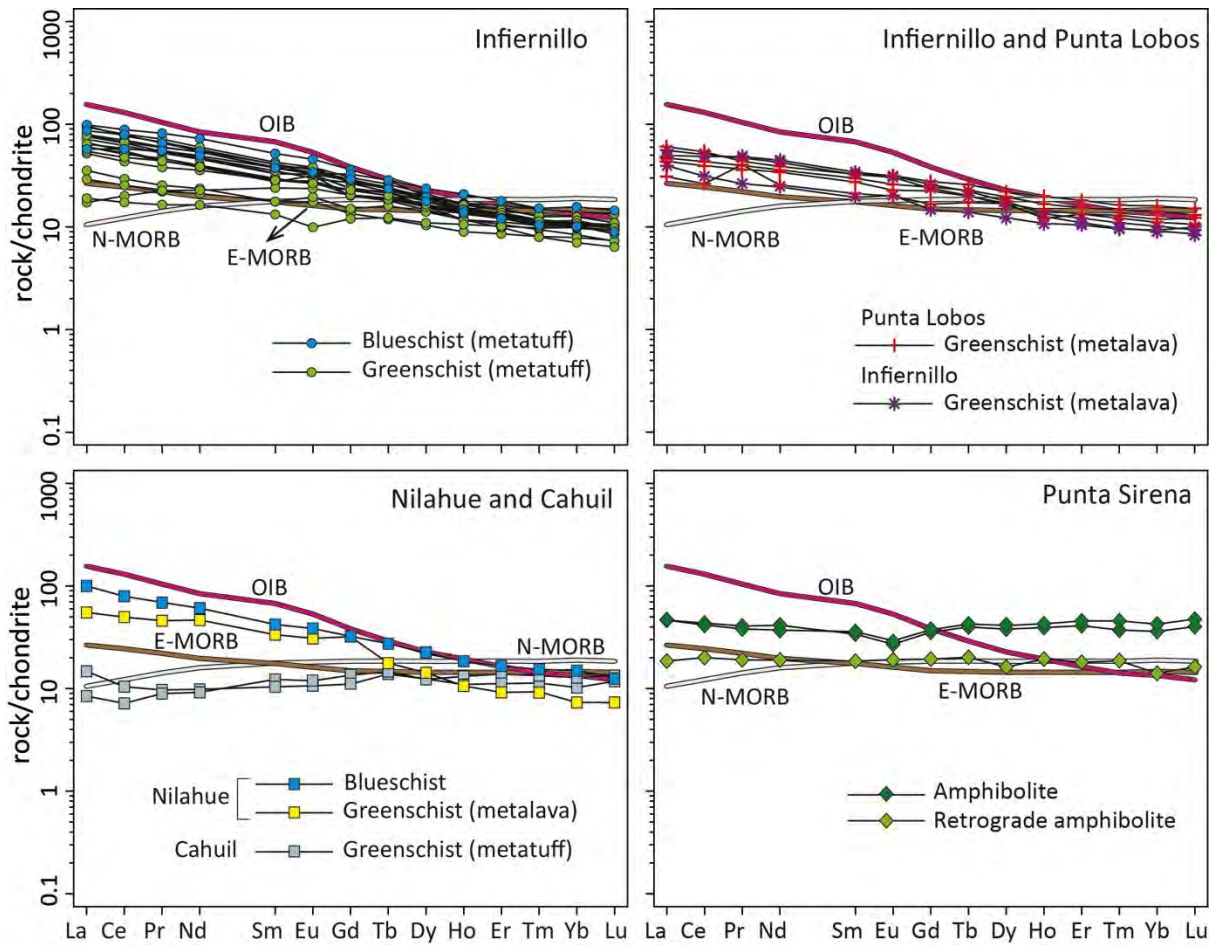


**Figure 3.10:** Trace elements normalized to Silicate Earth of McDonough & Sun (1995). OIB, N-MORB and E-MORB compositions of Sun & McDonough (1989) are shown for comparison.

Although enriched mantle sources, such as EM1 and EM2, are characterized by higher  $\epsilon_{\text{Sr}}$  values than depleted mantle, the samples distribution observed in **Figure 3.12** ( $\epsilon_{\text{Nd}}$  versus  $\epsilon_{\text{Sr}}$ ), forming a horizontal path towards higher  $\epsilon_{\text{Sr}}$  values, can also be due to seawater alteration effects (McCulloch *et al.*, 1981). Using the mixing model of the former authors that describes the effects of seawater on Sr and Nd isotopic ratios of altering oceanic crust, mixed curves with the Cambrian seawater (using data compiled by Keto and Jacobsen 1988 for Nd, and Veizer *et al.*, 1999 for Sr) were calculated in order to simulate possible alteration paths due to different proportions of mixing of seawater and oceanic crust. The general horizontal pattern of these curves is depicted in **Figure 3.12**. Note that, although the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio increases due to seawater effects, the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratio remains constant up to high W/R ratios ( $> 10^5$ ), in agreement with calculations by McCulloch *et al.* (1981), and highlighted by these authors to exemplify the contrast behavior of Nd and Sr isotopic compositions during seawater alteration. Hence, Sm–Nd isotopic systematics can be used with confidence for evaluating magma sources.

The  $\epsilon_{\text{Nd}}$  versus  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  plot (**Fig. 3.13**) corroborates the variable mantle sources for the protoliths of the metavolcanic rocks ranging from depleted mantle (MORB-like source) and fertile mantle (1% to 7% partial melt of OIB source, Swinden *et al.*, 1990) for the samples of Punta Sirena, Infiernillo, Cahuil and Nilahue areas ( $\epsilon_{\text{Nd}} = 4.84\text{--}9.51$ ). On other hand, the metalava sample of Punta

Lobos with the lowest  $\epsilon Nd$  (2.05) occupies the field between ocean island basalts and continental crust, suggesting to the presence of crustal components, as discussed below.

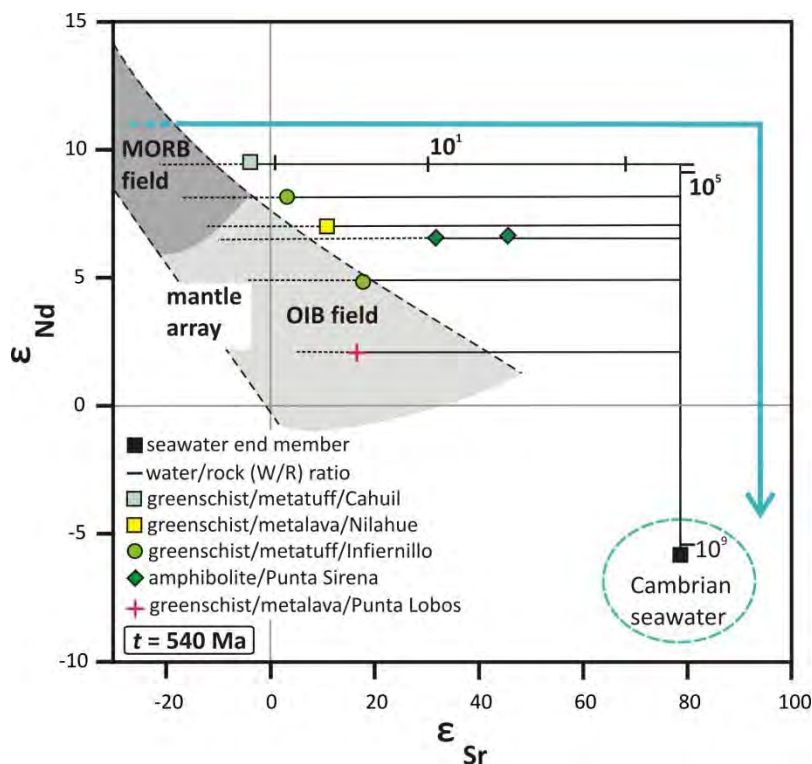


**Figure 3.11:** Chondrite-normalized REE variation diagrams (McDonough & Sun, 1995). OIB, N-MORB and E-MORB compositions of Sun & McDonough (1989) are shown for comparison.

### 3.7. Discussion

#### 3.7.1. Geochemical Heterogeneities and Tectonic Setting

The evaluation of geochemical data indicates that the metabasites from the Pichilemu region are in most part ocean-derived tholeiitic and alkali basalts, characterized by N-MORB, E-MORB and OIB signatures. The most alkaline members with composition similar to OIB include tuff-derived blueschists and part of the greenschists from Infiernillo, and metabasites from the Nilahue (Figs. 3.6–3.8 & 3.10). Other greenschist samples from Infiernillo and Punta Lobos represent tholeiitic members of the OIB series, likely formed in a tectonic setting of plume–ridge interaction (Fig. 3.8). Typical N-MORB compositions are given by greenschists from Cahuil, whereas metavolcanics from Punta Sirena region yield N-MORB to E-MORB signatures (Figs. 3.10 & 3.11).

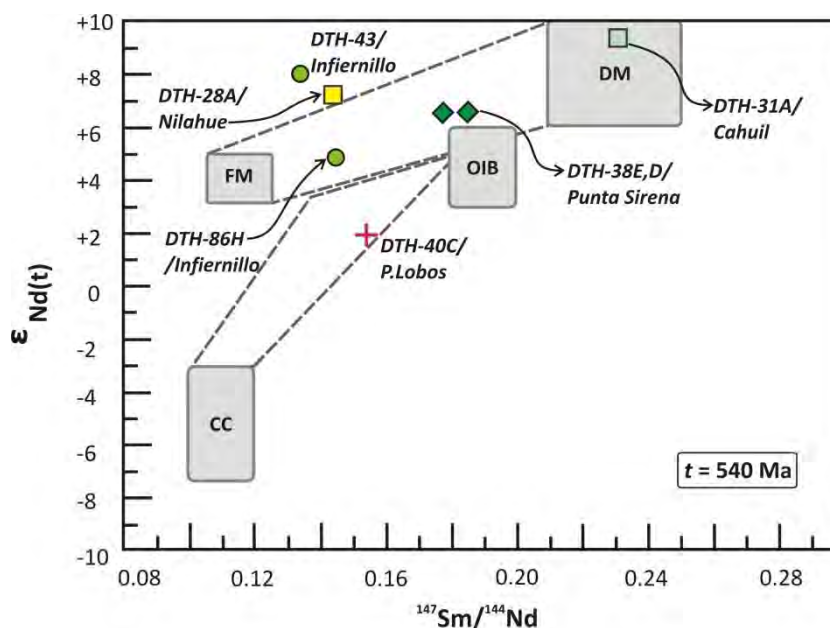


**Figure 3.12:** Initial  $\epsilon_{Nd}$  versus  $\epsilon_{Sr}$  ( $t=540$  Ma, the timing of detachment of Chilena; Keppie & Ramos, 1999; Thomas & Astini, 1996; 2003) of metavolcanic rocks from Infiernillo, Nilahue, Punta Sirena, Cahuil and Punta Lobos. General mixing curves simulating alteration by Cambrian seawater with increasing of  $\epsilon_{Sr}$  are indicated, and were calculated based on the mixing model of McCulloch et al. (1981). Note that independently of the location of the basaltic end member within the mantle array,  $\epsilon_{Nd}$  are only alterable under W/R ratios  $> 105$ , in accordance with the proposition of McCulloch et al. (1981) on modeling Nd and Sr isotopes during seafloor alteration. For one sample (greenschist/metatuff/Cahuil), the proportion of water/ratio (W/R) of 105 is indicated. Nd and Sr isotopic data for Cambrian seawater were extracted from curves depicting the isotopic evolution of seawater through the Phanerozoic, with data compiled by Keto & Jacobsen (1988) and Veizer et al. (1999), respectively. Parameters used in the normalization of Nd and Sr isotope data for the calculation of epsilon values were taken from DePaolo (1988) and Wasserburg et al. (1981).

The geochemical diversity yielded by the basaltic protoliths of the studied metavolcanic rocks suggests formation in a tectonic setting characterized by interaction between depleted and enriched sources, more likely in a plume-influenced ridge setting (e.g., **Figs. 3.8 & 3.13**). Hence, we interpret the “contaminated” signatures yielded by samples from Punta Lobos, Cahuil, and Punta Sirena (**Figs. 3.7 & 3.8**) as an indication of enriched mantle components (e.g., EM2) in the OIB-source (responsible for the slight oblique trends in the Th/Yb versus Nb/Yb diagram of **Fig. 3.8**). However, a small assimilation of continental crust (e.g., isolated fragments detached from the continental masses or sediments deposited in the oceanic basin) cannot be ruled out, especially in the case of more depleted members (**Fig. 3.8**, samples from Punta Sirena and Cahuil). The OIB-source assumption is especially valid in the case of greenschist samples from Punta Lobos, owing to the fact that they represent weakly altered metapillow lavas (**Fig. 3.12**) and show a consistent pattern in all tectonic discrimination and spider diagrams (**Figs. 3.7–3.9 & 3.10**). Additionally, it should be noted that basaltic to andesitic lavas developed in a submarine spreading system showing the typical Nb



anomaly of subduction zone settings have been described as formed at plume-influenced ridge settings (*e.g.*, the mid-ocean ridge Pacific Antarctic Rise; *e.g.*, Haase *et al.*, 2005 and references therein). Thus, we consider that relatively low Nb/Yb ratios and subtle negative Nb anomalies (*e.g.*, amphibolite from Punta Sirena and metalavas from Punta Lobos) (Figs. 3.8 & 3.10) are not a self-consistent indications of an island arc affinity. In this regard, the geochemical evidence for an IAT basaltic nature given by some tectonic discrimination diagrams (Fig. 3.7) can be discarded and reinterpreted as the result of a particular feature of plume-related magmatism.



**Figure 3.13:** Initial epsilon Nd (relative to CHUR) versus Sm/Nd plot for studied metavolcanics. DM = depleted mantle (*i.e.*, MORB-like source); OIB = ocean island basalt source; FM = fertile mantle (derived by 1% to 7% of partial melting of an OIB source Swinden *et al.*, 1990). See text for details. Figure is after Swinden *et al.* (1990). Parameters used in the normalization of Nd isotope data for the calculation of epsilon values were taken from DePaolo (1988) and Wasserburg *et al.* (1981).

Evidences of an extensional tectonic setting is given by the distribution of the metavolcanic rocks between the fields of “immature marginal basin basalts” (Punta Sirena and Cahuil samples) and “distensive (continental and oceanic) basalts” (Punta Lobos, Nilahue and Infiernillo samples) (see the Y–La–Nb ternary diagram of Cabanis & Lecolle (1989), Fig. 3.7). Combined with the geochemical characteristics pointing to an oceanic affinity for all studied rocks and the presence of depleted and enriched magma sources, we envisage an evolving tectonic scenario from a late rift stage to a spreading intra-oceanic setting stage under the influence of a (older?) mantle plume (see Sacani *et al.*, 2013, and references therein for a similar scenario in the Neo-Tethys ocean).

### 3.7.2. Extent of the Seafloor at the rear of Chilena

Schira *et al.* (1990) revealed, in the Western Series of south–central Chile (39° S), basaltic protoliths with varied affinities, from intraplate basalts with tholeiitic and alkaline affinities, through

N-MORB, E-MORB and volcanic arc basalts, which on the whole, were interpreted as intracontinental alkali basaltic magmatism associated with massive sulfide deposits. The suggested scenario was a continental rifting setting close to a subduction zone in which flows of basaltic magmas, massive sulfides and arc derived turbidites formed, allowing the characterization of the complex as an “autochthonous” ophiolite developed within an “ensialic mature marginal basin setting”. This scenario, however, can hardly be applied to the Paleozoic Chilean margin because of the absence of the suggested back-arc basin and related arc in the Western Series. The geochemical resemblance with the rocks studied here (**Fig. 3.7**) would suggest, in turn, a different interpretation, characterized by an oceanic tectonic setting for the formation of the massive sulfide deposits studied by Schira *et al.* (1990).

Our propositions, combined with the recent advances in proving the existence of the Chilenia terrane (Massonne & Calderón 2008; Willner *et al.*, 2011; Alvarez *et al.*, 2011; Hervé *et al.*, 2013a), allow suggesting the existence of a geochemical pattern of the subducted oceanic crust beneath the Paleozoic Chilean margin characterized by abyssal (ocean ridge) and plume-related basalts. This proposition allows estimating the extension of the seafloor at the rear of Chilenia from, at least, 34° S to 39° S latitude. Another comparable (heterogeneous) geochemical pattern at Chilean basement was proposed by Kato & Godoy (1995), who found geochemical evidences pointing to tholeiitic basalts with E-MORB or primitive island-arc basalts affinities at the southern Chilean basement (41° S), which could also be included in the proposed geochemical (and regional) pattern of the Chilenia terrane, albeit with the necessary care due to the absence of enough data to accomplish comparisons.

### 3.7.3. Paleotectonic Reconstruction

Geochronological and metamorphic studies on the high pressure rocks of Pichilemu region indicate that the garnet-mica schists from Punta Sirena were subducted in an earlier stage (Willner 2005; Willner *et al.* 2005; T. Hyppolito, unpublished data). Garnet-mica schists yield phengite Ar–Ar cooling ages of ca. 320 Ma whereas blueschists and greenschists yield peak HP–LT conditions at of ca. 300 Ma (Willner *et al.* 2005). These data, combined with the higher temperature conditions reached by the garnet-mica schists, led these authors to interpret these rocks as exotic intercalations derived from the subduction channel and to define them as the siliciclastic material subducted under a hot mantle wedge during the stage of subduction inception. The amphibolites herein presented are associated with these garnet-mica schists and their P–T path also depicts near-isobaric cooling in the same way as garnet-mica schists, besides similar metamorphic age of ~ 322 Ma (Ar–Ar in phengite, T. Hyppolito unpublished data). Hence, they should be considered as earliest subducted

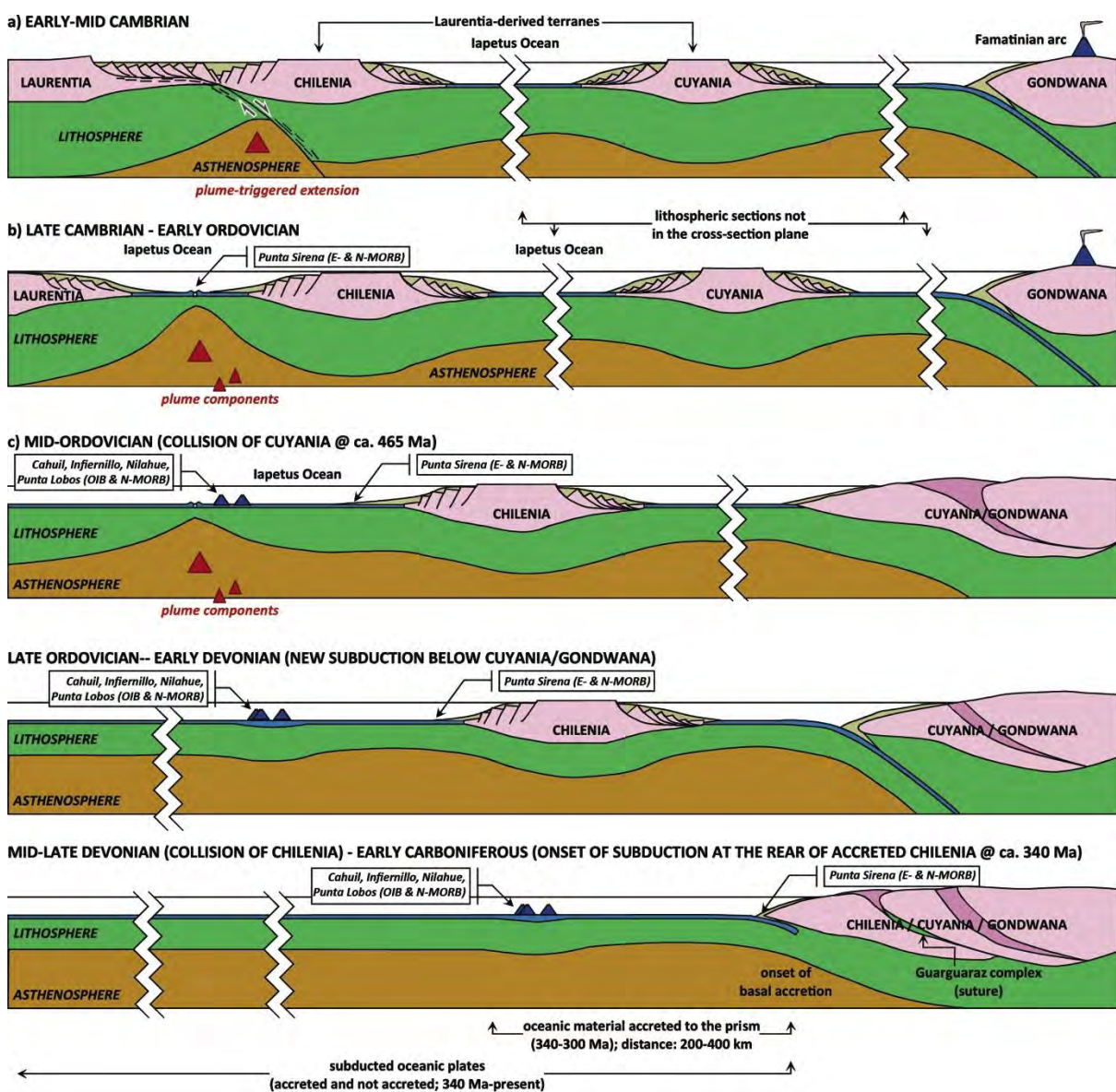
oceanic fragments, and the protoliths of these metabasites may have occupied a position in the oceanic basin closer to the continent previous to subduction initiation.

The big-scale geological relationships between oceanic and fore-arc/trench units of the Pichilemu region are mainly due to tectonic mixing process during early subduction and basal accretion (*e.g.*, Willner, 2005; Willner *et al.*, 2008). However, the “pseudo-stratigraphic” analysis of the sequences, particularly at the Infiernillo beach, reveals metasediments and metapyroclastics interlayering down to the decimeter scale (southern portion). Such features point to stratigraphic coherence and indicates magmatic activity during deposition of the sediments in a hemipelagic setting. This synchronicity helps explaining the ferruginous nature yielded by mafic metamudstones and some metasandstones (ferruginous metasediments), as detrital material was deposited in an active pyroclastic setting. The presence of lenses of impure metalimestones associated with the phyllites also point to a relatively proximal depositional setting for these volcanosedimentary sequences.

The above relations imply the existence of a plume-influenced ridge setting close to the continental margin of Chilenia (**Fig. 3.14**). For a subduction rate of 10 km/Myr, the time interval of ~ 40 Myr between the inception of subduction (~ 340 Ma, Willner *et al.* 2011) and the metamorphic peak of blueschists and greenschists of the Western Series (~ 300 Ma) (Willner *et al.* 2005) result in a subducted slab of ~ 400 km in length, implying that this distance would exist between the distal/younger OIB segment and the proximal/older MORB Punta Sirena segment at the oceanic basin previous to subduction (**Fig. 3.14**). In the geotectonic model presented in **Figure 3.14**, which emphasizes the evolution of the seafloor at the rear of Chilenia, the influence of a mantle plume is suggested to have occurred since the earliest stages of the seafloor development, with its effect increasing with time, as it is indicated by distal/younger OIB segment (Punta Lobos, Infiernillo) and the proximal/older E- & N-MORB-type basalts (Punta Sirena). The N-MORB segment of Cahuil area, represented by typical greenschists with no evidences of metamorphism in amphibolite facies conditions, likely arrived to the trench close to the time of arrival of other greenschists and blueschists. Hence, this segment is considered as related to the distal/younger OIB segment in our model.

Our paleogeographic reconstruction of the subducted seafloor takes into account that the hemipelagic sediments and coherently associated volcanic-derived rocks, such as those exposed at southern Infiernillo, likely formed in the hypothesized passive margin developed at the rear Chilenia during, at least, Devonian period (*e.g.*, Hervé, 1988), and possibly as far back as the Late Cambrian (**Fig. 3.14**). This inference follows after models and proposals that consider that Cuyania (Precordillera) and Chilenia terranes separated from Laurentia at a similar time (Keppie & Ramos,

1999), and that rifting process between Laurentia and Cuyania occurred at ca. 540 Ma (Thomas & Astini 1996, 2003). In this scenario, it should be noted that Torsvik & Cocks (2013) have proposed that the Pacific plume generation zone intersected the eastern margin of Laurentia by 540 Ma (**Fig. 3.15**). We emphasize that our data and interpretations are compatible with the activity of this plume generation zone during Cambrian–Ordovician times, likely favoring the detachment of the continental fragment of Chilenia (and Cuyania?) from Laurentia and the development of an oceanic basin in between. Given the abundant evidence for plume-related magmatism in the Western Series of the accretionary prism of Chilenia (see references above), we propose here that the Iapetus ocean-related oceanic basin containing abundant products of plume activity is characteristic of the rear of Chilenia.

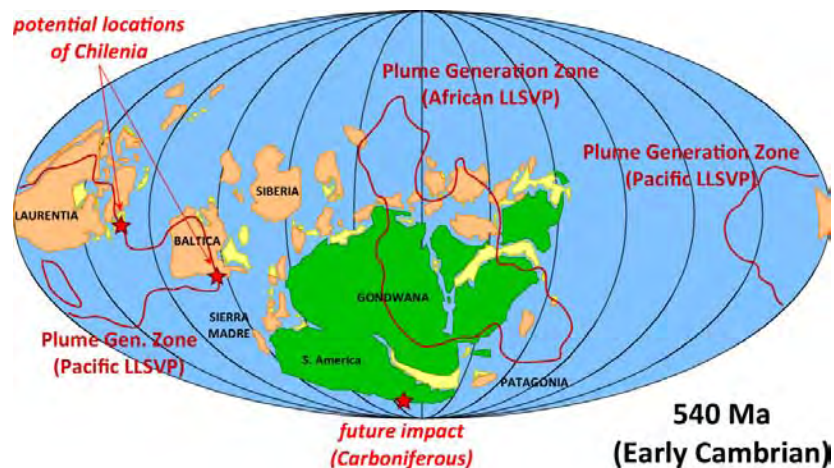


**Figure 3.14:** Geotectonic evolution of the rear of the Chilenia terrane and associated seafloor during the Paleozoic based on Keppie & Ramos (1999), Thomas & Astini (2003) and our own data. The drifting evolution ended in the Mid-Late Devonian when Chilenia was accreted against southwestern margin of Gondwana. See

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 Chilena**

**“Late Paleozoic onset of subduction and exhumation at the western margin of Gondwana (Chilena 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<sup>a, b\*</sup>**, A. García-Casco<sup>b</sup>, C. Juliani<sup>a</sup>, V.T. Meira<sup>a</sup>, C. Hall<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Geoquímica e Geotectônica, Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brazil.

<sup>b</sup>Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, Avda. Fuentenueva SN, 18002, Granada, Spain.

<sup>c</sup>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

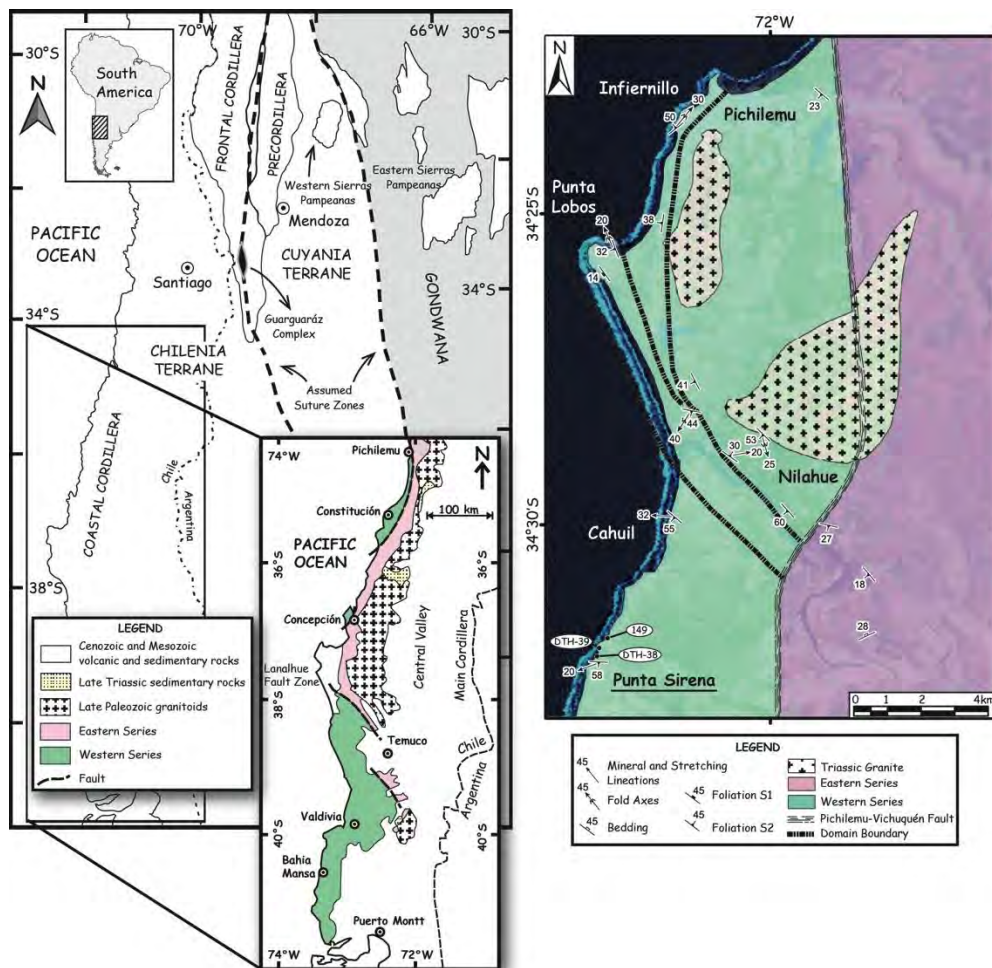
## 4.1. Introduction

The formation and evolution of accretionary wedges involve diverse processes (*e.g.*, crustal detachment, accretion, subduction erosion, tectonic- and erosion-driven exhumation), and studying them is crucial for understanding the complex mass flow at convergent plate margins (Cloos, 1982; Cloos & Shreve, 1988a,b; Gerya *et al.*, 2002; Willner *et al.*, 2004, 2005, 2012; Stöckhert & Gerya 2005; Guillot *et al.*, 2009; Agard *et al.*, 2009; Angiboust *et al.*, 2012, and references therein). A remarkably lengthy chain, the Chilean Coastal Cordillera, occurring nearly continuously between latitude 32° S and 54° S, includes subduction complexes of Late Paleozoic and Mesozoic ages developed at the southwestern margin of Gondwana (Hervé, 1988; Willner, 2005). In central Chile, the Coastal Cordillera is known by well-preserved exposures of the Late Paleozoic accretionary complex. The complex is formed to the West (*i.e.*, Western Series) by high pressure (HP) continent-derived metasediments and minor greenschist, blueschist and amphibolite of oceanic origin and to the East (*i.e.*, Eastern Series) by low pressure (LP) continent-derived metasediments (*e.g.*, Kato, 1985; Hervé, 1988; Willner, 2005). This ensemble has been considered a true paired-metamorphic belt in the sense of Miyashiro (1961), hosted within a fossil Paleozoic accretionary prism (Aguirre *et al.*, 1972; Ernst, 1975; Hervé, 1988; Willner, 2005; Willner *et al.*, 2005).

Most high-pressure rocks of the central Chilean Coastal Cordillera (34° to 35° S) are Permo-Carboniferous in age and underwent peak PT conditions of 7–9.3 kbar and 380–420 °C, indicating a subduction-related metamorphic gradient in the range of ~ 11–16 °C/km (Willner, 2005). These rocks are represented by quartz-mica schist of continental origin and tectonically intercalated winchite-bearing greenschist of oceanic origin. Both lithotypes show similar clockwise PT paths characterized by an inferred late prograde heating stage followed by minor cooling during decompression (Willner, 2005). The peak PT conditions of scarce blueschist occurrences are 9.5–10.7 kbar and 350–385 °C (metamorphic gradient of 9–11 °C/km; Willner, 2005) and are interpreted as having formed in the deepest parts of the accretionary wedge (Willner, 2005).

Among the Paleozoic HP units forming the Chilean accretionary wedge, albite-epidote-amphibolite facies conditions were first proved in south-central Chile (38° to 43° S; Kato, 1985; Kato & Godoy, 1995). In the Los Pabilos area (41° S **Fig. 4.1**), an unusual pervasive blueschist facies overprint affecting garnet amphibolite (“tectonic blocks”) was primarily reported by Kato & Godoy (1995). They proposed that garnet amphibolite reached higher peak PT conditions than the surrounding greenschist/albite-epidote-amphibolite facies sequence formed by mafic schist (interestingly, preserving relicts of hornblende, Na-Ca amphibole, rare Na-amphibole and garnet) and quartz-mica schist (locally bearing garnet and biotite). Willner *et al.* (2004) reported peak P–T conditions of such garnet amphibolite of 11–16.5 kbar and 600–760 °C (metamorphic gradient of ~

15 °C/km) and an ensuing near-isobaric blueschist-facies overprinting stage of 10–14 kbar and 350–500 °C (at  $305.3 \pm 3.2$  Ma, Rb–Sr mineral isochron). These authors also reported similar retrograde P–T paths in the nearby garnet-mica schist, with a retrograde age of  $296.6 \pm 4.7$  My (Rb–Sr mineral isochron), which they interpreted as representing a common PT history for the garnet-mica schist and garnet amphibolite. The implied counterclockwise PT path was attributed to the cooling of rocks accreted against a hot hanging wall at the time of subduction inception (Willner *et al.*, 2004), dated at  $\sim 340$  Ma (Lu–Hf mineral isochron; Willner *et al.*, 2009a). Additionally, Kato *et al.* (2008) calculated peak P–T conditions of omphacite-bearing garnet amphibolite of the Los Pabilos area of  $P > 13.2$  kbar and  $T = 553 \pm 30$  °C (metamorphic gradient of 12.5 °C/km), with peak (also attributed to the onset of subduction) and cooling ages of  $\sim 360$  Ma and  $\sim 325$  Ma (Ar–Ar in amphibole and phengite, respectively). These rocks were associated with the earliest stages of subduction-related metamorphism within the corresponding subduction channel (Willner *et al.*, 2004).



**Figure 4.1:** Geological map of central Chile with location of Western and Eastern Series (after Hervé, 1988), including the Pichilemu region (left side), in the context of western Gondwana during late Paleozoic times (for details see Willner *et al.*, 2008; Hervé *et al.*, 2013a and references therein). Schematic geological map of the studied area (after Willner, 2005; Willner *et al.*, 2009a) with the location of Punta Sirena unit it is shown in the



right side. Sampling coordinates (UTM Zone 18H) are 0771169/6174559 (for samples DTH-38B, DTH-38C, DTH-38D and DTH-38E) and 0771392/6174858 (for sample 149).

Willner (2005) drew attention to similarities between the PT conditions of garnet-mica schist from the Los Pabilos and Punta Sirena occurrences (**Fig. 4.1**). Willner *et al.* (2009a) interpreted the latter occurrence as exotic tectonic layers within the typical HP greenschist-facies sequence of the Western Series. These rocks retain retrograde PT conditions of ca. 13 kbar and 440 °C that ensued a high-T garnet producing stage, defining a counterclockwise PT path (Willner, 2005). The cooling Ar–Ar age of the latter is ~ 320 Ma (Willner *et al.*, 2005) and exceeds the ~ 300 Ma peak-ages of typical HP greenschists of central Chile (*e.g.*, Hervé *et al.*, 1984; Willner *et al.*, 2005), indicating cooling of the subduction system after inception of subduction (Willner, 2005; Willner *et al.*, 2004, 2005). Based on these P–T–t relations, these authors proposed that the rocks formed during the onset of subduction were heated against a hot hanging wall, where they were transferred and isobarically refrigerated during continuous hydration triggered by fluids derived from dehydration reactions in the subducting slab. After the isobaric cooling stage, they were exhumed within the subduction channel and incorporated into the developing accretionary prism. More recently, Willner *et al.* (2012) described a third exotic local intercalation of subduction channel-derived garnet-mica schist farther north of the Pichilemu region (“Quebrada los Caldos”, ~ 32° S) within typical HP–greenschist facies rocks of the Western Series (Choapas Complex).

Despite advances in defining the thermal, mechanical and time evolution of the Paleozoic Chilean accretionary wedge, some aspects concerning the subduction inception stage are of great interest and deserve clarification: the tectonic *versus* coherent relationships between the garnet-mica schist and associated metamafic rocks; the peak conditions reached by and the timing of subduction of these rocks; and the definition of the deformation events associated with burial, metamorphic peak conditions and exhumation. In this paper, we address these problems by examining the earliest subducted material exposed at Punta Sirena, south of the Pichilemu region. We focus on the garnet-mica schist described so far by Willner (2005) and Willner *et al.* (2005), but we also describe, for the first time, the associated amphibolite in this area. We present a detailed petrological analysis of these rocks with emphasis on the textural and compositional development of amphibole, phengite and paragonite; new inverse (*i.e.*, multiequilibrium thermobarometry) and forward (*i.e.*, pseudosections) thermobarometric calculations; Ar–Ar ages; and a regionally integrated P–T–t analysis that allows interpretation of the relationship between the heterogeneous lithotypes occurring along the Paleozoic Chilean accretionary complex in the context of a nascent and evolving subduction system.

## 4.2. Geological Setting

Two parallel N–S-trending metamorphic belts (*i.e.*, the Western and Eastern series), characterized by contrasting metamorphic gradients (high and low P/T ratios, respectively), different rock assemblages and *fabric* (*e.g.*, Aguirre *et al.*, 1972; Kato, 1985; Hervé, 1988), comprise a coeval paired metamorphic belt sensu Miyashiro (1961) that formed during the construction of the Late Paleozoic accretionary prism at the southwestern margin of Gondwana (*e.g.*, Willner *et al.*, 2005; Richter *et al.*, 2007; Glodny *et al.*, 2008). The HT/LP Eastern Series is composed of metasedimentary sequences characterized by pelitic-psammitic intercalations interpreted as metaturbidites (Hervé, 1988 and references therein). It comprises the shallower levels of the prism and was intruded by granitic rocks between ~ 300 and ~ 330 Ma (Willner *et al.*, 2005; Hervé *et al.*, 2013b) during the evolution of the accretionary wedge. The granitic intrusions are responsible for an HT/LP metamorphism from low- to high-grade conditions (greenschist up to granulite facies toward the granitic intrusions) at 3–4 kbar (9–12 km depth) that developed in rocks initially metamorphosed at very low-grade conditions during accretion to the prism (Willner, 2005).

The HP/LT Western Series is mainly composed of continental-derived rocks (metapelites and metapsammites) likely formed in a passive margin and/or trench and by oceanic rocks (greenschist, blueschist, amphibolite and metasediments), including ocean-floor basalts (Kato, 1985; Hervé, 1988), tholeiitic basalts with E-MORB or primitive island-arc basalts affinities (Kato & Godoy, 1995) and OIB-, E-MORB- and N-MORB-type basalts formed in a plume-ridge interaction setting (Hyppolito *et al.*, 2014). Metabasites form lenses with meter to kilometer lengths within the pelitic schist intercalated at the meter scale (< 10 m) (*e.g.*, Willner, 2005; Willner *et al.*, 2009a). This association is attributed to tectonic mixing that occurred during subduction and early stages of accretion at the base of the wedge (Willner, 2005). Minor bodies of serpentinite, metachert, marble, spessartine quartzite and massive sulfide deposits also occur within the Western Series associated with the mafic schists (Hervé, 1988; Schira *et al.*, 1990; Willner, 2005).

Metamorphic, structural and thermochronological studies of the Western Series at the central portion of the Paleozoic Chilean paleo-accretionary wedge have shown that the HP units constitute the basal section of the paleo-accretionary complex formed by underplating accompanied by erosion and very minor extension at the shallower levels of the prism (Willner *et al.*, 2005; Glodny *et al.*, 2005, 2008; Richter *et al.*, 2007). The shallower levels (*i.e.*, the Eastern Series) were accreted earlier than the basally accreted units by means of offscraping of passive margin and trench-fill sediments (Willner, 2005; Glodny *et al.*, 2008), while a frontal accretion mode dominated the growth of the wedge (*e.g.*, Willner, 2005; Richter *et al.*, 2007). The basally accreted Western Series developed in the deepest parts of the exposed paleo-accretionary wedge by vertical flattening and

the formation of a transposition foliation  $S_2$ . On the other hand, the shallower frontally accreted levels (a relative “low strain zone”) were horizontally shortened into folds with subvertical  $S_1$  foliation due to a sub-horizontal particle flow path (“converging flow lines”) (e.g., Richter *et al.*, 2007). The change in the mode of accretion, from frontal accretion to basal underplating, between  $\sim 300$  and  $\sim 308$  Ma (e.g., Richter *et al.*, 2007; Willner *et al.*, 2008) clearly defines a time marker in the evolutionary history of the accretionary prism.

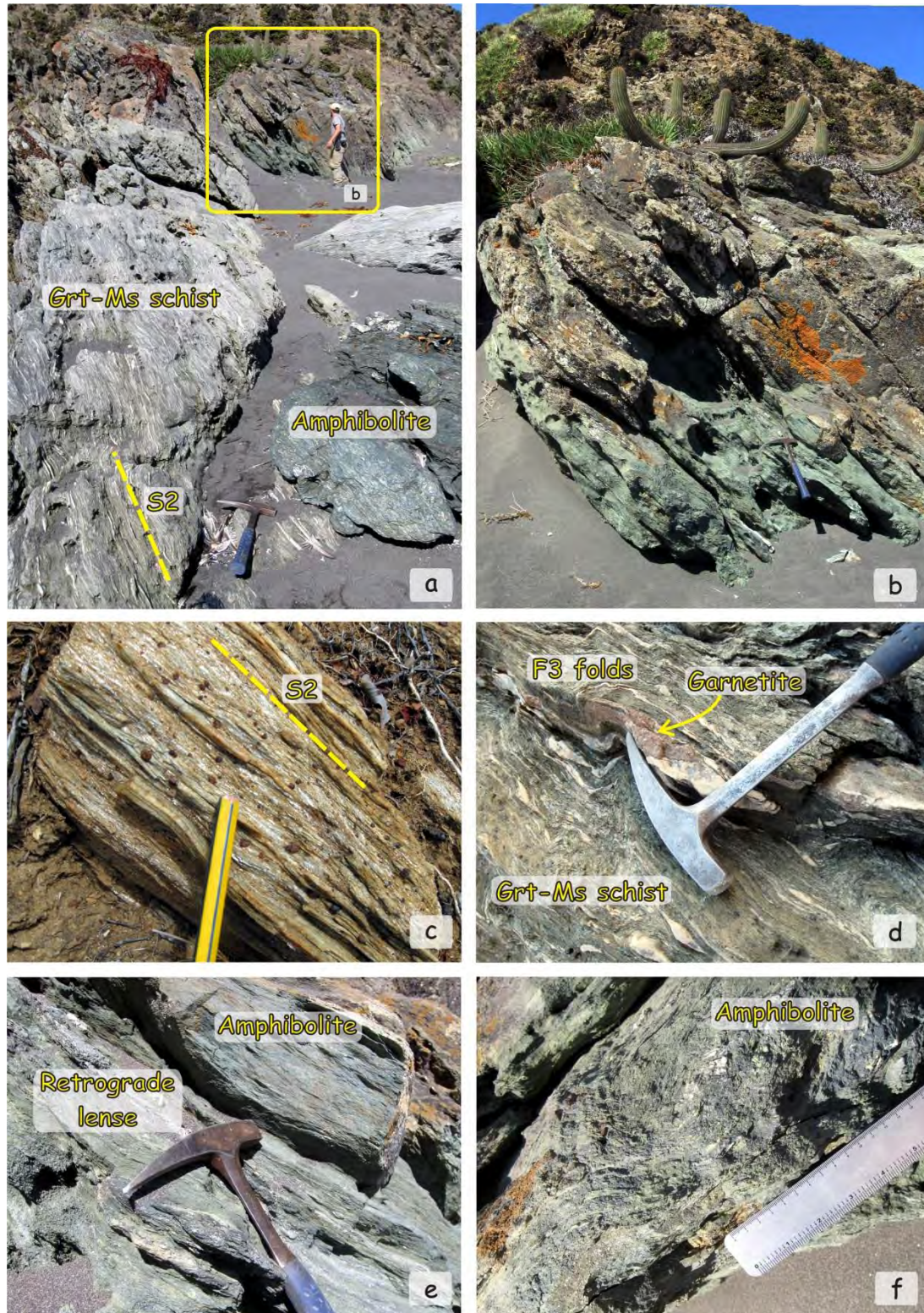
This evolution took place at the western margin of Chilenia (e.g., Willner *et al.*, 2011; Hervé *et al.*, 2013a), an exotic terrane accreted against the western margin of Gondwana (between  $29^\circ$  S to  $39^\circ$  S, present coordinates) (e.g., Ramos *et al.*, 1984; 1986; Keppie & Ramos 1999), in Devonian times (Willner *et al.*, 2011), as indicated by metamorphic vestiges of the collision in western Argentina (Massonne & Calderón 2008; Willner *et al.*, 2011).

The high-pressure rocks of the central Chilean wedge are well exposed at central Chile ( $34^\circ$  S), where partially continuous outcrops occur along the coast and a variety rock types are present. Albite-chlorite-quartz-mica schists are widespread. Typical metabasites include winchite- and phengite-bearing greenschists and rare blueschists (Willner, 2005). Metavolcanosedimentary sequences are preserved (Hervé *et al.*, 1984) in which greenschist and blueschist intercalations can occur at a small scale (Hyppolito *et al.*, 2014). Deformation is dominated by flattening, and the regional foliation  $S_2$  defines a penetrative *fabric* formed during coaxial deformation, which is folded by  $F_3$  and  $F_4$  folds (e.g., Richter *et al.*, 2007). The main foliation  $S_2$  can locally exhibit mylonitic features (S-C pairs and porphyroclasts), suggesting local shearing parallel to  $S_2$  (cf. Glodny *et al.*, 2005).

#### 4.2.1. The Punta Sirena locality

At the Punta Sirena locality, south of the Pichilemu region (**Fig. 4.1**), metamafic rocks and pelitic schist comprise highly deformed rocks intercalated at metric to decametric scale (**Fig. 4.2a–b**). Metamafic rocks forming typical greenschists can also form layers of a few tens of meters at this locality. The penetrative regional foliation  $S_2$  is homogeneous within the sequence, showing a steep dip to the SSW (**Fig. 4.1**). Quartz-bearing mullions and lenticular sigmoids occur in both lithotypes along the  $S_2$  foliation (**Fig. 4.2c**), indicating the non-coaxial behavior of the  $D_2$  deformation.  $F_3$  folds affect the whole sequence, forming open folds and strongly crenulated zones that mostly occur in garnet-mica schist (**Fig. 4.2d**). The amphibolites are characterized by a bluish-green color when not retrogressed (**Fig. 4.2e–f**), but they commonly appear retrogressed to greenschist formed by rounded albite grains, green actinolite and bands of chlorite and epidote, in which relicts of green-bluish amphibolite occur as centimeter- to decimeter-thick layers (**Fig. 4.2e**).





**Figure 4.2:** Field relations at southern Punta Sirena beach. (a) and (b) Metric intercalations of garnet-mica schist and amphibolite along the  $S_2$  foliation. (c) Porphyroblastic garnet-mica schist with quartz-bearing mullions along the  $S_2$  foliation. (d) Garnet-mica schist bearing lenses of garnetites deformed by  $F_3$  folds. (e) and (f) Lithologic heterogeneity of amphibolite layers showing gray-bluish amphibolite and strongly retrograded portions with light green color.

Although the penetrative foliation  $S_2$  is strongly developed, microfolds provide evidence of a previous foliation  $S_1$  at the outcrop scale. Garnet-mica schist is formed by quartz-rich and white mica-rich bands. The garnet content varies between  $< 5\%$  and  $\sim 15\%$  in volume (**Fig. 4.2c–d**), and garnetite lenses with garnet grains up to  $\sim 20$  cm in diameter locally occur (**Fig. 4.2d**). Black cm-sized lenses composed of abundant magnetite and associated apatite, magnesioriebeckite (+Na-Ca amphibole), phengite, chlorite,  $\pm$  pyrite  $\pm$  stilpnomelane locally occur interleaved within the metabasites, indicating metamorphism of Fe-rich deposits formed in the oceanic floor. Magnesioriebeckite is exclusively observed in magnetite-rich lenses, pointing to high  $fO_2$ , but it is absent in the amphibolite and greenschist of Punta Sirena.

### 4.3. Analytical Techniques

Mineral analyses were conducted using Wavelength Dispersive Spectrometry (WDS) using a CAMECA SX-100 microprobe (Center of Scientific Facilities of the University of Granada) (**Tables 4.1–4.2**) operated at 15 kV, with a 15 nA beam current, a beam size of  $5\mu\text{m}$ , and using albite (Na), periclase (Mg),  $\text{SiO}_2$  (Si),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Al), sanidine (K),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Fe),  $\text{MnTiO}_3$  (Mn),  $\text{SO}_4\text{Ba}$  (Ba),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (Cr), diopside (Ca),  $\text{TiO}_2$  (Ti) and vanadinite (Cl) as calibration standards. The amphibole formulae normalization (23 oxygens) followed the procedures of Leake *et al.* (1997), and  $\text{Fe}^{3+}$  was estimated after the method of Schumacher (in Leake *et al.*, 1997) using the maximum estimate of  $\text{Fe}^{3+}$  contents (normally, 13eCNK factor). Chlorite and white mica were normalized to 28 and 11 oxygens, respectively, assuming  $\text{Fe}_{\text{total}} = \text{Fe}^{2+}$ . Garnet was normalized to 12 oxygens and 8 cations, with  $\text{Fe}^{3+}$  estimated by stoichiometry. Plagioclase, epidote and titanite were normalized to 8, 12.5 and 5 oxygens, respectively, assuming  $\text{Fe}_{\text{total}}$  as  $\text{Fe}^{3+}$ . Mineral abbreviations follow the scheme of Whitney and Evans (2010). Mg-number ( $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ) is abbreviated as Mg#. Supplementary material may be downloaded from the journal electronic deposit or upon request to the author.

Elemental XR maps were obtained with the same machine operated at 15 keV and 250 nA with a focused beam, a pixel size of  $8\mu\text{m}$  and a counting time of 30 ms/pixel. The images were processed with the DWImager (Torres-Roldán & García-Casco, unpublished) software to obtain quantitative images of the minerals of interest (garnet, amphibole and mica) following the ZAF-correction procedure of Bence & Albee (1968) and using internal standards corresponding to the analysis of garnet, white mica and amphibole performed within the scanned areas. In the images of **Figures 4.4, 4.5, 4.8 & 4.10**, the pixel-sized analyses of garnet, white mica and amphibole are expressed in atoms per formula unit (apfu, atoms per 12 O, 11 O and 23 O formula unit, color code, respectively). To highlight the minerals and textures of interest, other mineral phases were masked out, and the color images of the phases of interest were overlaid onto a grayscale image base-layer,

calculated with the expression  $\sum [apfu/nA/s]_i * A_i$  (where A is the atomic number, and i corresponds to Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, Ba, K, P, F and Cl), that contains the basic textural information of the scanned areas. In these images, amphibole was normalized to 13 cations excluding Ca Na and K (*i.e.*, 13eCNK). Tetrahedral and ternary phase diagrams were calculated using the CSpace (Torres-Roldán *et al.*, 2000) software. The projections were made through coexisting phases and exchange vectors to properly condensate the composition space.

Major elements (**Table 4.3**) of samples used for the calculation of composition phase diagrams and P–T pseudosections were carried out at ACME Analytical Laboratory (Vancouver, Canada) Ltd by means of X-ray fluorescence (XRF) spectrometry after Lithium metaborate fusion (see Hyppolito *et al.*, 2014, for details).

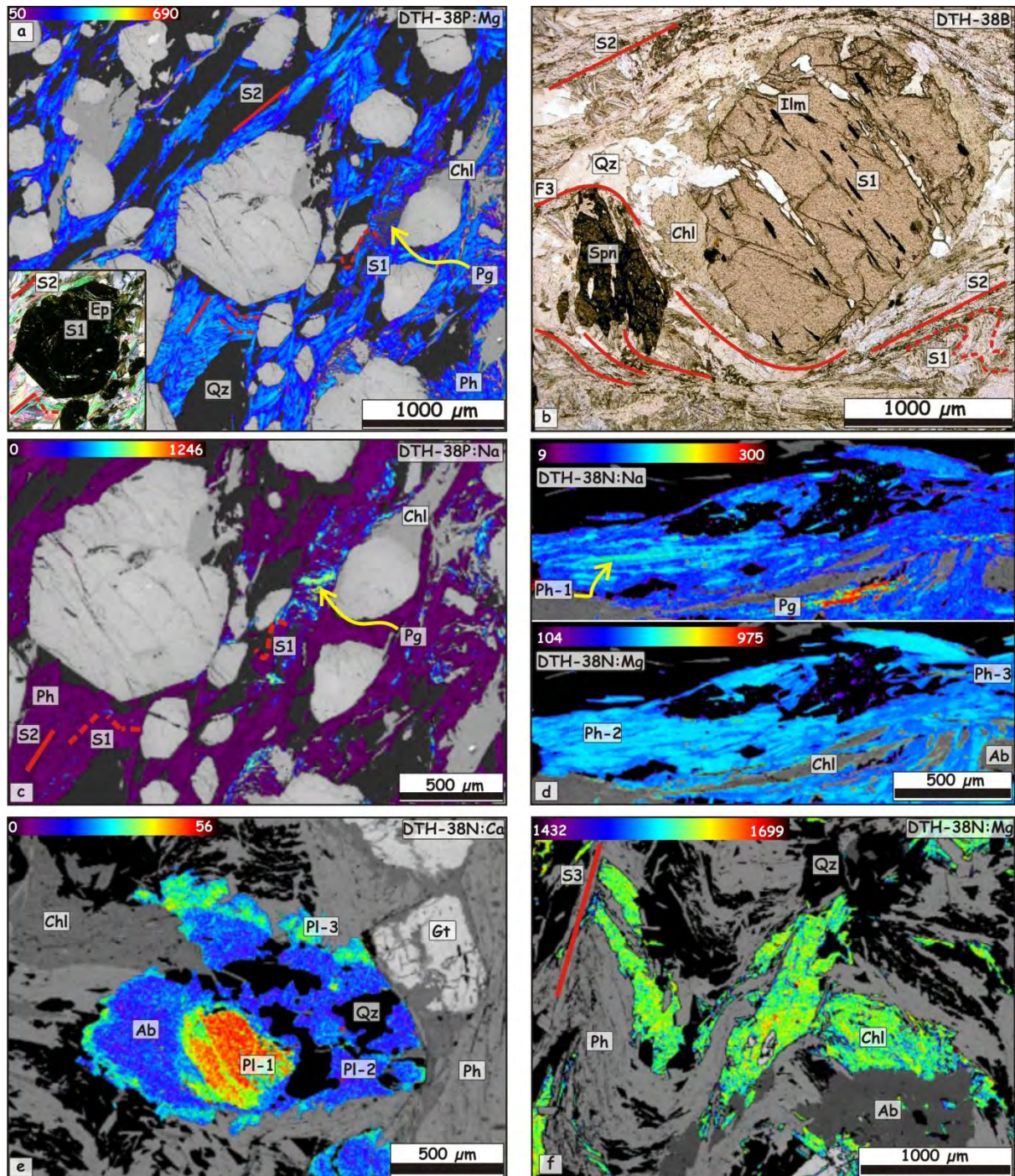
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analyses of amphibole and micas were performed at the Argon Geochronology Laboratory of the University of Michigan using a continuous laser for step-heating and a VG 1200S noble gas mass spectrometer equipped with a Daly detector operated in analog mode. The mass spectrometer was operated using the methods outlined in Streepey *et al.* (2000) and Keane *et al.* (2006). Samples were packed within pure Al foil packs and irradiated in a medium flux location inside the McMaster Nuclear reactor for 90 MWh within two irradiation packages labeled mc40 and mc42. Quoted ages are calculated relative to an age of 520.4 Ma for hornblende standard MMHb–1. After irradiation, a small number of grains (between two and four) with 250–500  $\mu\text{m}$  were chosen from each sample for extraction and purification of argon by the step-heating method.

## 4.4. Mineral Assemblages, Textures and Mineral Composition

### 4.4.1. Garnet-mica schist

The peak mineral assemblage consists of garnet, phengite, paragonite, albite, chlorite, quartz, rutile, and  $\pm$ ilmenite. Retrograde metamorphism is texturally characterized by local garnet resorption forming chlorite, epidote, quartz, and  $\pm$ albite and by rutile and ilmenite, which are replaced by titanite $\pm$ hematite. The foliation  $S_2$  is defined by white mica, chlorite, epidote minerals and granoblastic bands of quartz $\pm$ albite (**Fig. 4.3a–b**). The relict foliation  $S_1$  is observed as inclusion trails within garnet porphyroblasts defined by epidote, ilmenite, apatite,  $\pm$ rutile,  $\pm$ titanite,  $\pm$ quartz  $\pm$ phengite, and  $\pm$  deep blue tourmaline (*e.g.*, **Fig. 4.3a–b**). Inclusion trails of graphite ( $S_1$ ) within albite cores are present in some samples.  $F_2$  microfolds, composed of crenulated white mica, and especially recorded in garnet-rich lenses, also indicate an earlier foliation  $S_1$  (**Fig. 4.3a–c**). The main foliation  $S_2$  is deformed by  $F_3$  microfolds, locally forming crenulation cleavage domains (**Fig. 4.3b, f**).

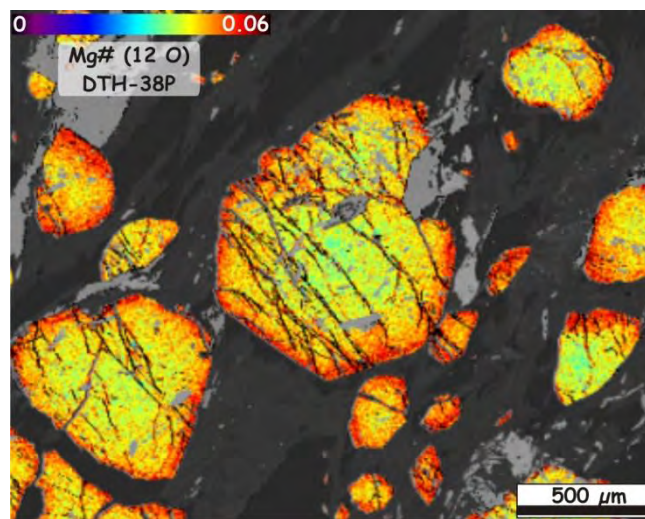




**Figure 4.3:** Element distribution maps and microphotographs showing relevant textures and compositional features of garnet-mica schist from southern Punta Sirena beach. Color scale bar (counts/nA/s) represents high (red) and low (purple) concentrations. (a) Mg image of a garnet-rich lens showing relics of  $S_1$  foliation within  $F_2$  microfolds. Note that  $S_1$  phengite has the same Mg contents as cores of  $S_2$  phengite, revealing rotation of  $S_1$  grains during  $D_2$ . In the left side a microphotography of the garnet grain showing  $Si \neq Se$  indicated by epidote mineral inclusions. (b) Microphotography of garnet-mica schist showing inclusion patterns ( $Si \neq Se$ ) within garnet grain and partial rotation during later  $D_3$ . (c) Na image showing relics of paragonite within intrafolial  $F_2$  microfolds in a garnet-rich lens. (d) Na and Mg images of garnet-mica schist highlighting phengite zoning, with relict Na-richer cores (Ph-1) overgrown by Na-poorer phengite (Ph-2 and Ph-3). See also Mg-rich phengite (Ph-2). Paragonite is also shown. (e) Ca image revealing zoned and resorbed albite grain with relict core and external rims with higher Ca than intermediate zones. (f) Mg image showing zoned chlorite with slight Mg-richer core deformed by  $F_3$  microfolds.

#### 4.4.1.1. Garnet

Garnet occurs as porphyroblasts 1–10 mm in diameter. They form euhedral crystals that are resorbed (**Fig. 4.3a–b**). The garnet is rich in almandine ( $X_{alm} = 0.32–0.73$ ) and grossular ( $X_{grs} = 0.18–0.30$ ) content and is poor in spessartine ( $X_{sps} = 0.01–0.40$ ) and very poor in pyrope ( $X_{prp} = 0.01–0.06$ ). It is compositionally zoned, recording normal growth zoning characterized by  $X_{sps}$ -rich cores and progressively  $X_{sps}$ -poorer and  $X_{prp}$ - and  $Mg\#$ -richer mantles and rims in the same direction (**Fig. 4.4**). Thin rim zones 10 to 15  $\mu m$  in width yield the highest  $X_{prp}$  and  $Mg\#$  (0.06–0.09). The grossular contents are near constant but slightly decrease from the mantle to rim zones. Locally, grossular-poor zones occur at the inner cores, identified in X ray maps, and subtle oscillations of  $X_{grs}$  are roughly correlated with  $X_{alm}$ .



**Figure 4.4:**  $Mg/(Mg+Fe)$  image (scale: cations per formula unit) showing high (red)  $Mg\#$  of garnet rims.

Element distribution maps show that the garnet-rich lenses are composed of coalesced and later fractured grains. The geometry of the inclusions (mainly epidote minerals, quartz and ilmenite) and the porphyroblast-matrix relationships (following the scheme Passchier & Trouw, 2005, modified from Zwart, 1962) indicate that the garnet core, mantle and rim zones are syn- to post-kinematic relative to the relict foliation  $S_1$  ( $S_1 \neq S_e$ ) (**Fig. 4.3a–b**). Even if some microstructural relations would suggest parallelism or continuity between the internal and external foliations (such as matrix quartz connected with enclosed quartz of garnet porphyroblasts as a result of later crystallization in micro-fractures and partial rotation during  $D_3$ ), the enclosed Ti-bearing minerals (*e.g.*, ilmenite produced during garnet growth) and the fine-grained quartz inclusions record  $S_1$  foliation and do not exhibit continuity outside the grain (**Fig. 4.3b**). The quartz inclusions are finer-grained than the matrix and garnet replacing quartz, indicating prograde growth (**Fig. 4.3b**). Resorbed garnet grains are mainly replaced by quartz, chlorite and fine-grained white mica aggregates, and they locally preserve the original crystal habit. Garnet porphyroblasts with strain shadows of polygonal quartz in



the direction of the foliation  $S_2$  are present. The garnet inclusions comprise ilmenite, rutile,  $\pm$ titanite,  $\pm$ phengite,  $\pm$ epidote, quartz, apatite and tourmaline.

#### 4.4.1.2. Phengite

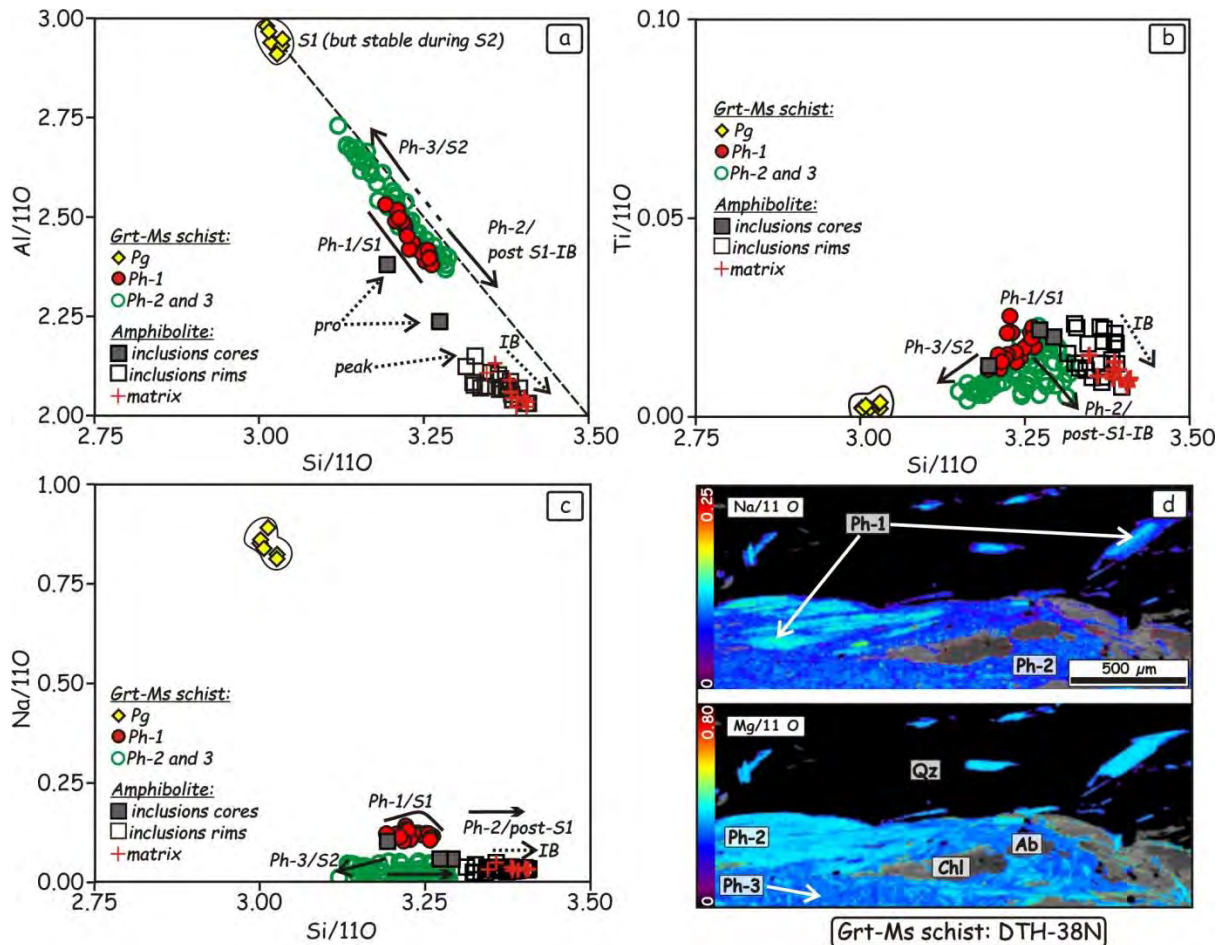
Phengite is the widespread mica phase and encompasses three chemical/textural varieties in both intrafolial  $F_2$  microfolds and along the  $S_2$  foliation. The compositional variations record a sequence of phengite grains formed during changing PT conditions in  $S_1$  and  $S_2$  foliations.

Na-rich phengite (Ph-1) constitutes the relict cores of matrix grains of the  $S_2$  foliation and those forming the  $S_2$  crenulation cleavage ( $F_2$  microfolds) (Si = 3.22–3.26, Mg = 0.20–0.23, Fe = 0.12–0.18, Na = 0.11–0.14 apfu; **Figs. 4.3d, 4.5**). This type of mica appears partially replaced and overgrown by a second Na-poor phengite with higher Al-celadonite content (Ph-2; Si = 3.25–3.32, Mg = 0.17–0.24, Fe<sup>2+</sup> = 0.11–0.21, Na = 0.05–0.08 apfu), which in turn is rimmed by a later phengite (Ph-3) with lower Al-celadonite contents (Si = 3.15–3.21, Mg = 0.11–0.15, Fe = 0.08–0.17, Na = 0.06–0.09 apfu, **Figs. 4.3d, 4.5**). Rare small inclusions of prograde phengite within the garnet are slightly poorer in Na compared to the Na-rich cores (Ph-1) of the matrix phengite.

The compositional variations are mainly controlled by the Tschermak ( $Si^{IV} + (Mg, Fe^{2+})^{VI} = Al^{IV} + Al^{VI}$ ) and Na = K exchanges (**Fig. 4.5a**), which operated during both the prograde and retrograde sections of the P–T path. High octahedral contents up to 2.06 apfu and the alkali deficiency at the interlayer site (*e.g.*, 0.90) exhibited by some analyses suggest contributions of the di/trioctahedral ( $\square^{VI} + Al^{VI} + Al^{VI} = 3(Fe^{2+}, Mg)^{VI}$ ) and pyrophyllitic ( $K^{XII} + Al^{IV} = \square^{XII} + Si^{IV}$ ) substitutions (*e.g.*, García-Casco *et al.*, 1993; Parra *et al.*, 2002). Deviation from the Tschermak substitution line (**Fig. 4.5a**) might indicate the presence of Fe<sup>3+</sup>, but uncertainties introduced by vacancies in octahedral and interlayer sites preclude a reliable estimate.

#### 4.4.1.3. Paragonite

A rare phase only identifiable by means of element distribution maps or BSE images (**Fig. 4.3c–d**) is paragonite (Si = 2.98–3.05, Al = 2.88–3.00, K = 0.07–0.23, Na = 0.77–0.92, Ca = 0.01 apfu., **Fig. 4.5a–c**). Paragonite is scarce and occurs in intrafolial  $F_2$  microfolds (**Fig. 4.3c**) or as relict strings of very fine grains (< 60  $\mu$ m in thickness) along the matrix foliation  $S_2$ , forming very fine intergrowths with phengite (**Fig. 4.3d**). Relatively high Mg and Fe contents suggest a mixed analysis of intergrown mica grains. The occurrence of paragonite and a Na-rich phengite suggests equilibrium coexistence astride the muscovite–paragonite solvus, as expected for a paragonite-saturated system (Giorgetti *et al.*, 2000).



**Figure 4.5:** (a), (b) and (c) Composition of white mica in garnet-mica schist and amphibolite from Punta Sirena unit. IB = isobaric cooling. See text for clarification. In (a) the dashed line between Ph-2 and Ph-3 represents the limit of reequilibrated compositions. Ideal Tschermak substitution is depicted. (d) Quantitative Na and Mg (scale: cations per formula unit) images for a garnet-mica schist sample showing phengite zoning.

#### 4.4.1.4. Chlorite

Chlorite occurs in association with white mica, defining rectilinear contacts in both  $S_1$  and  $S_2$  domains (Fig. 4.3a–b, f). Locally, it exhibits rectilinear boundaries with peak garnet rims, suggesting textural equilibrium. It also replaces garnet along fractures and rims or forms strain shadows around garnet porphyroblasts. The compositional variability is restricted. Near-peak compositions include cores of chlorite flakes in intrafolial  $F_2$  microfolds and parallel to the  $S_2$  foliation with compositions characterized by  $Si = 5.15\text{--}5.41$ ,  $Al = 5.27\text{--}5.59$ , and  $Mn = 0.06\text{--}0.12$ . Retrograde chlorite has  $Si = 5.20\text{--}5.37$ ,  $Al = 5.45\text{--}5.62$ ,  $Mn = 0.10\text{--}0.24$  apfu, as expected for chlorite forming after a Mn-bearing phase such as garnet. The inter-sample compositional variations appear to be controlled by different grades of retrograde reequilibration (0.31–0.45) rather than bulk rock influence, as similar Mg# values characterize garnet-mica schist samples (e.g., 0.30–0.34).

#### 4.4.1.5. Plagioclase

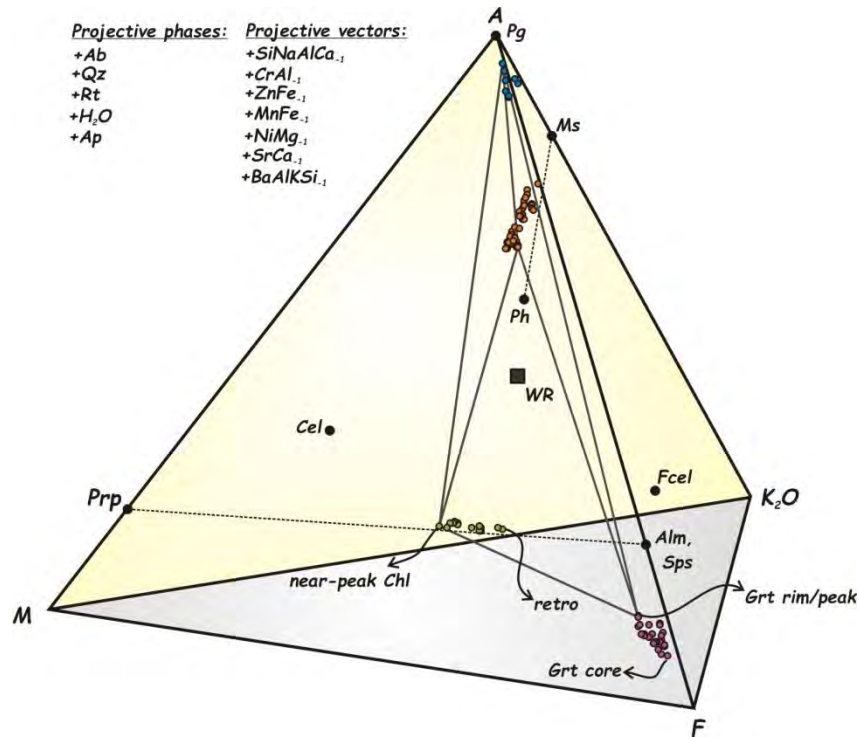
Albite ( $X_{ab} = 0.97-1.00$ ) occurs as micro-porphyroblasts elongated along the  $S_2$  foliation in association with quartz in granoblastic layers. Plagioclase cores are slightly richer in Ca content ( $X_{ab} = 0.97$ ) and appear partially resorbed and overgrown by near-pure albite ( $X_{ab} = 0.99$  to 1.00, **Fig. 4.3e**). The outermost rims have Ca-richer compositions ( $X_{ab} = 0.97-0.98$  in inner portions and 0.99 at external rims, **Fig. 4.3e**). A direct textural relation between paragonite and albite was not identified (*e.g.*, replacement textures or rectilinear contacts), but paragonite was observed in both albite-absent and albite-bearing domains (mm scale), suggesting equilibrium among these phases.

#### 4.4.1.6. Other phases

Epidote occurs as crenulated trails enclosed in garnet grains ( $Cz_{75}Ps_{25}$ ) and as trails around retrogressed garnet grains ( $Cz_{77-82}Ps_{19-23}$ ). Ilmenite, rutile and rare titanite are generally enclosed within garnet cores, mantles and rims forming rotated trails. Titanite occurs as matrix grains that locally include relicts of rutile. Titanite has Al contents of 0.06–0.07 apfu. Euhedral pyrite is locally observed in garnet-rich lenses. Polygonal grains of quartz occur within quartz layers parallel to the  $S_2$  foliation. They exhibit undulose extinction, and small grains suggest recrystallization during the  $D_2$  event.

#### 4.4.1.7. Summary of phase relations

The AFMK diagram projected from quartz, albite, rutile, apatite and  $H_2O$  allows representation of the phase relations of the garnet-mica schist. The phases and bulk-rock composition projected in **Figure 4.6** correspond to sample DTH-38B. In this diagram, the tie-lines correspond to the peak conditions, but prograde (garnet) and retrograde (chlorite and phengite) compositions are also plotted for reference. Note that the bulk-rock composition plots within the peak tie-tetrahedron Pg–Na-rich Ph-1–Chl–Grt, approaching the tie-triangle defined by the last three phases, in accordance with the low proportion of paragonite in these rocks (up to  $\sim 2.5\%$  vol; **Fig. 4.6**). Because the projection was made through albite, the compositional variability of Na in Na-rich (Ph-1) and Na-poor (Ph-2, 3) phengite cannot be fully appreciated in this projection, but the general phengitic trend (prograde and retrograde) is visible (see the resemblance with the tie-line connecting the Ph and Ms compositions). This projection also reveals the very low pyrope ( $X_{prp} \sim 0.05$ ) and high almandine contents of garnet (**Fig. 4.6**). Because the compositional space was projected from albite and condensed through the plagioclase exchange vector ( $SiNaCaAl_1$ ), the compositions with higher grossular contents plot closer to the A apex (Grt rim/peak in **Fig. 4.6**).



**Figure 4.6:** AFMK phase diagram showing the peak assemblage and whole-rock composition (WR) of garnet-mica schist sample DTH-38B.

#### 4.4.2. Amphibolite

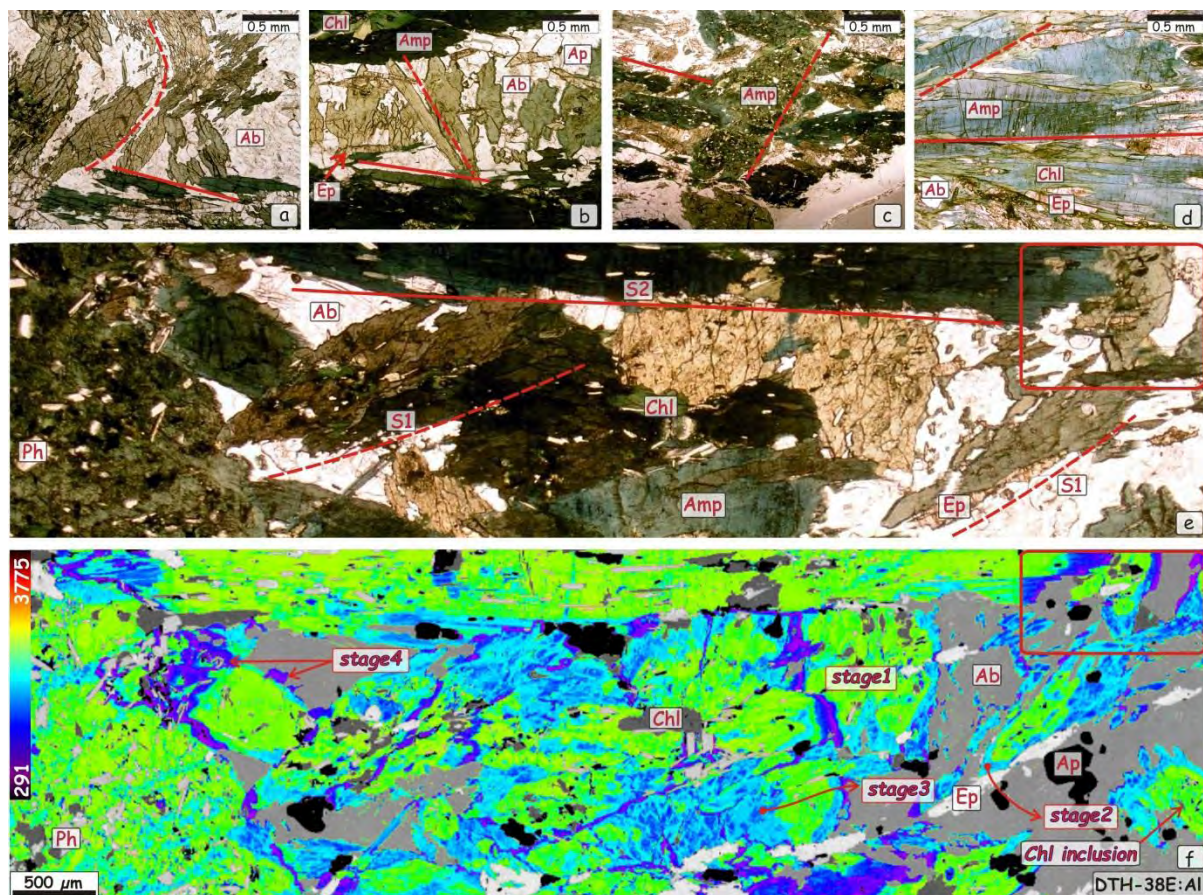
The peak mineral assemblages consist of Na-Ca amphibole, phengite, epidote, albite, and accessory  $\pm$ rutile, ilmenite and apatite, with samples bearing  $\pm$ chlorite,  $\pm$ magnetite, and  $\pm$ quartz. The amphibolitic layers comprise heterogeneous lithologies distributed in mm-sized bands rich in amphibole $\pm$ chlorite $\pm$ epidote, chlorite $\pm$ epidote, epidote, and albite. Na-Ca amphibole, epidote, albite and rarely phengite are observed within  $F_2$  microfolds and as partial rotated crystals proving vestiges of a relict foliation  $S_1$  (**Fig. 4.7**). Rutile, ilmenite, epidote, white mica and chlorite are enclosed within amphibole crystals. Albite occurs as sub-euhedral to xenoblastic grains. The main foliation  $S_2$  is defined by amphibole crystals (up to 4 mm), titanite, epidote and  $\pm$ white mica. Element distribution maps allow the identification of pre- $S_2$  amphibole “cores” that appear parallel to the  $S_2$  foliation, although they were indeed formed during the development of  $S_1$  foliation (**Fig. 4.7**), indicating rotation and reorientation of grains parallel to the  $S_2$  foliation in the same way as the pre- $S_2$  phengite of the garnet-mica schist.

##### 4.4.2.1. Amphibole

The following amphibole growth/microstructure development stages were determined on the basis of element distribution maps and mineral composition. Relatively Al-, Na- and K-rich Na-Ca amphibole (stage 1) comprise the relict “cores” of grains in both the  $S_1$  and  $S_2$  domains (**Fig. 4.7e-f**). These “cores” comprise the main volume of amphibole grains (**Figs. 4.7 & 4.8**), suggesting formation



under increasing PT conditions. The compositions of the stage 1 amphibole include Na-Ca amphibole, mostly Na+K<sup>(A)</sup>-rich barroisite but also minor amounts of katophorite and taramite compositions (Si = 6.50–6.67; Na<sup>(B)</sup> = 0.55–0.78; Na+K<sup>(A)</sup> = 0.44–0.59, Al = 1.90–2.60 apfu; **Fig. 4.9a**). Na-Ca amphibole with relatively lower Al and K contents (stage 2) replace the relict “cores”, forming widespread patchy zones (**Figs. 4.7 & 4.8**) and overgrowths (rims) defining a sharp compositional boundary (**Figs. 4.7 & 4.8**). Stage 2 amphibole also occurs as individual fine-grained crystals (0.5 mm) (**Fig. 4.7e–f**). Stage 2 Na-Ca amphibole is mostly of barroisite composition, with Na<sup>(B)</sup> in the range of 0.54–0.85 apfu and with lower Al (1.05–2.36 apfu) and Na+K<sup>(A)</sup> (0.42–0.19 apfu) contents than in the stage 1 Na-Ca amphibole (**Figs. 4.8 & 4.9**).

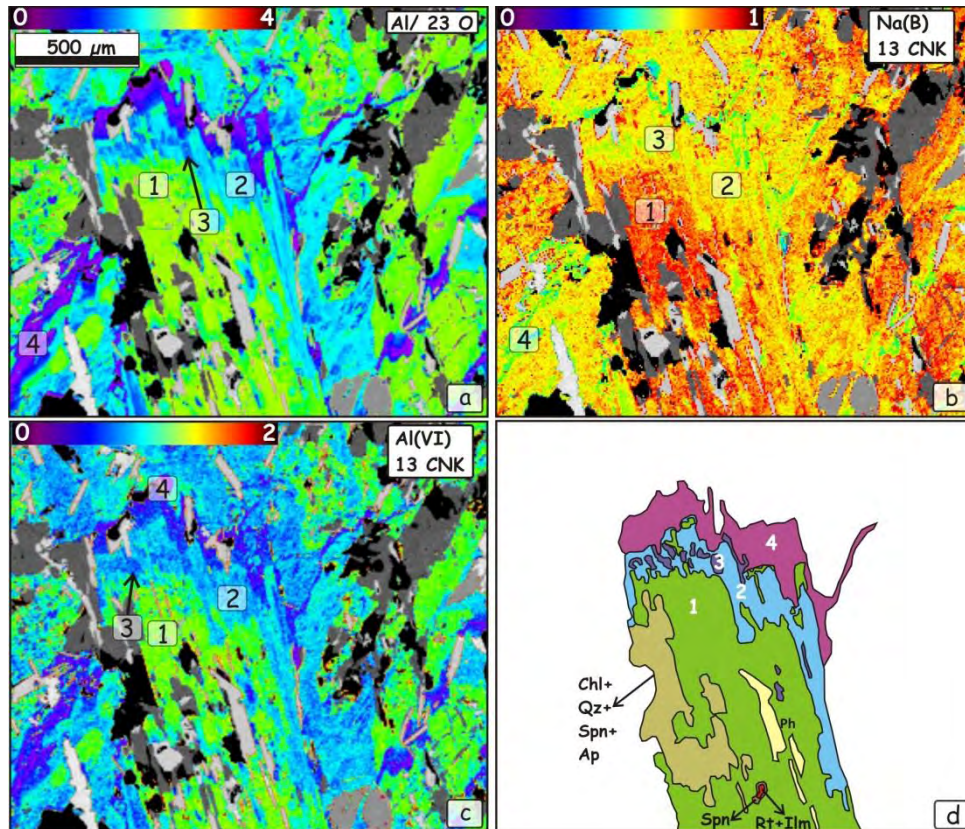


**Figure 4.7:** (a–e) Microphotographs and (f) Al XR map showing relevant textures and compositional features of amphibolite from southern Punta Sirena beach.

A third generation (stage 3) of Na-Ca amphibole is defined by still lower K and Al and slightly higher Ca contents. Stage 3 amphibole occurs as cores of stage 2 amphibole in a “honeycomb”-like texture (**Figs. 4.7e–f, 4.8**), which proves the complex pattern of amphibole growth/dissolution in these samples. This type of amphibole is also observed as overgrowths of stage 1 Na-Ca amphibole (**Fig. 4.7e–f**). The Na-Ca amphiboles of stage 3 have a barroisite composition characterized by lower Al (0.61–1.40 apfu) and Na+K<sup>(A)</sup> (0.18–0.12 apfu) contents and a slightly lower Na<sup>(B)</sup> (0.52–0.70)

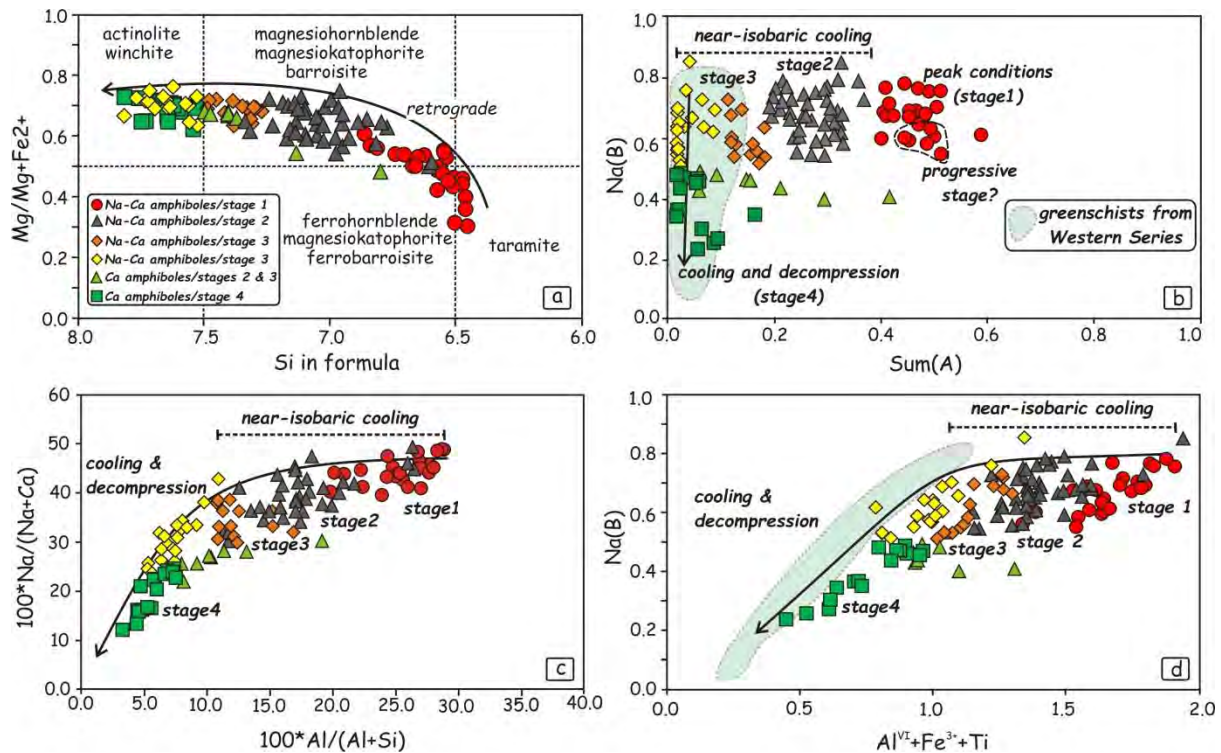


content than the stage 2 amphibole. Winchite belonging to stage 3 mostly occurs at rims and has a composition of  $\text{Si} = 7.50\text{--}7.82$ ,  $\text{Na}^{(B)} = 0.51\text{--}0.85$ ,  $\text{Na}+\text{K}^{(A)} = 0.01\text{--}0.12$ , and  $\text{Al} = 0.42\text{--}0.91$  apfu (**Fig. 4.9**). Finally, Ca-amphiboles (stage 4) that are poorer in Al, K and Na and richer in Ca and Mg contents are typically concentrated along grain boundaries (**Figs. 4.7 & 4.8**), defining a second sharp compositional boundary. This type of amphibole overgrows the Na-Ca amphiboles of stages 1, 2 and 3, (**Fig. 4.7e-f**). The Ca-amphiboles of stage 4 are of actinolite composition with  $\text{Si} = 7.53\text{--}7.82$ ,  $\text{Na}^{(B)} = 0.24\text{--}0.49$ ,  $\text{Na}+\text{K}^{(A)} = 0.02\text{--}0.16$  and  $\text{Al} = 0.26\text{--}0.61$  apfu (**Fig. 4.9**).



**Figure 4.8:** (a–c) Quantitative Al and Na (scale: cations per formula unit) images and (d) scheme showing the four stages of amphibole growth. See text for clarification.

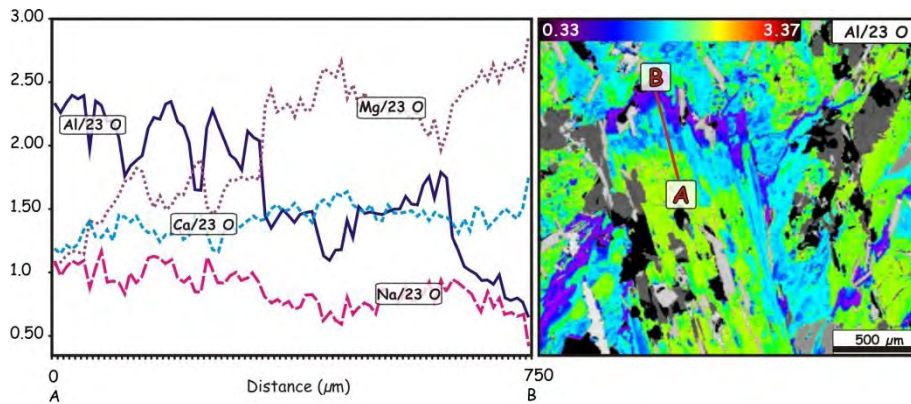
The Mg# contents increase and the Ti contents decrease from amphibole stages 1 to 4, varying in the range of 0.79–0.31 and 0.06–0.01 apfu, respectively. Na-rich calcic amphibole with a hornblende composition ( $\text{Si} = 7.13\text{--}7.50$ ,  $\text{Na}^{(B)} = 0.40\text{--}0.49$ ,  $\text{Na}+\text{K}^{(A)} = 0.06\text{--}0.29$  and  $\text{Al} = 0.83\text{--}1.60$  apfu; **Fig. 4.9**) is locally observed with barroiste of stages 2 and 3 and shows the same pattern of decreasing  $\text{Sum}^{(A)}$  exhibited by Na-Ca amphibole (**Fig. 4.9b**). In general, Al and Na decrease from core to rim and are inversely related to Ca and Mg (**Fig. 4.10**). The uneven behavior of these elements along the profiles is a consequence of patchy retrograde overprinting (**Figs. 4.7 & 4.8**). The Tschermak ( $\text{Si}^{\text{IV}} + (\text{Mg}, \text{Fe})^{\text{VI}} = \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$ ), jadeite ( $\text{Ca}^{\text{B}} + \text{Mg}^{\text{VI}} = \text{Na}^{\text{B}} + \text{Al}^{\text{VI}}$ ), edenite ( $\text{Na}^{\text{A}} + \text{Al}^{\text{IV}} = \square^{\text{A}} + \text{Si}^{\text{IV}}$ ) and  $\text{MgFe}_{-1}$  exchange vectors describe most of the chemical variation during retrogression (decrease in Al and Na, and increase in Mg, Ca, and Si) (**Figs. 4.8–4.10**).



**Figure 4.9:** (a) Classification of amphibole (following Leake et al., 1997) for amphibolite from Punta Sirena unit. (b)–(d) Compositional variation of amphibole in the scheme of Laird & Albee (1981). The depicted field indicates representative compositions of sodic-calcic and calcic amphibole forming greenschists at central Chile (see Willner, 2005). Stage 1: barroisite, katophorite and taramite; stage 2: barroisite and hornblende; stage 3: barroisite, winchite and hornblende; stage 4: actinolite. See text for clarification.

#### 4.4.2.2. White Mica

Phengite is mostly enclosed within sodic-calcic amphibole of stage 1. More rarely, it occurs intergrown with rims of sodic-calcic amphibole of stages 2 and 3 along the  $S_2$  foliation. Phengite inclusions are slightly and irregularly zoned with an inner zone composition characterized by  $Si = 3.20\text{--}3.29$ ,  $Mg = 0.21\text{--}0.27$ ,  $Fe^{2+} = 0.27\text{--}0.30$  and  $Na = 0.06\text{--}0.11$  apfu contents. Toward the rims of included and matrix crystals, the phengite composition tends toward higher Al-celadonite and lower Na contents ( $Si = 3.32\text{--}3.41$ ,  $Mg = 0.27\text{--}0.34$ ,  $Fe^{2+} = 0.28\text{--}0.40$ ,  $Na = 0.03\text{--}0.04$  apfu) (Fig. 4.5a–c). Element distribution maps show that phengite inclusions with higher Al-celadonite contents are associated with amphibole zones more affected by retrograde overprinting. These compositional features, combined with textural analysis, suggest that the Na-rich phengite formed during peak conditions and that the Na-poor phengite formed during retrogression at a still high pressure. However, because of the relatively broad range of Na contents (0.06–0.11 apfu) yielded by the Na-rich phengite, we infer that parts of the cores retain prograde compositions, particularly those with lower Si contents ( $\sim 3.20$  apfu).



**Figure 4.10:** Compositional profile in amphibole of amphibolite from Punta Sirena unit (to the left) indicated on a quantitative image of Al (cations per formula unit).

#### 4.4.2.3. Epidote, plagioclase, chlorite and titanite

The plagioclase is albite ( $X_{ab} = 0.95\text{--}1.00$ ), although it is slightly zoned with Ca-richer cores. Its compositional pattern is locally irregular, suggesting patchy growth. Albite occurs associated with peak amphibole but also represents a retrograde phase that develops interstitially and replaces amphibole grains. In the more intensely retrograded samples, albite forms rounded grains full of tiny inclusions of Na-Ca and Ca-amphibole, epidote and titanite.

Epidote corresponding to the metamorphic peak assemblage occurs as fine-grained inclusions within stage 1 amphibole porphyroblasts. Subeuhedral to euhedral epidote is found in rectilinear contact with the second generation of Na-Ca amphibole within intrafolial  $F_2$  folds. Biminerallitic lenses of chlorite and euhedral epidote also indicate retrograde formation of the latter. Epidote inclusions within sodic-calcic amphibole have  $Cz_{71\text{--}78}Ps_{22\text{--}29}$  compositions, whereas matrix grains are slightly zoned, having  $Cz_{78}Ps_{22}$  cores and  $Cz_{70}Ps_{30}$  rims.

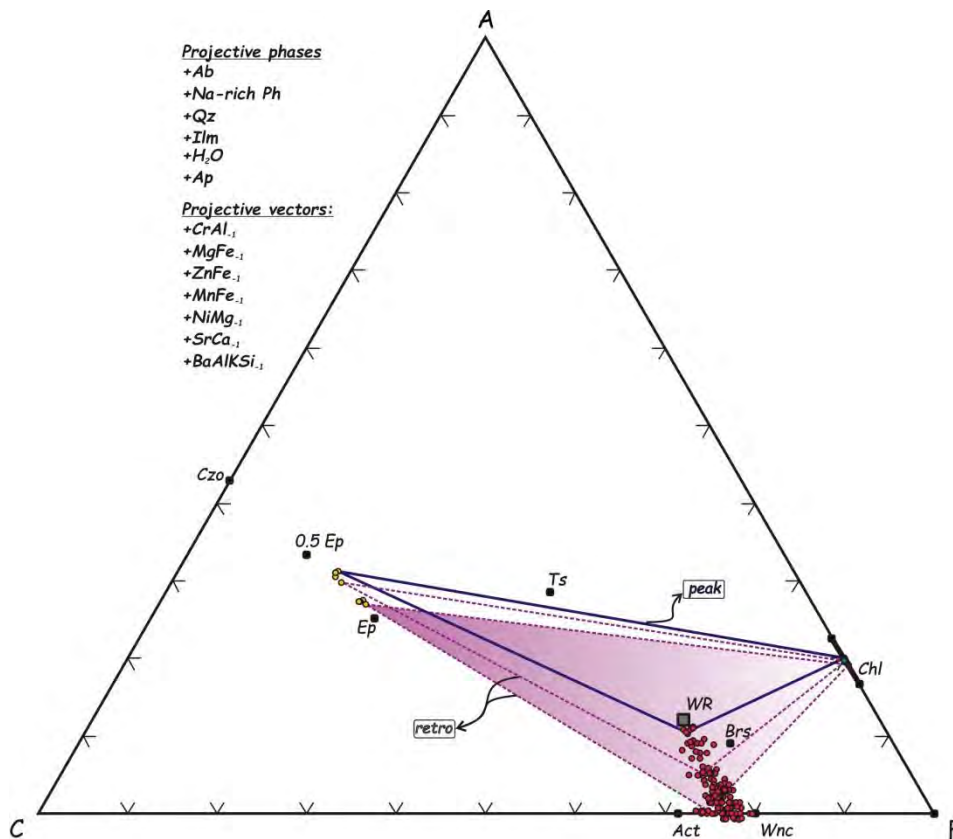
Retrograde chlorite forms patchy zones within amphibole porphyroblasts associated with titanite that overgrows rutile and ilmenite inclusions. Chlorite is irregularly zoned, but Mg-rich cores are still preserved and visible in element distribution maps. Its composition varies within the following ranges: Si = 5.49–6.08, Al = 4.49–4.42 apfu and Mg# = 0.47–0.57. Locally, fine-grained chlorite with lower Mg# ( $\sim 0.40$  apfu) overgrows the dominant chlorite. Titanite has Al contents varying in the range of 0.02–0.06 apfu.

#### 4.4.2.4. Summary of phase relations

The chemographic projection analysis of a representative amphibolite sample (DTH-38E) is shown in the ACF diagram projected from albite, Na-rich phengite, quartz, ilmenite, apatite and  $H_2O$  (**Fig. 4.11**). The bulk-rock composition plots within the peak tie-triangle epidote–stage 1 amphibole–chlorite, but close to the tie-line epidote–amphibole, suggesting small amounts of chlorite in the peak assemblage for this bulk composition (**Fig. 4.11**). The projection also indicates



that chlorite increases in volume up to the formation of a greenschist facies assemblage (retrograde epidote, calcic amphibole of stage 4 and chlorite; **Fig. 4.11**) as the amphibole composition moves away from the A apex upon retrogression (e.g., decreasing Al and Sum<sup>(A)</sup>).



**Figure 4.11:** ACF phase diagram showing peak and retrograde assemblages and whole-rock composition (WR) of amphibolite sample DTH-38E.

## 4.5. P–T Conditions

### 4.5.1. Inverse Modeling Thermobarometry

Optimal thermobarometry (Powell & Holland, 1994) was performed using THERMOCALC (Holland & Powell 1998, version 3.33, thermodynamic database 5.5, 12 November 2004). This method calculates the optimal estimations of pressure and temperature using a set of independent reactions that fully describe the thermodynamics of the system. The activities of the end members and their uncertainties were calculated using AX software (T. Holland & R Powell, unpublished). The results presented here passed the ‘sigfit’ test ( $\sigma_{fit} < \text{cutoff value}$ ), giving PT uncertainties ( $\sigma_T$  and  $\sigma_P$ ) at  $\pm 1\sigma$  (95% confidence). End member(s) with erratic behavior (outliers) and a low influence on the least squares results (low hat value,  $hk$ ) may cause inconsistency in the results, so they were removed from the calculations (for justifications, see Powell & Holland, 1994). All calculations were performed using a pure H<sub>2</sub>O-fluid. The calculation results are shown in **Table 4.4**.

Peak conditions were calculated for three garnet-mica schist samples (samples DTH-38N, DTH-38B and 149; **Fig. 4.12a**) with the assemblage Grt (thin rim composition with highest Mg#)+Na-rich Ph+Pg+Ab +Chl+Qz+Rt+Ilm, which resulted in  $T = 548 \pm 12$  °C and  $P = 12.3 \pm 0.6$  kbar;  $T = 549 \pm 16$  °C and  $P = 11.8 \pm 0.7$  kbar; and  $T = 532 \pm 12$  °C and  $P = 12.4 \pm 0.7$  kbar.

In the case of amphibolite, the stage 1 amphibole is considered representative of peak conditions, while all other types record retrogression. Near-constant  $\text{Na}^{(B)}$  contents are associated with a decreasing  $\text{Sum}^{(A)}$  between stages 1 and 3, followed by a decreasing  $\text{Na}^{(B)}$  (stage 4) (**Fig. 4.9b**). In the same way, the correlations of  $\text{Na}/\text{Na}+\text{Ca}$  versus  $\text{Al}/\text{Al}+\text{Si}$  and  $\text{Na}^{(B)}$  versus  $\text{Al}^{(VI)}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti}$  (**Fig. 4.9c-d**) suggest near-isobaric cooling and cooling and decompression (note that the vertical axes are more pressure sensitive, whereas the horizontal axes tend to be temperature-related; Laird and Albee 1981). As can be noted, the complex chemical and textural overprinting of the amphibolite samples makes difficult the definition of the equilibrium assemblage for optimal PT calculations. Peak conditions were calculated using the less retrogressed sample (DTH-38E), while the retrograde PT conditions were obtained with the more retrogressed samples (DTH-38C and DTH-38D), which show a higher grade of reequilibration in the greenschist facies (and are mostly formed by Na-Ca and Ca amphibole of stages 3 and 4). The peak assemblage Na-Ca Amp (stage 1)-Na-rich Ph+Ep+Ab+Qz+Chl+Rt+Ilm (**Fig. 4.12b**) yielded  $T = 503 \pm 35$  °C and  $P = 9.1 \pm 1.7$  kbar. The retrogressed samples yielded  $T = 441 \pm 52$  °C and  $P = 9.2 \pm 1.4$  kbar;  $T = 453 \pm 60$  °C and  $P = 9.5 \pm 1.5$  kbar;  $T = 412 \pm 76$  °C and  $P = 7.8 \pm 1.6$  kbar, with the assemblage Na-Ca amphibole (high NaB)/Na-rich hornblende (stage 3)+Ep+Qz+Chl+Ab+Ph (high Si), of which the highest temperature was obtained with calculation using the Na-rich hornblende composition.

#### 4.5.2. Modeling mineral assemblages and P–T evolution

Pressure–temperature (P–T) pseudosections were calculated for garnet-mica schist and amphibolite samples DTH-38B and DTH-38E. Phase equilibria were calculated with the software package PERPLE\_X (Connolly 1990, 2005; version 6.6.8). The thermodynamic data used in the calculations are those of Holland & Powell (1998; revised in 2002, *hp02ver.dat*) for minerals and aqueous fluid. The solution models were chosen for optimal representation of the chemical variability and mineral assemblages occurring in the studied samples and include garnet (Holland & Powell, 1998), chlorite (Holland *et al.*, 1998), phengite and paragonite (Coggon & Holland, 2002, Auzanneau *et al.*, 2010), potassic mica (Holland & Powell, 1998, for the paragonite-lacking amphibolite sample), plagioclase (Holland & Powell, 2003; C1–AbFsp and I1–Pl), clinozoisite–epidote (Holland & Powell, 1998), G1TrTsPg (glaucophane-tremolite-tschermakite-pargasite) for amphibole (interaction parameters of Wei *et al.*, 2003 and White *et al.*, 2003), and ilmenite (Holland & Powell 1998, for garnet-mica schist calculated with  $\text{FeO}_{\text{total}}$ ; and Andersen & Lindsley 1988, for the

amphibolite calculated with the O<sub>2</sub> component). For both studied samples, a fluid phase assumed to be pure H<sub>2</sub>O was considered in excess, and CaO contents of bulk compositions were corrected for apatite (assuming bulk P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> as a proxy of apatite contents). SiO<sub>2</sub> was considered in excess (quartz-saturated system) only in the garnet-mica schist calculation. The calculations include the predicted P–T stability fields of phase assemblages and mineral composition and the abundance of isopleths.

#### 4.5.2.1. Garnet-mica schist

The garnet-mica schist sample DTH-38B was modeled in the system SiO<sub>2</sub>–TiO<sub>2</sub>–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–FeO<sub>total</sub>–MgO–MnO–CaO–Na<sub>2</sub>O–K<sub>2</sub>O–H<sub>2</sub>O (MnNCKFMASHTi). Total iron was assumed to be Fe<sup>2+</sup> due to the very low abundance of ferric phases. Clinozoisite and zoisite were considered in the calculations, showing a good match with the observed textural relations involving epidote minerals. Local hematite is texturally retrograde, being unnecessary for estimating peak conditions.

Garnet-mode isopleths are strongly correlated with temperature (**Fig. 4.12a**). The spacing of these isopleths decreases above the zero-mode line of zoisite (Zo out), as expected for a lower garnet growth rate in epidote-bearing assemblages. This is in accordance with the textural evidence of epidote included in garnet (prograde metamorphism) and wrapping around garnet rims of epidote grains formed during retrogression and D<sub>2</sub>. The X<sub>prp</sub> and X<sub>alm</sub> (the latter is not shown) contents increase with increasing temperature, and the parallelism with garnet-mode isopleths suggests that garnet growth during the prograde evolution is strongly dependent on Mg and Fe partitioning with coexisting Mg- and Fe-bearing phases, such as chlorite and phengite (*cf.* Konrad-Schmolke *et al.*, 2008). Phengite-Si isopleths have positive slopes at temperatures higher than ~ 500 °C, which become negative at < 500 °C at low/intermediate pressure (~ 5 to 9 kbar) or < 475 °C at higher pressure (~ 11.5 to 15 kbar). This arrangement indicates a strong influence of mineral assemblages on phengite chemistry and is controlled by the appearance of zoisite and lawsonite, respectively. The predicted highest values of Na/Na+K in phengite occur in the field of the coexistence of albite, paragonite and (Na-rich) phengite (**Fig. 4.12a**). Increasing Na/Na+Ca contents of plagioclase are proportional to a decreasing abundance of this phase, and both mode- and Na/Na+Ca-isopleths follow the same pattern of Na/Na+K isopleths of phengite as a result of the reaction relationships among these phases.

The peak assemblage Grt+Ph+Pg+Ab+Chl+Qz+Rt is 4-variant and shows a wide P–T range of stability (10.7 to > 15 kbar, 500–600 °C; **Fig. 4.12a**). Combining the distribution of X<sub>prp</sub>- and Si- and Na/Na+K-isopleths of garnet and phengite, respectively, the peak conditions are constrained to 12.5–14 kbar and 540–580 °C. Within this interval, the calculated X<sub>prp</sub> of garnet and the Si and

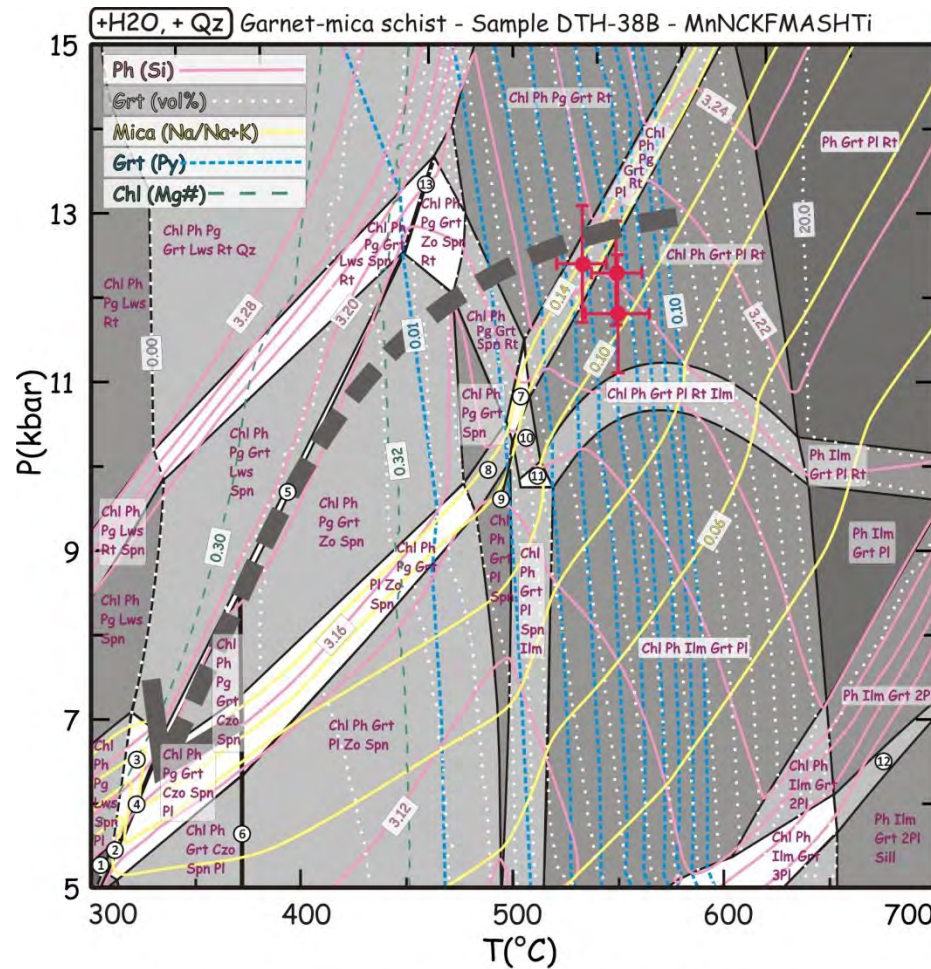
Na/Na+K contents of phengite are 0.05–0.10, 3.21–3.24 apfu and 0.10–0.14, respectively, in agreement with the observed chemical composition of these phases in the sample. The presence of albite at peak conditions is in agreement with the discontinuous zoning and local resorption of albite grains, revealing that this phase participated in the whole PT evolution of the sample. The presence of paragonite at peak conditions is in accordance with textural evidence, including its presence in intrafolial  $F_2$  microfolds and its parallelism with the  $S_2$  foliation (indicating its stability in this domain). In the pseudosection, the persistence of paragonite is expected along a counterclockwise PT path (*i.e.*, isobaric cooling after peak conditions; **Fig. 4.12a**).

The phengite-Si and chlorite-Mg# isopleths suggest a P–T incursion within the lawsonite field down to 400 °C (at 12 kbar), but the lack of lawsonite apparently precludes a near-isobaric cooling path down to ~ 430 to 420 °C. The replacement of Na-rich phengite with lower Si contents by a retrograde Si-richer and Na-poorer phengite is qualitatively consistent with the calculated pseudosection along a counterclockwise PT path, as indicated by the negative slopes of Si content isopleths at temperatures down to ~ 450 °C (**Fig. 4.12a**). Isopleths with the highest Si contents (~ 3.30 apfu) intercept Mg# isopleths of chlorite similar to those observed in retrograde chlorite of this sample (Mg# ~ 0.30) at ca. 12 kbar, 400 °C, within the lawsonite stability field (**Fig. 4.12a**), precluding a quantitative analysis of the chemical zoning of phengite. However, the predicted pattern of change of phengite composition qualitatively supports the chemical and textural relations observed in phengite. After the isobaric cooling stage, greenschist facies conditions were reached at ~ 6.5 kbar and ~ 350 °C, indicating strong decompression and cooling along with albite formation (**Fig. 4.12a**).

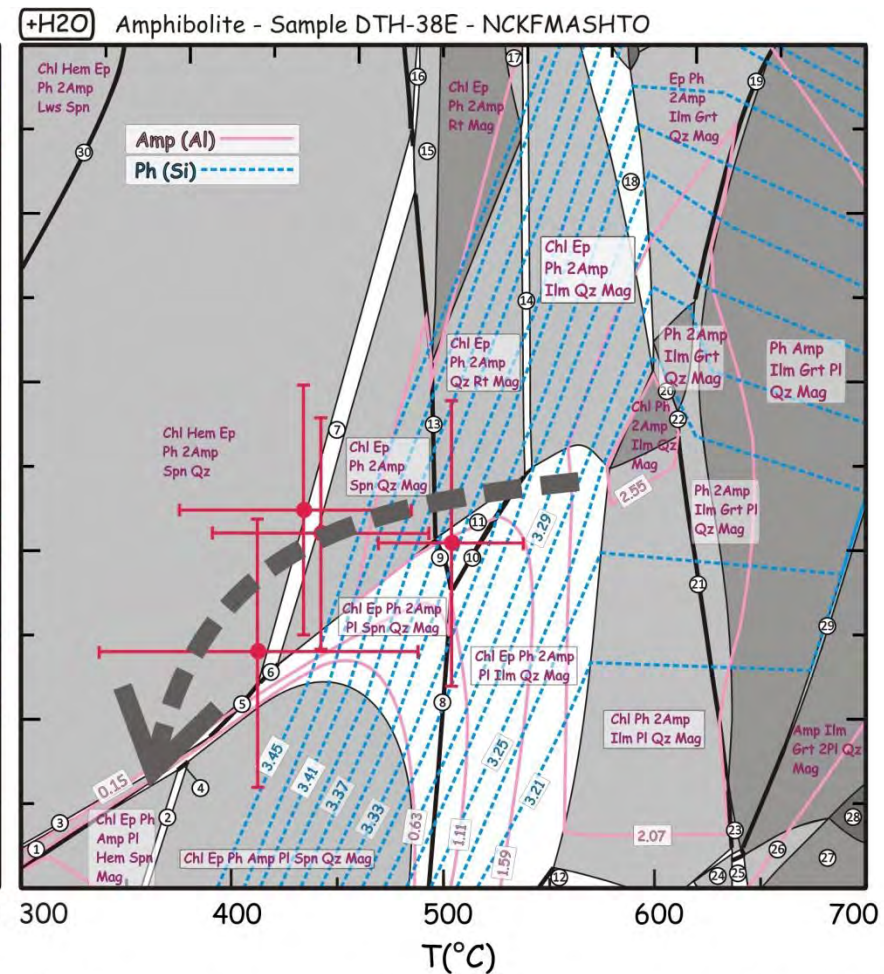
Inferences on the prograde evolution can be made based on the predicted fields of coexistence of titanite, ilmenite and rutile (**Fig. 4.12a**), which again suggest prograde PT conditions in the epidote-amphibolite facies at ~ 9.5 kbar and ~ 515 °C. Toward the higher temperature side of the pseudosection (temperatures exceeding ~ 630 °C), chlorite disappears. Note that the calculated garnet-Xprp isopleths are higher than 0.18 in the ‘chl out’ fields, whereas the observed peak Xprp is in the range of 0.05–0.10, strengthening our deduction that chlorite is part of the peak assemblage.

**Figure 4.12:** Pseudosection and isopleths of mineral composition and abundance obtained with PERPLE\_X for garnet-mica schist sample DTH-38B and amphibolite sample DTH-38E. The P–T paths were inferred based on the thermodynamic models, average PT calculations, observed assemblages, textures and mineral composition. The variance of fields is indicated by different color tone, with highest variance ( $f=6$  for garnet-mica schist and  $f=5$  for amphibolite) represented by the darkest gray tone and the lowest variance ( $f=3$  for garnet-mica schist and  $f=2$  for amphibolite) indicated by white color. Pseudounivariant reactions are represented by thick lines and separate fields with same variance. Only in the pseudosection for the amphibolite sample truly univariant reactions can be viewed separating divariant fields (next page).





- 1) Chl Ph Lws Spn Pl
- 2) Chl Ph Grt Lws Spn Pl Qz
- 3) Chl Ph Pg Grt Lws Spn Pl
- 4) Lws = Czo
- 5) Chl Ph Pg Grt Zo Lws Spn
- 6) Chl Ph Grt Czo Zo Spn Pl
- 7) Chl Ph Pg Grt Pl Spn Rt
- 8) Chl Ph Pg Grt Pl Spn
- 9) Chl Ph Pg Ilm Grt Pl Spn
- 10) Chl Ph Grt Pl Spn Rt
- 11) Chl Ph Ilm Grt Pl Spn Rt
- 12) Ph Ilm Grt 3Pl
- 13) Chl Ph Pg Grt Lws Zo Spn Rt



- 1) Hem Chl Ep Ph 2Amp Spn Pl
- 2) Hem Chl Ep Ph Amp Pl Spn Qz Mag
- 3) Hem Chl Ep Ph 2Amp Spn Pl Qz
- 4) Hem Chl Ep Ph 2Amp Spn Pl Qz Mag
- 5) Hem Chl Ep Ph 2Amp Spn Pl Qz Mag
- 6) Chl Ep Ph 2Amp Hem Pl Spn Qz Mag
- 7) Chl Ep Ph 2Amp Hem Spn Qz Mag
- 8) Chl Ep Ph 2Amp Pl Spn Qz Mag Ilm
- 9) Chl Ep Ph 2Amp Pl Spn Rt Qz Mag
- 10) Chl Ep Ph 2Amp Pl Ilm Rt Qz Mag
- 11) Chl Ep Ph 2Amp Pl Rt Qz Mag
- 12) Chl Ph 2Amp Ilm 2Pl Qz Mag
- 13) Chl Ep Ph 2Amp Spn Qz Mag Rt
- 14) Chl Ep Ph 2Amp Ilm Qz Mag Rt
- 15) Chl Ep Ph 2Amp Spn Rt Mag
- 16) Chl Ep Ph 2Amp Hem Spn Rt Mag
- 17) Chl Ep Ph 2Amp Ilm Rt Mag
- 18) Chl Ep Ph 2Amp Ilm Grt Qz Mag
- 19) Ep Pl Ph 2Amp Ilm Grt Qz Mag
- 20) Ph Chl 2Amp Ilm Grt Qz Mag
- 21) Chl Grt Ph 2Amp Ilm Pl Qz Mag
- 22) Chl Ph 2Amp Pl Ilm Grt Qz Mag
- 23) Chl Ph Amp Ilm Grt Pl Qz Mag
- 24) Chl 2Amp Ilm 2Pl Qz Mag
- 25) Chl Amp Ilm Grt 3Pl Qz Mag
- 26) Amp Ilm Grt 3Pl Qz Mag
- 27) Amp Ilm Grt 3Pl Mag
- 28) Amp Ilm Grt 2Pl Mag
- 29) Ph Amp Ilm Grt 2Pl Qz Mag
- 30) Chl Hem Ep Ph 2Amp Lws Spn Qz

#### 4.5.2.2. Amphibolite

Amphibolite sample DTH-38E was modeled in the system  $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-H}_2\text{O-O}_2$  (NCKFMASHTO). Component MnO was excluded due to its low concentration in the coexisting minerals. Oxygen contents were calculated at 12 molar percent of total iron to account for  $\text{Fe}^{3+}$ , resulting in a 0.44 wt% of  $\text{O}_2$  content.

As was previously indicated, phengite cores represent prograde ( $\sim 3.20$  apfu) and peak conditions ( $\sim 3.30$  apfu), whereas the rims ( $\sim 3.40$  apfu) represent reequilibrating zones formed after peak conditions. This latter trend is consistent with a counterclockwise evolution characterized by an increase of Si content in phengite with decreasing temperature (**Fig. 4.12b**). A decrease of Al content in amphibole is indicated in the pseudosection by Al isopleths varying in the range of 2.55 to 0.30 apfu (**Fig. 4.12b**). In all fields, at least two amphibole compositions coexist (Na and Ca amphibole, Na-Ca and Ca-amphibole), reflecting the complexities of modeling amphibole-bearing samples.

Combining the observed Si contents of phengite with Al contents of amphibole in the divariant field  $\text{Na-Ca-Amp+Ca-Amp+Ph+Ep+Chl+Ab+Ilm+Qz+Mag}$ , the estimated peak conditions are in the range of 9.5 to 10 kbar and 540 to 575 °C, compatible with albite-epidote-amphibolite facies conditions. At a slightly lower pressure and temperature ( $\sim 9$  kbar and 520 °C) and following a counterclockwise P-T path, ilmenite is replaced by rutile in the former mineral assemblage, in accordance with ilmenite and rutile intergrowths in this sample. Greenschist facies conditions ( $\sim 6$  kbar and  $\sim 360$  °C) are characterized by the coexistence of  $\text{Ca-Amp+Ph+Ep+Chl+Ab+Spn+Hem+Mag}$ . The main reequilibration event of phengite composition occurred up to  $\sim 450$  °C, indicated by the highest Si content (3.42 apfu) of the studied sample.

The P-T path depicted in **Figure 4.12b** is constructed according to the distribution of phengite-Si isopleths and proceeds through the field of coexistence of glaucophane and actinolite (at  $\sim 9$  and 450 °C), in accordance with retrograde conditions calculated with average PT. The lack of glaucophane in the studied samples is discussed below.

## 4.6. Ar-Ar ages

Four samples were analyzed for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating, including two amphibolite (DTH-38D, DTH-38E; amphibole separates), one retrogressed amphibolite (DTH-38C; phengite separate), and one garnet-mica schist (DTH-38B; phengite separate) sample. Amphibolite samples were collected from the same rock package, with the distance between them not exceeding one meter. The garnet-mica schist belongs to a layer in contact with the former (**Fig. 4.2**). In all samples, two runs were performed per sample using two to four grains per run.

The amphibole from sample DTH-38D yields plateau ages of  $314.5 \pm 3.1$  Ma (MSWD = 0.90; 93.8% of  $^{39}\text{Ar}$  released) and  $305.7 \pm 2.9$  Ma (MSWD = 0.92; 95.8% of  $^{39}\text{Ar}$  released) (**Fig. 4.13a–b**). The plateau ages of the amphibole from sample DTH-38E are  $304.7 \pm 2.8$  Ma (MSWD = 0.99; 84.2% of  $^{39}\text{Ar}$  released) and  $307.2 \pm 2.5$  Ma (MSWD=0.98; 91.1% of  $^{39}\text{Ar}$  released) (**Fig. 4.13c–d**). Phengite grains separated from local layers parallel to the  $S_2$  foliation from the retrogressed amphibolite sample DTH-38C yield plateau ages of  $315.9 \pm 1.7$  Ma (MSWD = 1.13; 100% of  $^{39}\text{Ar}$  released) and  $322.3 \pm 1.4$  Ma (MSWD = 0.70; 100% of  $^{39}\text{Ar}$  released) (**Fig. 4.13e–f**). Phengite from the garnet-mica schist yielded a plateau age of  $303.3 \pm 1.0$  Ma (MSWD = 0.79; 78.2% of  $^{39}\text{Ar}$  released) and a total gas age of  $308.4 \pm 0.9$  Ma (**Fig. 4.13g–h**).

## 4.7. Discussion

### 4.7.1. Overprint textures as a record of the P–T history

#### 4.7.1.1. Garnet-mica schist

Element distribution maps revealed complex compositional zoning of phengite. Pre- $S_2$  relic cores have Na-richer and Al-celadonite-poorer compositions compared to overprinting post- $S_1$  to syn- $S_2$  phengite (**Figs. 4.3–4.5**). Willner *et al.* (2004) and Willner (2005) found that phengite from garnet-mica schist represents retrograde compositions (new crystallized and reequilibrated grains) that are no longer in equilibrium with garnet. The latter author noted chemical differences between prograde white mica inclusions within garnet and titanite grains (Si = 3.20–3.25; Na = 0.07–0.12 apfu) and matrix phengite (Si = 3.24–3.36; Na = 0.02–0.07 apfu). The upper values of the Si and Na of such inclusions are comparable to the matrix Na-rich cores shown in this work (see the Ph-1 and Ph-2 compositions above and **Fig. 4.5**). The higher Ti-contents of pre- $S_2$  Na-rich phengite (**Fig. 4.5**) point to a higher formation temperature (*e.g.*, Guidotti, 1984).

In line with the above evidence, we propose that the Na-rich cores represent vestiges of peak conditions, implying that phengite was not completely reequilibrated during retrogression, in accordance with the sluggish behavior of phengite during reequilibration (Massonne & Schreyer, 1987). Hence, post- $S_1$  to syn- $S_2$  phengite, the most abundant phengite in the garnet-mica schist, formed during the near-isobaric cooling path (*cf.* Willner *et al.*, 2004) by means of increasing  $\text{Si}^{\text{IV}}$ ,  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})^{\text{VI}}$  and K and decreasing Na (core to rim zones), whereas the final retrogression (*i.e.*, decompression) is evidenced by the decreasing of Al-celadonite content (**Fig. 4.5**).

Combining textural and chemical patterns, we infer that pre- $S_2$  Na-rich phengite and post- $S_1$  to syn- $S_2$  phengite coexisted in equilibrium with rare paragonite observed within  $F_2$  microfolds and as very fine agglomerates within the  $S_2$  foliation (**Figs. 4.3, 4.5**) during near-peak conditions and



retrograde metamorphism, respectively, as confirmed by thermodynamic modeling (Fig. 4.12a). However, due to the very fine grain size of paragonite, it was not possible to identify any reliable zoning pattern related to reequilibration during retrogression except, perhaps, a subtle increase in Al-celadonite content (Fig. 4.5).

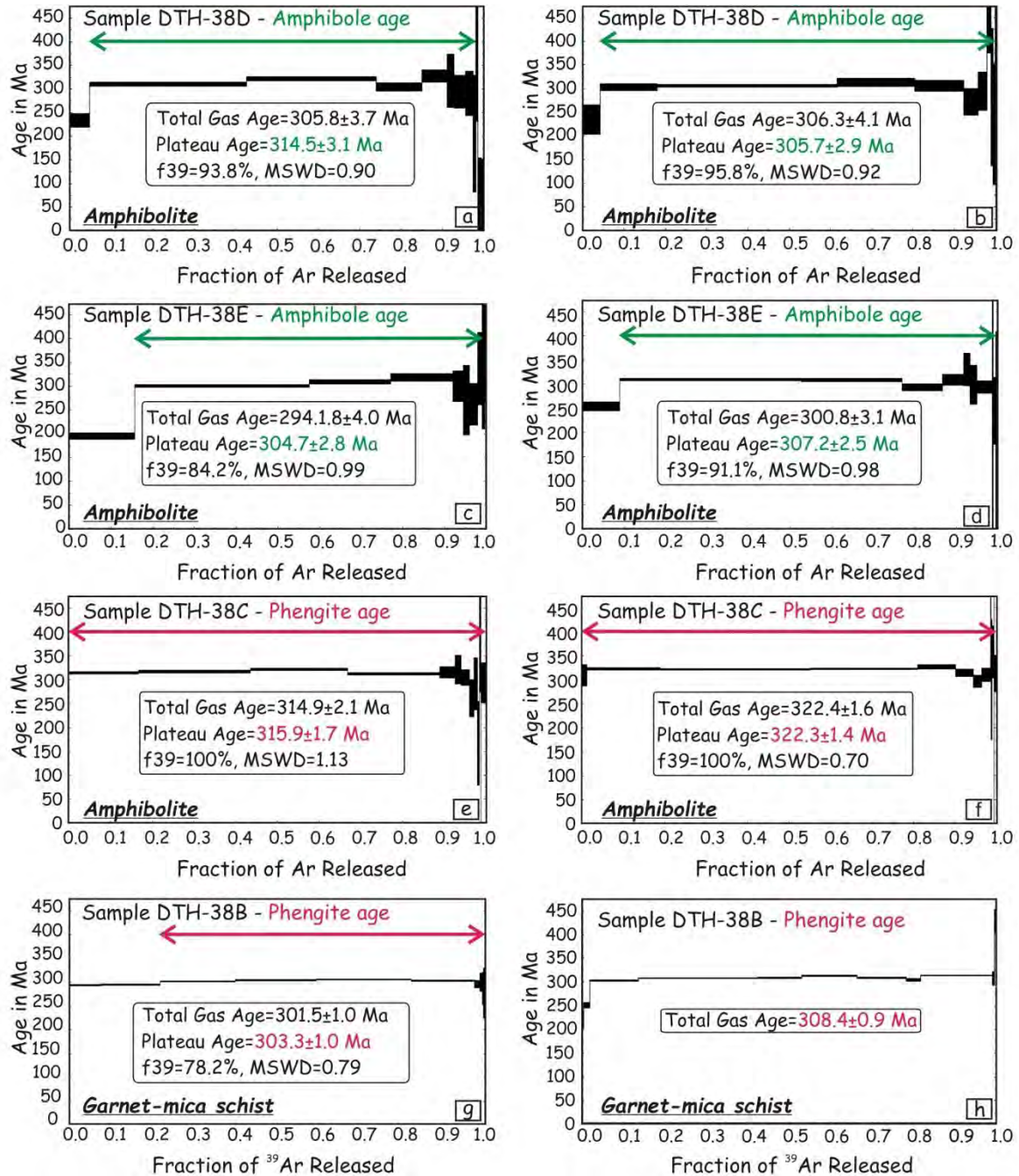


Figure 4.13: Incremental step heating analysis of amphibole and phengite from amphibolite and garnet-mica schist.

#### 4.7.1.2. Amphibolite

Chemical data and element distribution maps indicate three stages of amphibole growth after the metamorphic peak conditions. The Na-Ca amphibole of stages 2 and 3 (high Na<sup>(B)</sup> contents



and progressively lower  $\text{Sum}^{(A)}$ ) can be related to the near-isobaric cooling path. Because they form widespread patches but also individual grains within intrafolial  $F_2$  microfolds, we interpret that the overprinting process, associated with cooling at depth, most likely occurred in a post- $S_1$  stage, as is also suggested by local Na-Ca amphibole, indicating static growth. Cooling and decompression are represented by the Ca-amphiboles of stage 4, which show decreasing  $\text{Na}^{(B)}$  and Al balanced by increasing Ca and Mg. Texturally, the stage 4 amphiboles are mostly concentrated along grain boundaries but also form cores and rims of fine-grained crystals parallel to the  $S_2$  foliation. Element distribution maps show that the stage 4 amphiboles grew within truncated zones among amphibole grains parallel to the  $S_2$  foliation and those preserving the orientation of the  $S_1$  foliation (**Fig. 4.7e-f**), suggesting syn- to tardi-kinematic growth in respect to  $D_2$ . These “truncated” zones have acted as preferred sites for the dissolution-precipitation of amphibole (**Fig. 4.7e-f**).

Although amphibole yields a continuously changing composition, textural evidence of amphibole resorption suggests that dissolution and crystallization occurred during the whole overprint process. The presence of dissolved peak “cores” replaced by the Na-Ca amphibole of stage 2; of the Na-Ca and Ca amphibole of stages 3 and 4 directly overgrowing the peak-amphibole of stage 1; and of the dissolving stages of amphibole 2 and 3 during the formation of the stage 4 amphibole (**Figs. 4.7–4.8**) support this assumption. The process should have been assisted by aqueous fluids that allowed the formation of  $\text{H}_2\text{O}$ -rich phases such as chlorite and the enhanced dissolution of progressively disequilibrated amphibole during the isobaric cooling and decompression stages. Such evidence can be interpreted as reflecting multiple stages of external fluid influx from coeval deep subducting rocks (*cf.* Willner *et al.*, 2004), while amphibolite was cooled at the toe of the hanging wall and exhumed during the forced return flow (discussed below).

In an attempt to correlate the type of forming amphibole and the thermal maturity stage of the subduction zone, typical sodic-calcic and calcic amphibole of HP greenschists from central Chile (see Willner, 2005) are plotted in **Figure 4.9**. As is shown, the greenschist amphibole follows the same cooling/decompression trend exhibited by the amphibole of stages 3 and 4, suggesting that since this stage, metamafic rocks subjected to HP conditions were more likely to form winchite and (Na-rich) actinolite, and glaucophane (depending on the bulk composition), rather than Al-rich amphibole.

Phengite was also affected during retrogression. Vestiges of Na-rich compositions are preserved in phengite inclusions within amphibole zones less affected by retrogression, in agreement with the high reequilibration (with  $\text{Si} \sim 3.40$  apfu) yielded by matrix phengite.

#### 4.7.2. *P–T–t paths and the thermal evolution of the subduction zone*

Different factors can generate mismatches between the forward and inverse thermobarometric results (*e.g.*, solution models and inadequate equilibrium assumptions). In the case of the garnet-mica schist, the chlorite composition may have influenced the lower temperatures obtained by means of the inverse thermobarometry. Indeed, the calculated pseudosection indicates a high Mg# for peak chlorite compared to those observed, pointing to a large extent of chlorite reequilibration during retrogression compared to phengite. For the amphibolite sample, the forward approach results in slightly higher temperatures (~ 570 °C) than those calculated with the average PT method (~ 540 °C). In general, however, both methods yield consistent results (within errors), characterized by overlaps in the calculated PT conditions.

##### 4.7.2.1. *Prograde P–T paths*

The calculated peak P–T conditions point to a hot subduction system (**Fig. 4.14a**). Thermal-mechanical models of subduction zones (*e.g.*, Closs, 1982; Peacock, 1987; Gerya *et al.*, 2002) and petrological studies (Sorensen & Barton 1987; Wakabayashi 1990; Willner *et al.*, 2004; 2012; García-Casco *et al.*, 2008; Krebs *et al.*, 2008; Blanco-Quintero *et al.*, 2010) have shown that the earliest stages of subduction are characterized by higher thermal gradients than the ensuing steady state stage, when the subduction zone reaches its thermal maturity. During the transient stage, the PT paths of subducted material are characterized by high and low P/T ratios during burial and exhumation, respectively, resulting in counterclockwise PT paths. The progressive cooling of the subduction zone due to the cooling of the heat source (*e.g.*, Wakabayashi, 1990), the heat withdrawn from the hanging wall (Gerya *et al.*, 2002), and the refrigeration in response to the continuous dehydration reactions below the hanging wall (Willner *et al.*, 2004) result in the earliest subducted material being cooled at depth. Hence, we consider that the prograde metamorphism at Punta Sirena is related to the onset of subduction.

The thermobarometric calculations indicate different peak-T pressure conditions for the schists (11–13 kbar) and amphibolite (8–10 kbar, **Fig. 4.14**). Such differences suggest that tectonic slices of these rocks reached slightly variable depths, being greater in the case of the garnet-mica schist. However, the peak P–T conditions are arranged along a single metamorphic gradient, suggesting a near-synchronous subduction/accretion of different rock slices, followed by a later stage of juxtaposition.

##### 4.7.2.2. *Retrograde P–T paths*

Because all PT paths started their respective near-isobaric cooling stages from variable peak-T pressure conditions (**Figs. 4.12, 4.14a**), the tectonic juxtaposition occurred after and at the onset of

the respective decompression-dominated stages of garnet-mica schist and amphibolite (calculated at 440–420 °C; ~ 12 kbar, and 430–410 °C; ~ 9 kbar) (Figs. 4.12, 4.14), when the rocks evolved toward greenschist facies. This evolution took place in a warm metamorphic gradient (warm gradient of Peacock & Wang, 1999, Fig. 4.14a), but compatible with those estimated for the Chilean accretionary wedge of ~ 11 to 16 °C/km (cf. Willner, 2005).

The appropriate segment of the P–T path of the amphibolite intersects fields of coexisting Na-Amp + Ca-Amp in the calculated pseudosection. The absence of glaucophane in these rocks may indicate a lack of fluid access during some stages of the near-isobaric cooling but also an abrupt (episodic) uplift that hampered complete reequilibration, mainly in the case of stage 3 winchite that marks the end of the near-isobaric cooling (*i.e.*, HP/LT conditions).

#### 4.7.2.3. Temperature–time and pressure–time paths

The complexities involving Ar retention in K-bearing minerals (*e.g.*, mica and amphibole) involve a variety of factors that influence the chemical diffusion rates and isotope redistribution, including the following: grain size; mineral chemistry; intracrystalline structure; cooling rate; PT conditions of formation; relative timing of mineral crystallization (and post-crystallization) during the PT history; strain; pressure effects; and fluid circulation (Dahl, 1996; Kirschner *et al.*, 1996; Villa, 1998; Agard *et al.*, 2002; Hames *et al.*, 2008; Itaya *et al.*, 2010; Harrison *et al.*, 2009; Allaz *et al.*, 2011; Warren *et al.*, 2012; Willner *et al.*, 2012). These complexities make appropriate the combination of mineral chemistry, microtextural information and PT estimates for an optimal determination of the significance of the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age data (*e.g.*, crystallization, exhumation, Ar inheritance; *e.g.*, Warren *et al.*, 2012).

**Figure 4.14:** (a) P–T paths and (b) T–t and (c) P–t diagrams for garnet-mica schist and amphibolite forming the Punta Sirena unit using petrological and geochronological data of this study combined with (representative) published data for central Chile and garnet amphibolite and garnet-mica schist from Los Pabilos (south-central Chile) for comparison (references shown in the figure and Table 4.5). Errors of Ar–Ar, K–Ar, Rb–Sr ages were taken from the original publications and those obtained in this study are included (Table 4.5). One exception is the Lu–Hf age (garnet-whole rock) of Willner *et al.* (2009a), for which an error of  $\pm 5$  Myr was assumed. Our PT data include average PT estimates with their respective errors (with exception for the late cooling stage of garnet-mica schist and amphibolite, estimated only using the pseudosection modeling; in this case an error of  $\pm 50$  °C and  $\pm 1$  kbar was assumed). For PT data of Kato *et al.* (1997), and Kato *et al.* (2008), errors of  $\pm 50$  °C and  $\pm 1$  kbar were assumed. For the PT data of Willner and collaborators the errors plotted correspond to those given by the authors. Fission track data were plotted with an error of  $\pm 24$  Myr (Glodny *et al.*, 2005) and  $\pm 12$  Myr (Willner *et al.*, 2005), with assumed temperature and pressure errors of 50 °C and 1 kbar. T–t and P–t paths were presented for an interval age of 360 to 160 Ma (see Willner *et al.*, 2005, 2012 for < 160 Ma). Note that: Ph bT = phengite blocking T, and W = data from Willner *et al.* (2004). The schematic tectonic evolution for the Chilean accretionary wedge at central Chile (modified from Willner, 2005) is shown in the inset of (c): Note the location of the Punta Sirena unit in respect to blueschists and greenschists (from Willner, 2005) at the basal accretionary site. The yellow star indicates the location of garnet-mica schist within the subduction channel before forming the Punta Sirena unit. See text for clarification. The light yellow color of the accretionary wedge represents metasedimentary rocks (next page).



The complicating factors mentioned above, combined with limited experimental data on Ar diffusivity (*e.g.*, Hames *et al.*, 2008 and references therein), make the closure temperatures ( $T_c$ ) of the K–Ar system in micas and amphibole uncertain. In the case of muscovite,  $T_c$  has been estimated from 350 °C (*e.g.*, Purdy and Jäger, 1976; Kirschner *et al.*, 1996) through 425 °C (*e.g.*, Harrison *et al.*, 2009) to as high as 500 °C (*e.g.*, Villa, 1998; Itaya *et al.*, 2010). In calcic and subcalcic amphibole,  $T_c$  varies in the range of 447 °C (ferro-actinolite) to 564 °C (edenite) (Dahl, 1996). A value of  $450 \pm 50$  is generally used for the closure temperature of the K–Ar system in hornblende (Baldwin *et al.*, 1990). Considering all the complexities, including possible  $^{40}\text{Ar}$  excess and/or  $^{40}\text{Ar}$  loss, our Ar results were interpreted while taking into account the details of the age spectra, the age consistency between samples, and previous results in the studied area (*e.g.*, Willner *et al.*, 2005).

The Ar–Ar phengite plateau age of  $322.3 \pm 1.4$  Ma yielded by the retrograded amphibolite sample DTH-38C is comparable to the weighted plateau age of  $319 \pm 1.4$  Ma obtained by Willner *et al.* (2005) in white mica from a garnet-mica schist of the Punta Sirena region. These data indicate that amphibolite and garnet-mica schist have metamorphic ages exceeding those of blueschists from the Pichilemu region (Willner *et al.*, 2005) in at least 20 Myr. The concordance in age indicates that both amphibolite and garnet-mica schist crossed the closure temperature of white mica at the same time ( $\sim 320$  Ma) during cooling, even though at different depths. On other hand, the oldest Ar–Ar age ( $314.5 \pm 3.1$  Ma) of amphibole from sample DTH-38D should be treated with care due to the complex retrograde-related dissolution and new amphibole crystallization events recorded by the amphibolite. Considering the youngest phengite plateau age of  $315.9 \pm 1.7$  Ma yielded by retrograded amphibolite sample DTH-38C, we interpret both similar ages as representing crystallization during the isobaric cooling stage. This assumption is mainly based on the fact that the amphiboles of stages 2 and 3 are more potassic than the amphibole of stage 4 in relation to final cooling and decompression.

#### 4.7.2.3.1. The formation of the Punta Sirena unit

Metamorphic ages and PT paths (**Fig. 4.14a**) are combined in the T–t and P–t diagrams of **Figure 4.14b–c**, respectively, using our results and published data from central and south-central Chile (see **Table 4.5** for used references). The calculated PT paths of garnet-mica schist and amphibolite (**Fig. 4.14a**) indicate a tectonic juxtaposition of both types of rock bodies at depth, after the former was exhumed at ca. 10 km (*i.e.*, ca. 3 kbar, the peak-T pressure difference; **Fig. 4.14a**). This implies that the deepest subducted rocks (garnet-mica schist) started exhumation slightly before the shallower ones (amphibolite) (**Fig. 4.14b**) at  $\sim 320$  Ma (440–420 °C; phengite blocking T of 420 °C, after the near-isobaric cooling stage). Likely, the amphibole plateau age of  $\sim 315$  Ma of the amphibolite samples represents crystallization of late potassic amphibole (and phengite) at the

onset of exhumation (end of isobaric cooling path), suggesting that mafic rocks started exhumation ca. 5 Myr after the pelitic schist. These relations allow the calculation of an exhumation rate of  $\sim 2$  mm yr<sup>-1</sup> (estimation based on a mean rock density of 3 g/cm<sup>3</sup>) in the range of 320–315 Ma for garnet-mica schist up to the amphibolite site (**Fig. 4.14b**). This value is similar to rates reported for other deep fossil accretionary wedges ( $\sim 40$  km) (*e.g.*, Schistes Lustrés; Agard *et al.*, 2002; Yamato *et al.*, 2007) and is higher than those estimated for the shallower levels of the central Chilean paleo-accretionary prism ( $\sim 0.60$  mm yr<sup>-1</sup>) (Glodny *et al.*, 2005; Willner *et al.*, 2005). In this case, the relatively high exhumation rate coupled with non-coaxial deformation, as recorded in the Punta Sirena unit, indicates the onset of forced return flow and exhumation in the subduction channel (*e.g.*, Willner *et al.*, 2004). Here, we consider that the deepest parts of the accretionary prism followed dynamics similar to those of the subduction channel, characterized by a high strain regime and low-viscosity material that concentrates deformation (Gerya *et al.*, 2002; Agard *et al.*, 2009; Vannucchi *et al.*, 2012).

Such an abrupt change of exhumation rates, from a near-isobaric cooling stage to an effective exhumation stage at ca. 320 Myr, contrasts with the inferred P–T–t path of the garnet amphibolite of south-central Chile, with a lower exhumation history persisting for a longer time (**Fig. 4.14b**) (further discussed). We envisage a tectonic scenario where tectonic slices of the garnet-mica schist “dragged upward” the amphibolite during their ascent at ca. 30 km, favoring tectonic mixing at depth. Once juxtaposed, both rock units started a common P–T–t evolution characterized by slow exhumation rates ( $\sim 0.50$  mm yr<sup>-1</sup>) (**Fig. 4.14b**) up to the incorporation within the accretionary wedge, likely at 308 Ma (as indicated by the common resetting age of  $\sim 308$  Myr in both garnet-mica schist and amphibolite and regionally similar ages of HP greenschist facies metapsammopelites at the Chilean basement; **Fig. 4.14b**; **Table 4.5** for references). We interpret the results as follows: at  $\sim 308$  Ma, amphibolite and garnet-mica schist were already assembled in a single, though lithologically heterogeneous, tectonic unit. This interpretation follows the proposal of Willner *et al.* (2008, 2012) for basal accretion (*e.g.*, Willner, 2005; Glodny *et al.*, 2005; Richter *et al.*, 2007) at the base of the accretionary prism starting at  $\sim 308$  Ma. Resetting ages of 307–274 Ma (Willner *et al.*, 2012) were also revealed by the garnet-mica schist occurrence of “Quebrada los Caldos” (32° S), interpreted as being related to the ascent of the earliest accreted material from the subduction channel and incorporation into the base of the prism. Likely, the age of  $\sim 308$  Ma is a time marker for the Chilean accretionary wedge recorded by both shallower and deep-seated rocks. Once incorporated within the growing wedge, the Punta Sirena unit followed a P–T path characterized by still lower exhumation rates ( $\sim 0.50$ – $0.20$  mm yr<sup>-1</sup>), compatible with those defined for the basally accreted rocks and related to dominant erosion at the top of the accretionary prism (references above).



Younger ages ( $\sim 303$  Ma) given by white mica of the garnet-mica schist can be interpreted as an indication of waning of deformation (after Ph-3), low temperature ( $> 300^\circ\text{C}$ ) recrystallization (Willner *et al.*, 2005), or a combination of these two factors. For Willner *et al.* (2005), a phengite age variation within  $\sim 30$  Myr (321 to 290 Ma) reflects retrograde mineral growth and recrystallization under excess water conditions. These authors showed very similar ages (321, 315, 306, 290 Ma) dating phengite of garnet-mica schist from the Punta Sirena region. Taking into account the age pattern shown in this study, as revealed by two different minerals and lithotypes, combined with thermobarometric results, microstructural evidence and regionally integrated P–T–t paths, we correlate the ages of  $\sim 320$ ,  $\sim 315$  and  $\sim 308$  to specific events (age resetting by fluid influx and deformation) that occurred during ascent and incorporation of deep-seated material within the growing accretionary wedge. In this case, it is possible to establish a timing and dynamic correlation between the subduction channel and the related accretionary prism.

#### 4.7.2.3.2. Timing of onset of subduction

The T–t diagram of **Figure 4.14b** provides key information concerning the thermal evolution of the studied subduction zone. Thermal-mechanical models and natural evidence indicate that after the onset of oceanic subduction, the cooling rates are between  $9^\circ\text{C}$  and  $30^\circ\text{C Myr}^{-1}$  for slow and moderate convergence rates ( $\sim 10$  to  $30\text{ km Myr}^{-1}$ ) (Gerya *et al.*, 2002; Anczkiewicz *et al.*, 2004; Willner *et al.*, 2004, 2009a; Krebs *et al.*, 2008; Lázaro *et al.*, 2009). Based on geochronological and thermobarometric data from subduction channel-derived rocks of south-central Chile (Los Pabilos), the estimated cooling rates for 40 Myr of near-isobaric cooling (Willner *et al.*, 2004; 2009b) are  $\sim 6$  to  $10^\circ\text{C/Myr}$ . Assuming a mean cooling rate of  $8^\circ\text{C/Myr}$  and an age of 320 Ma for the passage of the garnet-mica schist and amphibolite through the closure temperature of white mica at 320 Ma ( $T_c$  assumed to be  $420^\circ\text{C}$ ), it is possible to estimate peak condition ages of 336 Ma and 330 Ma for the garnet-mica schist and amphibolite, respectively. Extrapolating back in time, assuming a subduction rate of  $20\text{ km/Myr}$  and a burial rate of  $\sim 8.5\text{ km/Myr}$  (the latter estimated based on a subduction angle of  $25^\circ$ ; Willner, 2005), the onset of subduction at central Chile is estimated at 341 to 334 Ma (**Fig. 4.14b–c**). Such low cooling rates might indicate slow convergence, which in the case of the Chilean wedge could be related to the subduction of a thick sheet of sediments, causing high basal friction and/or resistance for plate descent due to the presence of oceanic islands (Willner, 2005; Hyppolito *et al.*, 2014). This estimate is in agreement with the time interval of 343 to 310 Ma suggested by Willner *et al.* (2008) for the transition from a passive to active margin in central Chile, based on detrital zircon of accreted sediments in the Western and Eastern series; it is also in accordance with peak conditions of 340 Ma obtained in garnet amphibolite at south-central Chile by Willner *et al.* (2009b) (**Fig. 4.14b–c**).

Although our estimates are highly model-dependent, such similarities suggest that the assumptions of the cooling and subduction rates are reasonable and can be used to approximate the onset of subduction at central Chile. Recently, Hervé *et al.* (2013b) reported a Mississippian magmatic pulse (330–326 Ma) for arc-related intrusions in central Chile and correlated this event with the onset of subduction in the South America section of the Gondwana margin. Willner *et al.* (2008) have already observed evidence of a so-far-unknown Early Carboniferous magmatic activity, recorded in zircon of granite pebbles in the Eastern Series (farther north of the studied area). Hence, the onset of subduction suggested here fits well with arc-related magmatic activity reported so far. In our model, the onset of forced return flow occurred after ca. 20–25 Myr of the onset of subduction (for a subduction rate of 20 km/Myr), and the near isobaric cooling stage of garnet-mica schist and amphibolite lasted  $\sim 16$  Myr (for a mean cooling rate of  $8^\circ\text{C Myr}^{-1}$ ), contrasting with the  $\sim 40$  Myr of isobaric cooling and  $\sim 45$  Myr for the onset of the return flow of the Los Pabilos occurrence (**Fig. 4.14 b–c**). Such differences might indicate different stages of mantle wedge hydration and opening of the channel, providing exhumation (*e.g.*, Gerya *et al.*, 2002). Hence, it is likely that the forced return flow in the Chilean wedge evolved between ca. 20 and 40 Myr after the onset of subduction. In this case, the Punta Sirena unit would represent vestiges of the initial stages of return flow, whereas the Los Pabilos occurrence indicates a more mature (later) stage of deep mass circulation (*cf.* Gerya *et al.*, 2002), also in accordance with the high pressure conditions recorded by the latter (**Fig. 4.14**).

#### 4.7.3. Tectonic implications and the scenario of the onset of subduction

Hyppolito *et al.* (2014) showed that metamafic rocks forming the Punta Sirena unit have N-MORB and E-MORB signatures and depleted mantle source affinities, compared to enriched OIB-type high-pressure greenschists and blueschists of the Pichilemu region. This geochemical heterogeneity was interpreted as representing different stages of seafloor evolution, now tectonically intercalated at the paleo-accretionary prism. Based on our PT paths and metamorphic ages of the Punta Sirena unit, we envisage that garnet-mica schist and associated amphibolite entered the subduction zone first at ca. 340 Ma, before the OIB-type rocks (at ca. 300–305 Ma; **Fig. 4.14a–b**). At the onset of subduction, fragments of the mafic oceanic crust were accreted against the hot hanging wall at a ca. 30-km depth, while at least parts of the associated metasediments continued their descending path to greater depths (ca. 40 km) until the development of a forced return flow at  $\sim 320$  Ma (see the schematic model in the inset of **Fig. 4.14c**).

Erosion has been considered the main mechanism of exhumation of the rocks forming the Chilean paleo-accretionary prism (Glodny *et al.*, 2005; Willner *et al.*, 2005; Richter *et al.*, 2007). However, the different exhumation rates estimated here for the earliest ( $2\text{ mm yr}^{-1}$ ) and later

exhumation stages ( $\sim 0.50\text{--}0.20 \text{ mm yr}^{-1}$ ) suggest the exhumation in the subduction channel was tectonically driven. Exhumation of the earliest subducted rocks occurred in response to the development of a forced return flow in the subduction channel with the concentration of deformation within tectonic mingling sites. Hydration of the mantle wedge and serpentinization allows the widening of the channel and such a low-viscosity flow of serpentinite (*e.g.*, Gerya *et al.*, 2002; Yamato *et al.*, 2007; Warren, 2013). The ubiquitous occurrence of garnet-mica schist at three subduction channel-related occurrences (*e.g.*, Willner *et al.*, 2004, 2005, 2012) suggests a shallow sediment-dominated subduction channel more similar to the Franciscan Complex (*e.g.*, Cloos, 1982; Wakabayashi, 1990).

The reason the oceanic fragment detached from the downgoing slab is uncertain. Recent coupled thermo-mechanical and thermodynamic models have revealed the influence of fluid pathways on the strength of the downgoing mantle and sediments that results in decoupling of the subducting oceanic crust at the plate interface (Angiboust *et al.*, 2012). Weak subducting oceanic crust favors the formation of sedimentary-rich accretionary complexes, as in central Chile, instead of the detachment of large tectonic slices, as in the Alps (*e.g.*, Angiboust *et al.*, 2012). The influence of an externally driven tectonic force triggering the earliest exhumation is difficult to prove (*cf.* Warren, 2013), but we cannot exclude that the subduction of seamounts after the onset of subduction (Willner, 2005; Hyppolito *et al.*, 2014) affected the dynamics and kinematics of the subduction zone during some stage of the forced return flow, triggering seismicity and/or creating thrust and normal fault systems that allowed syn-accretionary exhumation (*e.g.*, Dominguez *et al.*, 1998; Ueda, 2005).

The Punta Sirena unit has been formed by tectonic intermingling of contrasting lithologies originally seated at slightly different depths in the subduction channel (in the transition between the bottom of the accretionary prism and the related channel). However, the intermingling process did not result in a “chaotic” mixing but rather the formation of a “pseudo”-coherent unit characterized by intercalations of rocks with slightly different P–T paths with the same metamorphic age. Whereas HP greenschist facies rocks (greenschists and metapsammopelites) at the Chilean basement reveal homogeneous PT conditions indicating formation at a basal accretion site (Glodny *et al.*, 2005; Willner, 2005), subduction channel-derived rocks likely reveal the formation of local zones of tectonic mixing, characterized by pressure differences at small distance (*e.g.*, Angiboust *et al.*, 2011 and references therein).

Textural, mineralogical, and PT path similarities between the amphibolites from the Punta Sirena unit and mafic schist (intercalated within quartz-mica schist), and (local omphacite-bearing) garnet amphibolite associated with serpentinite and garnet-mica schist (Willner *et al.*, 2004; Kato *et al.*, 2008) from south-central Chile (Los Pabilos area; Kato & Godoy 1995; Kato *et al.*, 2008) indicate

the existence of rock vestiges formed during the onset of subduction derived from slightly contrasting depths in the deepest accretionary wedge and subduction channel. Such relations suggest that the Chilean subduction complex likely represents an intermediate case between sedimentary/serpentinitic *mélange* complexes (Cloos, 1982; Wakabayashi, 1990; Engi *et al.*, 2001; Guillot *et al.*, 2004; García-Casco *et al.*, 2006; Tsujimori *et al.*, 2006; Federico *et al.*, 2007; Lázaro *et al.*, 2009; Blanco-Quintero *et al.*, 2010; Harlow *et al.*, 2004; Brueckner *et al.*, 2009; Krebs *et al.*, 2008, 2011; Ukar *et al.*, 2013; Escuder-Viruete & Perez-Estaún, 2013), where broken formations, block-in-matrix features and mixing of rocks with differing P–T–t histories are conspicuous, and the ophiolitic terranes of the Western Alps, which are characterized by the presence of large tectonic slices with nearly homogeneous P–T conditions (*e.g.*, Agard *et al.*, 2009; Angiboust *et al.*, 2011).

#### 4.8. Conclusions

Garnet-mica schist and amphibolite from Punta Sirena (Pichilemu region, central Chile) bear complex phase and textural relations that comprise vestiges of oceanic crust and continental-derived sediments subducted to slightly variable depths in a fossil subduction channel. These rocks developed nearly synchronously ( $\sim 335\text{--}340$  Ma) at the onset of the Early Carboniferous subduction beneath the western Gondwana margin. Na-Ca amphibole records multiple stages of external fluid influx released from deep subducting rocks, while amphibolite was isobarically cooled at depth and during upward movements. Peak conditions ( $\sim 13$  kbar,  $540\text{--}580$  °C;  $\sim 10$  kbar,  $500\text{--}540$  °C) along a similar hot metamorphic gradient ( $\sim 13$  to  $\sim 16$  °C/km) were given by garnet-mica schist and amphibolite, respectively. Counterclockwise PT paths, characterized by near-isobaric cooling, point to the cooling of heterogeneous lithologies at slightly different depths within the subduction channel. The exhumation of deep-seated ( $\sim 40$  km) garnet-mica schist was tectonically driven following a forced return mass flow (started at  $\sim 320$  Ma) within the evolving subduction channel, characterized by exhumation rates of  $\sim 2$  mm yr<sup>-1</sup>. Tectonic intermingling with shallower amphibolite occurred at  $\sim 315$  Ma, following a non-chaotic tectonic juxtaposition. Once formed, the Punta Sirena unit started a progressively slower dynamic (exhumation rates of ca.  $0.50\text{--}0.20$  mm yr<sup>-1</sup>), indicating incorporation within the growing accretionary wedge, likely at  $\sim 308$  Ma.

This scenario can be extended to the other poorly preserved remnants of the earliest subducted rocks at the Chilean basement, which may differ by recording progressive stages of effective mass circulation and exhumation within the subduction channel. The presence of such “pseudo”-coherent units, rather than “exotic blocks”, also helps construct a more complete evolutionary history for the fossil accretionary wedge, establishing a correlation between (earliest) deep-seated and shallower rocks.

*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<sup>a,b\*</sup>, Caetano Juliani<sup>a</sup>, Antonio García-Casco<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Geoquímica e Geotectônica, Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brazil.

<sup>b</sup>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  $\sim 300$  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,  $\sim 30$  km) in contact-aureole rocks located at  $\sim 15$  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

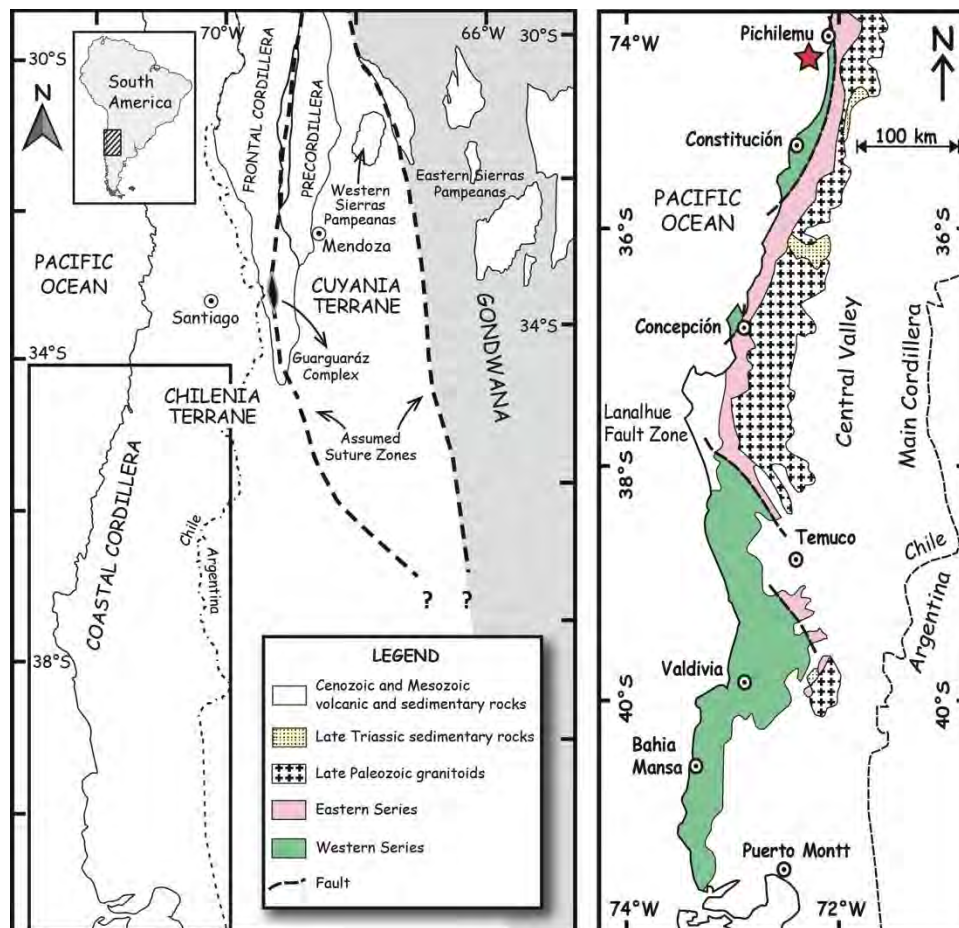


## 5.1. Introduction

The necessary approach on orogeny demands determining the space-time relations among the complex thermal and mechanical processes involved. In accretionary wedges formed during Cordilleran-type orogeny, an issue that still deserves concern is the relation between two of the main related geodynamic processes, namely (i) the formation of thermally-contrasted (pene-) contemporaneous metamorphic belts (paired metamorphic belt *sensu* Miyashiro, 1961; Maruyama, 1997; revisited by Brown, 2009, 2010, 2014; Maruyama, 2010) and (ii) the development of diverse deformational *fabric* under such thermally contrasted environments (Platt, 1986; Maruyama, 1997; Feehan & Brandon, 1999; Ring *et al.*, 1999; Gray & Foster, 2004; Richter *et al.*, 2007). In the paired metamorphic system, the outer (oceanic) part of the accretionary prism evolves under cold thermal gradients that form high-pressure/low-temperature (HP/LT) tectonic units, while the hinterland (continental) regions undergo hot thermal gradients that develop low-pressure/high-temperature units which typically include granitic (*s.l.*) intrusions (*e.g.*, Isozaki, 1996, 1997; Isozaki *et al.*, 2010; Brown, 2010 and references therein). During the wedge growth at the active margin environment, the mechanical responses to forces acting under such contrasted thermal gradients includes the development of foliations (*e.g.*, sub-horizontal and sub-vertical foliations), diverse folding (*e.g.*, isoclinal, vertical) and *fabric* (*e.g.*, symmetrical flattening *versus* non-coaxial deformation) types, large-scale thrust-nappes, shear zones, and vertical faulting, which can affect the gradually accreted rock assemblies at different depths of the wedge (Cloos, 1982; Platt, 1986, 1993; Cloos & Shreve, 1988a,b; Isozaki, 1997; Ring & Brandon, 1999; Feehan & Brandon, 1999; Ring *et al.*, 1999; Gray & Foster, 2004; Glodny *et al.*, 2005, 2008; Willner, 2005; Willner *et al.*, 2009a; 2012; Richter *et al.*, 2007 and references therein). Therefore, the establishment of pressure – temperature – deformation – time (P–T–d–t) paths in high and low–P belts is a key tool for correlate the formation conditions and the tectonic evolution of deep and shallow levels of an accretionary prism (*e.g.*, Feehan & Brandon, 1999; Ring *et al.*, 1999; Richter *et al.*, 2007).

The paleo-accretionary complex of central Chile (**Fig. 5.1**) embraces a Late-Paleozoic (~ 330 to ~ 300 Ma) paired metamorphic belt formed by two contrasting lithological / structural / metamorphic series (González-Bonorino & Aguirre 1970; González-Bonorino, 1971; Aguirre *et al.*, 1972; Hervé *et al.*, 1984; Willner *et al.*, 2005; Richter *et al.*, 2007; Hervé *et al.*, 2013a; Hyppolito *et al.*, *in press*). The Western Series comprises strongly deformed oceanic-derived HP/LT units made of metamafic igneous rocks and metasediments related to abyssal and trench environments (Willner, 2005; Hyppolito *et al.*, 2014, and *in press*). On the other hand, the Eastern Series is formed by trench-to-forearc metasediments that were less deformed and metamorphosed at the shallower levels of the accretionary wedge (*e.g.*, Hervé, 1988; Hervé *et al.*, 1984; Willner, 2005). The latter

record the thermal effects of subduction-related granitic rocks that intruded the wedge (e.g., Willner, 2005; Richter *et al.*, 2007) and triggered the formation of contact-metamorphic aureoles (e.g., Aguirre *et al.*, 1972; González-Bonorino, 1971). Both series have been characterized as a continuous tectonic section within the accretionary wedge that grew under two different and successive modes of accretion (Richter *et al.*, 2007). The progressive structural and strain evolution between the series and the change in the deformation style from the Eastern to Western Series (cf. Hervé, 1988; Richter *et al.*, 2007) has been related to contrasting tectonic regimes prevailing at different portions of a single wedge (Glodny *et al.*, 2005), and by the ongoing change in the mode of accretion from frontal to basal underplating (Willner, 2005; Willner *et al.*, 2005; Richter *et al.*, 2007). For these authors, the age of the metamorphic peak at ~ 300 Ma in blueschists and high-pressure metasediments at central Chile marks the time for basal accretion (underplating) at the root of the wedge ensuing an earlier stage dominated by feeble deformation concentrated at shallower structural levels.



**Figure 5.1:** Geological map of central Chile with indication of the Pichilemu area in the Paleozoic paired metamorphic belt (the Western and the Eastern series and the Coastal Batholith). After Willner (2005); Willner *et al.* (2004, 2009a).

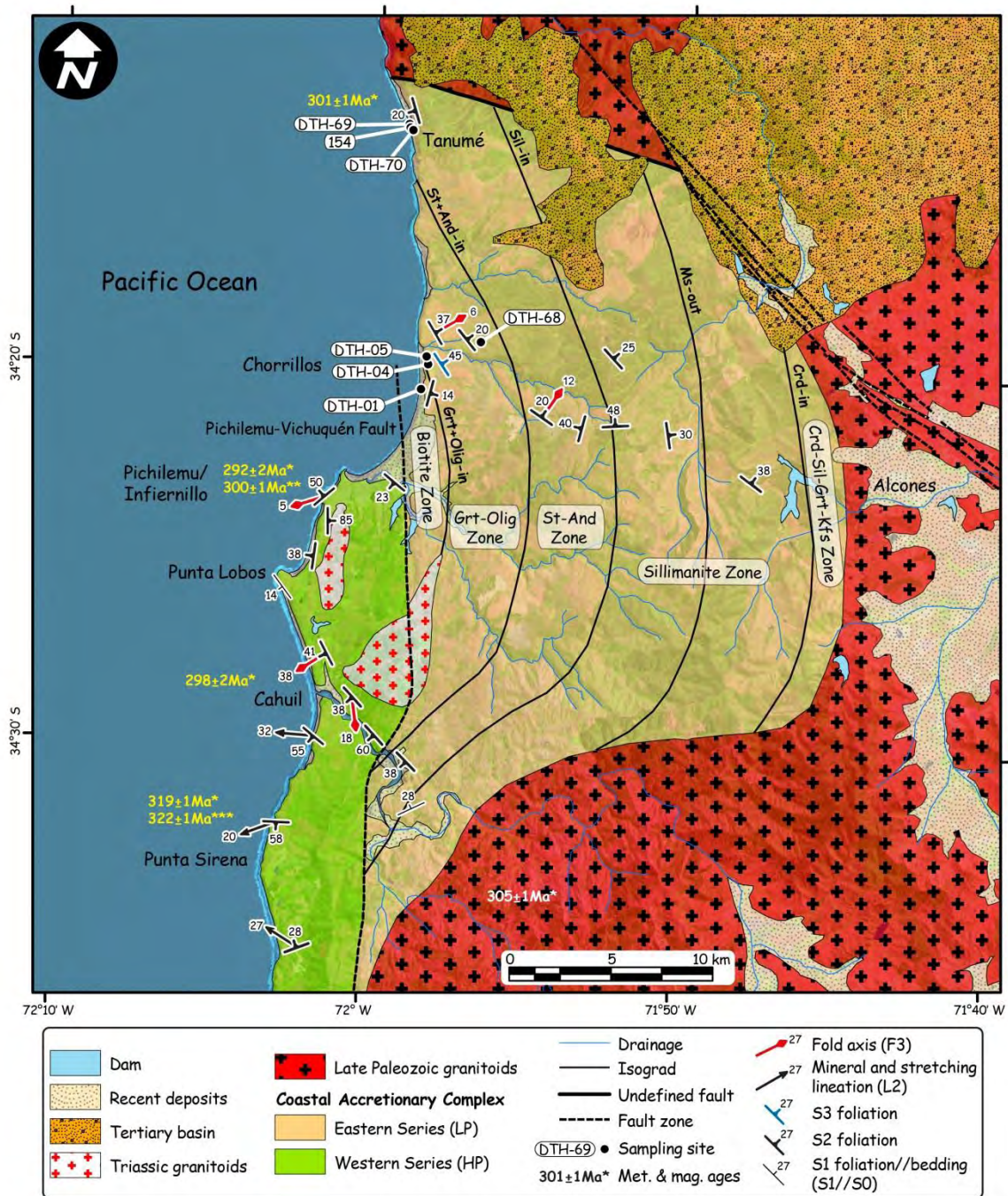
In spite of considerable progress in determining the structural configuration and thermal-tectonic evolution of the Chilean fossil accretionary wedge, including (i) the characterization of contrasted *fabric* in the Western and Eastern series (*e.g.*, Glodny *et al.*, 2005; Richter *et al.*, 2007), (ii) the correlation of P–T regime and structural position within the wedge (Willner, 2005), and (iii) the definition of metamorphic-time relations in both series (Willner *et al.*, 2005), some aspects remain uncertain. These include the establishment of (i) the precise timing of the deformational stages and of the development of the contact aureole in the central Chilean accretionary wedge, *i.e.*, correlation between granitic intrusions and wedge deformation, (ii) the factors that influenced the geodynamics changes in the wedge, and (iii) the episodic *versus* gradual character of such changes.

In order to address these questions, this work focuses on the characterization of the evolving metamorphic conditions and deformation of greenschist to amphibolite facies rocks formed at the aureole around late Paleozoic granitic intrusions at the Pichilemu region, central Chile (**Fig. 5.2**). We offer a review of the main petrological–structural–geochronological topics related to the geodynamic evolution of the Paleozoic paleo-accretionary wedge at central Chile together with new thermodynamic modeling (pseudosections) and field and microstructural information recorded by garnet, biotite, chlorite, staurolite and andalusite porphyroblasts. Our goals are to construct P–T–t–d paths (using regional compiled geochronological data), to evaluate the dynamic-thermal evolution of the contact metamorphic rocks at the Pichilemu region, and to relate the thermal-tectonic processes recorded in the Eastern Series to the geodynamic evolution of the central Chilean accretionary wedge.

## 5.2. Geological Setting

### 5.2.1. The Late Paleozoic Chilean Coastal Cordillera and the Pichilemu contact aureole

The geological basement at the Chilean Coastal Cordillera (an almost continuous belt extending between 32° S to 54° S) includes a Phanerozoic accretionary prism belonging to the circum-Pacific orogens that was formed at the southwestern margin of Gondwana in Late Paleozoic to Early Mesozoic times (González-Bonorino & Aguirre, 1970; González-Bonorino, 1971; Aguirre *et al.*, 1972; Ernst, 1975; Hervé *et al.*, 1984; Glodny *et al.*, 2005; Willner *et al.*, 2001, 2005, 2012; Hervé *et al.*, 2013a,b). The basement was characterized in the 1970's as a paired metamorphic belt sensu Miyashiro (1961) by Aguirre *et al.* (1972). The Western high P/T and the Eastern low-P series encompass parallel and coeval metamorphic belts oriented N–S (**Figs. 5.1 & 5.2**; Aguirre *et al.*, 1972; Willner, 2005; Willner *et al.*, 2005).



**Figure 5.2:** Geological map of the contact aureole of the Coastal Batholith at the Pichilemu region (after González-Bonorino, 1971, Hervé et al., 1984 and Willner, 2005) with indication of sample locations at the Tanumé and Chorrillos beaches. Metamorphic Ar–Ar ages are indicated by yellow color and as follows: one star (Willner et al., 2005); two stars (T. Hyppolito, unpublished data), and three stars (Hyppolito et al., in press). The main magmatic activity was dated by Willner et al. (2005) and is represented by the white color age (U–Pb zircon evaporation). Mineral abbreviations following Whitney & Evans (2010), and Olig = oligoclase.

The shallower Eastern Series (HT/LP) includes post-Devonian offscrapped trench-fill sediments forming meta-turbiditic pelitic-psammitic sequences (Hervé, 1988; Richter et al., 2007; Willner et al., 2005, 2008; Hervé et al., 2013a) and Devonian sediments of a pre-Carboniferous passive margin (e.g., Hervé, 1988; Glodny et al., 2008) offscrapped against the continental buttress



during the earliest stages of Carboniferous accretion in an active margin developed at the rear of the Chilena terrane (Willner *et al.*, 2008, 2011; Hyppolito *et al.*, 2014). Throughout the development of the accretionary wedge, the Eastern Series was intruded by granitic rocks (granodiorite, tonalite, granite) of the Coastal Batholith between ~ 300 and ~ 330 Ma (main activity at central Chile: ~ 305 Ma; Willner *et al.*, 2005; Hervé *et al.*, 2013a,b) that extensively overprinted the accretion-related metamorphism (Willner, 2005). On the other hand, the subduction-related (HP/LT) Western Series is composed of continental-derived rocks (metapelites, metapsammites and phyllites) formed in abyssal, trench and passive margin settings and occur tectonically associated with ocean-derived rocks (greenschist, blueschist, amphibolite, garnet amphibolite, massive sulfides and metacherts; Hervé, 1988; Hervé *et al.*, 1984; Willner, 2005; Hyppolito *et al.*, 2014). The ocean-derived metabasites include OIB, E-MORB and N-MORB rocks (Kato, 1985; Hervé, 1988; Kato & Godoy, 1995; Hyppolito *et al.*, 2014) formed in a plume-ridge interaction setting (Hyppolito *et al.*, 2014). The metasediments and metabasaltic rocks are intercalated up to the decameter scale, with metabasites forming lenses of up to kilometer in length (Willner, 2005; Willner *et al.*, 2009a). The nature of this intercalation (metabasites and continent metasediments) is attributed to tectonic mingling in the early stages of basal accretion (Willner *et al.*, 2009a). Minor bodies of serpentinite, marble and calc-silicate rocks locally occur (*e.g.*, Hervé, 1988; Schira *et al.*, 1990; Willner, 2005).

The contact between the Western and Eastern Series has been a matter of debate (Ernst, 1975; Hervé, 1988; Richter *et al.*, 2007; Glodny *et al.*, 2006, 2008; Willner *et al.*, 2009a). The issue is if both series belongs to different plates (*i.e.*, subducting *versus* overriding plates) juxtaposed by major tectonic discontinuities or to a single growing wedge (*cf.* Richter *et al.*, 2007 and references therein). Distinct mineral parageneses and deformational *fabrics* led Ernst (1975) to interpret that both series were juxtaposed by a deep tectonic discontinuity, namely the “Coast Range Suture”. From analogue experiments, Glodny *et al.* (2005) proposed that both series represent distinct levels of the accretionary prism affected by concurrently different modes of accretion (frontal–E Series–*versus* basal–W Series) that produced unlike *fabrics* in lithologies derived from contrasted environments (*i.e.*, continent-dominant Eastern Series *versus* the composite oceanic/continent material forming the Western Series). Recently Richter *et al.* (2007) demonstrated that the contact between these series at central Chile is characterized by a continuous structural section with deformation increasing to the west (see also, Hervé, 1988). Additionally, Willner *et al.* (2009a) interpreted strike-slip shear zones, such the Pichilemu–Vichuquen Fault (**Figs. 5.1 & 5.2**), as related to later (~ 100 Myr) periods of the accretionary wedge during post-accretional deformation, corroborating the transitional nature for the contact.

Since the earliest studies of the Chilean metamorphic basement by González-Bonorino (1971) preceding the definition of a paired metamorphic system by Aguirre *et al.* (1972), the contact aureole at the Pichilemu region was considered as a distinct “metamorphic series” (the “Pichilemu Series” of González-Bonorino, 1971) from that of the “Curepto” and “Nirivilo” series related to high and low pressure metamorphic conditions, respectively (*e.g.*, González-Bonorino, 1971; Aguirre *et al.*, 1972). Although the marked increase in metamorphic grade towards the Coastal Batholith at the “Pichilemu Series”, from the biotite (west) up to the cordierite–sillimanite–garnet–K–feldspar zone (east), reveals the contact-thermal nature of metamorphism, the (i) structural similarity between highly deformed greenschist of the Western series and rocks forming the biotite zone at the westernmost part of the thermal aureole in the Eastern series; (ii) the presence of staurolite in the staurolite-andalusite zone, and (iii) the apparent difficulty in distinguishing between the effects of thermal and regional metamorphism, led González-Bonorino (1971) and Aguirre *et al.* (1972) to consider the “Pichilemu Series” as belonging to the “intermediate low-pressure” group of Miyashiro (1961). More recently, however, Willner (2005) showed that the contact aureole developed along the Chilean Coastal Cordillera, encompassing the “Pichilemu Series” and staurolite-bearing assemblages, indeed represent a classic “Abukuma”-type metamorphism. To be noted, the presence of staurolite + andalusite ± sillimanite assemblages, even though rare, is not exclusive to the Pichilemu region, but also is present in the metasedimentary rocks of the Eastern Series at Puerto Cisnes (44° 30’S; Aguirre *et al.*, 1972 and references therein) and south of Pichilemu in the vicinity of Licantén city (Juliani, unpublished data).

### 5.2.2. Mineral zones, mineral assemblages, and porphyroblasts relations at the Eastern Series

At the Pichilemu region, the metamorphic zonation towards the batholith includes mineral assemblages of the greenschist (biotite zone), amphibolite (staurolite–andalusite and sillimanite zones) and granulite (garnet–cordierite zone) facies. The contact aureole at this region covers an area of approximately 600 km<sup>2</sup>, and mineral isograds are oriented almost in NNW–SSE direction (**Fig. 5.2**; González-Bonorino & Aguirre, 1970, González-Bonorino, 1971; Aguirre *et al.*, 1972; Gana & Hervé, 1983; Hervé *et al.*, 1984; Willner, 2005). A summary of mineral zones and facies is given in **Table 5.1**.

The biotite zone is characterized by the coexistence of biotite + chlorite ± garnet, and the staurolite–andalusite zone is defined by the assemblages garnet + biotite, garnet + biotite + staurolite, biotite + staurolite + andalusite, and more rarely, by andalusite + cordierite + biotite (Aguirre *et al.*, 1972; Willner, 2005). Willner (2005) identified the andalusite–sillimanite zone in medium grade rocks characterized by the coexistence of both polymorphs without staurolite along

an extensive band to the south of Pichilemu region. The sillimanite zone is characterized by the coexistence of sillimanite + garnet ± cordierite ± andalusite (Aguirre *et al.*, 1972; Willner, 2005). The breakdown of muscovite and appearance of K-feldspar (+ cordierite) define the sillimanite subzone II of Aguirre *et al.* (1972) or the cordierite–sillimanite–garnet–K-feldspar zone of González-Bonorino (1971) and Willner (2005). Hervé *et al.* (1984) followed the definition made by González-Bonorino (1971) and conserved a narrow zone between the biotite and staurolite–andalusite zones that outcrops at the contact aureole of Pichilemu, characterized by the appearance of oligoclase and garnet (Fig. 5.2). Willner (2005) concurred with the existence of this zone but did not delimitate it, including garnet- and oligoclase-bearing rocks within the wider biotite zone. In this work we maintain the delimitation of this intermediate zone and present, for the first time, P–T estimates for these rocks.

**Table 5.1:** Summary of mineral zones and metamorphic facies at central Chile compiled from González-Bonorino & Aguirre (1970), Aguirre *et al.* (1972), Hervé *et al.* (1984), Willner (2005) and this work (focused in the Pichilemu aureole).

Mineral Zone/ Met. Facies Conditions	Chl-Bt/ Greenschist	Grt-Olig./ Greenschist- Amphibolite	*And, St-Grt/ Amphibolite	*Sil-I, Sil/ Amphibolite	*Sil-II, Sil-Crd- Grt-Kfs/ Granulite
Quartz	-----	-----	-----	-----	-----
Albite	-----				
Plagioclase		-----	-----	-----	-----
K-feldspar					-----
Chlorite	-----	-----			
Muscovite	-----	-----	-----	-----	-----
Biotite	-----	-----	-----	-----	-----
Chloritoid			----		
Staurolite			-----		
‡ Andalusite			-----	---	
Cordierite			----	-----	-----
‡ Sillimanite				-----	-----
Garnet	---	-----	-----	-----	-----
† Cummingtonite			-----		
† Clinopyroxene				--	-----
† Orthopyroxene					-----

\*Different denominations for similar metamorphic zones given by Aguirre *et al.* (1972) and Willner (2005), respectively. In this study we denominate this zone as “St–And” due to the occurrence of both minerals in the outer zone of the Pichilemu aureole.

‡To the south of Pichilemu region, the absence of staurolite and the coexistence of these two polymorphs in medium grade conditions rocks led Willner (2005) to define the “andalusite-sillimanite zone”.

†Rare occurrences described at the Eastern Series (*cf.* Aguirre *et al.*, 1972).

Complex growth-deformation relationships characterize mineral porphyroblasts formed during contact metamorphism. Hervé *et al.* (1984) pointed out that the internal foliation recorded



within staurolite porphyroblasts in the staurolite–andalusite zone at the Tanumé region differs from the external  $S_2$  foliation that wraps around them. On the other hand, Willner (2005) considered staurolite and andalusite porphyroblast essentially post-kinematic with respect to both  $S_1$  and  $S_2$  foliations, and interpreted the local rotation of porphyroblasts within  $S_2$  as an evidence of waning deformation after the thermal overprint under the same stress field that prevailed before the arc-related intrusions. Willner *et al.* (2009a) interpreted biotite, andalusite and staurolite as static grown post- $S_2$  porphyroblasts that may be stretched parallel to the regional lineation  $L_2$ , and proposed that the Eastern Series was affected by  $D_2$  deformation during and after the high temperature metamorphism, reflecting the effects of deformational field of basal underplating. Further to the south of the studied area ( $38^\circ$  S), Glodny *et al.* (2008) described andalusite as syn-to-post- $S_1$ , and staurolite and biotite porphyroblasts as pre-tectonic with respect to the  $S_2$ . Hervé (1977) had already described syn- to post- $S_2$  andalusite and garnet porphyroblasts in the same area. Combining petrological and geochronological data Glodny *et al.* (2008) interpreted that arc magmas intruded the Eastern Series at 306–290 Ma, during  $D_2$  developing at the rear of the wedge. Close to this region ( $38^\circ$  to  $41^\circ$  S), Martin *et al.* (1999) described LP/HT-related minerals (andalusite, sillimanite, cordierite) as pre- to syn- $S_1$ . Such interpretations highlight the complex tectonic-thermal history along the fossil accretionary margin during the forearc evolution.

### 5.2.3. Previous PT estimates

Willner (2005) offered thermobarometric estimations of samples distributed along the Eastern Series at central Chile ( $34^\circ$  to  $35^\circ 30'$  S), and provided a petrogenetic grid covering PT conditions of the outer and inner aureole zones, suggesting uniform peak-pressure conditions during thermal overprint at  $3\pm 0.5$  kbar. The P–T conditions of the biotite zone were approximated to 2–3 kbar and 400–450 °C, with the assemblage biotite–chlorite–muscovite–quartz and a “theoretical” K-feldspar (*i.e.*, not present in the assemblage but used in the calculations) using the multiequilibrium method of Berman (1988). Medium grade conditions of the staurolite–andalusite zone were estimated at 2.5–3 kbar and 520–580 °C in garnet ( $X_{Fe}=0.90$ )–staurolite–biotite rocks following Spear & Cheney (1989) and 3.2 kbar and 555° C using the multiequilibrium method applied to coexisting plagioclase, garnet and biotite. Temperatures at higher grade zones were estimated in the range of 650 to 716 °C for the equilibrium assemblage cordierite – biotite – garnet – sillimanite – plagioclase – quartz. Pressure conditions of 2.5–3.45 kbar were obtained by combining the latter results and the equilibrium  $Bt+Sil+Qz = Grt+Crld+Kfs+H_2O$ . The breakdown of muscovite at temperature below the wet granite solidus indicates pressures lower than 3.6 kbar (Willner, 2005).

Importantly, Willner *et al.* (2000) showed that in such areas where the Eastern series was not affected by arc-related thermal overprint (*e.g.*, Chonos archipelago;  $44^\circ$  to  $46^\circ$  S), the preserved

P–T conditions indicate very-low grade metamorphic conditions of the pumpellyite-actinolite facies (~ 5.5 kbar and 250 to 280 °C). In this work such earlier PT conditions will be denominated as related to orogenic metamorphism (M1) as opposed to the thermal overprint that formed the contact aureole (M2).

#### 5.2.4. *Structural features, modes of growth and geodynamic model for wedge evolution*

Major systematic differences between the Western and Eastern series include: (i) structural (depth) position within the accretionary wedge, (ii) internal *fabric* and (iii) predominant constituent lithologies (Hervé *et al.*, 1984; Kato, 1985; Hervé, 1988; Glodny *et al.*, 2005; 2008; Willner, 2005; Richter *et al.*, 2007). The geodynamic model proposed to explain such contrasting features has been developed combining tectonochronology and analogue experiments (sandbox modelling of Glodny *et al.*, 2005), petrological (*e.g.*, Willner, 2005; Willner *et al.*, 2004, 2005, 2008, 2012), structural analysis (Richter *et al.*, 2007) and thermobarometry (Willner, 2005). According to this model, frontal and basal modes of accretion successively occurred (Willner, 2005; Richter *et al.*, 2007) and led to the vertical grow of the wedge during a cyclic mass flow event enduring ~ 100 Myr (from ~ 320 to 224 Ma, Willner *et al.*, 2005). This model is based on the flow-field concept of Feehan & Brandon (1999) and Ring *et al.* (1999), which describe how material moving within a wedge is affected by different modes of accretion and how this culminates in the observed architecture and internal *fabrics*. The model considers the roles of material being transferred to the growing wedge and balancing erosion at the top as key factors affecting the resulting mode of accretion. If underplating (*i.e.*, imbrication of oceanic and sedimentary material at the base wedge) does not occur, deformation is concentrated at the shallower levels of the prism, which accompanied by erosion, results in converging flow lines (“thickening flow field”), *i.e.*, horizontal flow of material towards the upper rear of the wedge causing horizontal shortening of offscraped units (*e.g.*, Richter *et al.*, 2007). On the other hand, basal accretion enhances the formation of topographic elevations (and hence erosion) triggering the formation of a more “active” system. Vertical shortening develops following an operating thinning flow field (diverging flow lines from deeper toward shallower levels) (Feehan & Brandon, 1999; Ring *et al.*, 1999; Richter *et al.*, 2007). The way how the different modes of accretion change in time is still unclear (*e.g.*, Richter *et al.*, 2007 and references therein).

In convergent wedges dominated by HP/LT conditons, the predominant deformation mechanism is given by solution mass transfer (flattening) that forms the penetrative cleavage and sub-horizontal foliation (*e.g.*, Feehan & Brendon, 1999). In the same way as Franciscan Complex, the erosion is the main mechanism of exhumation of accreted units of the Chilean Accretionary Complex, with the penetrative foliation S<sub>2</sub> reflecting minor tectonic exhumation-related mechanism,

formed in response to ductile thinning that develops immediately after the underplating (Willner, 2005; Willner *et al.*, 2005, 2012; Richter *et al.*, 2007). Mylonitic shear zones between subhorizontal nappes stacked at the base of the wedge developed locally and later parallel to the  $S_2$  foliation (Glodny *et al.*, 2005).

In the Chilean paleo-accretionary wedge, the thickening flow field accounts for horizontal shortening of rocks forming the Eastern Series, as revealed by the vertical  $S_1$  foliation related to axial planes of  $F_1$  folds. On the other hand, the ensuing basal accretion is evidenced by the transposition of the foliation  $S_1$  by a sub-horizontal and penetrative foliation  $S_2$  (locally  $S_3$ ) (Richter *et al.*, 2007). Based on structural analysis and strain data through the Eastern and Western series at central Chile (Maule region; 35° S), the former authors showed that both series comprise a continuous tectonic section within the accretionary wedge with deformation increasing towards the Western Series (*cf.* Hervé, 1988). In an east–west cross section at the Maule River, Richter *et al.* (2007) described an increasing strain towards the west that progressively folded the vertical  $S_1$  foliation to west-vergent  $F_2$  open to recumbent folds. The predominant west-vergent structures changed in the westernmost part to a bivergent shear sense (alternating top-to-the-west and top-to-the-east kinematic indicators). This alternating shear sense was interpreted as an evidence of superposition of a coaxial component onto the burial-related non-coaxial deformation (Ritcher *et al.*, 2007).

Richter *et al.* (2007) proposed that the timing of change from frontal to basal accretion modes occurred synchronously with the metamorphic peak ages of the Western Series at ~ 300 Ma (estimated by means of Ar–Ar dating of phengite from blueschists at the Pichilemu region; Willner *et al.* 2005). Willner *et al.* (2005) indicated that the contact aureole at central Chile formed at 296–301 Ma (cooling Ar–Ar ages of muscovite from the Pichilemu region and further south), in response to the main magmatic arc activity in this region at ~ 305 Ma (Pb/Pb evaporation age of granitic zircon), during the early stages of accretion at the base of the wedge. Considering the transitional nature of the structural contact, Richter *et al.* (2007) suggested that changing from frontal to basal accretion was not an abrupt process in time, but gradual. However the paucity of evidences precluded proving this assumption (Richter *et al.*, 2007). In the same way, the causes of such change, *i.e.*, the factors that triggered basal accretion, are also uncertain.

### 5.3. Lithology and field relations at the Pichilemu region

#### 5.3.1. Greenschist and Transitional Amphibolite Facies Zones (Chorrillos area)

Metric sequences of gray to brownish phyllites, alternating with centimeter- to decimeter-sized quartz- and mica-rich layers, comprise the lithological varieties along a few kilometers at the coastal zone of Chorrillos (Figs. 5.2 & 5.3). The structure is characterized by the sub-horizontal

transposition foliation  $S_2$ , in which the  $S_1$  foliation is preserved as intrafolial and isoclinal folds (**Fig. 5.3a–b**). In highly deformed domains the foliation  $S_2$  is deformed by a crenulation cleavage  $S_3$  that locally transposes the second foliation (**Fig. 5.3c–d**), pointing to continuous deformation, but remnants of the  $S_1$  are still recognized (**Fig. 5.3d**). Greenschist facies metamorphism is characterized by the mineral assemblage chlorite – biotite – muscovite – quartz – plagioclase – ilmenite defining the biotite zone. Garnet occurs as fine and scarce grains marking the appearance of the garnet-oligoclase zone, and reveals transitional metamorphic conditions between the greenschist and amphibolite facies. Quartz veins are widespread and form intrafolial  $F_2$  folds locally refolded by  $F_3$  folds. In the oligoclase-garnet zone fine grained biotite  $\pm$ andalusite occur within quartz veins folded by  $F_2$  folds.

### 5.3.2. Amphibolite Facies Zone (Tanumé area)

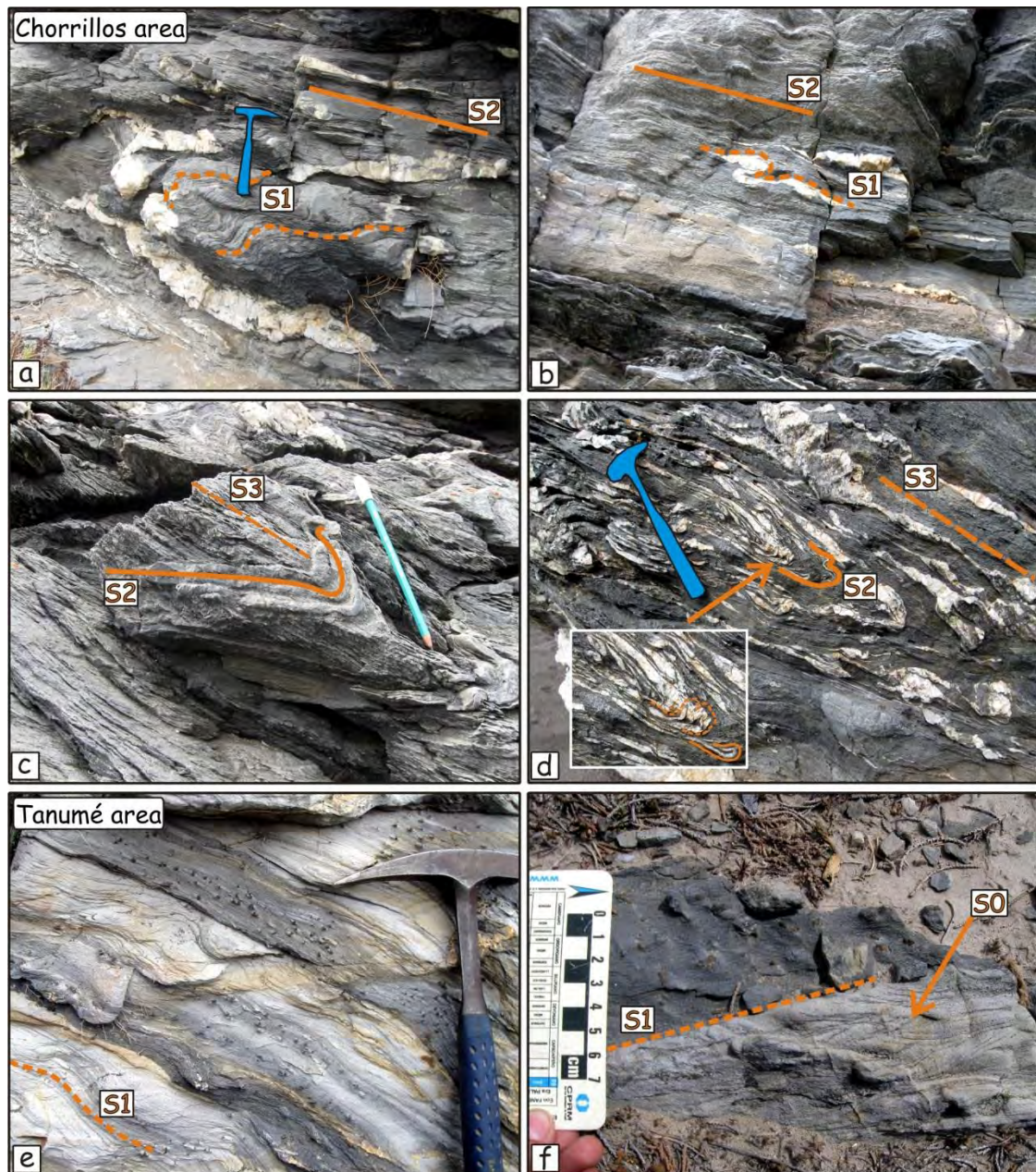
Quartz-micaschists with  $\pm$ andalusite,  $\pm$ garnet and  $\pm$ staurolite, and metapsammites bearing garnet are the predominant lithotypes outcropping continuously along kilometers at the coastal region of Tanumé (**Figs. 5.3 & 5.4**). The metapelites and metapsammites are intercalated at the centimeter-scale forming metric-scale sequences. Calc-silicate rocks occur as rare lenses within the metapsammopelite sequence (Hervé *et al.*, 1984). The structure is characterized by the sub-horizontal and penetrative foliation  $S_2$  (**Fig. 5.4f**) but, locally, the main foliation in predominant quartz- and feldspar-rich packages is the first foliation  $S_1$  (**Fig. 5.3e**) and primary sedimentary structures such as cross stratification are still observed (**Fig. 5.3f**). Abundant quartz ( $\pm$ andalusite) veins occur and are isoclinally folded by  $F_2$  folds (**Fig. 5.4a, c**). Medium grade conditions is represented by the mineral assemblages biotite – andalusite – staurolite – muscovite – quartz – plagioclase – ilmenite and biotite – garnet  $\pm$  staurolite  $\pm$  muscovite – quartz – plagioclase – ilmenite.

A prominent feature of these rocks is the presence of chiasolitic andalusite porphyroblasts of up to 25 cm of length (**Fig. 5.4b–c, e**). Chiasolitic porphyroblasts show complex growth patterns characterized by randomly oriented grains (**Fig. 5.4b**) that were folded, partially broken (**Fig. 5.4c–d**), rotated and wrapped (**Fig. 5.4e**) during the formation of the transposition foliation  $S_2$ , revealing that andalusite generation preceded  $D_2$  event. The presence of andalusite within and at the walls of isoclinally folded quartz veins corroborates this evidence (**Fig. 5.4c–d**).

## 5.4. Analytical Techniques

Mineral analyses were obtained by Wavelength Dispersive Spectrometry (WDS) using a CAMECA SX-100 microprobe (Center of Scientific Facilities, CIC, University of Granada) operated at 15 kV, 15 nA beam current, beam size of 5  $\mu$ m, and using albite (Na), periclase (Mg),  $\text{SiO}_2$  (Si),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Al), sanidine (K),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Fe),  $\text{MnTiO}_3$  (Mn),  $\text{SO}_4\text{Ba}$  (Ba),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (Cr), diopside (Ca),  $\text{TiO}_2$  (Ti) and

vanadinite (Cl) as calibration standards. Representative analyses are provided in **Table 5.2**. Chlorite and mica compositions were normalized to 28 and 11 oxygen, respectively, assuming  $Fe_{total}=Fe^{2+}$ . Garnet and ilmenite were normalized to 12 and 3 oxygen and 8 and 2 cations, respectively, with  $Fe^{3+}$  estimated by stoichiometry. Staurolite was normalized to 48 oxygens,  $Si+Al+2/3Ti+Fe^{3+}=25.55$ , and  $Fe^{3+}= 3.5\%$  of  $Fe_{total}$  following Holdaway *et al.* (1991, 1995). Plagioclase, epidote, and titanite were normalized to 8, 12.5, and 5 oxygen, respectively, assuming  $Fe_{total}$  as  $Fe^{3+}$ . Mineral abbreviations follow the scheme of Whitney & Evans (2010). Atoms per formula unit and Mg-number ( $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ) are abbreviated as apfu and Mg#, respectively.

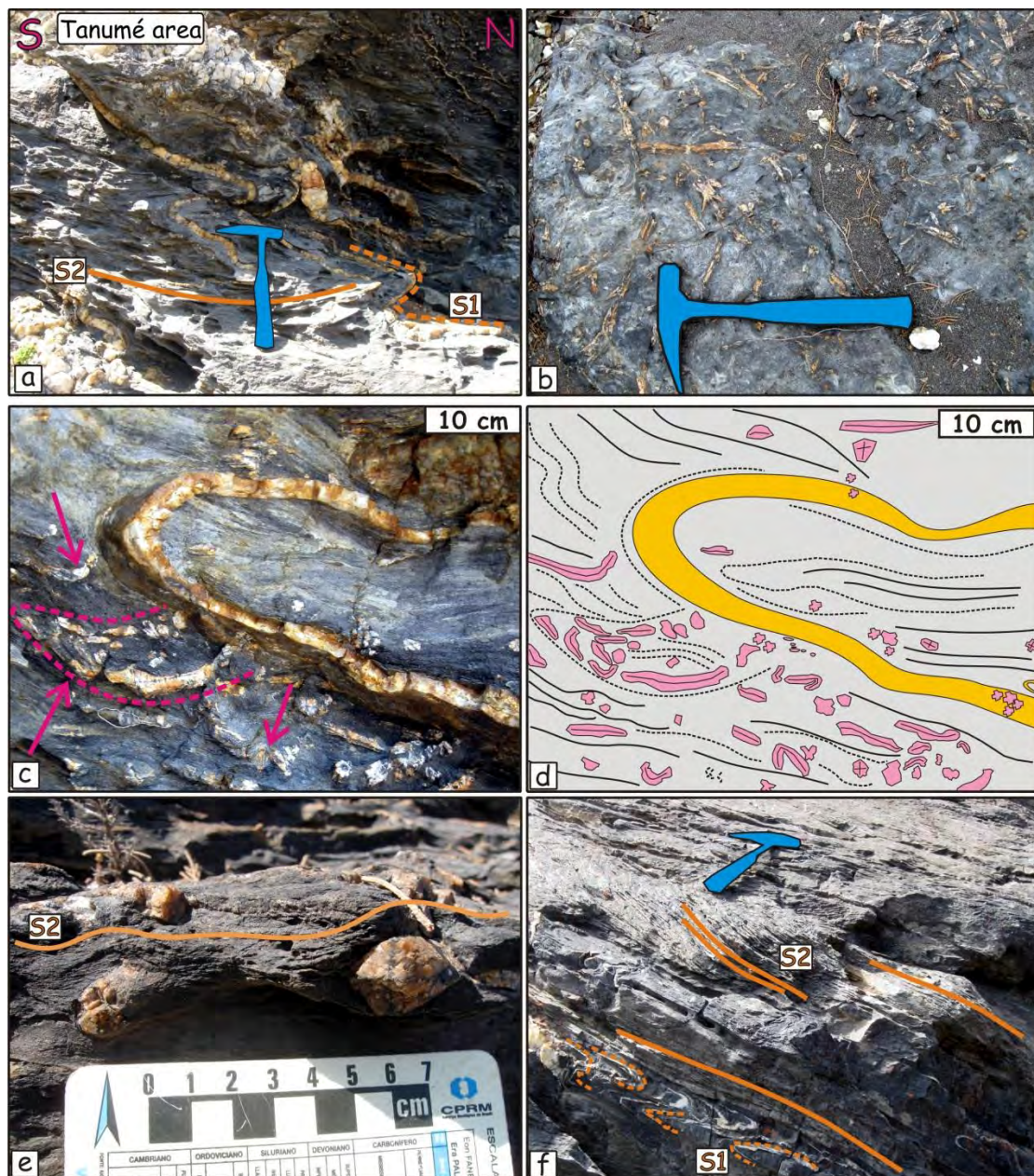


**Figure 5.3:** Field relations at the Chorrillos and Tanumé areas. a-b) Aspect of the transposition foliation  $S_2$  and vestiges of the  $S_1$  foliation preserved as intrafolial folds at Chorrillos beach. c-d) Highly deformed domains at Chorrillos beach with crenulation ( $F_3$ ) of foliation  $S_2$ . In the inset of (d) vestiges of  $S_1$  shown. e-f). Relict  $S_1$



foliation at metasandstones of the Tanumé beach and preserved sedimentary cross bedding ( $S_0$ ). Note staurolite porphyroblasts.

Elemental XR maps were obtained with the same machine operated at 15 keV and 250 nA, with a focused beam, pixel size of 8  $\mu\text{m}$  and counting time of 30 ms/pixel. The images were processed with software DWImager (Torres-Roldán and García-Casco, unpublished) in order to highlight the minerals and textures of interest. In the images, some mineral phases were masked out, and the phases of interest were overlain onto a grayscale image base-layer calculated with the expression  $\sum [\text{apfu}/\text{nA}/\text{s}] * A_i$ , (where A is the atomic number and i corresponds to Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, Ba, K, P, F and Cl) that contains the basic textural information of the scanned areas.



**Figure 5.4:** Field relations of staurolite–andalusite zone rocks at Tanumé beach area. a) Metasediments showing transposition of the  $S_1$  foliation by  $F_2$  folding highlighted by abundant isoclinally folded quartz veins. b)

*Large andalusite porphyroblasts showing non-oriented growth in a section parallel to  $S_2$ . c-d) Isoclinally folded quartz veins bearing andalusite in a zone of transposition of the  $S_1$  foliation by  $S_2$ . e) Andalusite porphyroblasts wrapped by  $S_2$  foliation. f) Zone of intense foliation transposition; note the intrafolial quartz veins marking previous foliation  $S_1$ .*

Whole-rock major element (wt.%) compositions were estimated at the CIC (University of Granada) with a PHILIPS Magix Pro (PW-2440) X-ray fluorescence(XRF) spectrometer using glass beads made of 0.6 g of powdered sample diluted in 6 g of  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ . The results are listed in **Table 5.3**. Mineral and whole-rock composition were plotted in composition phase diagrams after projection from appropriate phases and exchange vectors using software CSpace (Torres-Roldán *et al* 2000). Whole-rock compositions of selected samples were used for the calculation of P–T pseudosections using the software package PERPLE\_X (Connolly 1990, 2005; version 6.6.8).

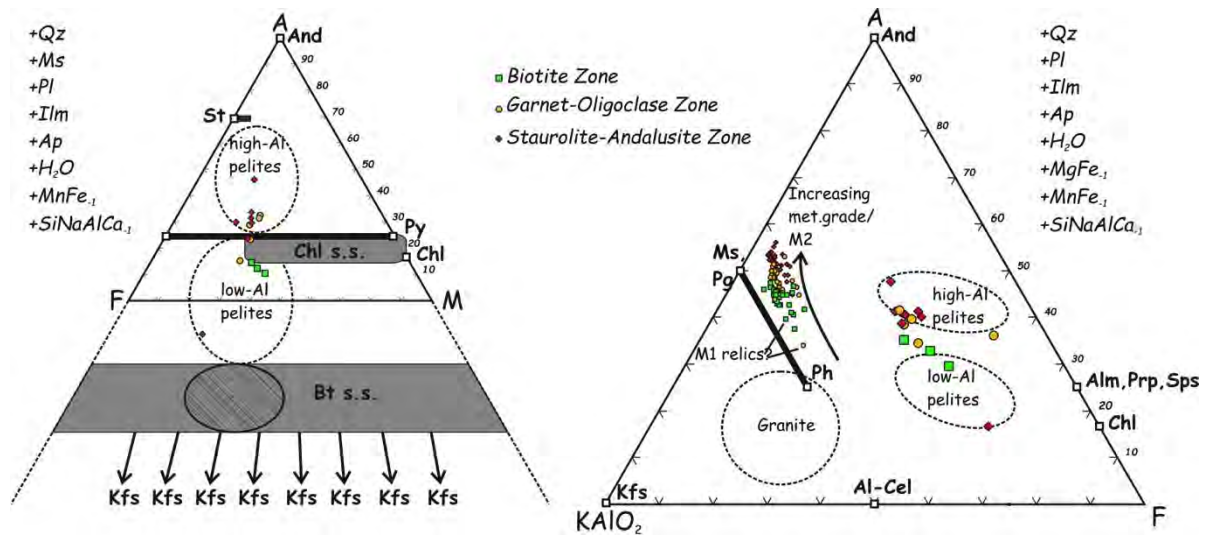
## 5.5. Bulk composition of metasediments forming the outer aureole at the Pichilemu region

Whole-rock compositions of metasediments from the Eastern Series are scarce in the literature. Here we provide 15 new whole-rock analyses of samples from Chorrillos and Tanumé areas (**Table 5.3**).

In **Figure 5.5**, the whole-rock compositions are plotted on the AKF ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{KAlO}_2$ – $\text{FeO}$ ) and AFM ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{FeO}$ – $\text{MgO}$ ) diagrams projected from the coexisting phases quartz, ilmenite, plagioclase (average composition), apatite and  $\text{H}_2\text{O}$ , and the exchange vectors  $\text{SiNaAlCa}_{-1}$ ,  $\text{MnFe}_{-1}$  and  $\text{MgFe}_{-1}$  (AKF); and quartz, muscovite (average composition), plagioclase (average), ilmenite, apatite and  $\text{H}_2\text{O}$ , and the exchange vectors  $\text{MnFe}_{-1}$  and  $\text{SiNaAlCa}_{-1}$  (AFM), in order to properly condensate the compositional space. The average compositions of plagioclase (varying from albite to andesine; see below) and muscovite (see the AFM diagram and below) include chemical analyses from rocks formed under greenschist and amphibolite facies conditions. The thermodynamic validity of the projections is not fully accomplished (*cf.* Greenwood, 1975) because of the use of average compositions and exchange vectors, but the imperfections are minor and the projections are perfectly valid for evaluating the variation in bulk-rock composition and its effect on mineral assemblages developed in the aureole (further below we offer more detailed plots for each mineral zone). As shown in the diagrams of **Figure 5.5**, the samples from greenschist and amphibolite facies zones reveal pelitic compositions (AKF diagram), and have broadly constant Mg# in the range 0.19 to 0.27 (AFM diagram); with exception of one low-Al and Fe-rich sample (also showing relatively minor  $\text{KAlO}_2$  component) having Mg# 0.17. Apart from this sample, a rough trend of increasing Al characterizes the sequence from the Bt through the Grt-Oligoclase to the And-St zones. These



compositional features are compatible with the formation of staurolite at low pressure medium grade conditions (*i.e.*, staurolite–andalusite zone).



**Figure 5.5:** Bulk composition of metasediments from Chorrillos and Tanumé areas plotted on AKF (right) and AFM (left) diagrams (projected from coexisting phases and appropriate condensation vectors). The plotted end members of phases of interest include those relevant for the outer zones of the aureole at the studied area (*e.g.*, Aguirre *et al.*, 1972; Willner, 2005; this work). The dashed circle in the biotite solid solution phase field shows biotite composition of the studied samples (Tables 5.1 and 5.2). Muscovite analyses are depicted. In the AKF diagram muscovite analysis are represented by smaller symbols than whole rock compositions, and are displaced towards apex A showing the influence of pyrophyllitic ( $K^{XII} + Al^{IV} = \square^{XII} + Si^{IV}$ ) substitution and/or paragonite component.

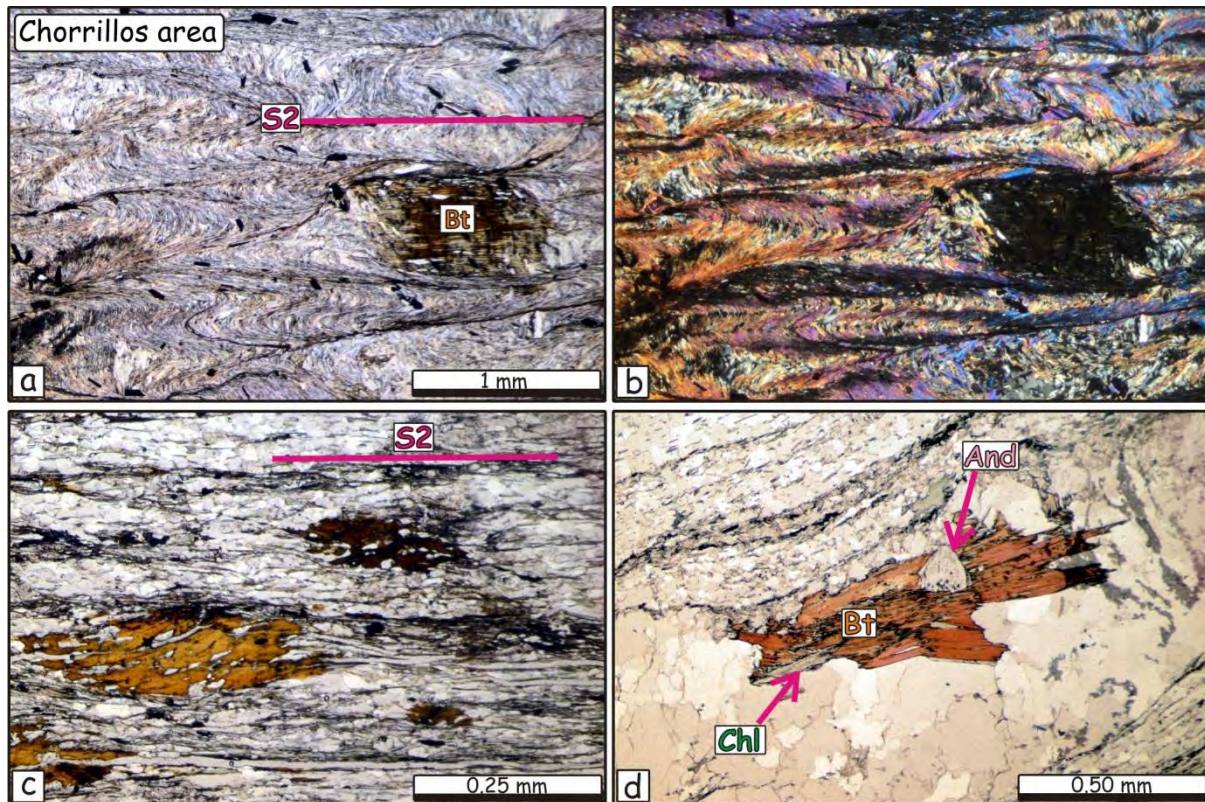
## 5.6 Textural relations and Mineral Chemistry

### 5.6.1. Biotite Zone

Metapsammopelites from this zone are composed by chlorite – muscovite – biotite – albite – oligoclase – quartz – ilmenite, and accessory graphite, apatite,  $\pm$  rutile, tourmaline and zircon. These lithotypes are characterized by a penetrative second foliation ( $S_2$ ) defined essentially by the phyllosilicates that transposes the previous foliation  $S_1$  preserved within crenulation cleavage domains formed by muscovite, chlorite, quartz $\pm$ plagioclase $\pm$ ilmenite (Fig. 5.6a–b).

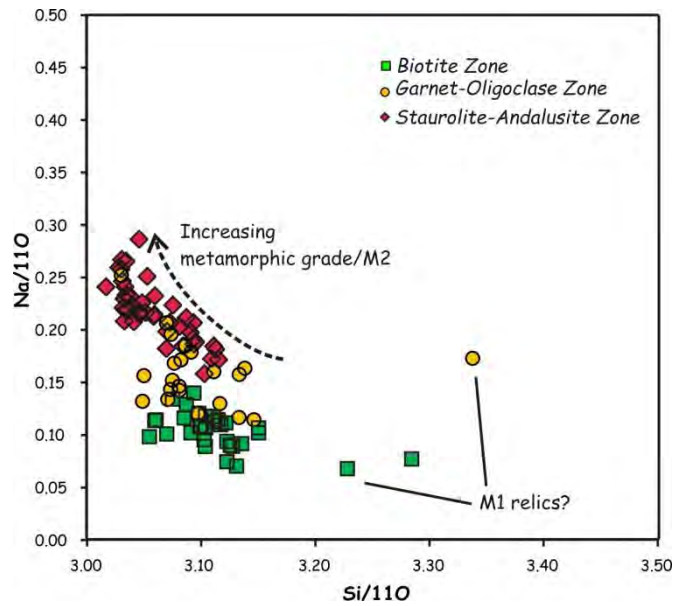
Biotite porphyroblasts (0.5 mm) are wrapped by muscovite and chlorite (Fig. 5.6a–b), indicating pre- $S_2$  growth. Locally, graphite inclusions within biotite define trails orthogonal to the external foliation  $S_2$ , suggesting post- $S_1$  growth (*i.e.*, inter-kinematic growth of Bt). Hence, we interpret  $D_1$  as related to orogenic metamorphism (M1) predating contact metamorphism. In more strongly  $D_2$  deformed samples, biotite is completely parallelized to the main foliation  $S_2$ , also forming sigmoidal folds that records the local development of ductile shear zones (Fig. 5.6c). Chlorite and muscovite form sub-euhedral flakes and are usually inter-grown along thin layers in both  $S_1$  and  $S_2$  domains, intercalated with quartz-plagioclase layers. Ilmenite is the widespread oxide phase and

occurs parallel to both  $S_1$  and  $S_2$ . Local relics of rutile present within ilmenite cores are interpreted as vestiges of a previous M1 mineral assemblage formed before contact metamorphism. Retrograde chlorite strongly replaces biotite porphyroblasts (**Fig. 5.6a**).



**Figure 5.6:** Textural relations of biotite and garnet-oligoclase zone rocks at the Chorrillos area. a-b) Pre- $S_2$  biotite porphyroblast wrapped by the transposition foliation  $S_2$ . c) Sigmoidal biotite in metapsammopelite with  $S_2$  as the main foliation. d) Quartz vein parallel to the  $S_1$  foliation bearing biotite and andalusite.

Muscovite has Si, Mg#, Ti and Na values varying in the ranges 3.05–3.15, 0.39–0.50, 0.01–0.05, and 0.07–0.14 apfu, respectively. Higher Na contents are related to lower Al-celadonite (*i.e.*, Si, Fe and Mg) contents (*cf.* Guidotti, 1984) (**Fig. 5.7**). Chemical zoning is irregular but higher Al-celadonite contents are generally obtained in the core of grains. Two samples revealed phengite compositions with Si contents of 3.23 and 3.28 apfu, which we interpret as relics of either detrital or M1 muscovite. The paucity of analysis precludes a precise characterization. Biotite yields minor chemical variability with Mg# in the range 0.37–0.41 and Ti contents of 0.09–0.12 apfu. Chlorite has Mg# in the range 0.40–0.42, of which the lower values represent retrograde compositions. Plagioclase grains yield distinct albite ( $X_{ab} = 0.99$ ) and oligoclase ( $X_{ab} = 0.87$ – $0.80$ ) compositions that we interpret as representing solvus phases of the peristerite gap. Ilmenite records minor chemical variability and is characterized by  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  and Mn contents of 0.94, 0.01, and 0.04 apfu, respectively.



**Figure 5.7:** Bivariant digram showing chemical variation in white micas from Chorrillos and Tanumé areas. Na contents increase with increasing metamorphic grade, whereas Si diminishes in content.

### 5.6.2. Garnet-Oligoclase Zone

The lithotypes of this zone are composed by chlorite – muscovite – biotite – oligoclase – quartz – ilmenite and accessory  $\pm$  garnet, graphite, apatite, tourmaline and zircon. When present, garnet is very scarce (< 1% mode). It forms subeuhedral to euhedral crystals ( $\sim$  0.25 to < 1 mm in diameter) poor of inclusion (mostly of quartz, ilmenite and, rarely, calcite). Biotite forms porphyroblasts (< 1 mm in length). Chlorite and muscovite are associated in layers alternating with quartz–plagioclase layers and define the main foliation  $S_2$ . Andalusite  $\pm$  biotite occur in quartz–plagioclase veins (**Fig. 5.6d**) and are folded by  $F_2$  folds. Muscovite has Si, Mg#, Ti and Na contents varying in the ranges 3.03–3.15, 0.36–0.53, 0.01–0.03, and 0.11–0.25 apfu, respectively. Na and Si contents correlate negatively in muscovite (**Fig. 5.7**). One analysis yielded Si = 3.34 apfu, and likely represents relic detrital or M1 muscovite. Biotite has Mg# in the range 0.35–0.40, and Ti contents in the range 0.08–0.12 apfu. Chlorite records minor chemical variability and has Mg# in the range 0.37–0.42. Garnet is unzoned and characterized by  $X_{prp_{0.07}X_{grs_{0.04}X_{alm_{0.74}X_{sps_{0.16}}}}$ . Plagioclase is oligoclase in composition with  $X_{ab}$  in the range of 0.77 to 0.87. Ilmenite has  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  and Mn contents of 0.94, 0.02, and 0.04 apfu, respectively.

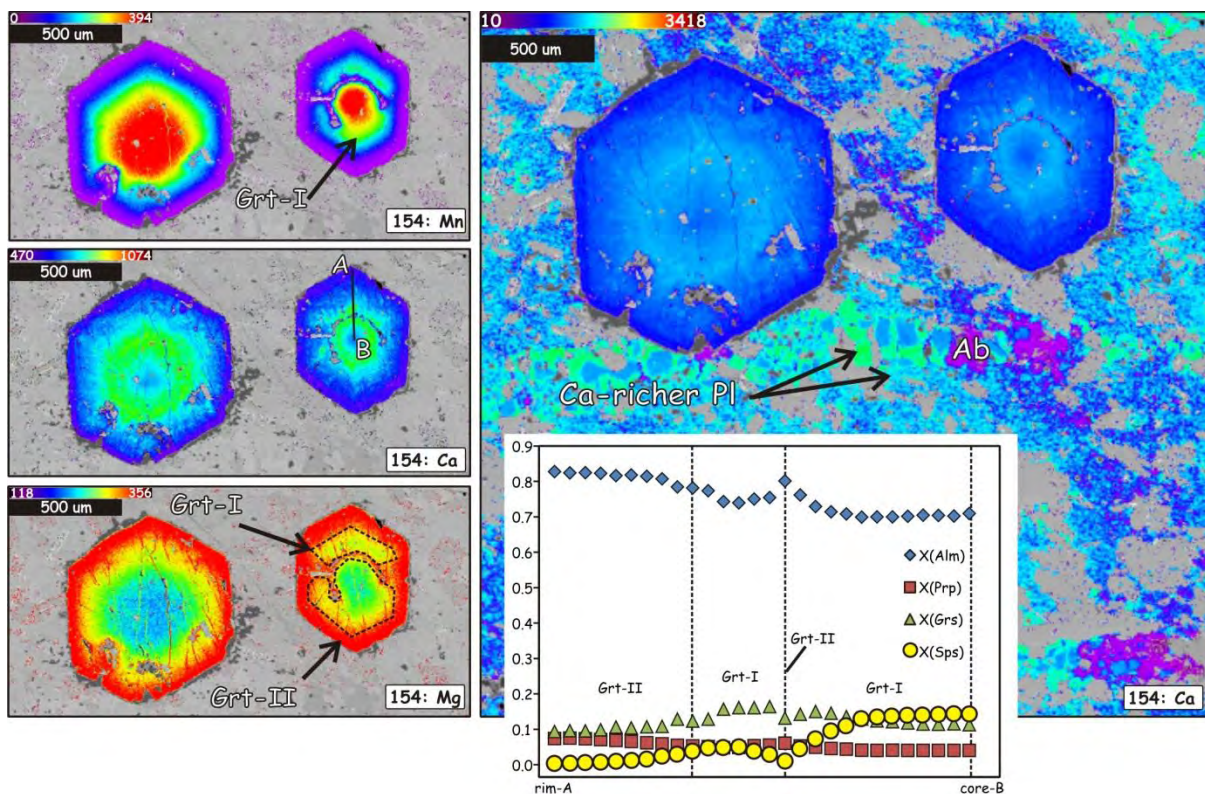
### 5.6.3. Stauroilite-Andalusite Zone

#### 5.6.3.1. Stauroilite-andalusite absent rocks

These lithotypes are formed by biotite – garnet – oligoclase/andesine – quartz – ilmenite, and accessory graphite, epidote, apatite, tourmaline and  $\pm$  pyrite. The lack of muscovite, the predominance of plagioclase ( $\sim$  45%) and biotite ( $\sim$  23%), and low  $KAlO_2$  contents (as indicated by



the samples with lower Al contents in the AFM and AKF diagrams of **Fig. 5.5**) point to plagioclase-rich sedimentary protoliths for this variety. The rock *fabric* is characterized by a fine-grained matrix (0.01 to 0.15 mm), mainly formed by plagioclase, and minor graphite, quartz, and ilmenite. Graphite trails define the  $S_1$  foliation together with granoblastic bands of plagioclase. Biotite, garnet and chlorite form post-kinematic porphyroblasts ( $\leq 0.50$ ,  $\leq 0.50$ , and  $\leq 1$  mm, respectively). The continuity between the inclusion trails (graphite, plagioclase and quartz) of biotite grains and matrix foliation is conspicuous and clearly define the post- $S_1$  growth of this phase. Biotite is partially dissolved, whereas garnet has euhedral rims. Compositional maps allow distinguishing two generations of garnet, of which garnet-I is locally resorbed and replaced by garnet-II tending to form atoll-like grains (**Fig. 5.8**). Chlorite appears as porphyroblasts and as flakes within biotite along its cleavage or at its rims. These flakes are nearly aligned with the hinges of the second crenulation foliation, indicating syn- to tardi- $S_2$  growth.



**Figure 5.8:** Compositional images of garnet porphyroblasts and matrix plagioclase of metapsammopelite from the staurolite–andalusite zone (Tanumé beach). Color scale bar (counts/nA/s) represents high (red) and low (purple) concentrations. See text for details.

Biotite has irregular zoning but it is possible to identify that inner zones have slightly lower Mg# (0.33) than rims (0.34 to 0.37). Ti zoning is irregular, with contents varying in the range 0.06–0.13 apfu, but differences between cores and rims are not apparent. Ti-rich halos are visible around ilmenite inclusions. Chlorite has Mg# in the range 0.37–0.39, with lower values at the rims. Ilmenite has  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  and Mn contents in the ranges of 0.92–0.98, 0.0–0.07, and 0.01–0.04 apfu,

respectively. Epidote has clinozoisite (Xcz) and pistacite (Xps) contents of  $\sim 0.80$  and  $\sim 0.20$ , respectively. Plagioclase is zoned (**Fig 5.8**) with cores of oligoclase ( $X_{ab} = 0.73\text{--}0.82$ ) and rims of andesine ( $X_{ab} = 0.58\text{--}0.60$ ) composition. Late plagioclase is of albite composition ( $X_{ab} = 0.91\text{--}0.97$ ) and concentrates along diffuse discordant strips that overprint/replace earlier plagioclase. In general, garnet porphyroblasts show prograde growth zoning characterized by decreasing Mn contents towards the rims, which is balanced by increasing Mg, Fe and Mg# ( $X_{prp_{0.03\text{--}0.09}}X_{grs_{0.09\text{--}0.17}}X_{alm_{0.67\text{--}0.83}}X_{sps_{0.01\text{--}0.17}}$  at the rims) (**Fig. 5.8**). However, as noted above, the growth-dissolution history of garnet is complex.

Prograde garnet zoning was truncated by a stage of garnet resorption and ensued by still prograde growth, as indicated in compositional maps of **Figure 5.8**. Prograde garnet-I constitute the most part of the grains (core and mantle zones). It is richer in Mn and Ca and poorer in Mg and Fe contents than garnet-II. The latter form inner and external rims that overgrow garnet-I and represents peak conditions as indicated by lowest-Mn and highest Mg and Mg# contents (**Fig. 5.8**). Prograde garnet-I display smooth oscillatory zoning in terms of Ca ( $X_{grs} = 0.11, 0.16,$  and  $0.09$  in the cores, intermediate zone, and mantle, respectively), and flame-like features (*e.g.*, Pattinson & Tinkham, 2009, and references therein) developed within mantle zones in the limit of Ca-poorest and Ca-richest zones (**Fig. 5.8**). The oscillation in Ca is not accompanied by discernible oscillations in Mn, Mg and Mg#, suggesting that it is the effect of the evolving phase assemblage during the early stages of prograde metamorphism rather than of recurrence in P–T conditions. Compositional maps also evidence Mg-rich and Mn-poor zones similar in composition to garnet-II rims that invade garnet-I from the rim and form peninsula-shaped zones (peninsula used in the sense of Faryad *et al.*, 2010) that may follow the internal concentric zoning of garnet-I and develop atoll-like textures (**Fig. 5.8**). This process involved the formation of minor biotite filling the atoll, suggesting a dissolution–precipitation event of garnet-I during formation of garnet-II rims. The original concentration of Ca in garnet-I was not severely reduced by the replacement process, indicating limited diffusivity of this element. Whatever the details of the process, it took place at near-peak conditions and did not involve recurrence in the evolving P–T conditions, as indicated by the lack of recurrence in the concentric composition of the grains (*i.e.*, oscillatory zoning associated to development of garnet-II) and by the low-Mn and high-Mg and Mg# contents of the replacements/rims (continuous prograde zoning). It is hence suggested that episodic infiltration of externally-derived fluid during prograde metamorphism triggered local dissolution of garnet-I. Finally, the late local and minor resorption of garnet-II rims by quartz did not involve diffuse modification of garnet composition, indicating low temperature during retrograde conditions.

### 5.6.3.2. *Staurolite-andalusite-bearing rocks*

These lithotypes are composed by biotite – muscovite – chlorite – quartz – plagioclase  $\pm$  staurolite  $\pm$  andalusite – ilmenite, and accessory graphite and tourmaline. Biotite ( $\leq 0.80$  mm), staurolite ( $\leq 3$  cm), and andalusite (up to several centimeters in length) form post- $S_1$  porphyroblasts, as evidenced by i) the continuity of their inclusions trails (mostly muscovite, quartz and graphite) with the matrix ( $\leq 0.03$  mm) mineral orientation (**Fig. 5.9a–b**), ii) the truncating relation with the  $S_2$  foliation ( $S_1 \neq S_2$ ) (**Fig. 5.9c**), and iii) their *fabric* relations with the transposition foliation  $S_2$  (**Figs. 5.9c–d, f; 5.10c, e–f**). Biotite has sub-idioblastic habit and occurs intergrown with andalusite (**Fig. 5.9f**). Staurolite and andalusite occur in contact along rectilinear crystal faces (**Fig. 5.9e**) indicating synchronic growth of all three porphyroblastic minerals (biotite, staurolite, andalusite) subsequently deformed (folded and locally sheared) by  $D_2$  (**Fig. 5.10c, e–f**); and wrapped by the  $S_2$  foliation (**Fig. 5.9c–d, f**). Andalusite also developed to boudinaged and slightly kinked grains during deformation of the  $S_1$  foliation (**Fig. 5.10e–f**). Andalusite-bearing quartz veins (*i.e.*, related to thermal metamorphism M2) are isoclinally folded by  $F_2$  folds (**Fig. 5.10d**), defining the same textural relations with respect to  $S_2$  as revealed by matrix porphyroblasts of the host rocks.

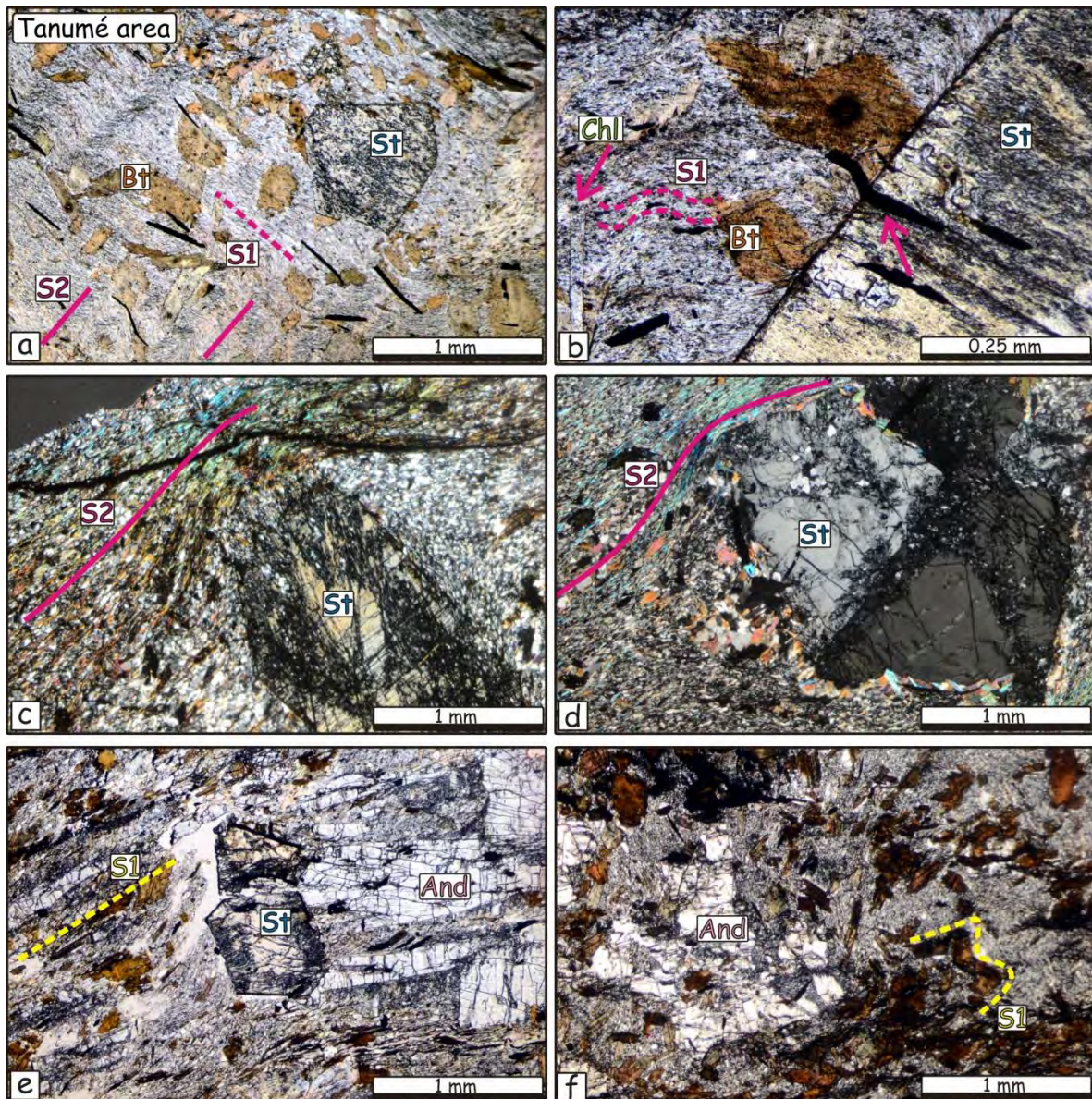
Staurolite has idioblastic habit and minor resorption at its rims. Locally, it develops sector-zoning (due to variations in Ti contents, see below). It forms poikiloblastic grains that locally have inclusion-rich rims and inclusion-free cores or zonal concentration of inclusions (**Fig. 5.9a, c, d**), defining complex inclusion patterns with respect to the matrix foliation. Pressure shadows formed by quartz  $\pm$ biotite $\pm$ chlorite parallel to  $S_2$  develop at staurolite porphyroblasts (**Fig. 5.9c–d**). More rarely, poikiloblastic staurolite shows slightly crenulated quartz inclusions that lack continuity with the  $S_2$  foliation ( $S_1 \neq S_2$ ), suggesting local faint deformation of  $S_1$  previous to the staurolite growth. Ilmenite included in staurolite was not affected by  $F_2$  folds, whereas partially included ilmenite was deformed in the outer parts of the grains located outside the porphyroblasts (**Fig. 5.9b**).

Fine grained muscovite defines the  $S_1$  foliation. It is folded by  $F_2$  and is included within post- $S_1$  porphyroblasts. Late muscovite and chlorite form flakes aligned with  $S_2$  crenulation cleavage (**Fig. 5.10a**) but also truncate  $S_2$  (**Fig. 5.10b**). Muscovite fills necks of boudinaged andalusite and replaces its rims. Chlorite replaces biotite forming post- $S_2$  pseudomorphs (**Fig. 5.10b**). Such relations indicate syn-to tardi and post-kinematic growth of both muscovite and chlorite with respect to  $S_2$ .

Muscovite has Si, Ti and Na values varying in the range 3.02–3.12, 0.01–0.02 and 0.14–0.27 apfu, respectively, yielding the highest Na contents of all studied rocks, as indicated in **Figure 5.7** and suggested by the tendency depicted in the AKF diagram of **Figure 5.5**. The chemical zoning is irregular, but the cores normally have higher Si and Mg# contents while the rims are richer in Na. Muscovite overgrowths after andalusite are characterized by Si, Mg# and Na contents of  $\sim 3.03$ ,  $\sim$



0.40 and 0.22–0.26 apfu, respectively. Biotite cores and rims have Mg# in the ranges 0.35–0.40 and 0.37–0.41, respectively. Chlorite has Mg# of 0.39–0.43, with lower values towards the rims. Staurolite zoning is faint. It may locally develop sector zoning in Ti as shown in compositional map of **Figure 5.11** (0.06 to 0.15 apfu; cf. Vernon, 2004). A number of staurolite grains have cores and rims characterized by Mg# = 0.12–0.14 and 0.15–0.16, and Ti = 0.05–0.08 and 0.08–0.16 apfu, respectively. The highest Ti values, however, occur around ilmenite inclusions. No chemical variations are observed between staurolite in different textural positions. Plagioclase is oligoclase in composition with Xab in the range 0.78–0.84.



**Figure 5.9:** Textural relations of staurolite–andalusite zone rocks at the Tanumé area. a) Metapelite with post-kinematic ( $S_1$ ) biotite and staurolite.  $F_2$  crenulation and  $S_2$  spaced cleavage are shown. b) Metapelite with preserved  $S_1$  foliation showing chlorite flakes near parallel to  $F_2$  axial trace. Partially included ilmenite within staurolite porphyroblasts is deformed by  $F_2$  crenulation. c–d) Staurolite porphyroblasts wrapped by  $S_2$  preserving  $S_1$  as inclusion trails ( $S_1 \neq S_2$ ). Note the re-entrant zones in twinned staurolite (d). e) Staurolite and

*andalusite in rectilinear grain contact in metapelite. f) S<sub>2</sub> wrapping around andalusite and rotated biotite marking the early foliation S<sub>1</sub>.*

## 5.7. Thermodynamic Modeling

### 5.7.1. Pseudosections in the MnNCKFMASHT system

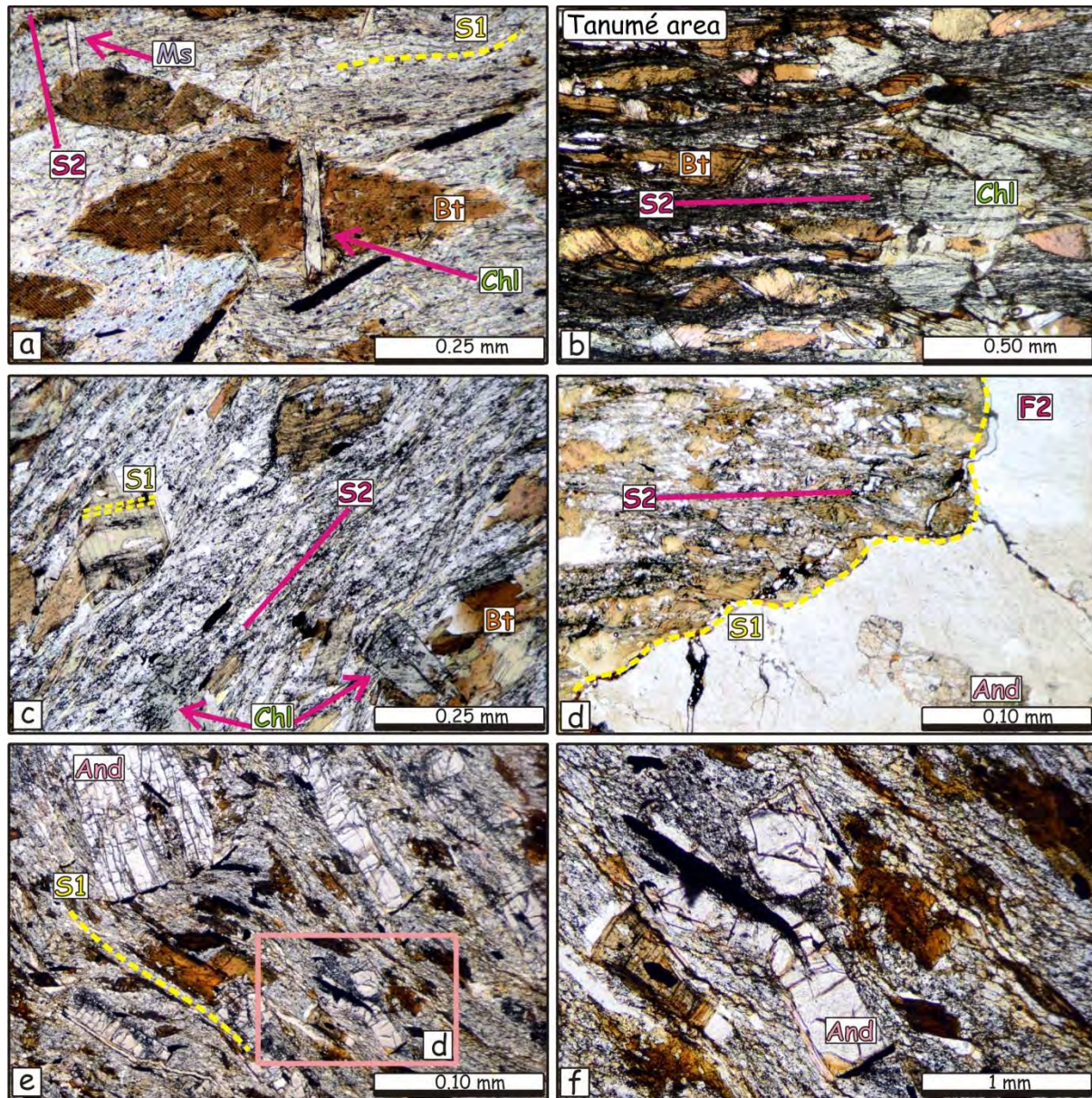
Pressure-temperature (P–T) pseudosections were calculated for three samples of biotite (DTH-1C), garnet–oligoclase (DTH-68B) and staurolite–andalusite zones (DTH-69A). The peak phase relationships of these samples and whole-rock compositions are depicted in the AFM diagrams of **Figure 5.12**, projected from coexisting phases: muscovite, quartz, plagioclase, ilmenite, apatite, and H<sub>2</sub>O fluid, and the exchange vectors MnFe<sub>-1</sub> and SiNaAlCa<sub>-1</sub>. The bulk composition of sample DTH-1C (biotite zone) plots within the tie-line connecting biotite and chlorite; the bulk rock composition of sample DTH-68B, from the transitional garnet-oligoclase zone, plots within the tie-triangle defined by the mineral assemblage chlorite, biotite and garnet; and the bulk composition of sample DTH-69A of the staurolite-andalusite zone plots within the andalusite–staurolite–biotite tie-triangle (**Fig. 5.12**). These relations and the lack of tieline intersections suggest near-equilibrium of the respective assemblages in a continuous petrological-structural section at low to medium grade conditions.

Phase equilibria were calculated with the software package PERPLE\_X (Connolly, 1990, 2005; version 6.6.8). The thermodynamic data used in the calculations are those of Holland & Powell (1998; revised in 2004, *hp04ver.dat*). One main difference between the *hp04ver.dat* thermodynamic database and the *hp02ver.dat* (1998; revised in 2002) is that the aluminosilicate triple point is located at 4.4 kbar and 550 °C in the former, following the petrological evidences by Pattinson (1992), while it is estimated at 3.8 kbar and 507 °C in the latter, following Holdaway (1971).

Due to the presence of graphite, the equilibrium composition of the fluid was treated as belonging to the C–O–H system (*e.g.*, Ohmoto & Kerrick, 1977). Because dehydration reactions dominate in pelitic lithologies and the evolved H<sub>2</sub>O typically allow overcoming perturbations in the fluid composition caused by the addition of external fluids (*e.g.*, Connolly & Cesare, 1993), the H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> contents of a C–O–H fluid coexisting with graphite (C), at fixed P–T, are those that satisfy the condition of maximum XH<sub>2</sub>O in the fluid, *i.e.*, the composition of the fluid must be located along the C–H<sub>2</sub>O join of a C–O–H triangular diagram. This makes the fluid composition to be constrained to a fixed H:O ratio of 2:1 (Ohmoto & Kerrick, 1977; Labotka, 1991; Connolly & Cesare, 1993; Connolly, 1995), allowing the calculation of P–T pseudosections with varying but buffered fluid composition. The solution models of the solid phases chosen for the calculations include: garnet (Holland & Powell, 1998), staurolite, potassic mica and cordierite (Holland *et al.*, 1998), plagioclase



(Newton *et al.*, 1980), chlorite (Holland *et al.*, 1998), biotite (Powell & Holland, 1999; White *et al.*, 2000), chloritoid (White *et al.*, 2000), and ilmenite (Holland & Powell, 1998).

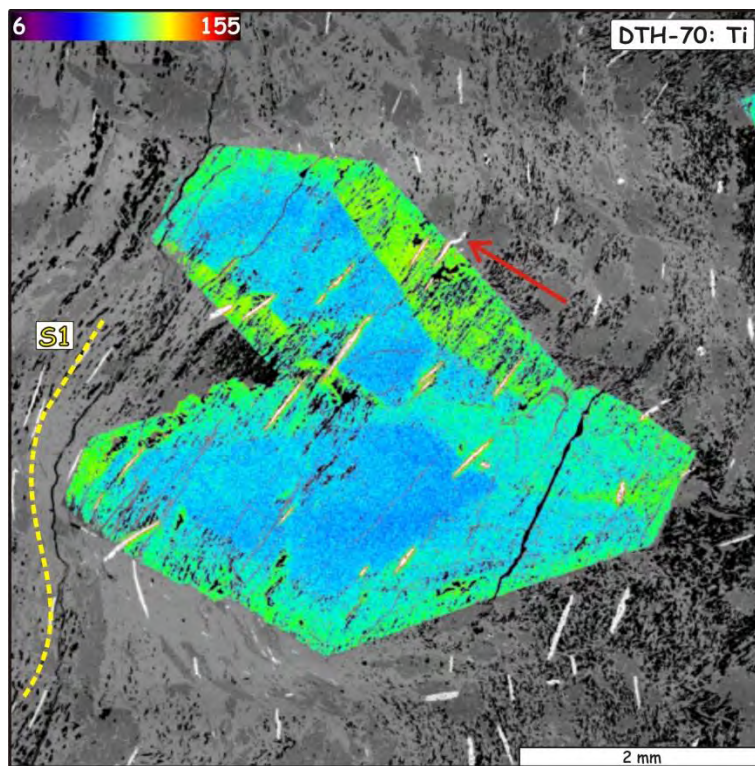


**Figure 5.10:** Textural relations of andalusite-staurolite zone rocks at the Tanumé area. a) Chlorite and muscovite flakes growing near parallel to the axial plane of  $F_2$  crenulation. b) Post- $S_2$  chlorite replacing biotite. c) Post- $S_1$  biotite forming sigmoids parallel to  $S_2$ ; note inclusion trails of graphite oblique to the external foliation  $S_2$ . d) Isoclinally folded quartz vein bearing andalusite. e) Kinking of  $S_1$  foliation showing deformed biotite and andalusite. Note deformed andalusite in (f).

Phase equilibria modelling were performed for the MnNCKFMASHT (MnO – Na<sub>2</sub>O – CaO – K<sub>2</sub>O – FeO – MgO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – SiO<sub>2</sub> – H<sub>2</sub>O – TiO<sub>2</sub>) system. Components MnO, CaO and TiO<sub>2</sub> were included in order to account for the variations of Mn and Ca in garnet and the presence of ilmenite, respectively (*e.g.*, Pattinson & Tinkham, 2009). The former is relevant for a better determination of the temperature of garnet appearance in sample DTH-68B from the garnet–oligoclase zone. The CaO contents of the bulk compositions were corrected for apatite (assuming bulk P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> as a proxy of



apatite content). Total iron was assumed as  $\text{FeO}_{\text{total}}$  and  $\text{Fe}^{3+}$  was not treated as a separate component, as much as  $f\text{O}_2$  is low and controlled by equilibrium of graphite and fluid in graphite-bearing metapelites (*e.g.*, Connolly & Cesare, 1993; Pattinson, 2006). Samples with small amounts of porphyroblasts (< 5%) were selected for thermodynamic modelling in order to diminish the effects of chemical fractionation during growth of zoned porphyroblasts (*e.g.*, Marmo *et al.*, 2002; Konrad-Schmolke *et al.*, 2008). The P–T pseudosections were calculated in the range of 2–6 kbar and 350–650 °C with quartz and the fluid phase considered in excess. The calculated P–T diagrams include the predicted P–T stability fields of phase assemblages and key isopleths of mineral composition and abundance that allow tracking the metamorphic evolution during both pre-contact M1 metamorphism and M2.

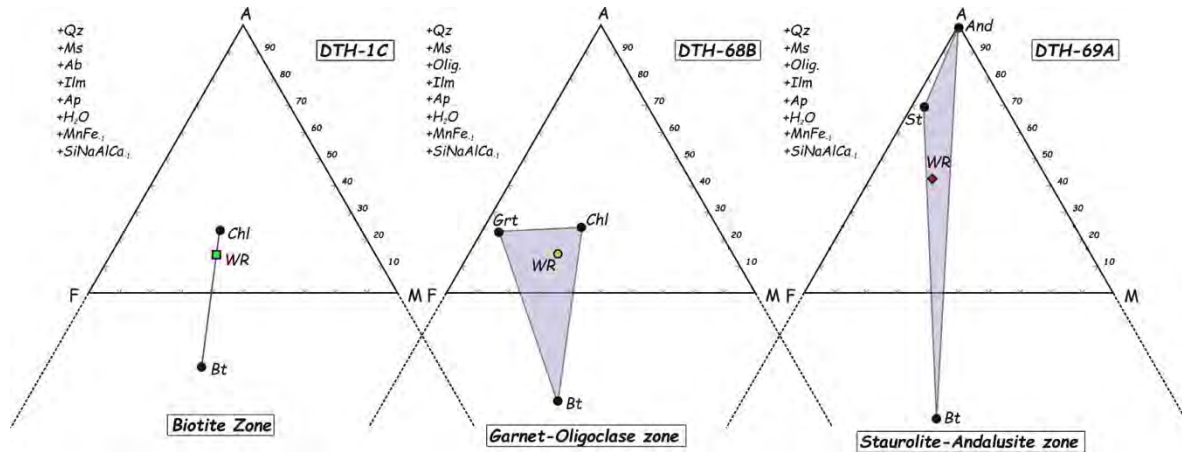


**Figure 5.11:** Element distribution map (Ti) showing the sector compositional zoning in twinned staurolite. Color scale bar (counts/nA/s) represents high (red) and low (purple) concentrations. The red arrow indicates the ilmenite deflection due to  $D_2$ .

#### 5.7.1.1. Biotite Zone

The P–T pseudosection of sample DTH-1C is shown in **Figure 5.13a**. The peak mineral assemblage chlorite – biotite – oligoclase – albite – ilmenite – muscovite – quartz is represented by a 4-variant field with a large baric range with maximum pressure of 4.45 kbar and temperature in the range of 450 to 500 °C. The equilibrium conditions using Si (3.07 apfu) and Na/Na+K (0.13) contents of M2 muscovite are defined at 3.6 kbar and ~ 485 °C. At temperature < 450 °C rutile is stable instead ilmenite, which is in accordance with observed relics of rutile within ilmenite cores in this

sample. The bulk composition is relatively Fe-rich and Al-poor (**Fig. 5.13a**) and, as expected, chlorite is stable over a wide PT range up to  $\sim 500$  °C, coexisting with staurolite within a very narrow field (**Fig. 5.13a**). Garnet is stable at pressures higher than  $\sim 4$  kbar ( $> 500$  °C) and at low P with  $T > 550$  °C.



**Figure 5.12:** AFM diagrams for selected samples from the biotite, garnet–oligoclase and staurolite–andalusite zones. The equilibrium mineral assemblages are indicated by the tie lines connecting mineral compositions. Bulk-rock compositions are also plotted. Olig. = oligoclase.

### 5.7.1.2. Garnet-Oligoclase Zone

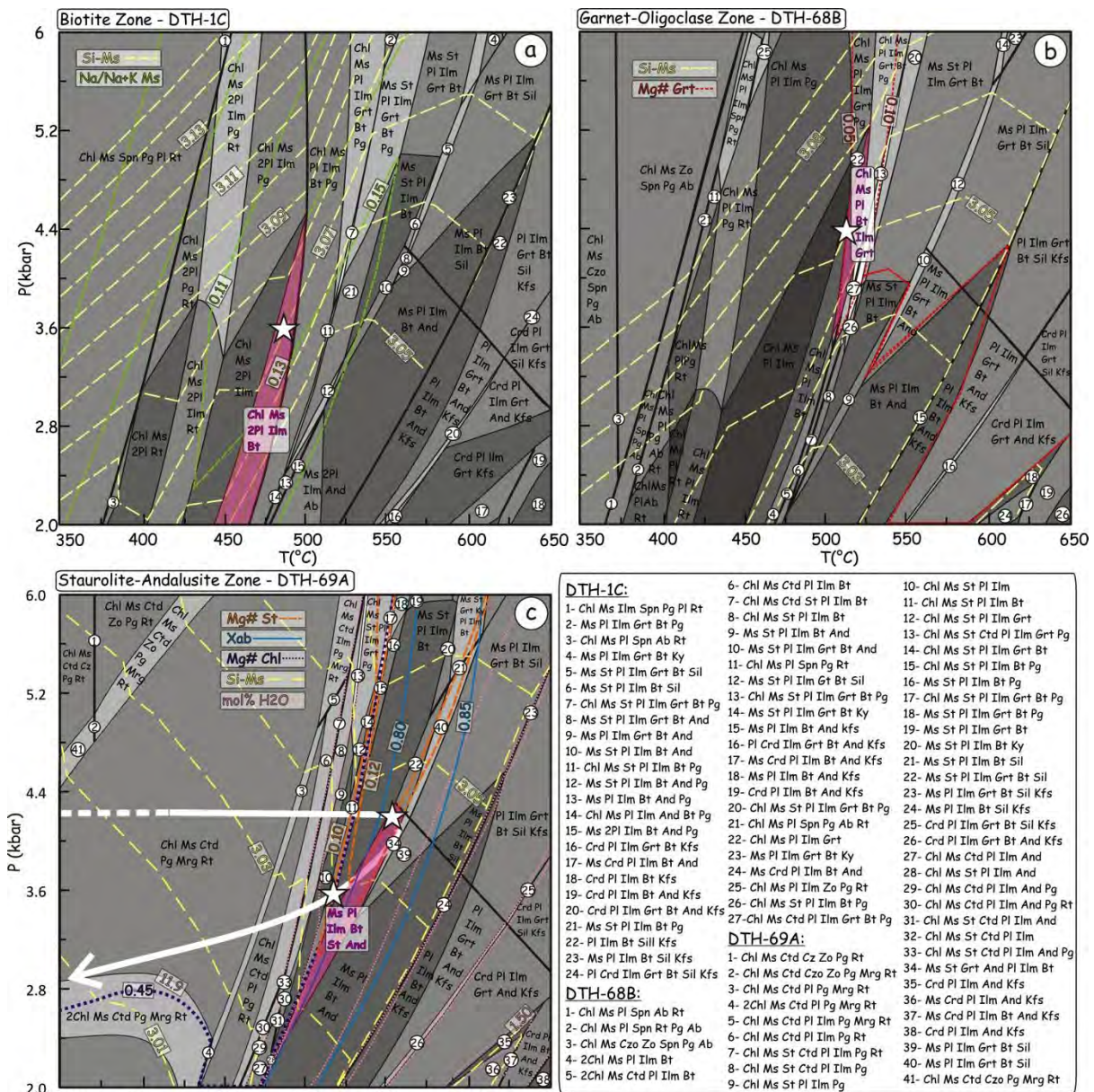
The P–T pseudosection of sample DTH-68B is shown in **Figure 5.13b**. The peak mineral assemblage chlorite – biotite – oligoclase – garnet – ilmenite – muscovite – quartz is represented by a 4-variant field that indicates pressures in the range of 3.55–5.2 kbar and temperatures of 515 to 523 °C. Combining chemical isopleths of peak garnet rim Mg# (0.05) and Si contents in M2 muscovite (3.06 apfu) constrains the PT peak conditions to  $\sim 4.4$  kbar and  $\sim 515$  °C (**Fig. 5.13b**). At pressures lower than 3.8 kbar and temperature in the range of  $\sim 485$  to 550 °C, andalusite, staurolite and biotite coexist in thin fields.

### 5.7.1.3. Staurolite-Andalusite Zone

The P–T pseudosection of sample DTH-69A is shown in **Figure 5.13c**. The peak mineral assemblage staurolite – biotite – andalusite – oligoclase – ilmenite – muscovite – quartz is represented by a 4-variant field. This bulk composition is Al- and Fe-rich (**Fig. 5.12c**) and allows for the coexistence of staurolite, andalusite and biotite over a pressure range of 2.4 to 4.3 kbar and temperature range of  $\sim 500$  to 560 °C. At temperatures higher than  $\sim 560$  °C staurolite is not stable and garnet coexists with biotite and andalusite (**Fig. 5.13c**). Minor differences are observed between the range of analyzed Mg# in staurolite (0.12 to 0.16) and that calculated by thermodynamic modeling for the indicated assemblage (0.10 to 0.14), but the Mg#-in-staurolite isopleth of 0.12 is within the 4-variant field of interest. Combining the chemical isopleths of staurolite Mg# (0.12) and



plagioclase Xab (0.82) contents constrains PT conditions to 4.20 kbar and ca. 555 °C. Combining chemical isopleths of retrograde chlorite (Mg# = 0.45) and of late muscovite replacing andalusite (Si contents = 3.03 to 3.04 apfu) allows estimating retrograde conditions of 3.6–2.8 kbar and ~ 515–500 °C, pointing to cooling and decompression after peak conditions. These conditions are considered appropriate for the late growth of micro-porphyroblasts of chlorite and muscovite (flake habit) interpreted as syn- to tardi and post-S<sub>2</sub> that occur in samples of this zone.



**Figure 5.13:** Pseudosections for samples DTH-1C, DTH-68B and DTH-69A from the biotite, garnet–oligoclase and staurolite–andalusite zones, respectively. The variance of fields is indicated by color tone, with highest variance ( $F=6$ ) represented by the darkest gray tone and the lowest variance ( $F=2$ ) indicated by white color. Pseudo-univariant and true univariant reactions are represented by thick lines (pseudo-univariant reactions separate fields with similar variance but with  $F \neq 2$ ).



## 5.8. Discussion

### 5.8.1. The textural record and P–T–t–d paths

The combination of pseudosection modelling and microstructural information recorded in metamorphic rocks is a valuable tool in the study of metamorphic terranes (*e.g.*, Zeh & Holness, 2003; Groppo *et al.*, 2009). For the most part, metasediments of the Eastern Series only record the effects of thermal overprint M2 that obliterated textural and mineralogical records of orogenic metamorphism M1 (*e.g.*, Hervé *et al.*, 1984; Willner, 2005). Combining field and microstructural data and thermodynamic modelling of the outer zones of the aureole, we provide precise absolute PT conditions and relative timing (with respect to structures) of formation of mineral assemblages that constrains the evolution of deformation within the central Chilean wedge, which can also be integrated within published geodynamic models (a summary of porphyroblasts relations with S<sub>1</sub> and S<sub>2</sub> foliations together with their tectonic interpretation is available in **Table 5.4**). The calculated pseudosections yielded consistent peak PT conditions for the biotite, garnet–oligoclase and staurolite–andalusite zones (3.6 to 4.4 kbar and 485 to 550 °C) of the outer zones of Pichilemu aureole. These results are in agreement with the expected evolution of phase assemblages of metapelites at low-P conditions and are in the range of PT conditions of thermal aureoles containing staurolite-bearing assemblages (*e.g.*, Bushveld aureole, Waters & Lovegrove, 2002; Nelson aureole, Pattinson & Vogl, 2005; Pattinson & Tinkham, 2009).

**Table 5.4:** Summary of crystallization–deformation relations in metasediments from the Chorrillos (biotite and garnet–oligoclase zones) and Tanumé (staurolite–andalusite zone) areas.

Foliation/Deformational Stage	S1/D1		S2/D2		
Microstructural relation	Syn-S1	Post-S1	Syn-S2	Tardi-S2	Post-S2
Chlorite	-----		-----	-----	-----
Biotite		-----	-----		
Albite	-----		-----		-----
Plagioclase		-----			
Garnet		-----			
Staurolite		-----			
Andalusite		-----			
Muscovite	-----		-----		-----
Quartz	-----	-----	-----		-----
Rutile	-----				
Ilmenite		-----			
Graphite	-----	-----	-----		-----
Metamorphic Event	M-1	M-2	M-2	M-2	
Tectonic Event	Burial	Contact metamorphism	Ductile thinning/exhumation of an “active” zone	Exhumation of a “stationary” zone	

The formation of post- $S_1$  chistalitic andalusite, staurolite and biotite (*e.g.*, **Figs. 5.9, 5.12–5.13**) reveals the static and low pressure nature of the M2 metamorphism. The textural-mineralogical similarities of quartz veins bearing andalusite and the metapsammopelitic host rocks at the Tanumé area suggests that synmetamorphic veining occurred during contact metamorphism, in agreement with the distribution of steep  $dP/dT$  slopes of strongly temperature-sensitive isopleths of  $H_2O$  contents in sample DTH-69A (staurolite–andalusite zone; **Fig 5.13c**) (*cf.* Cesare, 1994 and references therein). This process involves the occurrence of andalusite-producing dehydration reactions coeval with hydrofracturing and effective fluid-mediated mass transport that allows the mobility of aluminum released from dissolving reactants and its precipitation in fractures as andalusite. On the other hand, prograde growth of garnet, andalusite, biotite and staurolite likely occurred at near-isobaric conditions in each zone, as suggested by the calculated restricted pressure range of 3.6–4.4 kbar showing no trend across the metamorphic zones.

The new described isoclinal folding of andalusite porphyroblasts and quartz veins bearing andalusite by  $F_2$  folds (*e.g.*, **Figs. 5.4c–d; Fig. 5.10d**); the wrapping and rotation of biotite, andalusite and staurolite porphyroblasts by the  $S_2$  foliation (*e.g.*, **Fig. 5.9c**), combined with the presence of syn- $S_2$  chlorite and muscovite, reveal that deformation  $D_2$  took place during cooling and exhumation after the contact metamorphism. Previous authors proposed that such porphyroblasts are postkinematic with respect to both  $S_1$  and  $S_2$  foliations, or grew in the final stages of  $D_2$  (Willner, 2005; Willner *et al.*, 2009a), implying contact metamorphism developed after changing of accretion mode in the fossil accretionary prism of central Chile. New textural relations shown in this work do not corroborate that porphyroblasts are post-kinematic with respect to  $S_2$  as long as andalusite, staurolite and biotite show conspicuous post- $S_1$  and pre- $S_2$  fabric. Our results reveal the nature of the thermal overprint as inter-kinematic at the Pichilemu aureole permitting to establish connection between the different deformational stages that prevailed in the wedge (discussed below).

#### **5.8.1.1. Exhumation rates and ductile thinning**

Willner (2005) suggested near-isobaric retrograde P–T paths after thermal peak condition for contact rocks of central Chile. The author considered that local retrogression to chlorite + sericite is unrelated to the early stages of exhumation and represent very low grade alteration. We provided here new textural evidences of micro-porphyroblasts of muscovite and chlorite. As shown above, syn- to tardi and post- $S_2$  character of flakes of chlorite and muscovite (**Fig. 5.10**) is significant for the characterization of the P–T–d path. Crystallization of retrograde chlorite and muscovite during syn- to post- $D_2$  indicates dynamic conditions at calculated lower pressure 3.6–2.8 kbar (at 515–500 °C), suggesting exhumation after peak-T, instead of near-isobaric cooling.

In the scenario of contact metamorphism postdating  $D_2$  deformation (Willner, 2005; Willner *et al.*, 2009a), very low exhumation rates would be expected. Willner (2005) proposed a short-term near-isobaric cooling stage after peak conditions down to the temperature of neighboring rocks forming the Western Series ( $\sim 400$  °C). Combining zircon fission-track ages (206 to 232 Ma) and Ar–Ar cooling ages of muscovite ( $\sim 300$  Ma, sample from Tanumé area) (also considering published thermal gradients of Mesozoic basins), Willner *et al.* (2005) estimated exhumation rates of  $0.03\text{--}0.05$  mm yr<sup>-1</sup>, enduring ca. 60–100 Myr, (from 11 km, ca. 3 kbar peak-P, down to 8 km depth, assuming the 280 °C isotherm as fission track blocking T) for the Eastern Series. Such low values were attributed to exhumation dominated by erosion of a stable zone lacking basal accretion effects that usually cause vertical thickening growth of the wedge and form topographic highs.

In contrast, inter-kinematic contact metamorphism at the Pichilemu aureole and  $D_2$  starting at relatively high T and progressing during exhumation, allow considering that the role of  $D_2$  in the tectonic evolution of the shallower levels of the prism was to enhance exhumation of a still hot thermal aureole. Following the PT estimation for the growth of syn- to tardi and post- $D_2$  chlorite and muscovite micro-porphyroblasts, we suggest that the contact aureole was exhumed from  $\sim 4.3$  kbar to 3.6–2.8 kbar under the effects of the basal accretion (ductile thinning,  $D_2$ ). Combining these data with a 305 Ma age for the metamorphic peak (Pb–Pb evaporation zircon age of the main intrusion) and a Ar–Ar muscovite cooling at the age of  $\sim 300$  Ma (Willner *et al.*, 2005) yield exhumation rates in the range of  $\sim 0.50$  to  $1.10$  mm yr<sup>-1</sup> (for an average density of  $2.8$  g/cm<sup>3</sup>) for the first 5 Myr after granite intrusion. The lower value approaches the exhumation rates of  $0.19\text{--}0.59$  mm yr<sup>-1</sup> calculated by Willner *et al.* (2005) for the high pressure rocks of the Western Series that exhumed synchronously with the Eastern Series by means of erosion and minor ductile thinning ( $D_2$ ). Hence, a first short step exhumation of a tectonic active area likely affected both the Western and the Eastern Series at 305–300 Ma marking the change from frontal to basal accretion at the shallower levels. Once partly exhumed to ca. 9 km, the deformed aureole followed a slow near-isobaric cooling path down to 280 °C under very low exhumation rates (**Fig. 5.13c**). A similar scenario has been considered, for example, in the LP/HT Ryoke metamorphic belt (Japan), where a first step of tectonic-driven (by means of low angle thrusts and faults) exhumation ( $\geq 2$  mm yr<sup>-1</sup>), related to rapid cooling soon after peak metamorphic conditions ( $> 40$  °C/Myr), was followed by slow exhumation rates of  $0.1\text{--}0.2$  mm yr<sup>-1</sup> during static slow cooling conditions ( $5^\circ$  C/Myr) (Okudaira *et al.*, 2001). For the thermal aureole developed at the Pichilemu region, we suggest the occurrence of an early short-lived cooling stage related to post-peak metamorphism and ductile deformation  $D_2$ . A second stage was characterized by exhumation of a relatively stationary zone. This implies that after contact metamorphism the Eastern Series behaved as an “active” zone, in the same way as the Western

Series, in which the effects of basal traction enhanced exhumation rates in an erosion-dominant wedge (*cf.* Glodny *et al.*, 2005; Willner *et al.*, 2005), in contrast with the later stage controlled by very minor deformation.

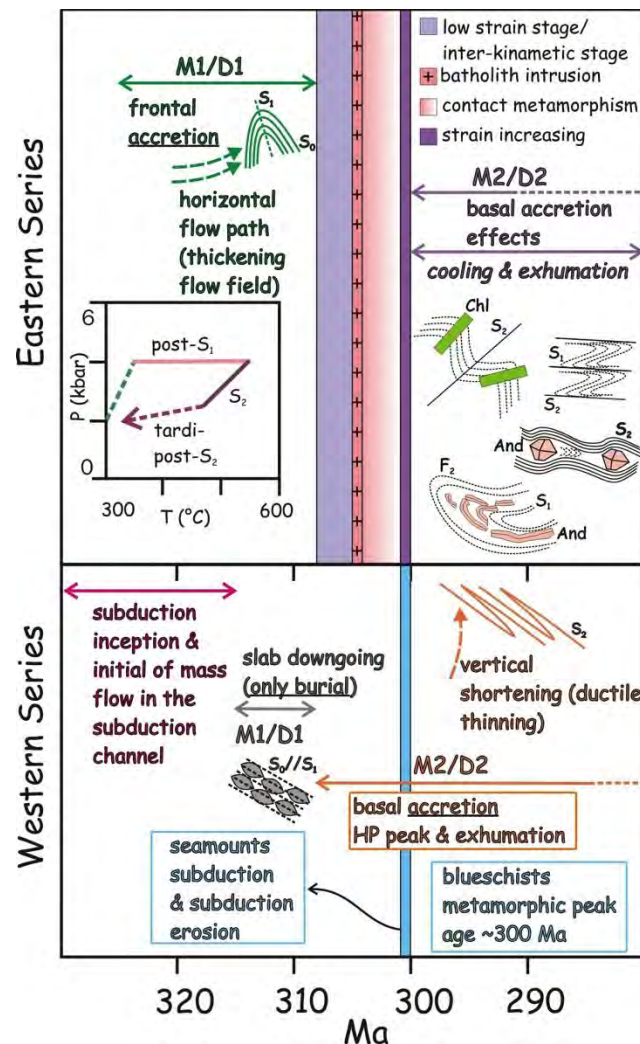
### 5.8.2. *The tectonic evolution of the paleo-accretionary prism*

Richter *et al.* (2007) considered that only deepest portions (~ 20 km) of the Eastern Series, where the S<sub>2</sub> foliation is locally developed, were affected by basal accretion effects. Our thermobarometric calculations, structural evidences and microstructural *fabric* indicate that the contact aureole of Pichilemu was affected by D<sub>2</sub> at depths shallower than ~ 16 km depth (maximum calculated P of ~ 4.5 kbar), though still shallower depths are indicated by staurolite–andalusite zone pressures of 3.8–4.3kbar (~ 13 to 15 km, this paper) or 3±0.5 kbar (11 km, Willner, 2005). This evidence combined with inferred earliest relatively higher exhumation rates during D<sub>2</sub> lead us to reinterpret the tectonic evolution of the central Chile accretionary prism, as discussed below.

The proposed model includes the two different modes of accretion (frontal and basal) driving the growth of the wedge as proposed by Richter *et al.* (2007). However an abrupt change from frontal to basal accretion mode is attributed here to the incoming of a seamount chain (*cf.* Willner, 2005; Hyppolito *et al.*, 2014 for evidences of oceanic islands forming the subducting crust). Hyppolito *et al.* (2014) showed that the subducting oceanic basin at the rear of the southwestern margin of Gondwana had a regional composite NMORB–EMORB–OIB pattern, and thus seamounts episodically subducted along the paleo-trench (**Figs. 5.14; 5.15**). Basal underplating started at ~ 308 Ma, as documented by Ar–Ar cooling ages of phengite from HP greenschists and earliest subducted material of the Western Series (Willner *et al.*, 2005, 2009a, 2012; Hyppolito *et al.*, *in press*). Basal accretion shortly preceded both the formation of blueschists at ~ 300 Ma (Willner *et al.*, 2005) and cooling of the Eastern Series (296 to 301 Ma, Willner *et al.*, 2005). These chronological relations, combined with the fact that such blueschists have OIB geochemical signatures and are interpreted as accreted fragments of seamounts (Hyppolito *et al.*, 2014), suggest a causal relationship between seamounts subduction and the progress of D<sub>2</sub> deformation at the shallower levels of the accretionary wedge (**Figure 5.14** summarizes chronological relations of D<sub>1</sub> and D<sub>2</sub> deformations in both the Western and Eastern series and the schematic diagrams of **Figure 5.15** integrate these data for a proposed tectonic evolution of the fossil accretionary prism at central Chile).

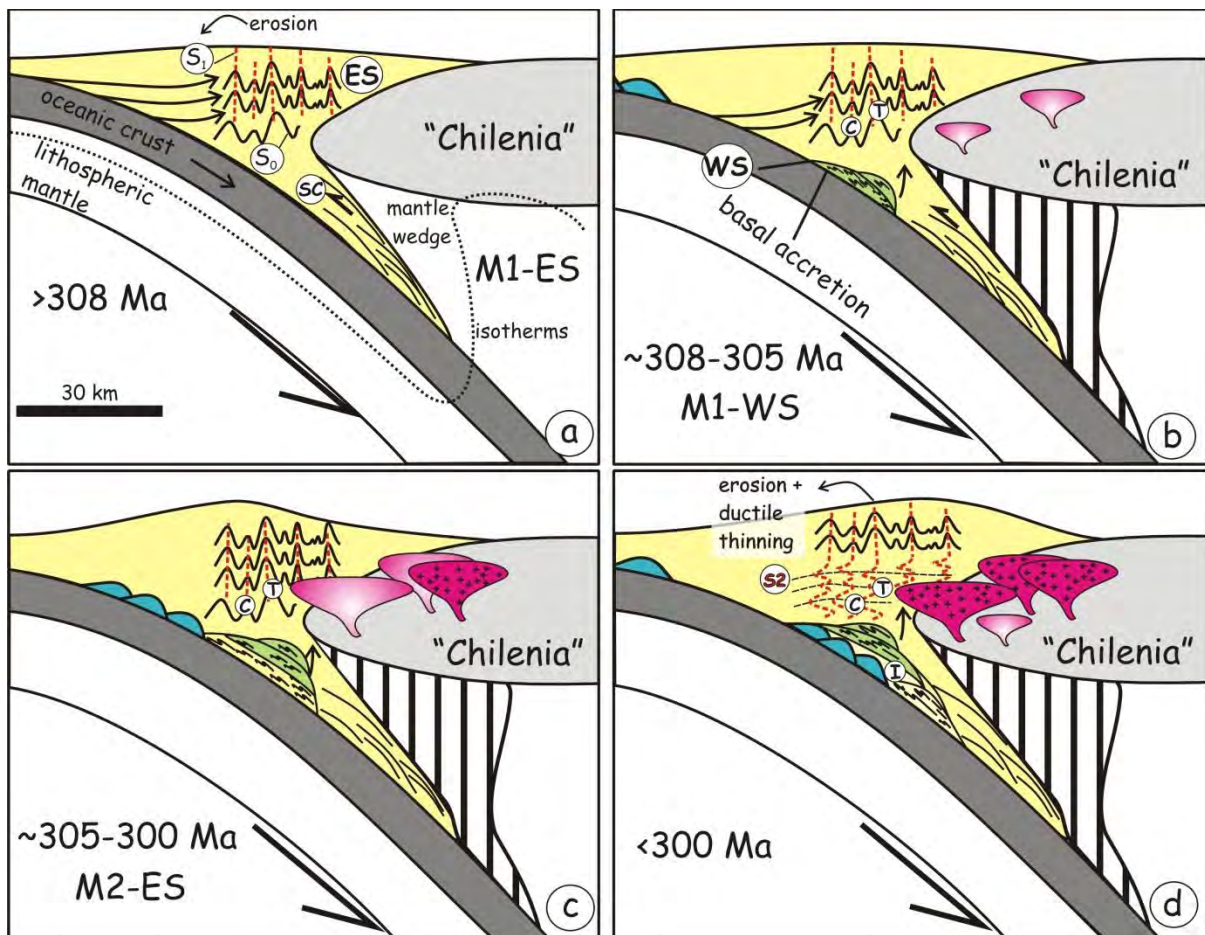
Before being affected by the incoming seamounts, these shallower levels behaved as a “low strain zone”, as indicated by the inter-kinematic nature of thermal overprint. Wedge levels at < 20 km depth affected by the same deformation field than at deeper parts of the wedge indicates high grade of coupling between subducting and overriding plate (*cf.* Richter *et al.*, 2007), which in turn

suggest that seamount chain subduction removed material from the toe of wedge (*cf.* Von Huene & Lallemand, 1990; Dominguez *et al.*, 1998; Ueda, 2005), besides causing uplift and margin instability (*e.g.*, Cloos, 1993). Tectonic erosion during seamounts subduction likely enhanced coupling between the site of basal accretion and the low strain zone of the Eastern Series by transferring material from the toe of the wedge to deeper zones, *i.e.*, basal site (**Fig. 5.14**); making deeper deformational effects being felt by the “stationary” Eastern Series. At variance with the Maule region, where Richter *et al.* (2007) described a continuous lithological and structural section between Western and Eastern series, the post-accretional brittle Pichilemu-Vichuquen fault juxtaposes different levels of the accretionary prism at the Pichilemu region (Willner *et al.*, 2009a). Even if this fault altered the original architecture of the accretionary prism, we infer that material between ~ 7.5–10 to ~ 4.5 kbar (*i.e.*, a section ~ 10–16 km thick) was (partially) removed during the incoming of the seamount chain, as indicated by contrasted peak pressures of rocks from the high pressure series (Willner, 2005) and the low-P biotite zone metapsammopelites of the adjacent Chorrilos area (this paper).



**Figure 5.14:** Temporal relations between  $D_1$  and  $D_2$  deformations in both the Western and Eastern series and geodynamic evolution of the accretionary wedge at the Pichilemu region (based on this study, Willner *et al.*, 2005; Richter *et al.*, 2007 and Hyppolito *et al.*, in press). See text for discussion.

Decollement of seamount peaks occurred during underplating at shallow or great depths (depending on the relation between the thickness of the incoming sediment pile and the height of the seamount; *cf.* Cloos & Shreve, 1996), and detached slices were incorporated to the upper wedge (blueschists and greenschists). Besides material has been removed by subducted seamounts, accretion was concomitant during this stage (*cf.* Vannucchi *et al.*, 2006, 2012). This scenario illustrates the key role played by episodic non-steady stage geodynamics (seamount subduction) on the evolution of accretionary prisms (*e.g.*, in modern subduction zones systems such as at Costa Rica continental margin, where seamounts are being subducted; *e.g.*, Von Huene *et al.*, 2004; and ancient accreted seamounts in the Japanese Islands and in Costa Rica; *e.g.*, Isozaki, 1996; Isozaki *et al.*, 1990; Vannucchi *et al.*, 2006; Buchs *et al.*, 2009). It is worthy to note that seamounts (usually forming chains) about to enter Pacific subduction zones are 1 to 5 km high and have 20 to 100 km of width (*cf.* Watts *et al.*, 2010), which could also suggest a regional influence on the geodynamics of the paleoaccretionary prism at central Chile.



**Figure 5.15:** Geodynamic model for the evolution of the Western (WS) and Eastern (ES) series, based on the changing of accretion mode from frontal to basal (following Richter *et al.*, 2007). Here is suggested that such change occurred in response to seamounts subduction at ca. 300 Ma. (Dashed zone represents the hydrated mantle wedge, following the scheme of Agard *et al.*, 2009). a) At > 308 Ma the accretionary wedge grew by frontal accretion and  $S_0$  was folded during a thickening flow field. b) At ~ 308 Ma basal accretion started and oceanic fragments and trench sediments were accreted beneath the growing wedge, where the burial foliation



*S<sub>1</sub> was transposed by S<sub>2</sub> foliation in the rocks from the Western Series. The earlier formed Eastern Series was not affected by basal accretion at this stage. c) At ~ 305–300 Ma the rocks of Eastern Series were affected by arc-related magmatism. A seamount chain approaches the trench to form blueschists at ca. 300 Ma at depth. d) Shortly after (~ 300 Ma) subduction of seamounts caused tectonic erosion and triggered a conspicuous transposition of the S<sub>1</sub> foliation and hence deforming post-S<sub>1</sub> thermal-related minerals at shallower levels of the prism (Eastern Series). See text for clarification. SC = subduction channel.*

Richter *et al.* (2007) concluded that the shift from frontal to basal accretion modes at the Maule region (central Chile, south of Pichilemu region) was gradual. The gradual nature, as defined by these authors, can be conceptualized as a space problem (*i.e.*, as a consequence of variable distance of the strain concentration zone related to the underplating) rather than a time problem (*i.e.*, a gradual change in time with progressive increasing of strain). As discussed here, based on the close temporal relation between the formation of blueschists of the Pichilemu region and the development of the S<sub>2</sub> foliation at the shallower levels of the wedge, as revealed at the Pichilemu contact aureole, we propose that the shift from frontal to basal accretion modes occurred as a consequence of the episodic subduction of seamounts at this region and, hence, it was much likely abrupt in time (at ca. 300 Ma), though gradual in space as a function of strain concentration in different levels of the wedge.

## 5.9. Conclusions

Based on pseudosection modelling, microstructural information and integrated P–T–t–d analysis, we have shown that the shallower levels (~ 13 km depth) of the Paleozoic Chilean accretionary prism at Pichilemu region were affected by an inter-kinematic thermal imprint triggered by intrusion of granitic batholiths. The thermal aureole developed after the frontal accretion-related deformation D<sub>1</sub> and before the development of the penetrative foliation S<sub>2</sub>. We suggest that subduction erosion caused by seamounts subduction at ca. 300 Ma disturbed the mechanical near steady-state that prevailed at the shallower levels of the accretionary prism triggering D<sub>2</sub>, earliest only developed at deep zones of the wedge. Subduction of such topographic elevations enhanced coupling between subducting plate and the growing wedge, allowing the basal accretion effects (D<sub>2</sub>) to operate at the shallower levels shortly after thermal metamorphism. Thus, the growth of the prism by means of two successively modes of accretion, from frontal to basal, explain the propagation of the deformation within the wedge (the transitional tectonic contact between HP and LP series) and the general architecture of the paleoaccretionary wedge at central Chile. However, episodic tectonic geodynamics (seamounts subduction) played a key role during this cyclic growth causing the change from frontal to basal accretion at the shallower levels of the prism. In this sense, the gradual nature of the changing mode of accretion can be viewed as spatial problem rather than a process continuous in time.

*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 contribui 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  $\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaAl}$  (*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 clorititos (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  $\text{Na}_2\text{O}$  e apresentam empobrecimento em CaO, principalmente nas bordas de *pillows*, onde há maior porosidade na rocha, tornando o sistema químico aberto. Incremento em  $\text{SiO}_2$  concomitante ao decréscimo da razão CaO/ $\text{Na}_2\text{O}$  também pode ocorrer durante a espilitização. Padrões de espilitização são caracterizados por perdas de CaO, MgO e/ou FeO, associado a incremento de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (*e.g.*, Reed & Morgan, 1971; Sivell & Waterhouse, 1984). Vidros de *pillow* lavas muito alterados podem apresentar perdas de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , e elevado conteúdo de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , FeO e MnO no inter-*pillow*. Aumento no conteúdo de  $\text{K}_2\text{O}$  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  $\pm$  clorita  $\pm$  actinolita  $\pm$  magnetita  $\pm$  ilmenita e  $\pm$  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 epidiositos (*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 epidiositos 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 epidiositos em discontinuidades e meios relativamente mais porosos que podem passar abruptamente para espilitos (*e.g.*, materiais *inter-pillows* e *pillows* de Infiernillo, Pichilemu).

Assembleias metamórficas características das fácies zeólita, prehnita–pumpellyita, 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  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  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  $\text{FeO}_t$  e  $\text{TiO}_2$ . 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, conseqüentemente, 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<sub>2</sub>O e CaO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e mais baixos teores de FeO<sub>t</sub> 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<sup>3+</sup>/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<sup>3+</sup> 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<sub>2</sub>O, 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

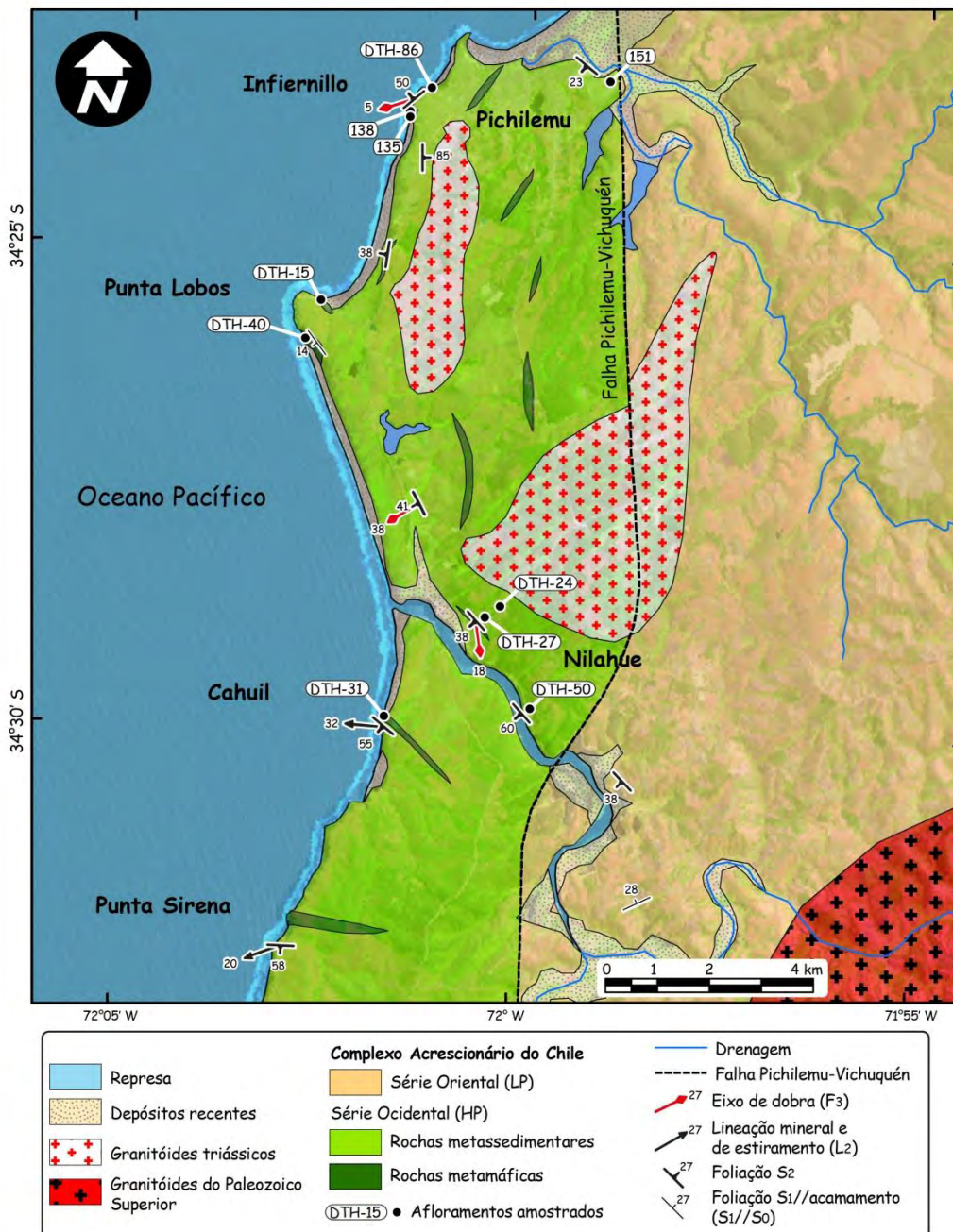
controladas pelas composições dos protolitos (*e.g.*, Koetz *et al.*, 1989; Barrientos & Selverstone, 1993; Baziotis *et al.*, 2009), têm também apontado que os xistos azuis apresentam teores mais elevados de FeO<sub>t</sub> e Na<sub>2</sub>O e mais baixos de MgO em relação aos xistos verdes.

A preservação dos xistos azuis é favorecida por rápida exumação, a taxas > 1,5 km Myr<sup>-1</sup> (*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 anfibólitos, seja por relaxamento das isothermas 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 “reliquias” 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 (anfíbólio sódico → anfíbólio sódico–cálcico → anfíbólio cálcico). Outro argumento levantado pelo autor consiste na presença de relíquias de clinopiroxênio magmático substituído por anfíbólio sódico, anfíbólio sódico–cálcico ou anfíbólio 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  $X_{H_2O}$  livre das amostras estudadas, o autor sugeriu que o teor de  $X_{H_2O}$  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.

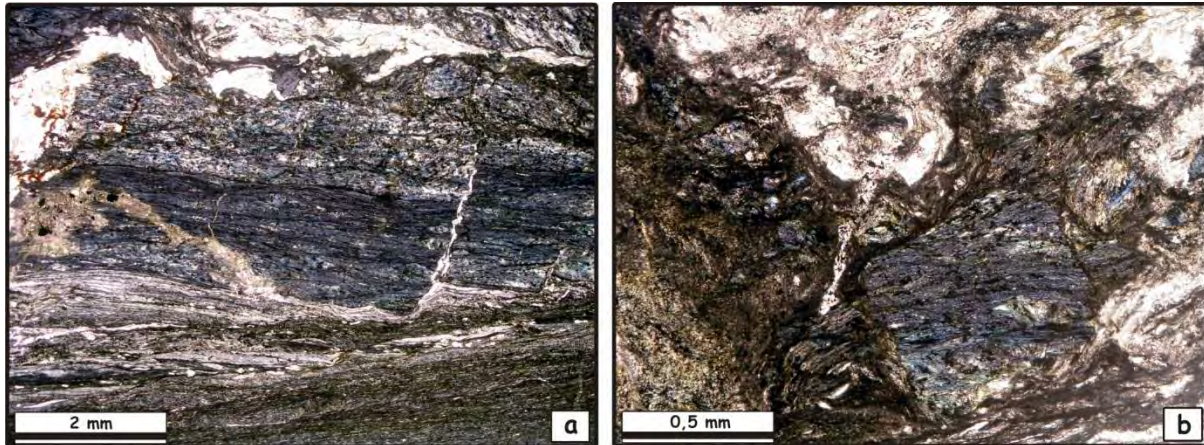
As análises de verificação de equilíbrio em diagramas de fases e dos cálculos por pseudosseções foi feito nas ocorrências de Infiernillo e o xisto azul de Nilahue foi apenas estudado texturalmente, juntamente com a composição de seus anfibólios. Isso se deve ao fato de que a textura bandada (alternando 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)*

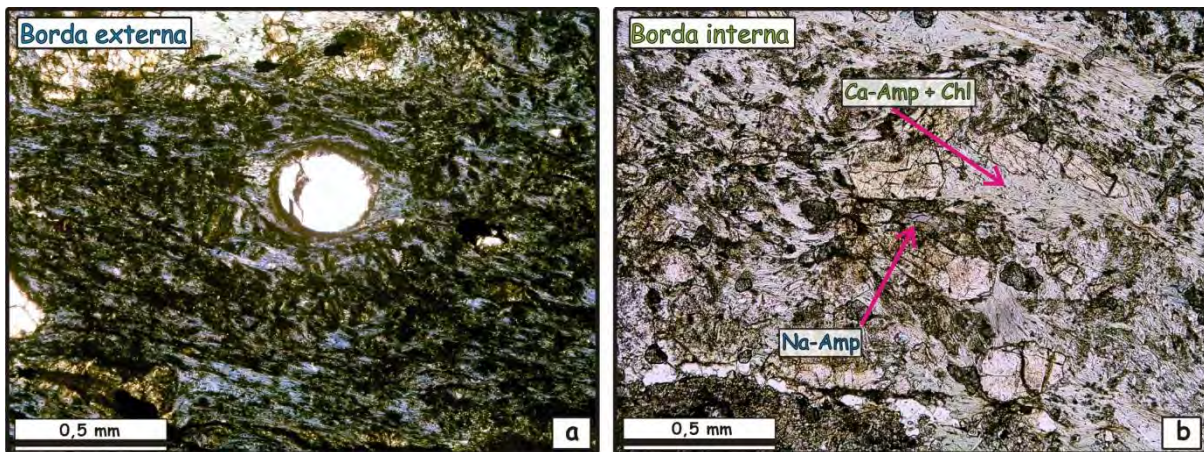
#### **6.3.1.1. Xistos azuis**

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.

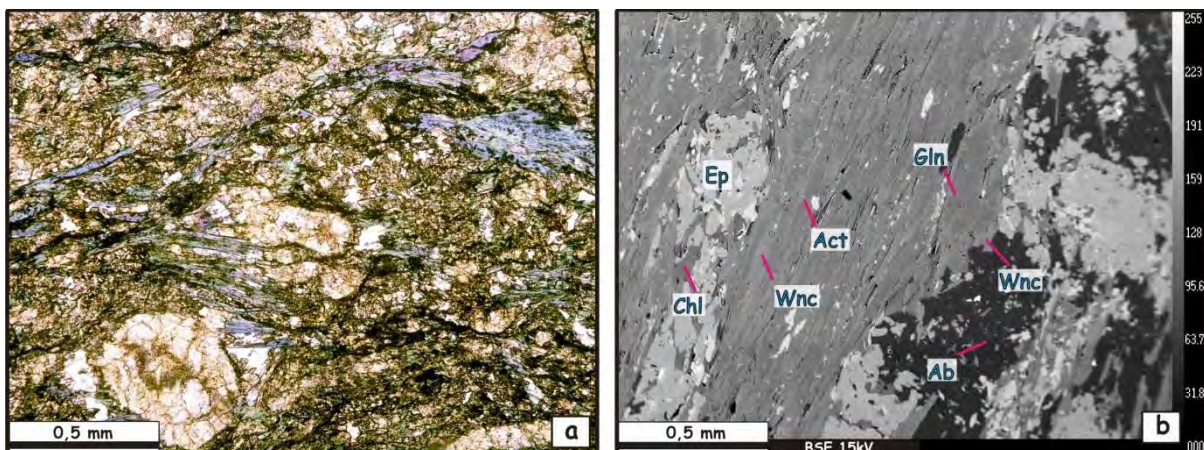




**Figura 6.3:** Fotomicrografia de xisto azul de granulação muito fina que compõem metatufos na praia de Infiernillo (a). Notar foliação  $S_2$  e veios discordantes de albita + clorita + estilpnomelano + óxidos de ferro. Detalhe (b) para piroclastos transformados em glaucofânio, titanita e óxidos de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



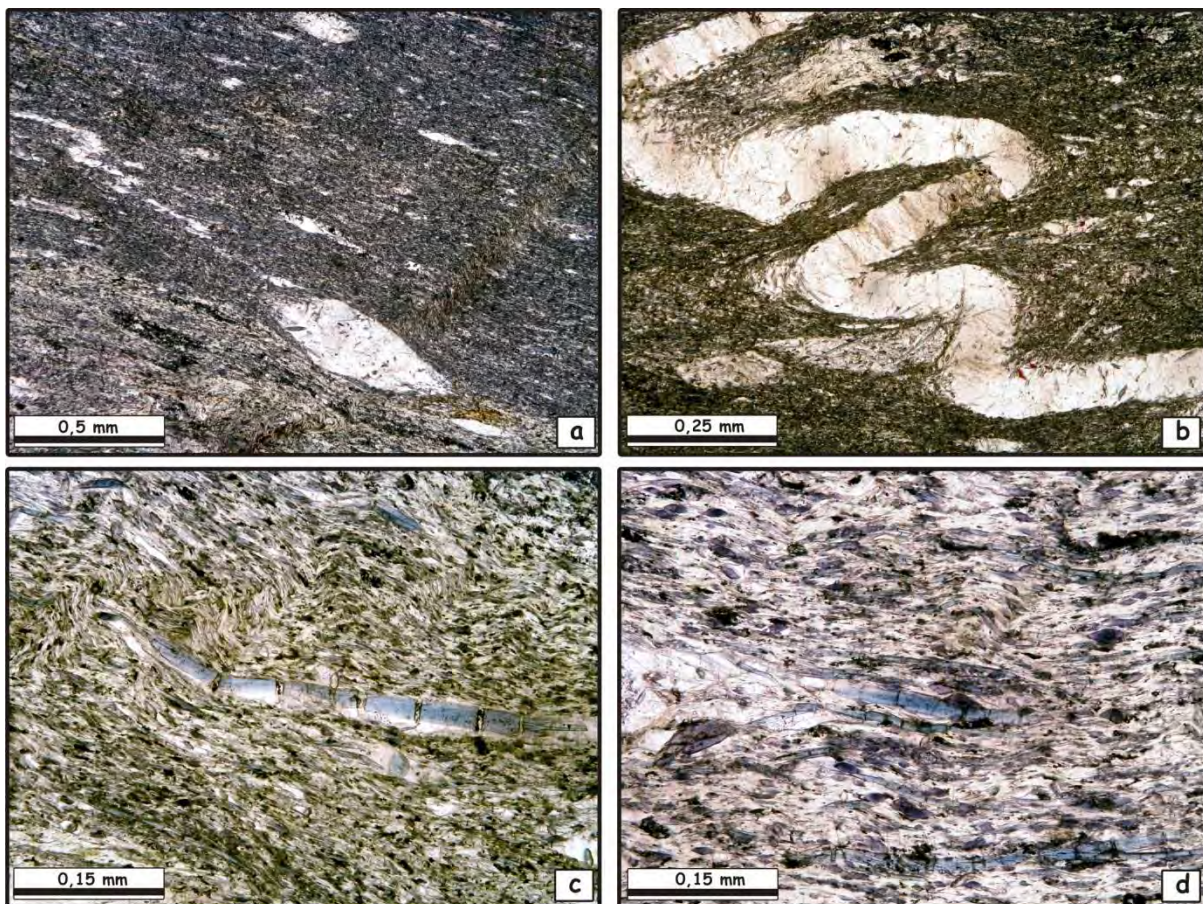
**Figura 6.4:** Fotomicrografia de xisto azul que compõe borda externa de pillow lava na praia de Infiernillo (a), e xisto verde (b) na borda interna da mesma pillow. Em (a) observa-se o predomínio de anfibólio sódico, em associação com epidoto, clorita, albita, e titanita. Notar o epidoto na amígdala. 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-arroxeadado, epidoto, e titanita em albita ( $S_1 \neq S_2$ ) 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**). Leitões monominerálicos de epidoto e nemato-lepidoblásticos de anfibólio + clorita  $\pm$  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<sub>2</sub> 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<sub>2</sub>, 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<sub>3</sub>, 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 ( $S_1 \neq S_e$ ) 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, sobrecrecidos 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<sup>+</sup>, CO<sub>2</sub> e O<sub>2</sub>. 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.

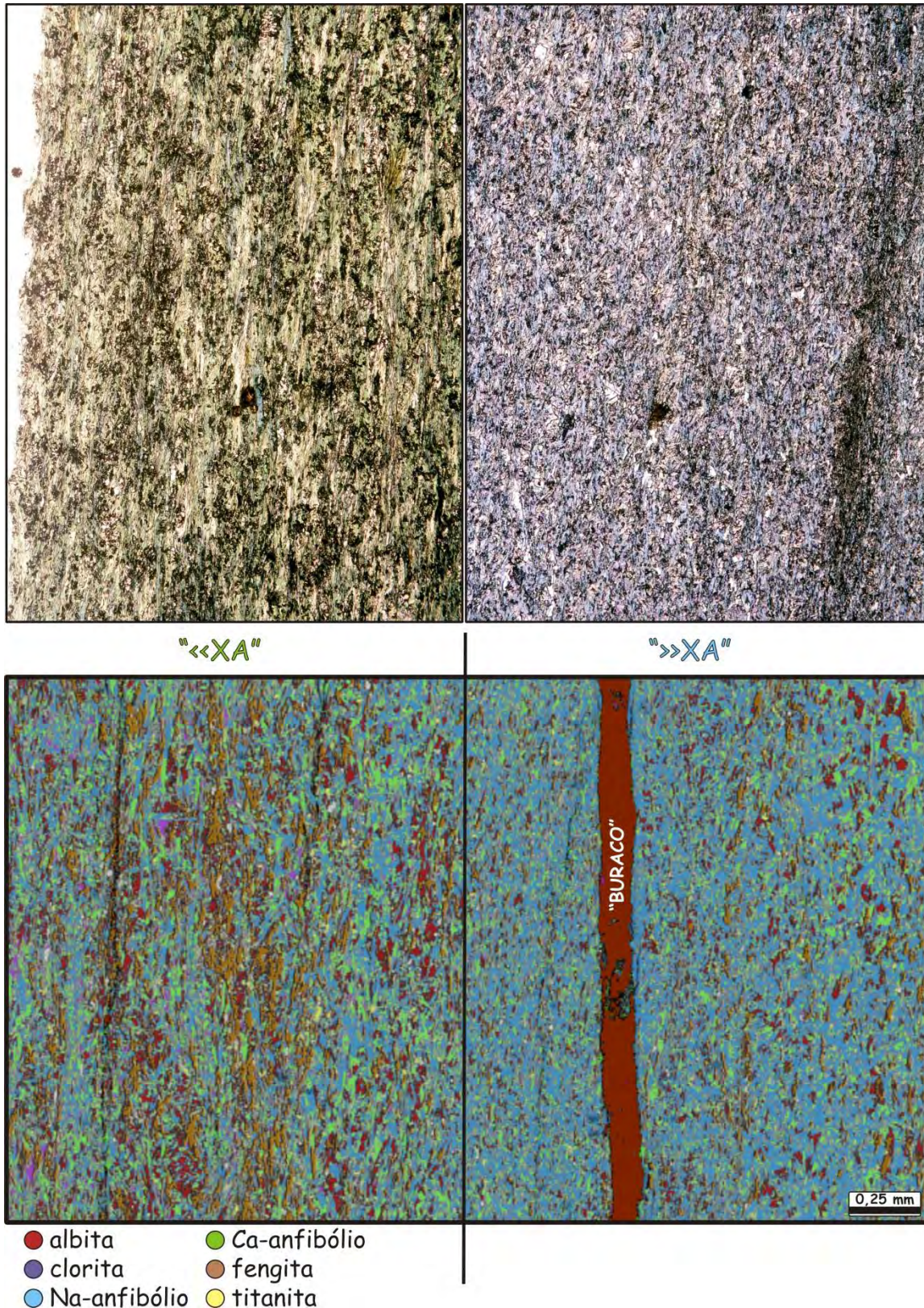
A assembleia mineral (M1) é composta por actinolita, epidoto, clorita, titanita e albita, com mica branca, quartzo, apatita e calcita subordinados. São rochas foliadas com textura nematoblástica definida por anfibólio orientado na foliação S<sub>2</sub>. Porfiroclastos de anfibólio e epidoto podem formar 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 sobrecrecidas 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<sup>B</sup> = 1,54–1,91; Al<sup>VI</sup> = 0,66–1,23; Fe<sup>3+</sup> = 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<sup>VI</sup> < Fe<sup>3+</sup>) que passam para bordas de glaucofânio (Al<sup>VI</sup> > Fe<sup>3+</sup>), sugerindo mudanças na fO<sub>2</sub>. A winchita (Na<sup>B</sup> = 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<sup>B</sup> = 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<sup>B</sup> entre 0,45 e 0,60 em leitões 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).

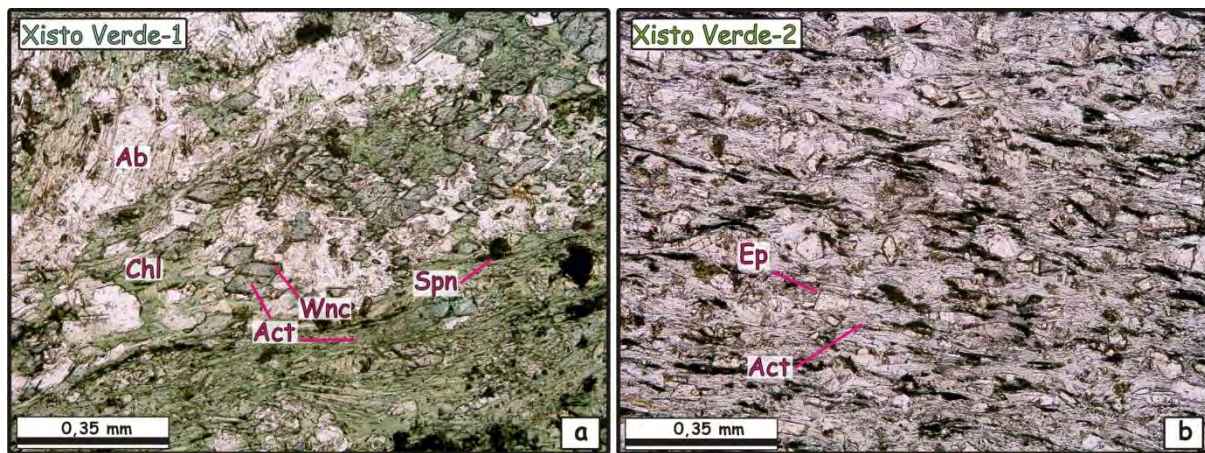




**Figura 6.7:** Ilustração da intercalação entre “distintos” tipos de xistos azuis que ocorrem na praia de Infiernillo. Na parte superior se observam fotomicrografias de uma mesma seção delgada. Na porção inferior as imagens com as “máscaras” dos minerais essenciais que constituem a rocha sobre uma imagem 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).

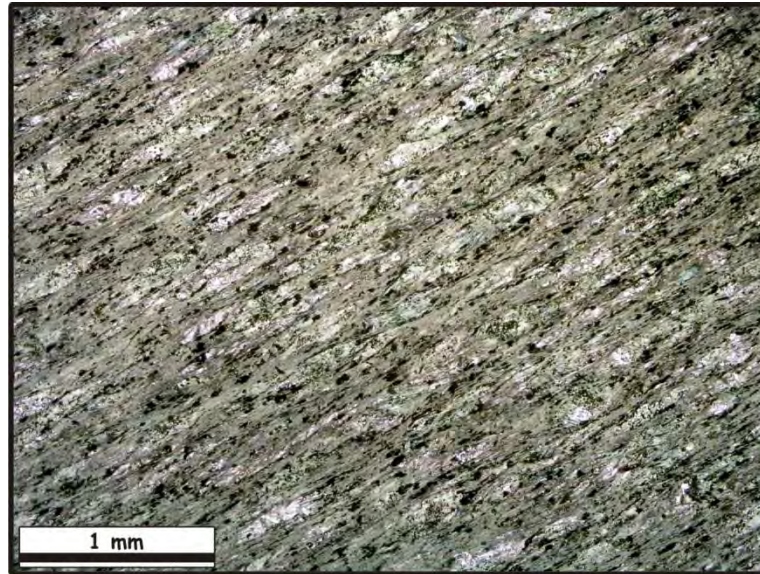


Os anfibólios que compõem os xistos verdes do tipo-1 que ocorrem na praia de Infiernillo apresentam composições de actinolita ( $\text{Na}^{\text{B}} = 0,21\text{--}0,49$ ;  $\text{Si} = 7,73\text{--}7,94$ ;  $\text{Al} = 0,15\text{--}0,33$ ;  $\text{Mg\#} = 0,70\text{--}0,82$ ), winchita ( $\text{Na}^{\text{B}} = 0,53\text{--}1,41$ ;  $\text{Si} = 7,70\text{--}7,89$ ;  $\text{Al} = 0,25\text{--}0,55$ ;  $\text{Mg\#} = 0,66\text{--}0,80$ ), e muito localmente, glaucofânio ( $\text{Na}^{\text{B}} = 1,75$ ;  $\text{Mg\#} = 0,65$ ) e magnesioriebeckita ( $\text{Na}^{\text{B}} = 1,64\text{--}1,86$ ;  $\text{Mg\#} = 0,53\text{--}0,64$ ) (nomenclatura de Leake *et al.*, 1997). A actinolita forma núcleos e bordas indicando zonamento progressivo em direção às bordas, progressivamente mais ricas em  $\text{Na}^{\text{B}}$  e retrógrado quando sobrecrece 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  $\text{Na}^{\text{B}}$  em direção às bordas ( $\sim 0,45$  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 sobrecrecidos 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 ( $\text{Na}^{\text{B}} = 0,22\text{--}0,44$ ;  $\text{Si} = 7,68\text{--}7,95$ ;  $\text{Al} = 0,10\text{--}0,38$ , e  $\text{Mg\#} = 0,73\text{--}0,84$ ) (nomenclatura de Leake *et al.*, 1997) que podem substituir relíquias de piroxênios ígneos, o que resultou numa série de análises de baixa qualidade devidas à mistura de minerais (**Anexo V – Tabela 6.1**). Observa-se actinolita como fase retrógrada ( $\text{Na}^{\text{B}} \sim 0,20$  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) ( $\text{Na}^{\text{B}} = 0,04\text{--}0,20$ ;  $\text{Si} = 7,63\text{--}7,96$ ;  $\text{Al} = 0,11\text{--}0,47$ ;  $\text{Sum}^{\text{A}} = 0,01\text{--}0,09$ ;  $\text{Mg\#} = 0,60\text{--}0,85$ ), e ferro ou magnesiohornblenda ( $\text{Na}^{\text{B}} = 0,09\text{--}0,24$ ;  $\text{Si} = 7,06\text{--}7,50$ ;  $\text{Al} = 0,60\text{--}1,17$ ;  $\text{Sum}^{\text{A}} = 0,01\text{--}0,15$ ;  $\text{Mg\#} = 0,37\text{--}0,79$ ) (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**).

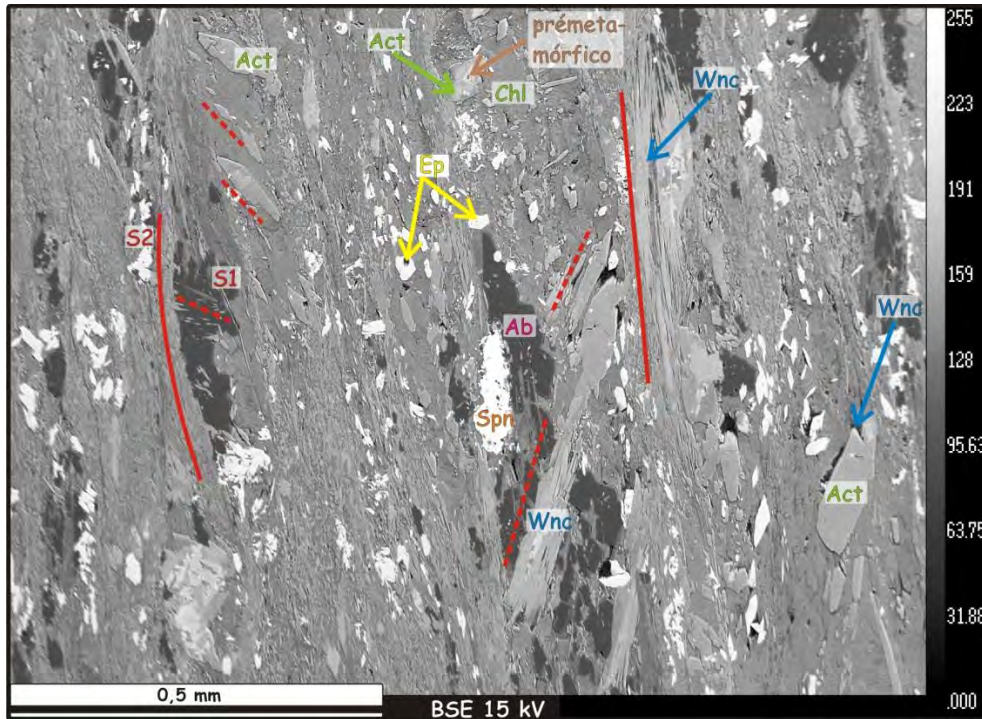
Nos xistos azuis e xistos verdes-1 e 2 (Infiernillo) as composições de clorita variam dentro do mesmo intervalo (xistos azuis:  $Si = 5,61-6,04$ ,  $Al = 4,13-4,65$ ,  $Mg\# = 0,57-0,65$ ; xistos verdes:  $Si = 5,54-5,95$ ,  $Al = 4,15-4,67$ ,  $Mg\# = 0,55-0,67$ ). Da mesma forma variam as composições de albita ( $X_{ab} = 0,99$ ,  $X_{an} = 0,01$ ;  $X_{ab} = 0,94-1,00$ ;  $X_{an} = 0,00-0,06$ ); feldspato potássico ( $X_{or} = 0,97-0,99$ ,  $X_{ab} = 0,01-0,03$ ;  $X_{or} = 0,96-0,97$ ,  $X_{ab} = 0,03-0,04$ ); e epidoto ( $X_{cz} = 0,67-0,71$ ,  $X_{ps} = 0,29-0,33$ ;  $X_{cz} = 0,67-0,74$ ,  $X_{ps} = 0,26-0,33$ ). Para os xistos verdes de Punta Lobos as composições de clorita, albita e epidoto associadas ao M1 são respectivamente:  $Si = 5,56-5,93$ ;  $Al = 4,54-5,22$ ;  $Mg\# = 0,46-0,65$ ;  $X_{ab} = 0,99$ ,  $X_{an} = 0,01$ ;  $X_{cz} = 0,75-0,76$ ,  $X_{ps} = 0,24-0,25$  (**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



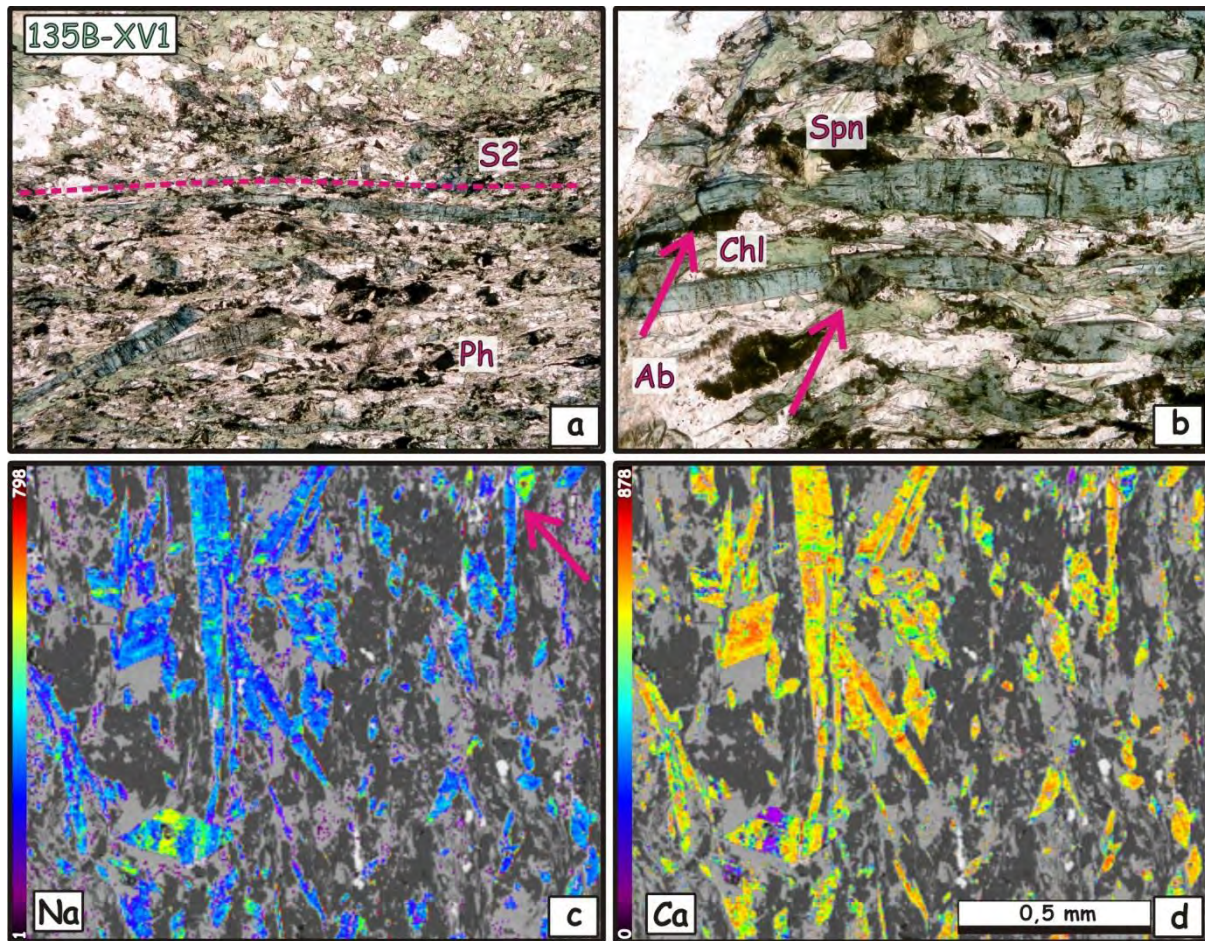
rochas analisadas (composições mais raras), as imperfeições notadas são mínimas e as projeções tratadas conjuntamente se mostraram eficientes para a identificação de grupos composicionais. Essas imperfeições influenciam principalmente nos diagramas que incluem *tielines* entre minerais, não sendo, portanto, 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  $\text{Na}_2\text{O}$ , 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 incipiente 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  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (vértice N). O grupo (i), com mais baixa proporção de álcalis (vértice N) com relação ao  $\text{CaO}$  (vértice C) é composto 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  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , 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  $\text{Al}_2\text{O}_3$  constante se comparada com a tendência

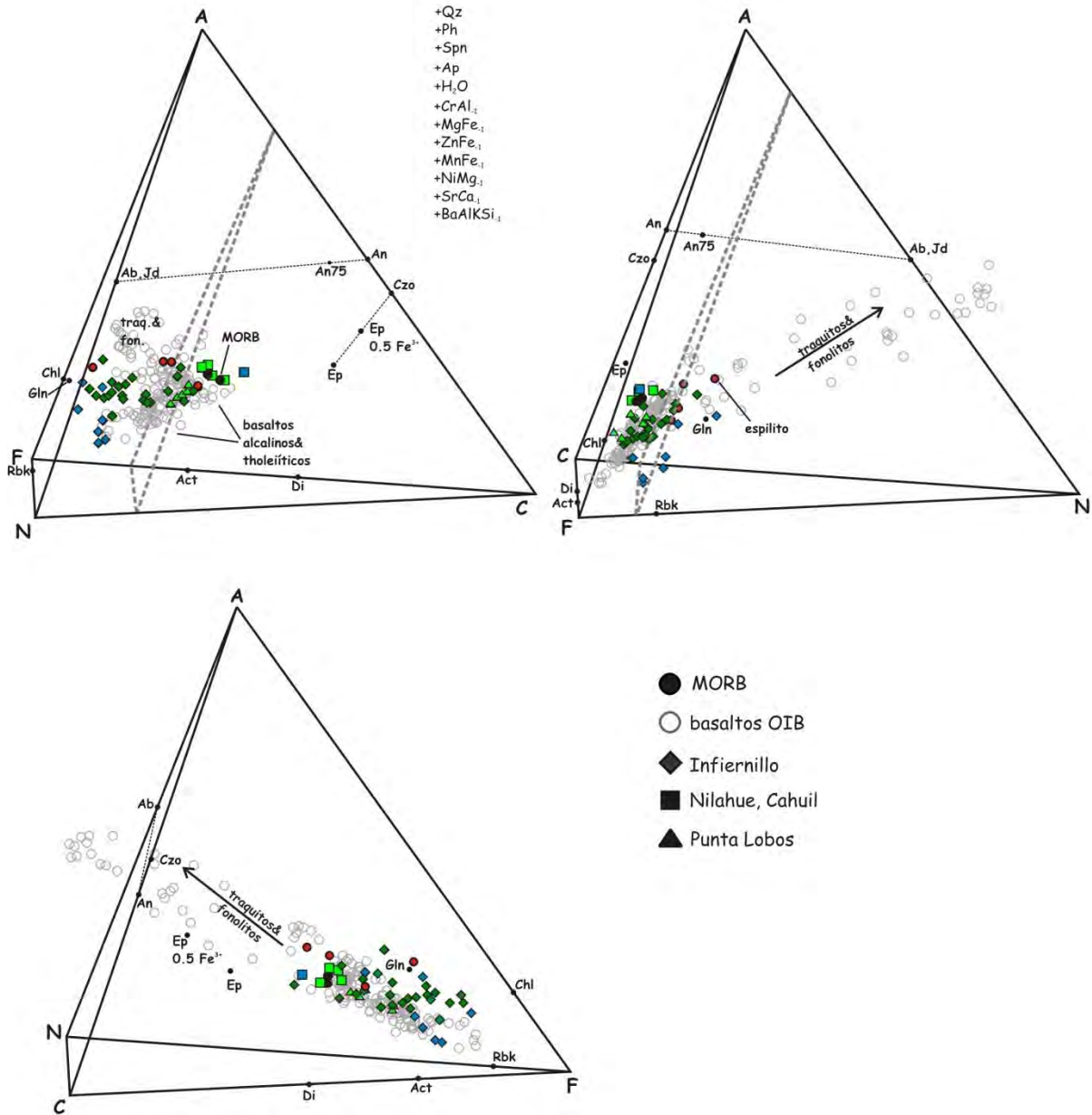


definida por traquitos e fonolitos, que tendem ao vértice A (**Fig. 6.13a**). Foram efetuadas projeções tipo ACNK (desde clorita, quartzo, etc) para a verificação da relação  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , separando-os em vértices distintos. Observou-se que ambos os elementos exercem influência sobre a composição dos xistos azuis, os quais apresentam maiores proporções de álcalis. Entretanto, a proporção de  $\text{K}_2\text{O}$  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  $\text{KNa}_{1,1}$ , 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  $\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{MnO}$  (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  $\text{MgO}$  e  $\text{FeO}_t$ , respectivamente, em relação ao  $\text{CaO}$  (vértice C), tendo em conta a condensação dos espaço composicional ( $\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{MnO}$ ).

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 ( $\text{NaAlSi}_2\text{O}_3$ ), logo o elemento de maior interesse nesse diagrama é o  $\text{FeO}_t$  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  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 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<sub>2</sub>O 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 descontinua separa composições relativamente mais ricas em sódio que tendem ao vértice N (Na<sub>2</sub>O), 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 assímica 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**.

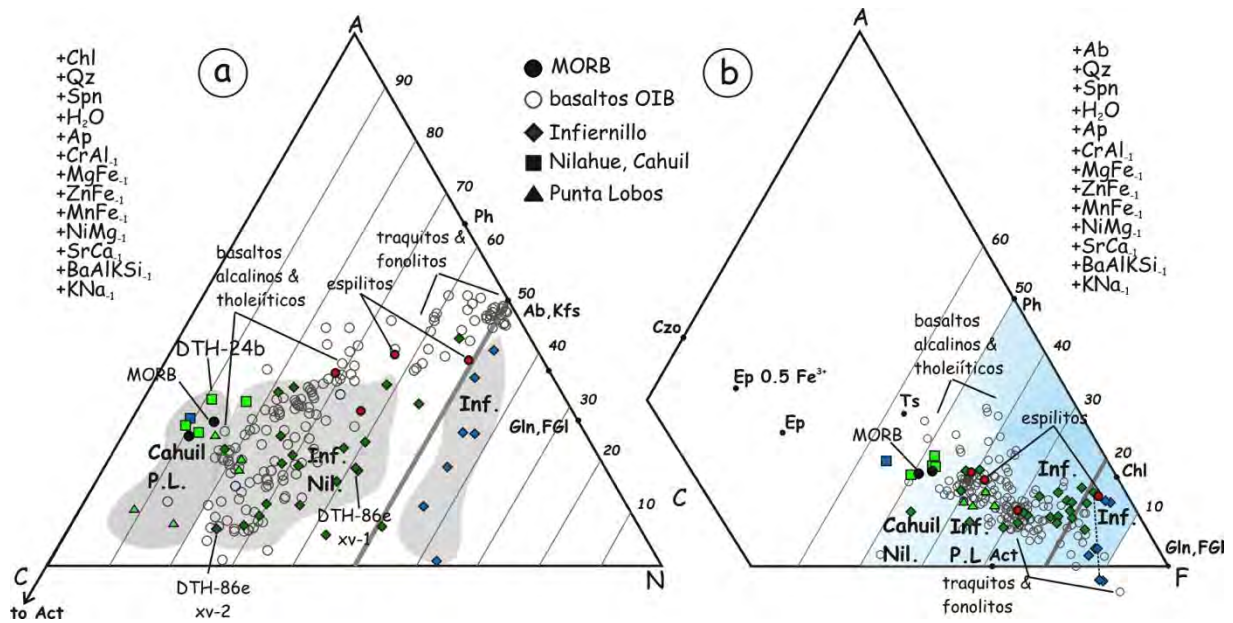
Com intuito de verificar a influência composicional do protolitos no comportamento das soluções sólidas dos anfibólios fez-se uso do diagrama CaO–MgO–NaO<sub>0,5</sub>AlO<sub>1,5</sub> projetado desde H<sub>2</sub>O e SiO<sub>2</sub> e condensado com o vetor de troca MgFe<sub>-1</sub>. Esta projeção 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 metatufos 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 sobrecrecimento 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<sub>2</sub>O e FeO<sub>t</sub> 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

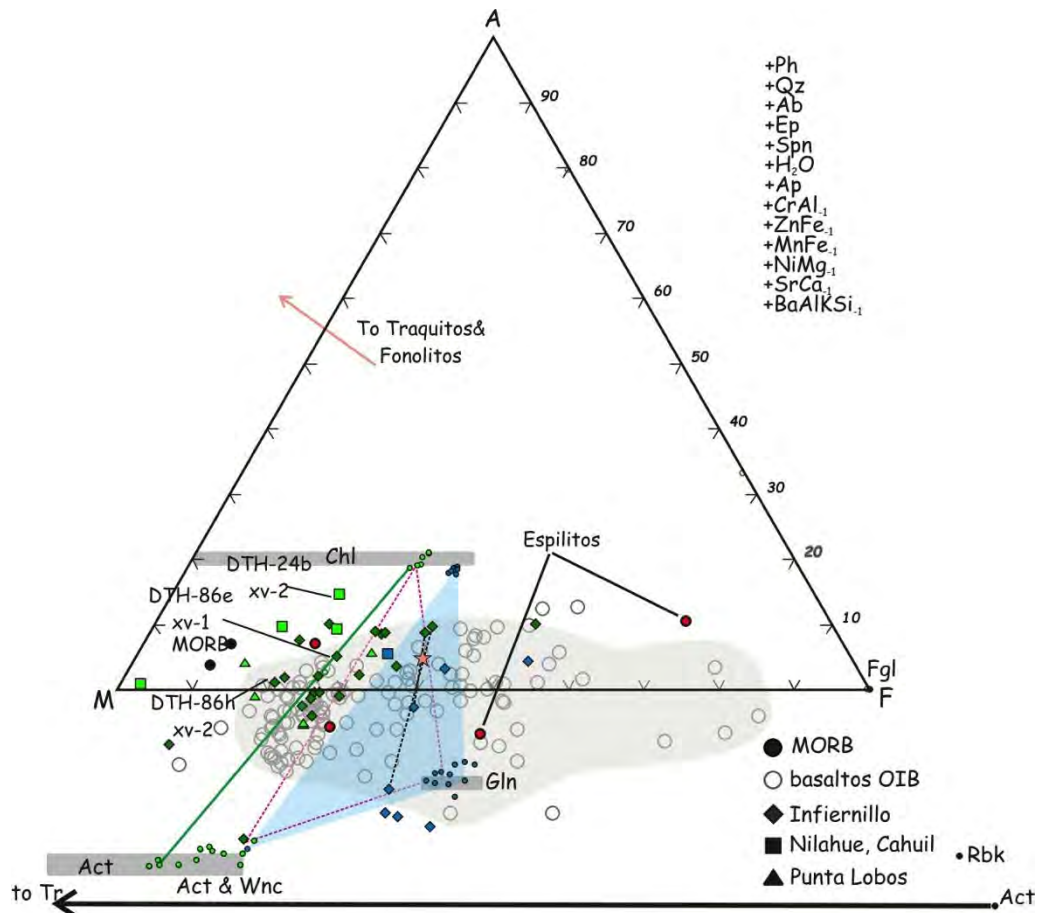
xistos verdes, se mais afetados por influxo de fluidos, estivessem enriquecidos em elementos como Ba, Na, K e Rb, o que não ocorre (cf. Baziotiz & Mposkos, 2011). Por outro lado, o padrão observado é sugestivo de que haja diferenças relacionadas aos protolitos ígneos (e.g., taxa de fusão).



**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 fonólitos (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 (GltTrTsPg, 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  $O_2$ .

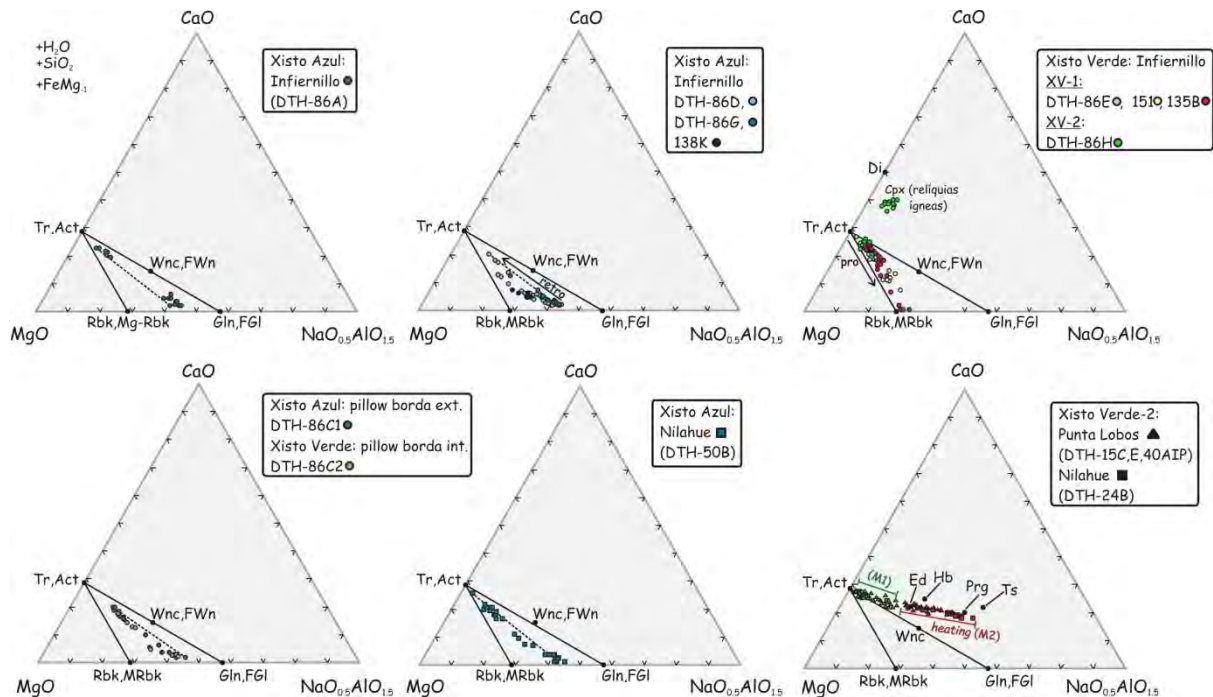


**Figura 6.14:** Diagrama AFM projetado desde fengita, quartzo, albita, epidoto, titanita, H<sub>2</sub>O e apatita, e condensado desde os vetores necessários para a condensação do espaço composicional. Nesta projeção FeO e MgO estão em vértices distintos e fica clara a diferença na proporção desses 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 6.6** (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<sub>2</sub>O e FeO<sub>t</sub> (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.

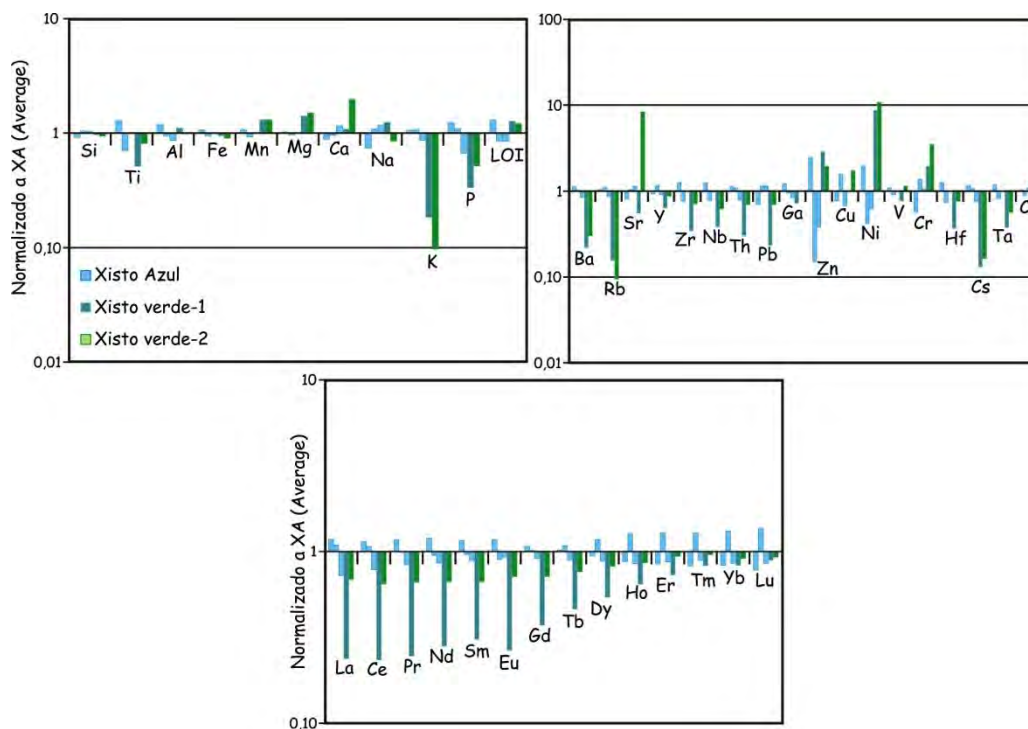


**Figura 6.15:** Diagrama  $\text{CaO-MgO-NaO}_{0,5}\text{AlO}_{1,5}$  projetado desde  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$  e condensado com o vetor de troca  $\text{FeMg}_{-1}$ . Modificado de Jenkins et al. (2014). Nesta projeção é possível identificar a influência da composição no comportamento 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 sódico-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 isopletras 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 isopletras 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  $\text{Chl-Ab-Ca-Amp-Ep-Spn-Qz-óxido de ferro}$  e  $\text{Chl-Na-Amp-Ca-Amp-Ep-Spn-Qz-óxido de ferro}$  (**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 ( $\text{Chl-Na-Amp-Ca-Amp-Ab-Spn-Qz-óxido de ferro}$ ) 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



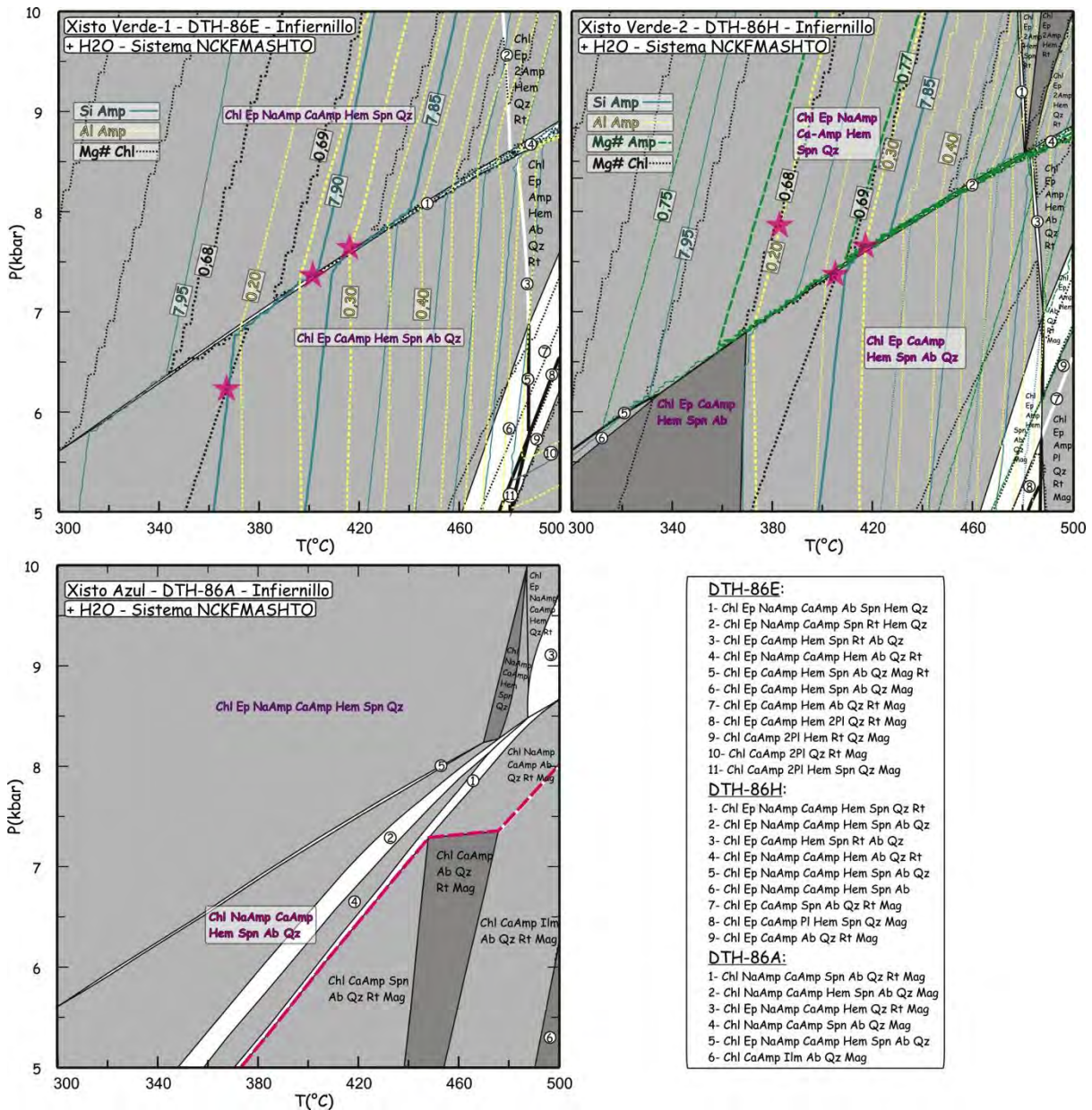
condições P–T coexistem anfibólitos sódico e cálcico, enquanto que nas pseudosseções dos xistos verdes o anfibólito previsto é o cálcico. Para o xisto azul, o campo de estabilidade de anfibólito sódico é mais amplo quando comparado aos xistos verdes e o *solvus* Act–Gln ocorre em pressões mais baixas (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 isopleias 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  $F \neq 2$  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 acreção. 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 acreção. 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 ( $\pm K$ ), 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<sub>2</sub> 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 acreção 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<sub>t</sub> e Na<sub>2</sub>O (± K<sub>2</sub>O) com relação ao CaO e MgO durante alterações pós-magmáticas, em parte condicionados por

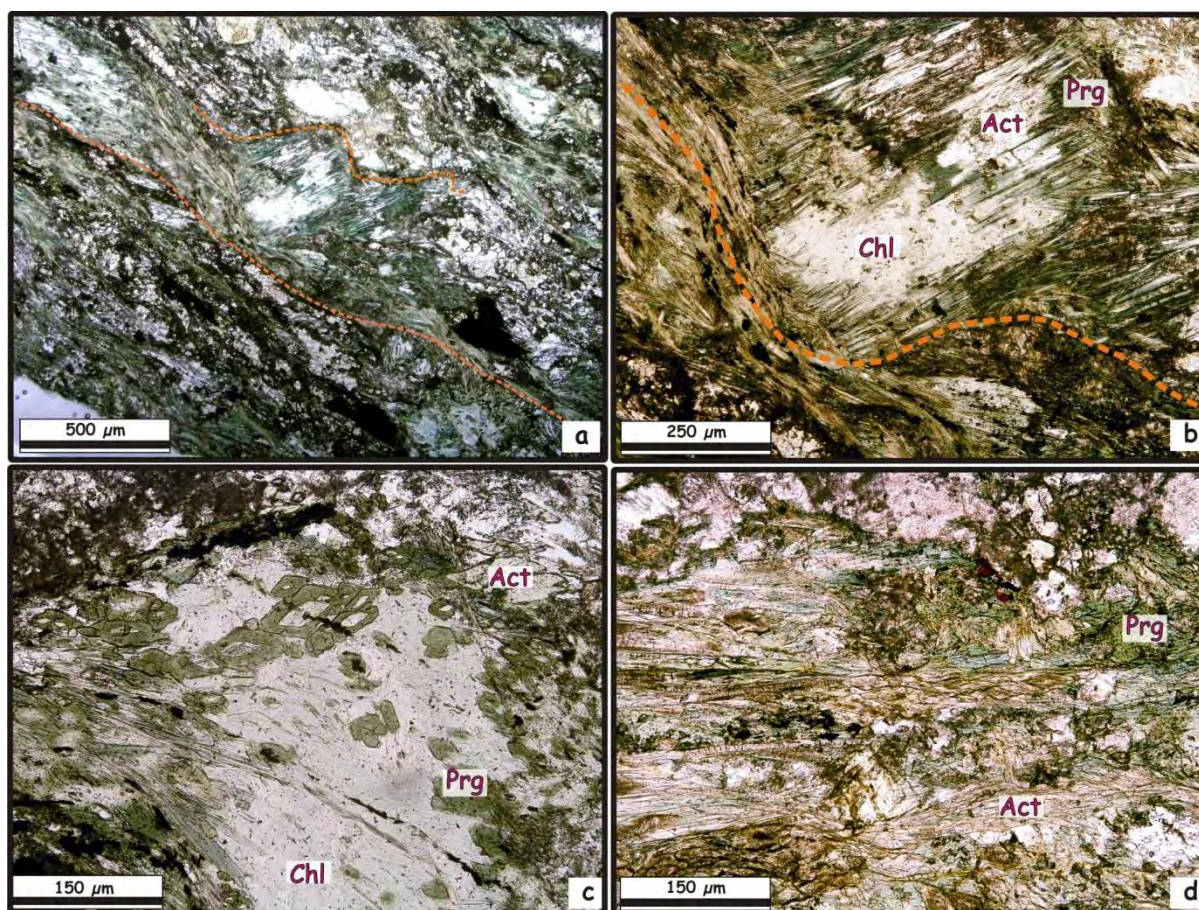
características herdadas dos protolitos ígneos. Destaca-se a importância da composição (mais e menos “férteis”) em condições P–T transicionais entre as fácies xisto azul e xisto verde na formação de assembleias minerais características. Adicionalmente, a  $fO_2$  dos fluidos metamórficos e hidrotermais oxidantes pode ter influenciado no aumento do campo de estabilidade dos anfibólios sódicos (FeO *versus* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) 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 demonstrado 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

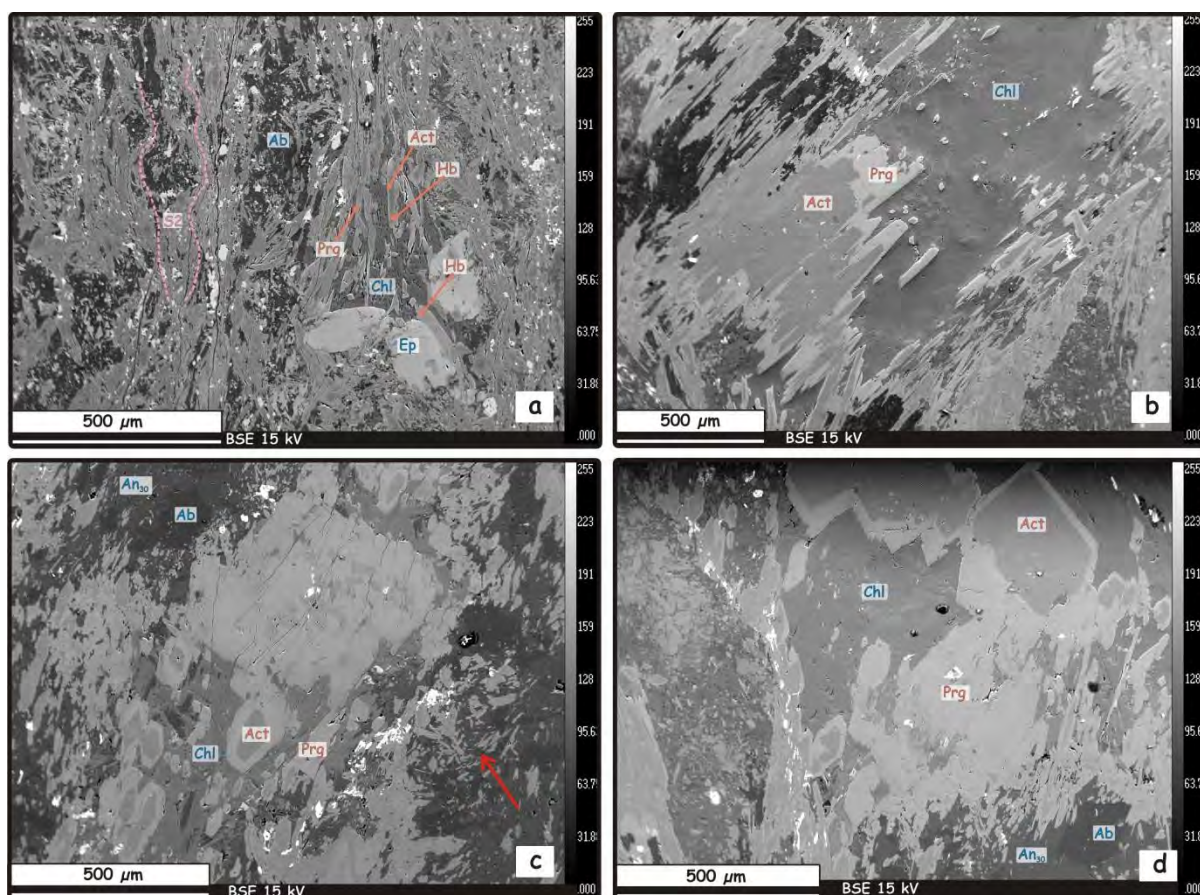
Como visto nos capítulos 3 e 6, afloram nos arredores de Pichilemu sequências formadas essencialmente por xistos verdes. Na praia de Punta Lobos, xistos verdes formam sequências de *pillow* lavas com metros de espessura (Cap. 3, Fig. 3.3), e nos arredores de Nilahue algumas ocorrências isoladas de metabasitos 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 sobrecrecidos 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 sobrecrecidos.



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 acreção 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

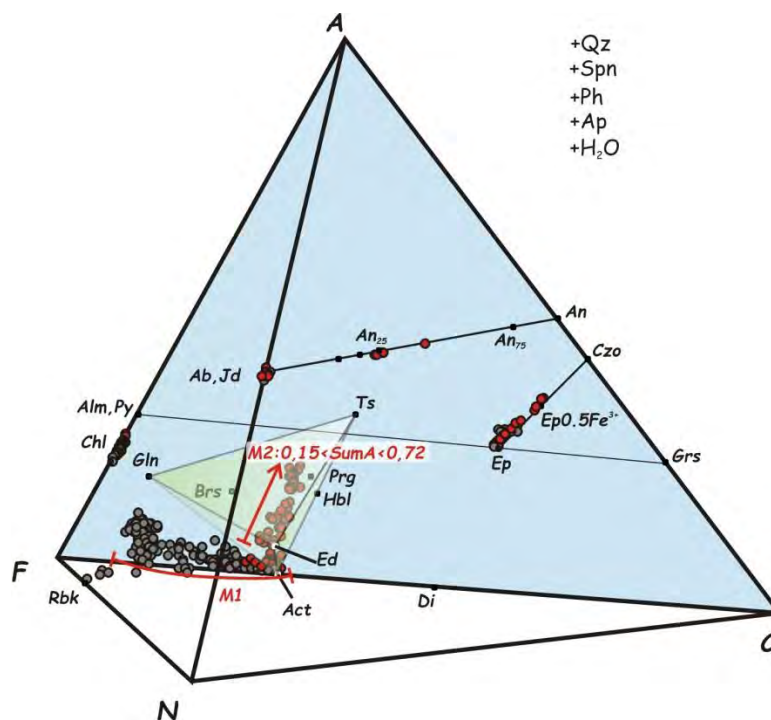
anterior, e algumas ideias a respeito de suas implicações serão discutidas. Idades Ar–Ar obtidas em fengita de xistos azuis, xistos verdes e quartzo-mica xistos da região de Pichilemu serão apresentadas com intuito de complementar a discussão e contextualizar o metamorfismo M2 na evolução metamórfica 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 acreção 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 magnesiopargasita, ferro ou magnesiopargasita e de magnesiopargasita e de magnesiopargasita, 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 anfibólitos (**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  $X_{Cz}0,85-0,87$   $X_{Ps}0,13-0,15$ .



**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.

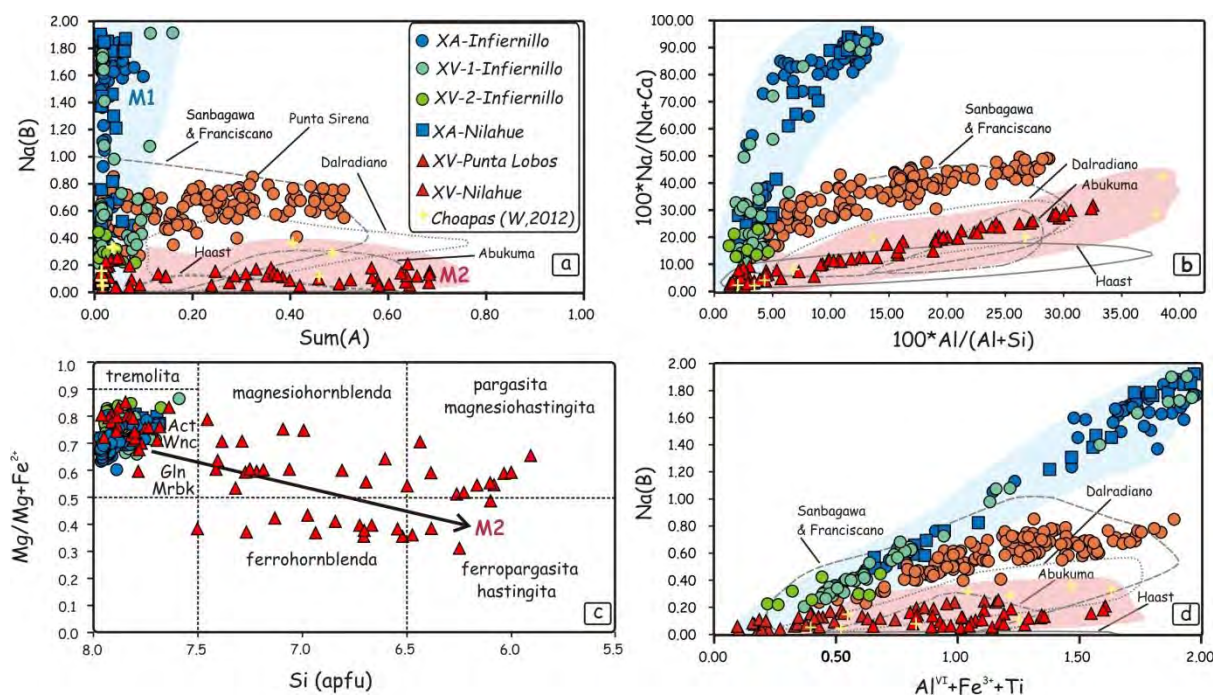
A composição dos anfibólios é controlada durante o metamorfismo por três fatores: (i) equilíbrios de fases em sistemas heterogêneos (definidas pelas relações termodinâmicas entre as atividades “ $a_i$ ” de membros finais, “ $K_{eq}$ ”, e variações de P e T); (ii) a cristaloquímica do anfibólio (magnitude da energia livre  $\Delta G$  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 sobrecrecimento M2 estimar as condições metamórficas do metamorfismo de subducção M1. Foram combinadas as isopletras de Al, Si e Na de anfibólio e as condições encontradas variam entre 7,0 e 7,5 kbar e  $\sim 370\text{--}405\text{ }^\circ\text{C}$  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 isopletra de Na (0,20) para um amplo intervalo de temperatura ( $> 360\text{ }^\circ\text{C}$  e  $< 450\text{ }^\circ\text{C}$ ) (Fig. 7.5).

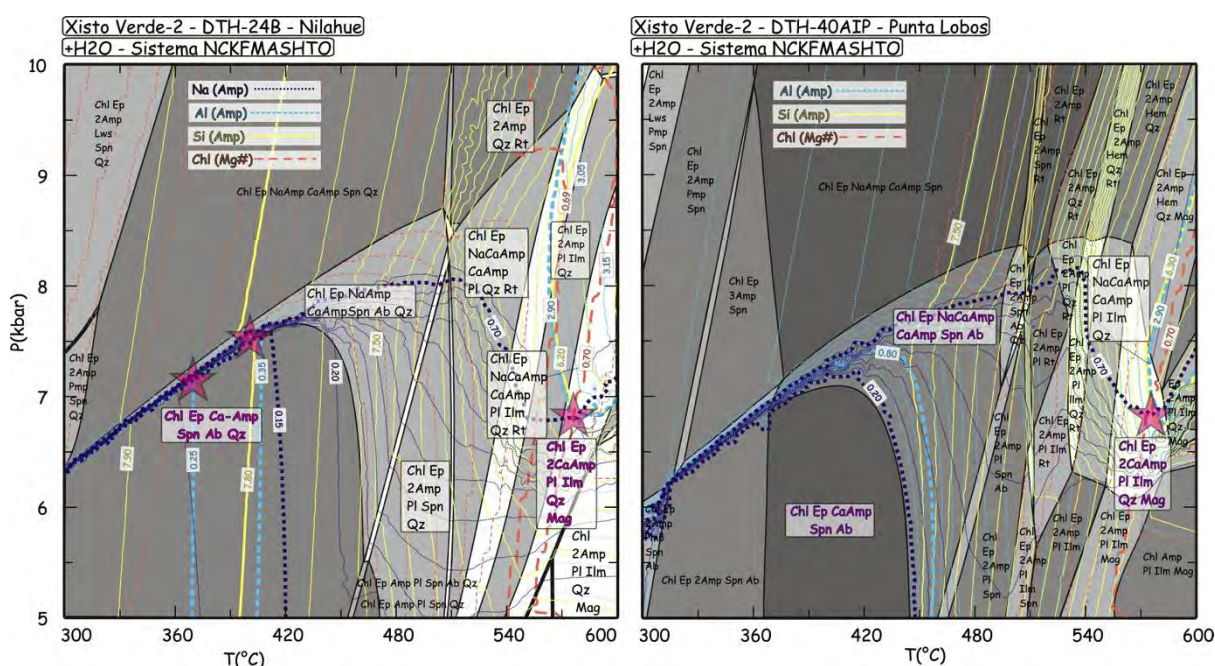


**Figura 7.4:** Diagramas binários (a-b, d) (segundo Laird & Albee, 1981) para caracterização de variação composicional de anfibólios e correlação com terrenos metamórficos (cf. Spear, 1995). Os campos Sanbagawa e Franciscano = terrenos de alta P; Dalradiano (Escócia) e Haast River (Nova Zelândia) = 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 transitórias entre os campos; são sugestivos de incremento termal a P inferior àquelas alcançadas nos anfibólitos de Punta Sirena. A semelhança nos teores de  $\text{Na}^B$  e  $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$  entre anfibólios M1 e M2 sugerem pressão constante e forte influência de bulk na formação de tendências transitórias 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 isopletras de composição dos anfibólios e também de clorita, e o campo de concentração das isopletras 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 isopletras 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  $\sim 6,5$  kbar e  $\sim 570$  °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 isopletras composicionais associadas ao metamorfismo M1 (0,15–0,20) e M2 ( $\sim 0,70$ ), 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 isopletras 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  $500 \pm 28$  °C e  $7,2 \pm 1,1$  kbar (cor = 0,874;  $\sigma_{fit} = 1,51$ ). Cálculos com pargasita com menor  $Na^B$  e maior  $Sum^A$  (0,15 e 0,70, respectivamente) resultaram  $488 \pm 23$  °C e  $6,3 \pm 0,9$  kbar (cor = 0,874;  $\sigma_{fit} = 1,21$ );  $477 \pm 19$  °C e  $6,6 \pm 0,7$  kbar (cor = 0,874;  $\sigma_{fit} = 0,90$ ). Nota-se boa concordância entre os valores das pressões obtidos pelos dois métodos e temperaturas mais baixas para as condições de pico metamórfico ( $\sim 50$  °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  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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  $\mu\text{m}$  e 250–500  $\mu\text{m}$ . 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  $^{39}\text{Ar}$  liberado necessário para a definição da idade *plateau*. Nesse caso, se a variabilidade das idades é devido a efeitos de “recuo” de  $^{39}\text{Ar}$  (*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 ( $1\sigma$ ) 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  $^{40}\text{Ar}$  radiogênico foi obtido subtraindo-se o  $^{40}\text{Ar}$  atmosférico calculado com base no  $^{36}\text{Ar}$  medido. A medida do  $^{36}\text{Ar}$  foi corrigida para a reação nuclear de interferência com  $^{40}\text{Ca}$  e  $^{36}\text{Cl}$ . Da mesma maneira,  $^{38}\text{Ar}$  e  $^{40}\text{Ar}$  foram corrigidos para a interferência com  $^{39}\text{K}$  e  $^{40}\text{K}$ , e  $^{39}\text{Ar}$  para a interferência com  $^{42}\text{Ca}$ .

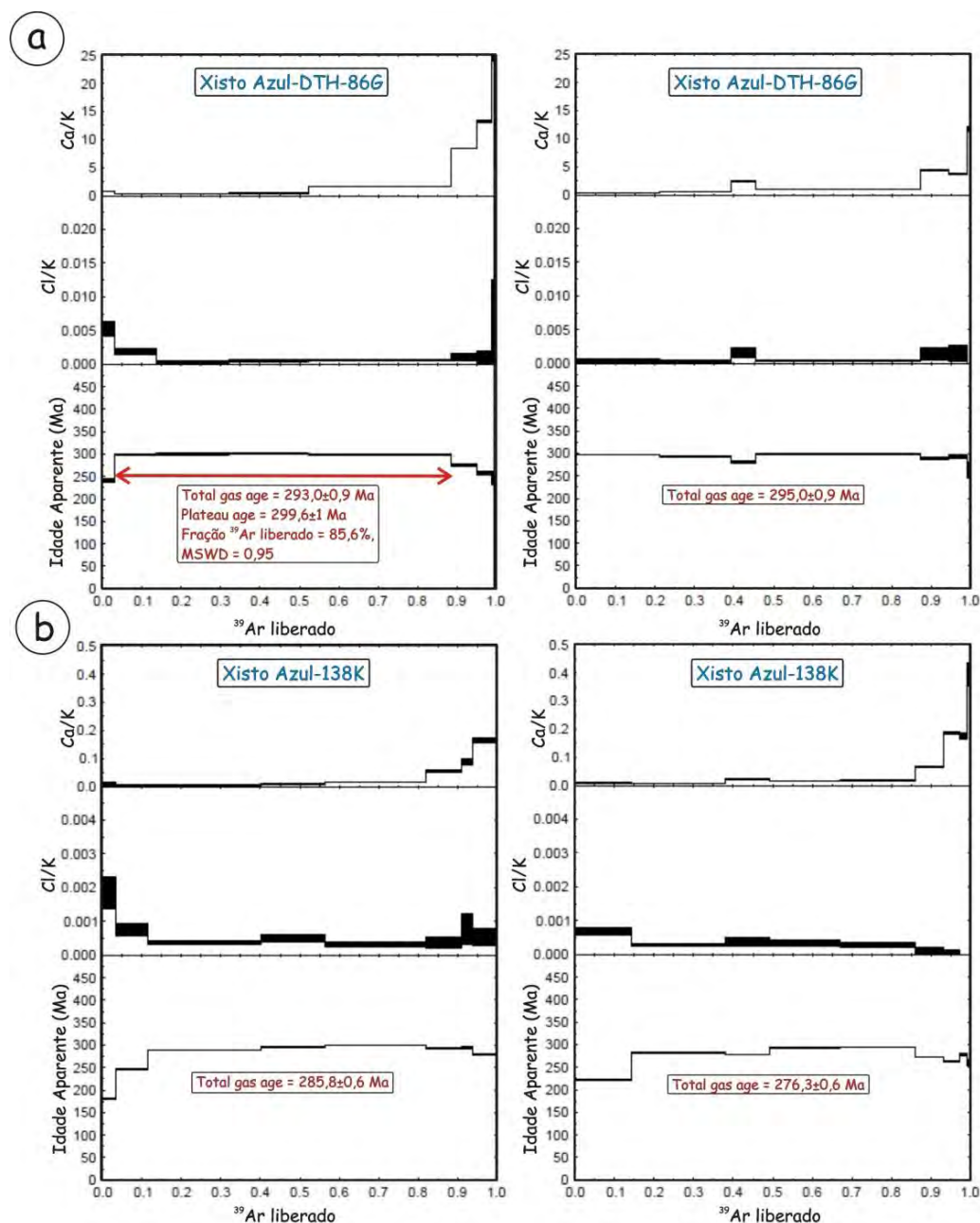
A idade *plateau* de fengita do xisto azul DTH-86G de Infiernillo é de 299,6  $\pm$  1 Ma (MSWD = 0,95; 85,6% de  $^{39}\text{Ar}$  liberado). Um segundo agregado de cristais resultou numa idade integrada de 295  $\pm$  0,9 Ma. O xisto azul 138K tem idades integradas de 276,3  $\pm$  0,6 Ma e 285,8  $\pm$  0,6 Ma (**Fig. 7.6a–b**). O xisto verde-1 (135B) tem idades *plateau* de 275,9  $\pm$  4,5 Ma (MSWD = 0,97; 79,2% de  $^{39}\text{Ar}$  liberado) e 263,6  $\pm$  4,9 Ma (MSWD = 0,72; 84,5% de  $^{39}\text{Ar}$  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  $\pm$  0,7 Ma e 272,1  $\pm$  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  $\pm$  1,1 Ma (MSWD = 2,56; 61,9% de  $^{39}\text{Ar}$  liberado) e 213,8  $\pm$  0,8 Ma (MSWD = 1,63; 61,6% de  $^{39}\text{Ar}$  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 ( $\sim 4,2$  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. 7.2). Como pode ser visto nas imagens de elétrons retro-espalhados da Figura 7.3, a pargasita substitui parcial ou completamente a actinolita, orientada na foliação  $S_2$  (Fig. 7.3), 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  $^{39}\text{Ar}$  liberado com as idades obtidas pelo método Ar-Ar em mica branca na região de Pichilemu. Ver texto para explicações.

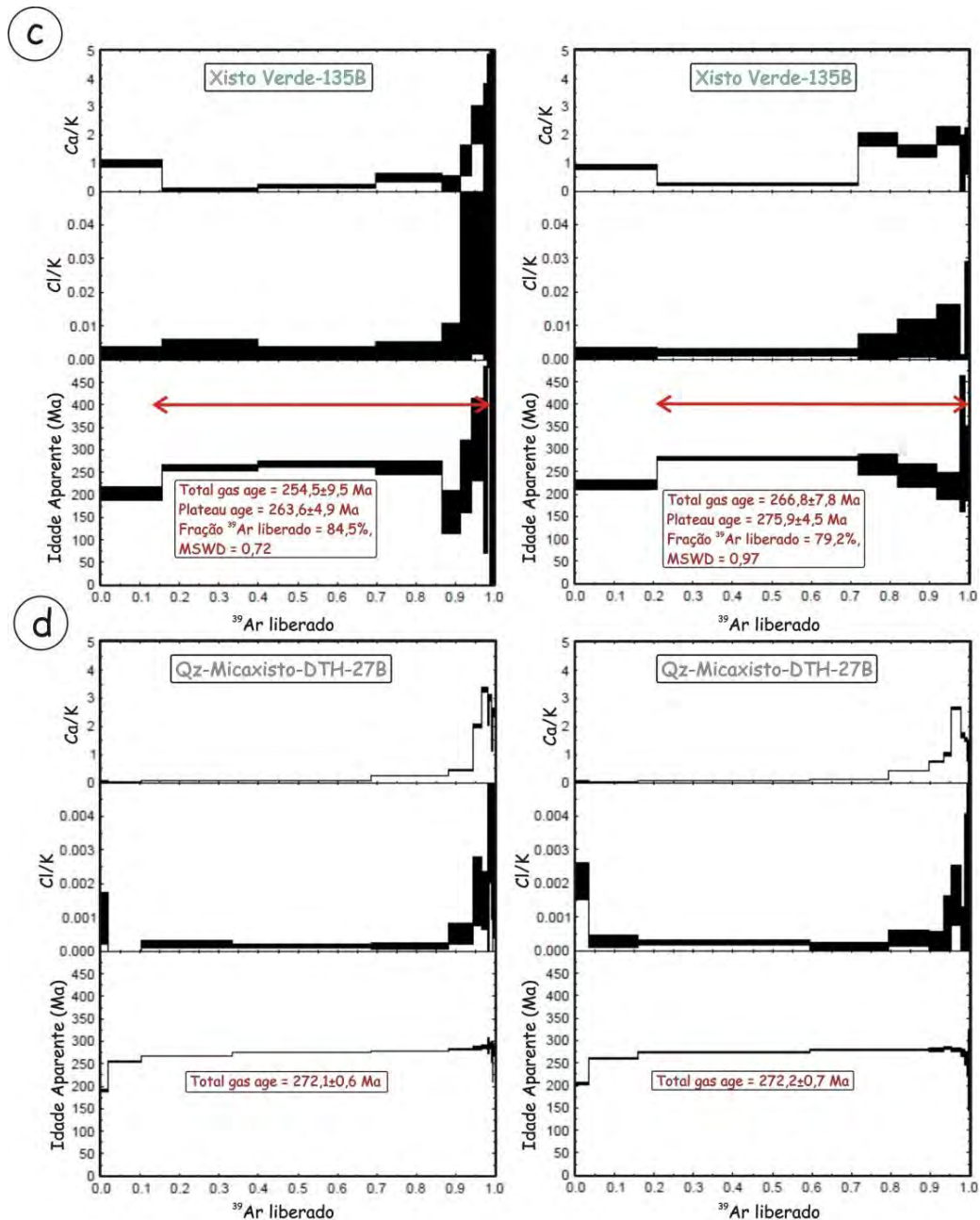
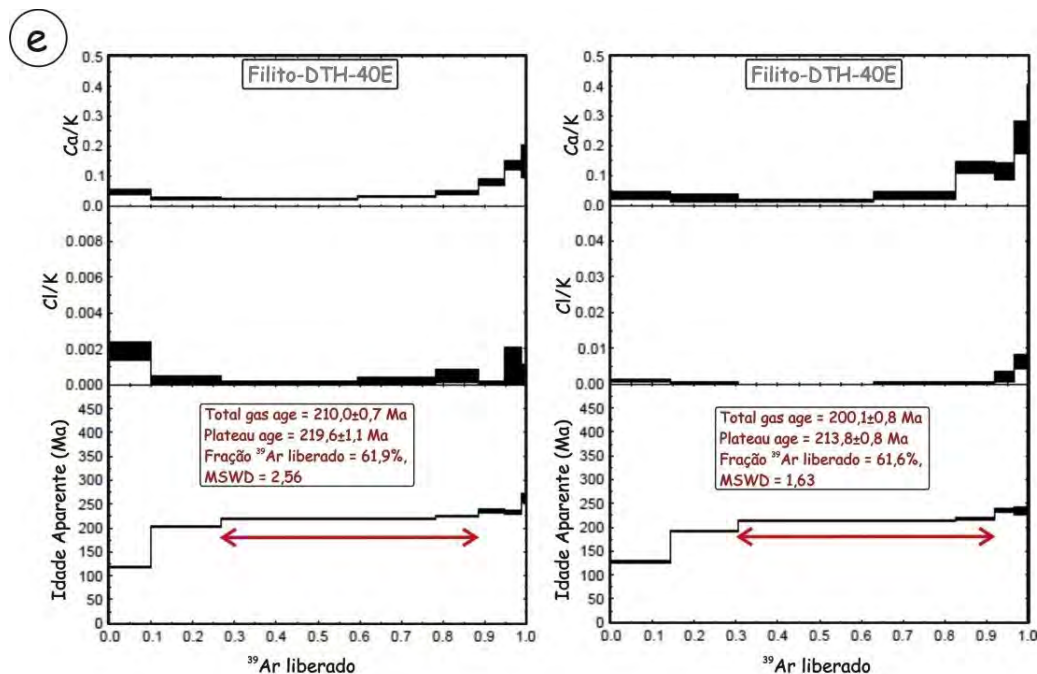


Figura 7.6: Continuação.

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 acreção 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 introduzidos nas rochas da série de alta pressão (**Fig. 7.1**), 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 Constitución (Willner *et al.*, 2005, 2009). Vásquez *et*

*al.* (2011) obtiveram idade modelo Rb–Sr de  $205 \pm 7$  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 acreção 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. 7.1**), 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. 7.1**). 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 acreção, 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 Chilena. A característica regional dessa heterogeneidade é compatível com a atividade de pluma mantélica. Nesse contexto, sugere-se que a fragmentação do microcontinente Chilena (e Cuyania?) da margem continental de Laurentia na transição cambro-ordoviciano 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 transformados 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

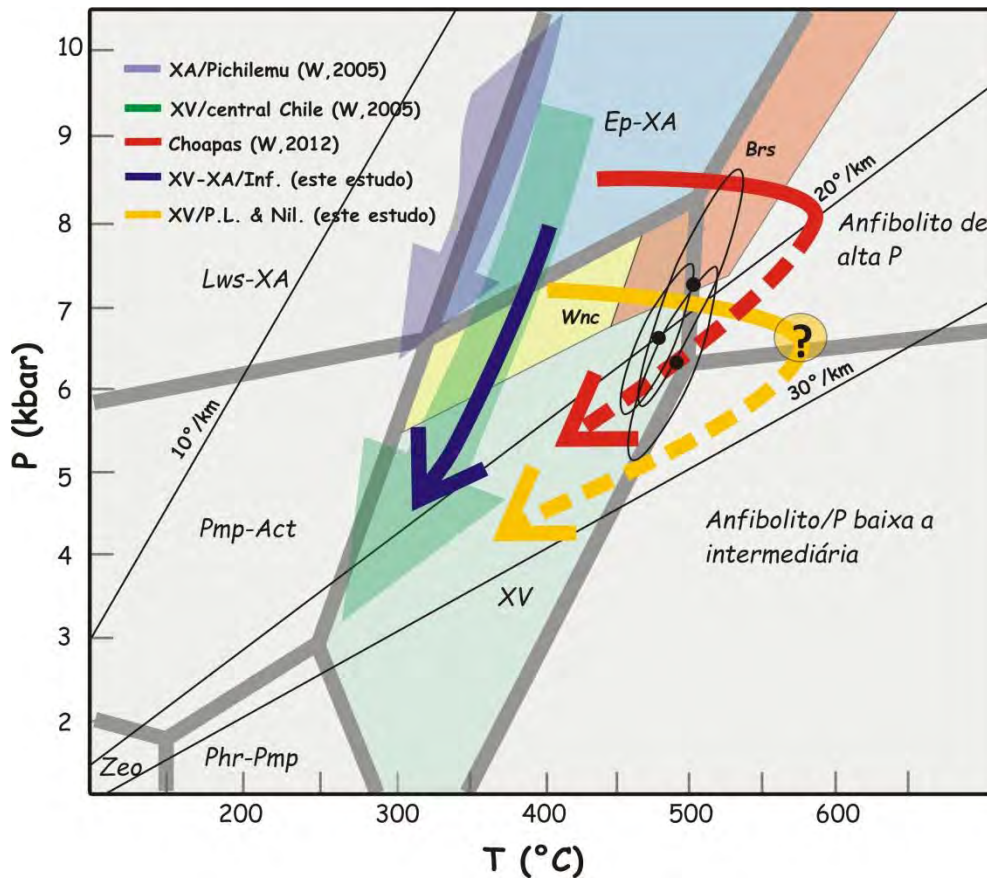
cristalização de anfibólios e micas em profundidade e durante a trajetória de exumação, desde porções profundas (canal de subducção) até a incorporação no prisma acrescionário em desenvolvimento em  $\sim 308$  Ma, idade esta que marca possivelmente o início da atividade de acreção basal no prisma acrescionário 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 ( $2 \text{ mm yr}^{-1}$ ), definida no intervalo “início do fluxo de retorno do granada-mica xisto em  $\sim 320$  Ma e a incorporação na base do prisma (30 km;  $\sim 315$  Ma)” daquelas estimadas ( $0,60 \text{ mm yr}^{-1}$ ) 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  $\sim 20$  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 acreção 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 acreção, numa zona intensamente afetada pela deformação  $D_2$  de transposição, resultando em dobras isoclinais, porfiroblastos de andalusita dobrados e de estauroлита rotacionados com sombra de pressão. O alcance da deformação vigente na base do prisma ( $\sim 25$  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 acreção (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 fácies 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 transicionais entre as fácies xisto azul e xisto verde, definidos essencialmente por razões mais elevadas de  $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$  e  $\text{FeO}_x/\text{MgO}$  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 fácies metamórficas, para a caracterização do metamorfismo e evolução tectônica em cinturões de xistos azuis.

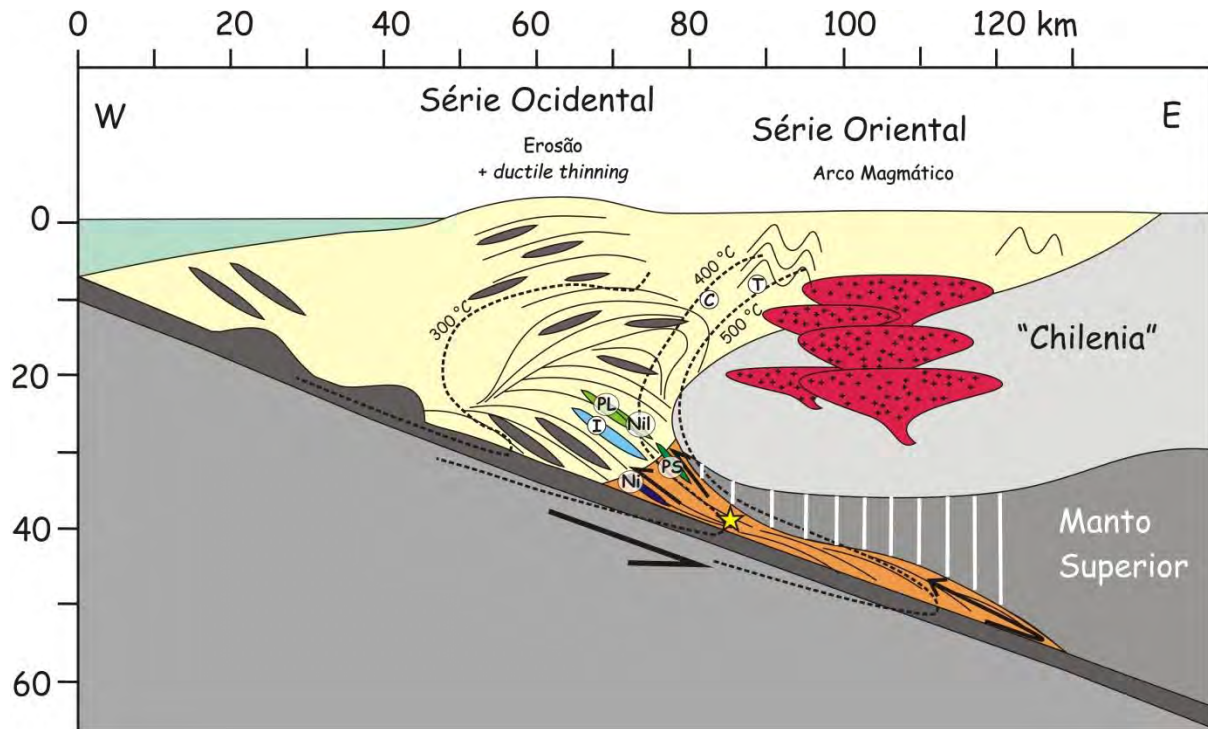
No diagrama de fácies metamórficas da **Figura 8.1**, são apresentadas as trajetórias P–T obtidas neste estudo e as trajetórias compiladas da literatura para os xistos verdes e xistos azuis do Chile central, incluindo o Complexo Choapas, localizado a norte de Pichilemu. Nota-se que o complexo acrescionário 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 acreção. 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 acrescionária, 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 barrosita (Brs) seguem Ernst (1979); Otsuki & Banno (1990) e Okamoto & Toriumi (2004). As elipses representam erro 1 $\sigma$ . 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 isothermas 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 acreção, caracterizadas por justaposição tectônica localmente restrita, enquanto que a configuração das unidades de xistos verdes e xistos azuis caracterizam unidades “coerentes” formadas por acreção 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 acrecionário 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 acreção 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 bórico 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”-estratigrafia 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 Acrcionario 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, coordenadas actuales) correlacionado con el desarrollo de una cuenca oceánica (*lapetus*). 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 Chileña.

Este contexto sugiere que la fragmentación del microcontinente Chileña (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 posiblemente *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 (ca. 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 mezclados 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<sup>-1</sup>), 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<sup>-1</sup>) 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<sup>-1</sup>). 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<sub>1</sub> y S<sub>2</sub> (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<sub>2</sub> de transposición (*e.g.*, pliegues isoclinales; porfidoblastos de andaluzita plegados; estaurólita 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 esquistos 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 esquistos azul y esquistos verde, definidas esencialmente por los valores más elevados de las razones  $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$  y  $\text{FeO}_T/\text{MgO}$  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 espiíticas 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 lixivitaciones 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  $\sim 7,0\text{--}8,0$  kbar,  $\sim 400$  °C). Willner (2005) propuso presiones más elevadas para los afloramientos de esquistos azules de Infiernillo y Nilahue ( $\sim 9,0\text{--}10,7$  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 Infiernillo son cofaciales, se podría reinterpretar la secuencia metavolcanosedimentaria de Infiernillo como unas rocas transicionales entre las facies esquistos azul y esquistos 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 isothermas 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 bórico 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 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 tesis contribuyen a los modelos actualmente propuestos para la evolución del Complejo Acreeionario 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 Acreeionario de Chile central.

## **Chapter 8: Integration of the Results and Final Remarks**

The results and major interpretations achieved in this research were discussed 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 Chilena 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 Chilena 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 seamounts 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<sup>-1</sup>), 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<sub>2</sub>O/CaO and FeO<sub>t</sub>/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  $T \sim 400^\circ \text{C}$ ). 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 transposition 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 forming classic occurrences, 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  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  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*. Springer-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  $^{40}\text{Ar}$  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 protoliths. *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  $\text{Na}_2\text{O}$ – $\text{K}_2\text{O}$ – $\text{CaO}$ – $\text{MgO}$ – $\text{FeO}$ – $\text{Fe}_2\text{O}_3$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{SiO}_2$ – $\text{TiO}_2$ – $\text{H}_2\text{O}$ – $\text{CO}_2$ . *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 Neoproterozoic. *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*, 8<sup>th</sup>. Springer-Verlag, 428p.
- BUCHS, D.M., BAUMGARTNER, P.O., BAUMGARTNER-MORA, C., BANDINI, A.N., JACKETT, S.-J., DISERENS-MO., 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 séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale: *Comptes Rendus de l’Académie 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. Geología regional y geoquímica del drenaje de las provincias de O’Higgins y Colchagua. *In: Instituto de Investigaciones 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 America 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, mélange 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–TiO<sub>2</sub>–SiO<sub>2</sub>. *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 retention 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, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>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.
- ESCUDEYR-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 Research* 104, 10883–10902.
- FISCHER, G.W., 1989. Matrix analysis of metamorphic mineral assemblages and reactions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 102, 69–77.
- GANÁ, P. & HERVÉ, F., 1983. Geología del basamento cristalino en la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VII region. *Revista Geológica 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-ROLDAN, 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 ROLDAN, 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*, 410–414.
- 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.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronologic constraints on deformation, metamorphism and cooling/exhumation of a Mesozoic accretionary wedge, Otago Schist, New Zealand. *Tectonophysics* 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 subducting Tethyan 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., Funicello 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<sub>2</sub>O 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  $^{40}\text{Ar}$  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., CHEHENY, J.T., TRACY, R.J., 2008. Single-crystal  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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., SORESEN, 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 Cretaceous 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–Hf and O isotope systematics. *Lithos* DOI: 10.1016/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  $K_2O$ – $Na_2O$ – $CaO$ – $MgO$ – $MnO$ – $FeO$ – $Fe_2O_3$ – $Al_2O_3$ – $TiO_2$ – $SiO_2$ – $C$ – $H_2$ – $O_2$ . *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.
- HYPOLITO, 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
- HYPOLITO, 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.jseas.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:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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.*, 1: 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 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 Northern 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.



- LIU, 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<sub>2</sub>O and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> influence in high-pressure assemblages. *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 Chileña, 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., LIU, J.G., 1986. Experimental investigation of blueschist-greenschist transition equilibria: Pressure dependence of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 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<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> isotopic systematics in an oceanic crustal section: Evidence from the Samail ophiolite. *Journal of Geophysical Research* 86, 2721–2735.
- MCDUGALL, 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.
- MESCHEDÉ, 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<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> 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.
- 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 Catocin greenstones, Shenandoah National Park, Virginia. *Journal of Geology* 79, 526–548.
- REED JR, J.C. & MORGAN, B.A., 1971. Chemical alteration and spilitization of the Catocin greenstones, Shenandoah National Park, Virginia. *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 tectonic 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 Occurrence 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*. 2<sup>nd</sup> edition. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 799p.
- SPEAR, F. S. & CHENEY, J. T., 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO<sub>2</sub>–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–FeO–MgO–K<sub>2</sub>O–H<sub>2</sub>O. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101, 149–164.
- SPEAR, F.S. & PEACOCK, S.M., 1989. *Metamorphic Pressure–Temperature–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: Saunderson, 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 polytropic schists. *American Mineralogist* 42, 842–858.
- THOMAS, W.A. & ASTINI, R.A., 1996. The Argentine PreCordillera: A traveler from the Ouachita embayment 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., LIU, 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  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  Ages from Low-T Mafic Blueschist Blocks in a Franciscan Mélange 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,
- 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.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  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  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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., 2003. Phase relations in high-pressure metapelites in the system KFMASH ( $\text{K}_2\text{O}$ – $\text{FeO}$ – $\text{MgO}$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{SiO}_2$ – $\text{H}_2\text{O}$ ) with application to natural rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, 301–315.
- WHITE, R.W., POWELL, R., HOLLAND, T.J.B., WORLEY, B.A., 2000. The effect of  $\text{TiO}_2$  and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system  $\text{K}_2\text{O}$ – $\text{FeO}$ – $\text{MgO}$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{SiO}_2$ – $\text{H}_2\text{O}$ – $\text{TiO}_2$ – $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . *Journal of Metamorphic Geology* 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 (coticles) 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., WARTHÖ, 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 immobile 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 establishing the nature of crustal continental of basaltic 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.



# ***ANEXO I***

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

ANEXO I - Lista de abreviações de grupos de minerais e membros finais utilizados.

Abreviação	Mineral/membro final	Referência	Abreviação	Mineral/membro final	Referência
<b>Amp</b>	<b>Anfibólio</b>	<i>outro</i>	<i>Bt</i>	biotite	
<i>Act</i>	actinolita		<i>Phl</i>	flogopita	
<i>Tr</i>	tremolita		<i>Ph</i>	fengita	
<i>Rbk</i>	riebeckita		<i>Pg</i>	paragonita	
<i>MRbk</i>	magnesioriebeckita		<i>Ms</i>	muscovita	
<i>Gln</i>	glaucofânio		<i>Mrg</i>	margarita	
<i>Fgl</i>	ferroglaucofânio		<i>†Cel</i>	celadonita	
<i>Ts</i>	tschermakita		<i>†Fcel</i>	ferroceladonita	
<i>Prg</i>	pargasita		<b>Als</b>	<b>aluminossilicato</b>	
<i>Ed</i>	edenita		<i>Sil</i>	silimanita	
<i>Hbl</i>	hornblenda		<i>Ky</i>	cianita	
<i>Brs</i>	barrosita	*W&E (2004)	<i>And</i>	andalusita	
<i>Wnc</i>	winchita		<b>Chl</b>	<b>clorita</b>	
<b>Grt</b>	<b>Granada</b>		<b>Crd</b>	<b>cordierita</b>	W&E (2004)
<i>Prp</i>	piropo		<b>Pl</b>	<b>plagioclásio</b>	
<i>Grs</i>	grossulária		<i>Ab</i>	albita	
<i>Sps</i>	espessartina		<i>An</i>	anortita	
<i>Alm</i>	almandina		<i>K-fs</i>	K-feldspato	
<b>Ep</b>	<b>Epidoto</b>		<b>Cpx</b>	<b>clinopiroxênio</b>	
<i>Czo</i>	<i>clinozoisita</i>		<i>Di</i>	diopsídio	
<i>Zo</i>	<i>zoisita</i>		<i>Jd</i>	jadeita	
<i>Ps</i>	<i>pistacita</i>	<i>outro</i>	<b>Lws</b>	<b>lawsonita</b>	
	<b>Óxidos</b>		<b>Pmp</b>	<b>pumpellyta</b>	
<i>Hem</i>	hematita		<b>Qz</b>	<b>quartzo</b>	
<i>Rt</i>	rutilo	W&E (2004)	<b>St</b>	<b>estaurolita</b>	
<i>Ilm</i>	Ilmenita		<b>Cal</b>	<b>calcita</b>	

\* Lista de abreviações de Whitney & Evans (2004).

†Neste trabalho a celadonita se refere ao membro final Al-celadonita  $\text{KMgAlSi}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$  da série fengítica, e Fcel ao membro ferroso (ferroaluminoceladonita).

## ***ANEXO II***

***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.*

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

Sample	UTM-N	UTM-E	Region	Rock type	Classification	Geochemical signature
TF-133	773533	6190101				
TF-134	773686	6190505				
TF-135B	773648	6190441		metatuff		
TF-135C	773648	6190441				
TF-138G	773671	6190519				
TF-138I	773671	6190519				
TF-138J	773671	6190519		metalava		
TF-151B	777414	6190972		metatuff		
TF-151E	777414	6190972				
TF-254A	774010	6190968		metalava	greenschist	
TF-254B	774010	6190968				
DTH-42B	773486	6190243	Infiernillo			OIB
DTH-42D	773486	6190243				
DTH-43	773437	6190155				
DTH-44	773441	6190192				
DTH-46	773505	6190354				
DTH-47	773558	6190405		metatuff		
DTH-86E	773842	6190697				
DTH-86H	773842	6190697				
DTH-86D	773842	6190697				
DTH-86F	773842	6190697			blueschist	
DTH-86G	773842	6190697				
DTH-40AP	771496	6185986				
DTH-40AIP	771496	6185986	Punta Lobos	metalava	greenschist	E-MORB to OIB
DTH-40C	771496	6185986				
DTH-15E	771772	6186722				
DTH-50B	224826	6178780	Nilahue	metalava (?)	blueschist	OIB
DTH-28A	774767	6180348		metalava	greenschist	
DTH-31A	772668	6178623	Cahuil	metatuff	greenschist	N-MORB
DTH-31C	772668	6178623				
DTH-38D	771169	6174559		metalava (?)	amphibolite	
DTH-38E	771169	6174559	Punta Sirena			N-MORB to E-MORB
DTH-39A	771217	6174678		metatuff (?)	*ret. amph.	

\*retrograde amphibolite

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.

Sample	TF-133	TF-134	TF-135B	TF-135C	TF-138G	TF-138I	TF-138J	TF-151B	TF-151E	TF-254A	TF-254B	DTH-42B	DTH-42D	DTH-43	DTH-44	DTH-46	DTH-47
SiO <sub>2</sub>	48.07	50.40	49.47	49.42	49.83	50.59	47.32	43.17	41.65	46.50	51.50	50.80	50.40	44.60	47.30	45.50	48.50
TiO <sub>2</sub>	1.70	2.20	2.14	1.01	2.30	2.07	1.26	1.51	2.62	1.79	1.98	1.95	1.76	2.69	2.48	2.34	2.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.45	11.87	14.24	11.38	12.09	11.30	10.37	13.78	12.00	13.94	14.80	11.59	10.55	15.87	11.44	11.73	10.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	12.66	10.75	10.41	10.11	10.81	10.60	8.10	12.70	15.51	11.33	12.42	10.21	9.33	12.25	12.30	11.99	12.00
FeO tot	11.39	9.67	9.37	9.10	9.73	9.54	7.29	11.43	13.96	10.20	11.18	9.19	8.40	11.02	11.07	10.79	10.80
MnO	0.18	0.16	0.15	0.13	0.16	0.17	0.15	0.17	0.21	0.15	0.12	0.16	0.13	0.17	0.18	0.16	0.20
MgO	7.79	9.75	7.10	13.85	8.89	11.18	12.30	14.18	13.65	4.26	4.87	10.61	13.29	7.31	11.12	10.36	10.37
CaO	10.52	7.33	5.35	4.46	5.84	5.73	8.71	5.51	5.02	11.25	3.21	5.59	4.50	9.14	8.19	5.02	8.50
Na <sub>2</sub> O	2.34	3.48	4.14	1.89	4.52	3.45	3.67	2.37	2.04	4.90	4.89	3.88	4.04	2.35	3.11	3.04	3.42
K <sub>2</sub> O	0.85	0.63	1.58	0.78	0.17	0.59	0.07	0.33	0.64	0.95	1.30	0.97	0.14	1.65	0.47	0.04	0.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.23	0.27	0.37	0.27	0.23	0.11	0.16	0.37	0.31	0.38	0.21	0.14	0.36	0.26	0.27	0.25
L.O.I.	2.47	3.46	5.44	6.67	5.30	4.35	8.34	6.55	6.21	3.78	4.21	3.59	5.52	3.68	3.67	9.81	4.15
Total	100.36	100.25	100.29	100.08	100.18	100.26	100.40	100.43	99.92	99.16	99.68	99.56	99.80	100.07	100.52	100.26	100.42
Ba	153	233	987	122	69	236	22	124	184	195	263	411	45	855	193	49	150
Rb	22	10	40	14	6	12	2	9	16	26	41	23	2	45	9	1	4
Sr	286	629	155	53	284	26	1198	153	54	310	99	27	113	488	648	187	363
Y	26.6	21.2	18.6	13.3	22.0	18.8	16.9	17.4	17.6	17.5	19.0	19.0	18.4	20.6	23.9	21.5	21.0
Zr	112.0	136.0	117.0	53.0	149.0	115.0	70.0	67.0	168.0	135.6	150.1	115.9	107.9	162.0	170.6	150.1	142.7
Nb	9.2	18.4	24.7	6.1	19.0	13.3	9.0	9.6	22.3	19.0	21.3	15.2	14.0	36.4	23.8	22.0	21.4
Th	1.1	1.7	1.5	0.5	1.7	1.2	0.5	0.7	1.5	1.3	1.5	2.1	1.0	2.9	2.5	2.2	1.9
V	313	306	273	204	271	226	182	206	259	275	263	250	278	325	301	320	309
Cr	880	840	90	700	550	780	840	610	770	164	342	664	1074	82	937	766	883
Hf	3.0	3.4	3.0	1.5	3.6	3.0	1.9	1.9	4.1	3.6	4.3	3.2	3.2	4.9	4.4	4.1	4.2
Cs	0.6	0.9	1.7	1.0	1.1	0.7	0.8	0.3	0.8	0.8	2.1	1.2	0.3	1.9	1.2	0.6	0.5
Ta	0.9	1.5	2.0	0.6	1.6	1.1	0.8	0.8	3.0	1.3	1.3	1.0	1.1	2.4	1.7	1.4	1.3
Co	64.0	51.0	39.0	57.0	46.0	51.0	48.0	65.0	81.0	35.5	50.7	49.9	58.7	40.5	61.4	62.1	59.9
La	12.30	18.00	15.70	8.41	16.90	14.20	9.36	6.89	18.80	13.20	11.80	14.30	4.10	22.90	22.20	15.20	18.60
Ce	26.60	40.20	33.60	18.00	38.00	32.30	19.10	15.60	43.00	31.10	29.80	31.40	12.30	47.10	49.20	35.60	40.90
Pr	3.53	5.06	4.13	2.36	4.86	4.06	2.45	2.05	5.58	4.37	4.50	4.32	2.10	6.22	6.65	5.00	5.50
Nd	16.30	21.60	17.40	10.80	20.90	17.90	11.20	9.66	24.50	19.40	20.40	18.20	10.40	26.00	27.40	21.60	24.70
Sm	4.21	4.95	4.08	2.61	4.88	4.28	2.87	2.61	5.67	4.79	5.06	4.40	3.55	6.01	6.31	5.22	5.53
Eu	1.57	1.82	1.78	0.99	1.82	1.54	1.14	1.10	2.14	1.71	1.76	1.48	1.33	2.02	2.15	1.67	1.84
Gd	4.46	4.68	4.00	2.68	4.75	4.07	2.92	2.99	5.30	4.72	5.15	4.52	4.06	5.73	6.03	5.36	5.62
Tb	0.80	0.77	0.65	0.43	0.78	0.69	0.50	0.58	0.79	0.73	0.80	0.73	0.67	0.88	0.94	0.86	0.84
Dy	4.82	4.39	3.61	2.55	4.39	3.98	3.02	3.45	3.89	3.98	4.36	3.94	3.86	4.69	5.17	4.89	4.67
Ho	0.93	0.79	0.65	0.49	0.81	0.73	0.59	0.64	0.64	0.69	0.73	0.76	0.73	0.85	0.91	0.89	0.81
Er	2.59	2.10	1.69	1.37	2.19	1.93	1.67	1.79	1.58	1.76	1.95	1.93	2.00	2.15	2.43	2.33	2.20
Tm	0.37	0.28	0.23	0.20	0.29	0.26	0.24	0.26	0.20	0.24	0.27	0.27	0.28	0.28	0.31	0.32	0.28
Yb	2.26	1.68	1.35	1.27	1.76	1.57	1.50	1.64	1.13	1.47	1.64	1.68	1.75	1.70	2.04	2.02	1.86
Lu	0.33	0.24	0.18	0.18	0.25	0.22	0.24	0.25	0.16	0.21	0.23	0.24	0.26	0.26	0.27	0.27	0.24

Table 3.2:

Sample	DTH-86E	DTH-86H	DTH-86D	DTH-86F	DTH-86G	DTH-40AP	DTH-40AIP	DTH-40C	DTH-15E	DTH-50B	DTH-28A	DTH-31A	DTH-31C	DTH-38D	DTH-38E	DTH-39A
SiO <sub>2</sub>	48.40	46.90	45.90	52.20	52.00	50.60	43.30	49.40	46.20	42.30	45.70	45.80	52.20	42.30	43.90	45.60
TiO <sub>2</sub>	1.20	1.90	3.03	1.65	2.36	1.57	1.79	1.63	1.24	2.40	2.09	0.87	0.77	1.83	0.83	1.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.78	11.35	13.75	10.93	9.95	12.32	15.01	12.82	11.57	16.41	16.33	16.12	14.60	12.76	12.59	14.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	12.12	11.57	13.66	12.12	12.65	11.83	14.34	11.75	12.00	13.83	11.14	11.78	8.35	17.23	18.19	12.45
FeO tot	10.91	10.41	12.29	10.91	11.38	10.65	12.90	10.57	10.80	12.44	10.02	10.60	7.51	15.50	16.37	11.20
MnO	0.17	0.17	0.14	0.12	0.13	0.18	0.22	0.17	0.17	0.17	0.13	0.17	0.14	0.22	0.21	0.22
MgO	12.45	13.20	9.02	8.48	8.93	8.54	8.35	8.02	12.59	4.43	6.51	8.60	7.88	9.04	8.31	6.63
CaO	4.60	8.38	3.75	4.04	4.94	9.75	10.98	10.17	10.24	15.08	10.87	11.97	11.94	11.97	9.81	12.10
Na <sub>2</sub> O	3.53	2.40	2.09	3.07	3.32	3.16	1.96	3.32	1.91	2.05	3.07	1.73	2.25	1.26	2.28	2.58
K <sub>2</sub> O	0.70	0.37	4.04	4.09	3.28	0.45	0.85	0.37	0.40	0.12	0.35	0.08	0.18	0.35	0.34	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.17	0.41	0.36	0.22	0.15	0.47	0.23	0.35	0.39	0.21	0.05	0.07	0.77	1.43	0.12
L.O.I.	4.13	3.94	4.21	2.76	2.74	1.91	3.23	2.10	2.78	2.84	3.45	3.41	2.38	2.92	2.65	4.03
Total	100.19	100.35	100.00	99.82	100.52	100.46	100.50	99.98	99.45	100.02	99.85	100.58	100.76	100.65	100.54	99.49
Ba	247	340	1270	1158	945	84	196	67	142	91	139	3	17	157	117	11
Rb	15	9	100	107	83	11	25	8	14	3	10	2	3	8	7	0.2
Sr	33	499	48	62	68	182	304	174	318	381	672	112	80	214	131	205
Y	13.9	18.9	20.1	25.6	19.7	20.2	29.2	23.4	19.7	24.7	15.6	18.9	17.6	65.2	57.1	25.2
Zr	59.8	122.8	220.3	130.3	170.7	105.3	121.0	110.1	74.0	148.6	139.1	43.7	39.6	200.1	192.1	74.2
Nb	8.8	14.2	29.0	17.8	22.3	9.1	10.0	9.3	5.3	25.3	15.3	1.6	2.0	11.5	4.2	4.2
Th	0.7	1.6	2.6	2.5	1.8	1.2	1.6	1.3	1.1	2.7	1.3	0.2	0.3	1.4	1.6	0.3
V	212	318	304	250	278	296	333	311	284	413	318	248	230	399	425	353
Cr	780	1403	226	547	424	766	917	862	1471	55	157	472	417	178	96	157
Hf	1.7	3.5	5.9	3.4	4.6	3.2	3.4	3.0	2.6	4.3	4.6	1.3	1.0	5.4	5.8	2.0
Cs	0.4	0.5	3.6	3.3	2.3	0.8	1.4	0.7	0.9	<0.1	0.7	0.1	0.1	0.5	0.4	0.1
Ta	0.6	0.9	1.9	1.3	1.6	0.7	0.7	0.6	0.4	1.6	0.9	0.2	0.4	0.7	0.3	0.4
Co	72.2	66.1	53.5	46.0	56.2	62.3	68.8	64.5	71.9	51.2	37.7	44.2	30.4	53.8	50.6	56.9
La	4.70	13.60	23.40	21.70	14.30	10.30	14.30	11.10	7.30	23.70	13.10	2.00	3.50	11.00	11.00	4.40
Ce	11.10	30.70	54.30	51.00	37.10	24.20	33.00	26.50	16.10	48.70	30.50	4.40	6.40	25.60	26.70	12.30
Pr	1.59	4.29	7.58	6.42	5.40	3.39	4.05	3.68	3.74	6.43	4.26	0.83	0.90	3.54	3.78	1.77
Nd	7.80	18.50	33.20	26.30	23.70	15.60	17.70	16.40	11.70	27.80	21.30	4.20	4.50	17.00	18.90	8.70
Sm	2.04	4.42	7.68	6.35	5.85	4.04	4.82	4.40	3.12	6.25	4.97	1.82	1.54	5.31	5.03	2.74
Eu	0.58	1.56	2.57	1.96	2.02	1.28	1.78	1.46	1.12	2.17	1.74	0.67	0.60	1.65	1.52	1.08
Gd	2.49	4.78	7.20	6.81	6.07	4.45	5.49	4.85	3.31	6.43	6.38	2.69	2.20	7.45	7.06	3.86
Tb	0.46	0.76	1.02	1.08	0.89	0.72	0.93	0.82	0.62	0.99	0.64	0.53	0.50	1.54	1.44	0.73
Dy	2.80	4.24	4.89	6.09	4.57	4.15	5.41	4.82	4.75	5.55	3.51	3.02	3.05	10.14	9.35	3.99
Ho	0.60	0.80	0.81	1.19	0.79	0.79	1.08	0.91	0.66	1.01	0.58	0.72	0.60	2.34	2.15	1.06
Er	1.69	2.17	1.96	2.99	2.01	2.13	2.90	2.45	2.12	2.66	1.47	2.22	1.79	7.30	6.57	2.89
Tm	0.25	0.29	0.25	0.39	0.27	0.32	0.40	0.36	0.30	0.38	0.23	0.33	0.28	1.13	0.92	0.46
Yb	1.65	1.81	1.65	2.63	1.70	1.90	2.57	2.28	1.78	2.41	1.18	2.06	1.65	6.85	5.81	2.27
Lu	0.24	0.25	0.21	0.37	0.23	0.30	0.37	0.32	0.26	0.32	0.18	0.33	0.29	1.17	0.99	0.40



Table 3.2:

Sample	DTH-38D	DTH-38E	DTH-31A	DH-40C	DTH-43	DTH-86H	DTH-28A
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.101	0.144	0.041	0.139	0.268	0.053	0.046
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70785	0.70721	0.70391	0.70611	0.70615	0.70552	0.70496
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(540\text{ Ma})}$	0.70707	0.70610	0.70359	0.70504	0.70409	0.70511	0.70463
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.183	0.179	0.231	0.157	0.135	0.146	0.143
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512929	0.512910	0.513247	0.512603	0.512837	0.512706	0.512817
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(540\text{ Ma})}$	0.512282	0.512278	0.512429	0.512047	0.512359	0.512190	0.512310
$\epsilon\text{Nd}_{(540)}$	6.6	6.6	9.5	2.0	8.2	4.8	7.2
$\epsilon\text{Sr}_{(540)}$	45.5	31.8	-3.8	16.7	3.2	17.8	10.6

## ***ANEXO III***

**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.*

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

Mineral Rock-type Sample Location/Type	Garnet						
	Grt-mica schist				Grt-rich lense		
	DTH-38B			DTH-38N		DTH-38P	
	<i>core</i>	<i>mantle</i>	<i>rim/peak</i>	<i>core</i>	<i>rim/peak</i>	<i>core</i>	<i>rim/peak</i>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36.54	36.76	36.92	36.47	37.1159	36.43	36.95
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.21	0.21	0.11	0.15	0.08	0.19	0.10
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	20.29	20.43	20.72	20.48	20.9436	20.10	20.73
<b>FeO<sub>total</sub></b>	22.87	28.12	33.47	21.26	30.0459	17.75	29.84
<b>MnO</b>	10.52	6.45	0.26	14.13	1.0231	15.76	2.32
<b>MgO</b>	0.48	0.65	1.18	0.36	1.55	0.23	1.21
<b>CaO</b>	8.91	7.90	7.50	7.12	9.40	9.21	9.13
<b>Total</b>	99.83	100.52	100.16	99.98	100.16	99.66	100.28
<b>Si</b>	2.95	2.96	2.97	2.96	2.96	2.95	2.96
<b>Ti</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
<b>Al</b>	1.93	1.94	1.96	1.96	1.97	1.92	1.95
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.15	0.13	0.09	0.12	0.12	0.15	0.12
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1.40	1.76	2.16	1.32	1.88	1.05	1.87
<b>Mn</b>	0.72	0.44	0.02	0.97	0.07	1.08	0.16
<b>Mg</b>	0.06	0.08	0.14	0.04	0.18	0.03	0.14
<b>Ca</b>	0.77	0.68	0.65	0.62	0.80	0.80	0.78
<b>Mg#</b>	0.04	0.04	0.06	0.03	0.09	0.03	0.07
<b>X(Alm)</b>	0.47	0.60	0.73	0.45	0.64	0.36	0.63
<b>X(Prp)</b>	0.02	0.03	0.05	0.01	0.06	0.01	0.05
<b>X(Grs)</b>	0.26	0.23	0.22	0.21	0.27	0.27	0.26
<b>X(Sps)</b>	0.24	0.15	0.01	0.33	0.02	0.37	0.05

Garnet normalized to 12O and 8 cations.

Mineral Rock-type Sample Location/Type	Phengite									Paragonite				
	Grt-mica schist									Grt-rich lense		Grt-mica schist		
	DTH-38B			149	DTH-38N			DTH-38P		DTH-38B	DTH-38N	DTH-38P		
	core/Ph-1	mantle/Ph-2	rim/Ph-3	core/Ph-1	core/Ph-1	core/Ph-1	mantle/Ph-2	rim/Ph-3	Ph-1	rim/Ph-3	core	core	core	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.42	49.40	47.51	48.04	48.34	48.71	49.98	48.06	47.99	48.80	47.42	47.60	46.42	
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.36	0.18	0.17	0.29	0.42	0.40	0.27	0.17	0.36	0.19	0.04	0.06	0.04	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	30.17	29.71	33.57	31.52	31.59	31.00	29.90	32.89	30.77	31.25	39.36	40.14	38.37	
<b>FeO<sub>total</sub></b>	3.13	3.03	1.92	3.13	2.17	2.86	2.60	1.75	3.34	3.06	0.41	0.40	1.72	
<b>MnO</b>	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.10	0.02	0.01	0.01	0.03	
<b>MgO</b>	2.09	2.07	1.21	1.50	1.94	2.07	2.42	1.51	1.85	1.56	0.15	0.10	0.30	
<b>CaO</b>	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.13	0.11	0.09	
<b>BaO</b>	0.26	0.30	0.28	0.20	0.30	0.30	0.32	0.35	0.18	0.18	0.03	0.01	0.00	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.94	0.47	0.67	0.80	1.03	0.74	0.63	0.53	0.92	0.60	7.24	6.86	7.36	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	9.77	10.28	10.15	9.74	9.47	9.63	9.83	10.06	9.57	10.24	1.37	0.85	1.59	
<b>Total</b>	95.17	95.46	95.49	95.22	95.29	95.72	95.98	95.35	95.12	95.90	96.14	96.15	95.93	
<b>Si</b>	3.25	3.31	3.16	3.22	3.22	3.24	3.31	3.20	3.22	3.25	3.01	3.01	2.99	
<b>Ti</b>	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	
<b>Al</b>	2.39	2.34	2.63	2.49	2.48	2.43	2.33	2.58	2.44	2.45	2.95	2.99	2.91	
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.18	0.17	0.11	0.18	0.12	0.16	0.14	0.10	0.19	0.17	0.02	0.02	0.09	
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
<b>Mg</b>	0.21	0.21	0.12	0.15	0.19	0.21	0.24	0.15	0.19	0.15	0.01	0.01	0.03	
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	
<b>Ba</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
<b>Na</b>	0.12	0.06	0.09	0.10	0.13	0.10	0.08	0.07	0.12	0.08	0.89	0.84	0.92	
<b>K</b>	0.84	0.88	0.86	0.83	0.81	0.82	0.83	0.85	0.82	0.87	0.11	0.07	0.13	
<b>X(Pg)</b>	0.09	0.05	0.07	0.08	0.11	0.07	0.06	0.06	0.09	0.06	0.85	0.89	0.78	
<b>X(Ms)</b>	0.62	0.67	0.73	0.66	0.64	0.64	0.64	0.73	0.62	0.68	0.11	0.07	0.11	
<b>X(Fe-Cel)</b>	0.13	0.13	0.09	0.14	0.10	0.12	0.11	0.08	0.14	0.13	0.02	0.02	0.08	
<b>X(Cel)</b>	0.16	0.16	0.10	0.12	0.15	0.16	0.18	0.13	0.14	0.12	0.01	0.01	0.02	
<b>X(Mrg)</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	

White mica normalized to 110, and assuming Fetotal=Fe2+.

Mineral Rock-type Sample Location/Type	Chlorite			
	Grt-mica schist			
	DTH-38B		DTH-38N	
	<i>core</i>	<i>core</i>	<i>core/peak</i>	<i>rim</i>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	23.66	24.05	25.08	24.34
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.06	0.02	0.03	0.02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21.41	20.83	20.72	21.54
<b>FeO<sub>total</sub></b>	31.38	31.11	28.11	29.19
<b>MnO</b>	0.48	0.34	0.44	0.64
<b>MgO</b>	10.13	10.53	12.78	11.44
<b>Total</b>	87.11	86.87	87.16	87.17
<b>Si</b>	5.20	5.30	5.41	5.29
<b>Ti</b>	0.01	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	5.55	5.41	5.27	5.52
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	5.77	5.73	5.07	5.31
<b>Mn</b>	0.09	0.06	0.08	0.12
<b>Mg</b>	3.32	3.46	4.11	3.71
<b>Mg#</b>	0.37	0.38	0.45	0.41

Chlorite to normalized to 280.

Mineral	Plagioclase		Epidote
	Grt-mica schist		
Rock-type	DTH-38N		
Sample	DTH-38N		DTH-38P
Location/Type	<i>core/peak</i>	<i>rim</i>	<i>core/matrix</i>
SiO <sub>2</sub>	67.64	68.49	38.13
TiO <sub>2</sub>			0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.94	19.45	26.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3total</sub>	0.02	0.00	10.29
MnO			0.41
CaO	0.69	0.03	23.00
BaO	0.00	0.00	
Na <sub>2</sub> O	11.39	11.78	
K <sub>2</sub> O	0.05	0.03	
<b>Total</b>	99.73	99.77	97.12
Si	2.96	3.00	2.99
Ti	0.00	0.00	0.01
Al	1.03	1.00	2.42
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.59
Mn			0.03
Ca	0.03	0.00	1.93
Ba	0.00	0.00	
Na	0.97	1.00	
K	0.00	0.00	
X(Ab)	0.97	1.00	
X(An)	0.03	0.00	
X(Cz)			0.80
X(Ps)			0.20

Plagioclase normalized to 80.

Epidote normalized to 12.50.



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

Mineral Rock-type Sample	Amphibole Amphibolite									
	DTH-38E				DTH-38D			DTH-38C		
	<i>core/stage-1</i>	<i>core/stage-2</i>	<i>core/stage-3</i>	<i>rim/stage-4</i>	<i>mant/stage-1</i>	<i>mant/stage-2</i>	<i>rim/stage-4</i>	<i>core/stage-2</i>	<i>rim/stage-2</i>	<i>rim/stage-3</i>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	42.94	48.24	49.96	51.27	43.72	47.12	52.65	47.14	48.30	54.41
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.34	0.32	0.19	0.12	0.33	0.24	0.02	0.27	0.19	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13.19	7.78	5.91	3.49	14.14	9.25	2.70	9.89	8.64	3.76
<b>FeO<sub>total</sub></b>	21.08	17.68	16.96	17.52	19.83	16.76	16.41	17.16	15.53	14.24
<b>MnO</b>	0.22	0.24	0.21	0.26	0.18	0.23	0.21	0.23	0.25	0.23
<b>MgO</b>	6.54	10.51	12.02	12.10	6.67	11.11	13.48	10.37	11.61	13.11
<b>CaO</b>	8.42	9.21	9.35	10.26	8.05	9.10	9.86	8.82	9.24	8.81
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.79	2.75	2.20	1.68	3.76	3.12	1.58	2.93	2.64	2.45
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.48	0.30	0.24	0.18	0.37	0.34	0.12	0.28	0.27	0.11
<b>Total</b>	97.01	97.03	97.04	96.88	96.97	97.28	97.03	97.10	96.66	97.15
<b>Si</b>	6.47	7.10	7.27	7.54	6.50	6.88	7.62	7.01	7.15	7.87
<b>Ti</b>	0.04	0.04	0.02	0.01	0.04	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00
<b>Al</b>	2.34	1.35	1.01	0.61	2.48	1.59	0.46	1.73	1.51	0.64
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.73	0.64	0.83	0.54	0.71	0.85	0.80	0.83	0.70	0.31
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1.93	1.54	1.24	1.61	1.76	1.20	1.19	1.27	1.19	1.40
<b>Mn</b>	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
<b>Mg</b>	1.47	2.31	2.61	2.65	1.48	2.42	2.91	2.30	2.56	2.83
<b>Ca</b>	1.36	1.45	1.46	1.62	1.29	1.42	1.53	1.41	1.47	1.36
<b>Na</b>	1.11	0.78	0.62	0.48	1.09	0.88	0.44	0.84	0.76	0.69
<b>K</b>	0.09	0.06	0.04	0.03	0.07	0.06	0.02	0.05	0.05	0.02

Na-Ca and Ca-amphiboles normalized to 23O. Fe3+ contents normalized to 13eCNK factor.

Mineral Rock-type Sample Location/Type	Phengite					Chlorite			
	Amphibolite								
	DTH-38E			DTH-38D		DTH-38E		DTH-38D	
	<i>core/inclusion</i>	<i>rim/inclusion</i>	<i>inc/near-peak</i>	<i>rim/matrix</i>	<i>mant/matrix</i>	<i>core/matrix</i>	<i>rim/matrix</i>	<i>inclusion</i>	<i>rim/matrix</i>
SiO <sub>2</sub>	49.55	49.95	47.64	50.00	49.14	26.13	25.63	26.16	26.23
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.16	0.43	0.18	0.26	0.04	0.03	0.06	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.92	25.84	27.63	25.58	25.84	18.77	18.85	19.81	19.21
FeO <sub>total</sub>	5.06	4.80	4.89	4.87	5.08	26.03	28.17	23.09	25.89
MnO	0.02	0.00	0.06	0.03	0.01	0.25	0.32	0.25	0.27
MgO	2.94	3.11	2.48	3.21	3.05	15.74	14.19	16.91	15.30
CaO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02				
BaO	0.88	0.72	0.93	0.74	0.82				
Na <sub>2</sub> O	0.23	0.25	0.44	0.22	0.24				
K <sub>2</sub> O	10.55	10.78	10.43	10.89	10.88				
<b>Total</b>	95.43	95.63	94.93	95.73	95.33	86.97	87.18	86.28	86.93
Si	3.38	3.39	3.27	3.40	3.36	5.57	5.52	5.54	5.59
Ti	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Al	2.08	2.07	2.24	2.05	2.09	4.71	4.78	4.94	4.83
Fe <sup>2+</sup>	0.29	0.27	0.28	0.28	0.29	4.64	5.07	4.09	4.62
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.04	0.05
Mg	0.30	0.32	0.25	0.32	0.31	5.00	4.56	5.34	4.86
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Ba	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02				
Na	0.03	0.03	0.06	0.03	0.03				
K	0.92	0.93	0.91	0.94	0.95				
X(Pg)	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02				
X(Ms)	0.60	0.60	0.61	0.60	0.60				
X(FeCel)	0.19	0.18	0.19	0.18	0.18				
X(Cel)	0.19	0.20	0.17	0.21	0.20				
X(Mrg)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
<b>Mg#</b>						0.53	0.48	0.57	0.51

White mica normalized to 110, and assuming Fetotal=Fe2+.

Chlorite to normalized to 280.

Mineral	Plagioclase			Epidote		
	Amphibolite					
Rock-type						
Sample	DTH-38E		DTH-38E		DTH-38D	
Location	<i>rim</i>	<i>core</i>	<i>rim</i>	<i>core/matrix</i>	<i>rim/matrix</i>	<i>core/matrix</i>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	68.61	66.90	68.51	37.24	37.24	37.69
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06	0.27
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.49	20.15	19.33	22.83	22.83	25.08
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3total</sub></b>	0.02	0.12	0.08	14.32	14.41	11.82
<b>MnO</b>				0.17	0.20	0.38
<b>CaO</b>	0.07	0.93	0.04	23.22	23.25	22.20
<b>BaO</b>	0.00	0.01	0.00			
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	11.58	10.98	11.52			
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.04	0.06	0.04			
<b>Total</b>	99.82	99.14	99.53	97.85	97.98	97.44
<b>Si</b>	3.00	2.95	3.00	2.98	2.98	2.99
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
<b>Al</b>	1.00	1.05	1.00	2.15	2.15	2.34
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.00	0.00	0.00	0.86	0.87	0.70
<b>Mn</b>				0.01	0.01	0.03
<b>Ca</b>	0.00	0.04	0.00	1.99	1.99	1.89
<b>Ba</b>	0.00	0.00	0.00			
<b>Na</b>	0.98	0.94	0.98			
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00			
<b>X(Ab)</b>	0.99	0.95	1.00			
<b>X(An)</b>	0.00	0.04	0.00			
<b>X(Cz)</b>				0.71	0.71	0.77
<b>X(Ps)</b>				0.29	0.29	0.23

Epidote normalized to 12.5O.

Plagioclase normalized to 8O.

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

Sample	DTH-38B		DTH-38E	
	Grt-mica schist		Amphibolite	
Compositional System	MnNCKFMASHTi		NCKFMASHTO	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	53.3		43.90	
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.8		0.83	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21.01		12.59	
<b>FeO<sub>t</sub></b>	7.82		16.37	
<b>MnO</b>	0.31			
<b>MgO</b>	2.24		8.31	
<b>CaO</b>	1.69		7.93	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.56		2.28	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4.93		0.34	
<b>O<sub>2</sub></b>			0.44	

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

Sample	Lithotype	Assemblage	Met. Stage	T (°C)	ΔT	P (kbar)	ΔP	Cor.	Sigfit	Cutoff
DTH-38N				548	12	12.3	0.60	0.33	1.10	1.49
DTH-38B	Grt mica-schist	<i>Grt (high Mg#)+(Na-rich) Ph+Pg+Ab +Chl+Qz+Rt+Ilm</i>	<i>peak</i>	549	16	11.8	0.70	0.09	0.95	1.61
149				532	12	12.4	0.70	0.05	0.87	1.73
DTH-38E		<i>Na-Ca Amp (stage 1)-(Na-rich) Ph+Ep+Ab+Qz+Chl+Rt+Ilm</i>	<i>peak</i>	503	35	9.1	1.70	0.30	0.90	1.60
DTH-38D	Amphibolite	<i>Na-Ca Amp (stage 3/high NaB)+Ep+Qz+Chl+Ab+Ph(high Si)</i>	<i>retro</i>	441	52	9.2	1.40	0.78	1.12	1.61
		<i>Ca amphibole (stage 3/high NaB)+Ep+Qz+Chl+Ab+Ph(high Si)</i>	<i>retro</i>	453	60	9.5	1.50	0.79	1.19	1.61
DTH-38C	Greenschist	<i>Na-Ca Amp (stage 3/high NaB)+Ep+Qz+Chl+Ab+Ph(high Si)</i>	<i>retro</i>	412	76	7.8	1.60	0.86	1.10	1.73
DTH-38C	Greenschist	<i>Na-Ca Amp (stage 3/high NaB)+Ep+Qz+Chl+Ab+Ph(high Si)</i>	<i>retro</i>	372	48	7.7	1.40	0.75	1.17	1.96
DTH-38C	Greenschist	<i>Na-Ca Amp (stage 3/high NaB)+Ep+Qz+Chl+Ab+Ph(high Si)</i>	<i>retro</i>	421	67	8.1	1.70	0.87	1.08	1.73

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.

Lithotype	Region	Location	Event (following authors interpretations)	Geocr. Method	Reference	P (kbar)	error	T(°C)	error	time	error	
Garnet amphibolite	south-central Chile	Los Pabilos	Onset of subduction	<i>Estimated (20 km/Myr)</i>	Willner et al. (2009b)	—	—	100	—	345.53	—	
			Metamorphic peak	Ar-Ar (amphibole)	Kato et al. (2008)	13	1	550	50	361	1.7	
				Lu-Hf (Gt-WR)	Willner et al. (2009b)	13.75	2.75	680	80	340	5†	
Garnet-mica schist	south-central Chile	Los Pabilos		Rb-Sr (Mineral-WR*)	Willner et al. (2004)	12	2	425	75	305.3	3.2	
			Rb-Sr (Mineral-WR\$)	12		2	425	75	296.6	4.7		
Garnet amphibolite	south-central Chile	Los Pabilos	Blueschist facies overprint	Ar-Ar (white mica)	Kato et al. (1997)	10	1	420	50	323	2	
					Kato et al. (2008)	9	1	420	50	325	1	
Amphibolite boulder					Minimum timing for blueschist facies overprint	K-Ar (white mica)	Kato & Godoy (1995)	10	1	420	50	304
HP-Metasediment		Valdivia	Late cooling and exhumation	Zircon fission track	Glodny et al. (2005)	2	1	150	50	186	24	
Garnet-mica schist	central Chile	Punta Sirena	Onset of subduction	<i>Estimated (20 km/Myr)</i>	this study	—	—	100	—	340.95	—	
			Metamorphic peak	<i>Estimated (8° C/Myr)</i>		12.3	0.6	548	12	336	1	
Amphibolite	central Chile	Punta Sirena	Cooling	Ar-Ar (white mica)	Willner et al. (2005)	11	1	420	50	319.45	1.4	
						7	1	350	50	308.4	0.9	
			Onset of subduction	<i>Estimated (20 km/Myr)</i>	—	—	100	—	334.04	—		
			Metamorphic peak	<i>Estimated (8° C/Myr)</i>	9.1	1.7	503	35	330	1		
					9.2	1.4	440	50	322.3	1.4		
					Ar-Ar (white mica)	this study	7.8	1.6	412	76	315.9	1.7
Blueschist	central Chile	Punta Sirena	Cooling	Ar-Ar (white mica)	this study	7.8	1.6	412	76	314.5	3.1	
						7	1	350	50	305.7	2.9	
						7	1	350	50	304.7	2.8	
						7	1	350	50	307.2	2.5	
						Pichilemu	Entrance in the subduction zone	<i>Estimated (20 km/Myr)</i>	—	—	100	—
Blueschist	central Chile	Punta Sirena	Infiernillo	Metamorphic peak	Ar-Ar (white mica)	10.1	0.6	367.5	17.5	291.69	2.52	
			Cahuil	Metamorphic peak	Ar-Ar (white mica)	10.1	0.6	367.5	17.5	297.97	2.16	
HP-Metasediment	central Chile	Punta Sirena	Pichilemu	Entrance in the subduction zone	<i>Estimated (20 km/Myr)</i>	—	—	100	—	305.31	—	
			Llico	Metamorphic peak	Ar-Ar (white mica)	Willner et al. (2005)	8.15	1.15	400	20	301.39	5.23
			Pellines	Metamorphic peak	Ar-Ar (white mica)	8.15	1.15	400	20	308.27	1.38	
			Iloca	Late cooling and exhumation	Zircon fission track	2	1	230	50	206	11	
			La Puntilla	Late cooling and exhumation	Zircon fission track	2	1	230	50	221	12	

\* The isochron includes apatite, titanite, epidote and white mica (different fractions).

\$ The isochron includes quartz+feldspar, apatite and white mica (different fractions).

† Error inferred



Sample Type	Amphibole														
	<b>Amphibolite</b>														
	<b>DTH-38E</b>														
	<i>stage 2</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 3</i>	<i>stage 3</i>	<i>stage 1</i>	<i>stage 1</i>	<i>stage 1</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 1</i>	<i>stage 1</i>	<i>stage 1</i>
SiO <sub>2</sub>	48.15	47.33	47.88	44.11	45.47	46.97	49.85	48.43	44.61	43.67	44.06	45.13	43.67	43.20	42.94
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.24	0.33	0.41	0.29	0.29	0.16	0.49	0.51	0.36	0.35	0.15	0.32	0.36	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.00	8.84	7.51	12.82	10.15	8.66	5.32	6.97	10.86	11.58	12.37	9.02	11.84	13.43	13.19
FeO <sub>total</sub>	17.79	18.56	19.08	18.26	20.88	20.23	18.81	18.42	20.34	20.87	20.27	22.06	21.53	20.86	21.08
MnO	0.27	0.23	0.19	0.19	0.27	0.28	0.23	0.25	0.23	0.21	0.21	0.19	0.22	0.25	0.22
MgO	10.62	9.75	10.21	8.51	8.33	8.91	11.09	10.60	8.25	7.50	7.49	7.94	7.15	6.63	6.54
CaO	8.37	8.54	8.53	8.75	8.26	8.04	9.42	9.23	8.69	8.98	8.47	9.86	8.51	8.08	8.42
Na <sub>2</sub> O	3.31	3.19	3.04	3.61	3.58	3.35	2.29	2.68	3.38	3.26	3.60	2.38	3.60	3.88	3.79
K <sub>2</sub> O	0.31	0.31	0.29	0.37	0.35	0.34	0.21	0.28	0.50	0.58	0.41	0.68	0.42	0.43	0.48
Total	97.07	97.00	97.04	97.01	97.57	97.06	97.38	97.35	97.36	97.03	97.23	97.39	97.26	97.13	97.01
Si	7.18	7.10	7.19	6.64	6.88	7.10	7.43	7.23	6.77	6.68	6.68	6.91	6.67	6.58	6.57
Ti	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.02	0.06	0.06	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04
Al	1.41	1.56	1.33	2.27	1.81	1.54	0.93	1.23	1.94	2.09	2.21	1.63	2.13	2.41	2.38
Fe <sup>3+</sup>	0.84	0.79	0.92	0.69	0.98	0.96	0.79	0.72	0.85	0.77	0.79	0.76	0.88	0.81	0.73
Fe <sup>2+</sup>	1.34	1.50	1.43	1.57	1.61	1.55	1.52	1.54	1.68	1.86	1.74	2.01	1.82	1.80	1.93
Mn	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
Mg	2.36	2.18	2.29	1.91	1.88	2.01	2.46	2.36	1.87	1.71	1.69	1.81	1.63	1.51	1.49
Ca	1.34	1.37	1.37	1.41	1.34	1.30	1.50	1.48	1.41	1.47	1.38	1.62	1.39	1.32	1.38
Na	0.96	0.93	0.89	1.05	1.05	0.98	0.66	0.77	0.99	0.97	1.06	0.71	1.07	1.15	1.13
K	0.06	0.06	0.05	0.07	0.07	0.06	0.04	0.05	0.10	0.11	0.08	0.13	0.08	0.08	0.09

Na-Ca and Ca-amphiboles normalized to 23O. Fe<sup>3+</sup> contents normalized to 13eCNK factor.

Sample Type	Amphibole														
	<b>Amphibolite</b>														
	<b>DTH-38E</b>														
	<i>stage 2</i>	<i>stage 1</i>	<i>stage 1</i>	<i>stage 1</i>	<i>stage 1</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 4</i>	<i>stage 3</i>	<i>stage 3</i>	<i>stage 4</i>	<i>stage 4</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 1</i>	<i>stage 2</i>
SiO <sub>2</sub>	48.88	44.21	43.73	43.18	43.75	48.13	48.48	51.52	51.68	50.84	53.14	53.42	50.05	42.99	47.66
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.28	0.31	0.31	0.29	0.23	0.32	0.12	0.08	0.18	0.02	0.03	0.26	0.30	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.93	13.80	14.13	14.20	13.51	8.45	7.82	3.51	4.38	4.92	2.12	2.04	5.62	14.59	6.07
FeO <sub>total</sub>	17.40	20.67	20.51	21.57	20.90	17.91	17.77	17.61	17.88	16.36	16.22	15.86	17.87	21.97	21.07
MnO	0.26	0.18	0.16	0.23	0.29	0.26	0.25	0.26	0.22	0.35	0.27	0.24	0.25	0.19	0.24
MgO	10.48	6.29	6.36	5.75	6.41	10.46	10.57	12.16	11.58	12.45	13.37	13.63	11.43	5.08	9.49
CaO	8.18	8.21	8.33	8.22	7.72	8.30	9.25	10.31	8.78	9.84	10.97	11.34	9.57	7.70	9.79
Na <sub>2</sub> O	3.27	3.75	3.65	3.75	4.00	3.36	2.76	1.69	2.45	2.02	1.15	0.98	2.27	4.09	2.12
K <sub>2</sub> O	0.26	0.35	0.37	0.41	0.42	0.30	0.30	0.18	0.16	0.23	0.09	0.09	0.26	0.41	0.40
Total	96.95	97.74	97.56	97.63	97.29	97.39	97.52	97.36	97.21	97.18	97.35	97.62	97.58	97.32	96.97
Si	7.26	6.66	6.60	6.56	6.64	7.16	7.20	7.63	7.64	7.50	7.80	7.80	7.41	6.55	7.26
Ti	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01
Al	1.39	2.45	2.51	2.54	2.42	1.48	1.37	0.61	0.76	0.86	0.37	0.35	0.98	2.62	1.09
Fe <sup>3+</sup>	0.72	0.63	0.66	0.72	0.81	0.84	0.64	0.54	0.72	0.63	0.41	0.33	0.69	0.68	0.81
Fe <sup>2+</sup>	1.41	1.94	1.89	1.98	1.79	1.34	1.54	1.61	1.45	1.36	1.56	1.59	1.49	2.08	1.83
Mn	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
Mg	2.32	1.41	1.43	1.30	1.45	2.32	2.34	2.69	2.55	2.74	2.93	2.97	2.52	1.15	2.15
Ca	1.30	1.33	1.35	1.34	1.25	1.32	1.47	1.64	1.39	1.56	1.72	1.77	1.52	1.26	1.60
Na	0.94	1.09	1.07	1.10	1.18	0.97	0.79	0.49	0.70	0.58	0.33	0.28	0.65	1.21	0.63
K	0.05	0.07	0.07	0.08	0.08	0.06	0.06	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.05	0.08	0.08

Sample Type	Amphibole													
	<b>Amphibolite</b>													
	<b>DTH-38E</b>													
	<i>stage 2</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 3</i>	<i>stage 4</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 3</i>	<i>stage 1</i>	<i>stage 1</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 3</i>	<i>stage 4</i>
SiO <sub>2</sub>	47.16	44.94	52.08	52.71	50.78	50.49	45.46	50.69	50.21	43.24	42.94	48.24	49.96	51.27
TiO <sub>2</sub>	0.29	0.35	0.04	0.05	0.18	0.27	0.38	0.19	0.19	0.28	0.34	0.32	0.19	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.44	12.89	4.01	2.60	4.82	5.56	12.36	5.46	5.94	14.42	13.19	7.78	5.91	3.49
FeO <sub>total</sub>	18.15	18.90	17.71	16.16	16.24	17.12	18.65	16.25	17.04	23.15	21.08	17.68	16.96	17.52
MnO	0.21	0.16	0.30	0.24	0.33	0.21	0.23	0.26	0.21	0.16	0.22	0.24	0.21	0.26
MgO	9.87	7.69	11.88	13.50	12.57	11.83	8.12	12.32	12.08	4.39	6.54	10.51	12.02	12.10
CaO	8.99	8.35	8.85	10.94	9.84	9.63	7.79	9.83	9.40	7.56	8.42	9.21	9.35	10.26
Na <sub>2</sub> O	3.03	3.64	2.42	1.21	2.04	2.23	3.91	2.14	2.21	3.96	3.79	2.75	2.20	1.68
K <sub>2</sub> O	0.27	0.29	0.14	0.12	0.21	0.22	0.31	0.23	0.24	0.38	0.48	0.30	0.24	0.18
Total	97.42	97.21	97.43	97.53	97.01	97.55	97.22	97.38	97.52	97.53	97.01	97.03	97.04	96.88
Si	7.03	6.74	7.68	7.73	7.50	7.44	6.81	7.46	7.40	6.60	6.47	7.10	7.27	7.54
Ti	0.03	0.04	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02	0.01
Al	1.66	2.28	0.70	0.45	0.84	0.97	2.18	0.95	1.03	2.60	2.34	1.35	1.01	0.61
Fe <sup>3+</sup>	0.72	0.62	0.74	0.49	0.64	0.64	0.73	0.58	0.83	0.72	0.73	0.64	0.83	0.54
Fe <sup>2+</sup>	1.51	1.72	1.41	1.47	1.34	1.45	1.57	1.40	1.24	2.19	1.93	1.54	1.24	1.61
Mn	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	2.19	1.72	2.61	2.95	2.77	2.60	1.81	2.70	2.65	1.00	1.47	2.31	2.61	2.65
Ca	1.44	1.34	1.40	1.72	1.56	1.52	1.25	1.55	1.48	1.24	1.36	1.45	1.46	1.62
Na	0.88	1.06	0.69	0.34	0.59	0.64	1.13	0.61	0.63	1.17	1.11	0.78	0.62	0.48
K	0.05	0.06	0.03	0.02	0.04	0.04	0.06	0.04	0.05	0.07	0.09	0.06	0.04	0.03

Sample Type	Amphibole													
	<i>Amphibolite</i>													
	DTH-38D						DTH-38C							
	<i>stage 4</i>	<i>stage 1</i>	<i>stage 4</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage-2</i>	<i>stage-4</i>	<i>stage 3</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 3</i>	<i>stage 3</i>	<i>stage 3</i>	<i>stage 2</i>	<i>stage 3</i>
SiO <sub>2</sub>	51.87	43.72	53.44	49.34	47.12	52.65	52.73	47.14	48.30	51.77	51.86	52.79	48.22	54.41
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.33	0.02	0.25	0.24	0.02	0.05	0.27	0.19	0.09	0.07	0.05	0.22	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.45	14.17	2.07	8.10	9.25	2.70	4.80	9.89	8.64	5.34	5.29	3.57	8.74	3.76
FeO <sub>total</sub>	16.75	19.87	15.22	15.03	16.76	16.41	15.75	17.16	15.53	15.21	15.86	16.36	16.84	14.24
MnO	0.25	0.18	0.21	0.26	0.23	0.21	0.24	0.23	0.25	0.22	0.29	0.28	0.29	0.23
MgO	12.95	6.69	14.34	12.34	11.11	13.48	12.92	10.37	11.61	12.93	12.42	13.20	10.87	13.11
CaO	9.64	8.07	10.58	8.56	9.10	9.86	8.10	8.82	9.24	8.86	8.07	9.31	8.94	8.81
Na <sub>2</sub> O	1.76	3.77	1.14	3.09	3.12	1.58	2.77	2.93	2.64	2.39	2.71	2.04	2.81	2.45
K <sub>2</sub> O	0.16	0.37	0.09	0.24	0.34	0.12	0.14	0.28	0.27	0.18	0.16	0.13	0.25	0.11
Total	96.86	97.16	97.11	97.19	97.28	97.03	97.51	97.10	96.66	96.99	96.71	97.74	97.19	97.15
Si	7.54	6.50	7.70	7.10	6.88	7.62	7.67	7.01	7.15	7.57	7.62	7.70	7.14	7.87
Ti	0.00	0.04	0.00	0.03	0.03	0.00	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00
Al	0.59	2.48	0.35	1.37	1.59	0.46	0.82	1.73	1.51	0.92	0.92	0.61	1.53	0.64
Fe <sup>3+</sup>	0.80	0.71	0.63	0.81	0.85	0.80	0.86	0.83	0.70	0.74	0.85	0.79	0.77	0.31
Fe <sup>2+</sup>	1.23	1.76	1.20	1.00	1.20	1.19	1.02	1.27	1.19	1.09	1.06	1.18	1.28	1.40
Mn	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03
Mg	2.80	1.48	3.08	2.65	2.42	2.91	2.80	2.30	2.56	2.82	2.72	2.87	2.40	2.83
Ca	1.50	1.29	1.63	1.32	1.42	1.53	1.26	1.41	1.47	1.39	1.27	1.46	1.42	1.36
Na	0.49	1.09	0.32	0.86	0.88	0.44	0.78	0.84	0.76	0.68	0.77	0.58	0.81	0.69
K	0.03	0.07	0.02	0.04	0.06	0.02	0.03	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.05	0.02

Sample Location	White mica														
	<i>Amphibolite</i>														
	DTH-38E														
	<i>inclusion</i>	<i>inclusion</i>	<i>inclusion</i>	<i>inclusion</i>	<i>inclusion</i>	<i>inclusion</i>	<i>inclusion</i>	<i>inclusion</i>	<i>inclusion</i>	<i>inclusion</i>	<i>inclusion</i>	<i>inclusion</i>	<i>inclusion</i>	<i>inclusion</i>	<i>inclusion</i>
SiO <sub>2</sub>	45.92	48.12	47.87	49.14	49.42	49.08	49.65	49.27	48.35	49.55	48.29	48.00	48.36	49.95	48.27
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.40	0.43	0.24	0.27	0.38	0.22	0.18	0.23	0.28	0.31	0.26	0.40	0.16	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.05	27.34	27.77	25.62	25.28	25.50	25.83	26.00	25.46	25.92	26.26	25.45	27.47	25.84	25.42
FeO <sub>total</sub>	4.64	5.14	4.92	5.17	5.71	5.28	5.21	5.22	6.83	5.06	6.02	7.00	5.16	4.80	6.88
MnO	0.03	0.03	0.06	0.02	0.04	0.00	0.00	0.02	0.05	0.02	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04
MgO	2.03	2.58	2.49	2.99	2.97	3.06	3.03	2.93	2.63	2.94	2.92	2.70	2.59	3.11	2.80
CaO	0.05	0.02	0.01	0.02	0.05	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	0.08
BaO	2.53	0.83	0.93	0.86	0.85	0.98	0.89	0.95	1.07	0.88	0.81	1.17	0.84	0.72	1.13
Na <sub>2</sub> O	0.77	0.44	0.44	0.29	0.24	0.24	0.25	0.22	0.18	0.23	0.29	0.18	0.44	0.25	0.18
K <sub>2</sub> O	9.24	10.52	10.48	10.64	10.47	10.75	10.77	10.89	10.64	10.55	10.71	10.77	10.58	10.78	10.52
Total	94.51	95.42	95.40	95.00	95.30	95.29	95.86	95.69	95.45	95.43	95.64	95.58	95.89	95.63	95.56
Si	3.19	3.29	3.27	3.37	3.39	3.37	3.38	3.36	3.34	3.38	3.31	3.32	3.29	3.39	3.33
Ti	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Al	2.38	2.20	2.24	2.07	2.04	2.06	2.07	2.09	2.07	2.08	2.12	2.08	2.20	2.07	2.07
Fe <sup>2+</sup>	0.27	0.29	0.28	0.30	0.33	0.30	0.30	0.30	0.39	0.29	0.35	0.41	0.29	0.27	0.40
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.21	0.26	0.25	0.31	0.30	0.31	0.31	0.30	0.27	0.30	0.30	0.28	0.26	0.32	0.29
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ba	0.07	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
Na	0.10	0.06	0.06	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.06	0.03	0.02
K	0.82	0.92	0.91	0.93	0.92	0.94	0.93	0.95	0.94	0.92	0.94	0.95	0.92	0.93	0.93
X(Pg)	0.07	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	0.02
X(Ms)	0.58	0.60	0.61	0.59	0.58	0.59	0.59	0.60	0.58	0.60	0.58	0.57	0.60	0.60	0.56
X(FeCel)	0.19	0.19	0.19	0.19	0.21	0.19	0.19	0.19	0.24	0.19	0.21	0.24	0.19	0.18	0.24
X(MgCel)	0.15	0.17	0.17	0.19	0.19	0.20	0.20	0.19	0.17	0.19	0.18	0.17	0.17	0.20	0.18
X(Mrg)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

White mica normalized to 110, and assuming Fetotal=Fe2+.

Sample Location	White mica													
	<i>Amphibolite</i>													
	DTH-38E		DTH-38D											
	<i>inclusion</i>	<i>inclusion</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>
SiO <sub>2</sub>	47.64	49.25	50.00	49.08	49.30	49.14	49.48	49.12	49.42	49.80	49.27	49.95	47.64	49.46
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.43	0.18	0.23	0.22	0.26	0.27	0.22	0.32	0.19	0.21	0.16	0.43	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.63	25.67	25.58	25.49	23.90	25.84	26.16	25.91	25.68	25.37	25.75	25.84	27.63	25.83
FeO <sub>total</sub>	4.89	5.18	4.87	5.63	6.88	5.08	4.78	5.33	5.12	5.21	5.03	4.80	4.89	5.00
MnO	0.06	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.06	0.03
MgO	2.48	2.97	3.21	2.97	3.53	3.05	3.07	3.00	3.06	3.18	3.07	3.11	2.48	3.09
CaO	0.01	0.02	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
BaO	0.93	0.95	0.74	0.84	0.77	0.82	0.76	0.80	0.91	0.87	0.86	0.72	0.93	0.82
Na <sub>2</sub> O	0.44	0.23	0.22	0.22	0.07	0.24	0.27	0.27	0.23	0.22	0.23	0.25	0.44	0.24
K <sub>2</sub> O	10.43	10.78	10.89	10.76	10.90	10.88	10.88	10.83	10.90	10.92	10.89	10.78	10.43	11.03
Total	94.93	95.51	95.73	95.28	95.62	95.33	95.68	95.50	95.67	95.78	95.35	95.63	94.93	95.72
Si	3.27	3.37	3.40	3.37	3.40	3.36	3.36	3.36	3.37	3.39	3.37	3.39	3.27	3.37
Ti	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Al	2.24	2.07	2.05	2.06	1.94	2.09	2.10	2.09	2.07	2.04	2.08	2.07	2.24	2.08
Fe <sup>2+</sup>	0.28	0.30	0.28	0.32	0.40	0.29	0.27	0.30	0.29	0.30	0.29	0.27	0.28	0.29
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.25	0.30	0.32	0.30	0.36	0.31	0.31	0.31	0.31	0.32	0.31	0.32	0.25	0.31
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Na	0.06	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.03
K	0.91	0.94	0.94	0.94	0.96	0.95	0.94	0.94	0.95	0.95	0.95	0.93	0.91	0.96
X(Pg)	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
X(Ms)	0.61	0.60	0.60	0.59	0.55	0.60	0.60	0.59	0.60	0.59	0.60	0.59	0.59	0.60
X(FeCel)	0.19	0.19	0.18	0.20	0.23	0.18	0.17	0.19	0.18	0.19	0.18	0.18	0.19	0.18
X(MgCel)	0.17	0.19	0.21	0.19	0.21	0.20	0.20	0.19	0.20	0.20	0.20	0.21	0.20	0.20
X(Mrg)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00



Sample Location	White mica													
	Amphibolite					Grt-mica schist								
	DTH-38D	DTH-38C				DTH-38P								
	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	Pa	Ph-2	Ph-2	Ph-1	Ph-1	Ph-2	Pg	Pg	Pg
SiO <sub>2</sub>	49.40	49.63	49.16	49.88	49.71	47.54	49.22	48.64	48.01	47.63	48.66	46.42	47.09	46.60
TiO <sub>2</sub>	0.26	0.21	0.20	0.15	0.19	0.06	0.26	0.33	0.33	0.27	0.31	0.04	0.03	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.26	25.99	26.44	25.35	25.42	39.24	29.05	29.28	31.39	30.68	29.42	38.37	39.91	38.91
FeO <sub>total</sub>	5.38	4.70	4.55	5.03	5.37	0.71	3.53	3.72	2.72	2.85	3.54	1.72	0.66	0.59
MnO	0.04	0.05	0.02	0.05	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02
MgO	3.08	3.14	3.01	3.16	3.17	0.23	2.23	2.19	1.63	1.59	2.20	0.30	0.13	0.12
CaO	0.00	0.05	0.01	0.03	0.02	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.15	0.16
BaO	0.87	0.76	0.79	0.85	0.90	0.00	0.14	0.20	0.19	0.17	0.17	0.00	0.01	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.21	0.29	0.38	0.24	0.24	7.02	0.82	0.80	0.94	0.73	0.85	7.36	7.28	6.73
K <sub>2</sub> O	10.92	10.49	10.36	10.72	10.55	1.73	9.84	9.88	9.89	10.22	9.86	1.59	1.30	1.45
Total	95.43	95.32	94.92	95.45	95.61	96.67	95.09	95.06	95.11	94.15	95.02	95.93	96.57	94.65
Si	3.38	3.38	3.36	3.40	3.39	3.01	3.31	3.28	3.22	3.23	3.28	2.99	2.98	3.01
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
Al	2.04	2.09	2.13	2.04	2.04	2.93	2.30	2.33	2.48	2.45	2.34	2.91	2.98	2.96
Fe <sup>2+</sup>	0.31	0.27	0.26	0.29	0.31	0.04	0.20	0.21	0.15	0.16	0.20	0.09	0.03	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.31	0.32	0.31	0.32	0.32	0.02	0.22	0.22	0.16	0.16	0.22	0.03	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Ba	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.86	0.11	0.11	0.12	0.10	0.11	0.92	0.89	0.84
K	0.95	0.91	0.90	0.93	0.92	0.14	0.84	0.85	0.85	0.89	0.85	0.13	0.10	0.12
X(Pg)	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.81	0.08	0.08	0.10	0.07	0.08	0.78	0.85	0.83
X(Ms)	0.59	0.59	0.59	0.59	0.58	0.13	0.61	0.61	0.66	0.68	0.61	0.11	0.10	0.12
X(FeCel)	0.19	0.17	0.17	0.18	0.19	0.04	0.14	0.15	0.12	0.12	0.14	0.08	0.03	0.03
X(MgCel)	0.20	0.21	0.20	0.20	0.20	0.02	0.16	0.16	0.13	0.12	0.16	0.02	0.01	0.01
X(Mrg)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01

Sample Location	White mica														
	<i>Grt-mica schist</i>														
	DTH-38P							DTH-38B							
	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Pg</i>	<i>Pg</i>	<i>Pg</i>	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-3</i>
SiO <sub>2</sub>	48.95	48.80	48.66	49.53	48.18	47.64	48.29	49.40	47.42	47.68	47.18	48.21	48.42	48.06	47.70
TiO <sub>2</sub>	0.29	0.19	0.33	0.29	0.26	0.37	0.30	0.18	0.04	0.02	0.07	0.29	0.36	0.35	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.03	31.25	30.34	29.90	30.08	31.16	29.88	29.71	39.36	39.25	37.84	30.55	30.17	29.63	32.47
FeO <sub>total</sub>	3.20	3.06	3.18	3.30	3.48	2.92	3.01	3.03	0.41	0.42	0.68	3.16	3.13	3.06	2.12
MnO	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.05	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00
MgO	2.10	1.56	2.05	2.29	1.90	1.71	2.05	2.07	0.15	0.20	0.43	1.92	2.09	1.96	1.39
CaO	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.13	0.14	0.11	0.01	0.02	0.01	0.00
BaO	0.19	0.18	0.19	0.14	0.20	0.19	0.15	0.30	0.03	0.04	0.07	0.25	0.26	0.26	0.30
Na <sub>2</sub> O	0.82	0.60	0.79	0.81	0.73	0.88	0.84	0.47	7.24	6.30	5.53	0.95	0.94	0.72	0.62
K <sub>2</sub> O	9.91	10.24	10.05	9.71	9.96	9.89	9.95	10.28	1.37	2.11	3.69	9.70	9.77	9.95	10.11
Total	95.48	95.90	95.58	96.00	94.82	94.79	94.49	95.46	96.14	96.16	95.62	95.08	95.17	94.01	94.91
Si	3.27	3.25	3.25	3.29	3.25	3.21	3.26	3.31	3.01	3.03	3.04	3.24	3.25	3.27	3.20
Ti	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01
Al	2.37	2.45	2.39	2.34	2.39	2.48	2.38	2.34	2.95	2.94	2.88	2.42	2.39	2.38	2.56
Fe <sup>2+</sup>	0.18	0.17	0.18	0.18	0.20	0.16	0.17	0.17	0.02	0.02	0.04	0.18	0.18	0.17	0.12
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.21	0.15	0.20	0.23	0.19	0.17	0.21	0.21	0.01	0.02	0.04	0.19	0.21	0.20	0.14
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.11	0.08	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11	0.06	0.89	0.78	0.69	0.12	0.12	0.10	0.08
K	0.85	0.87	0.86	0.82	0.86	0.85	0.86	0.88	0.11	0.17	0.30	0.83	0.84	0.86	0.86
X( <i>Pg</i> )	0.08	0.06	0.08	0.08	0.07	0.09	0.08	0.05	0.85	0.78	0.64	0.09	0.09	0.07	0.07
X( <i>Ms</i> )	0.63	0.68	0.64	0.61	0.64	0.65	0.64	0.67	0.11	0.17	0.28	0.63	0.62	0.65	0.72
X( <i>FeCel</i> )	0.13	0.13	0.13	0.14	0.15	0.13	0.13	0.13	0.02	0.02	0.03	0.13	0.13	0.13	0.10
X( <i>MgCel</i> )	0.16	0.12	0.15	0.17	0.14	0.13	0.15	0.16	0.01	0.02	0.04	0.15	0.16	0.15	0.12
X( <i>Mrg</i> )	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00

Sample Location	White mica														
	<i>Grt-mica schist</i>														
	DTH-38B														
	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Pg</i>	<i>Pg</i>	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-2</i>
SiO <sub>2</sub>	48.70	47.60	47.28	47.15	47.00	47.00	47.89	48.33	47.62	47.98	48.77	47.46	47.80	46.75	48.77
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.11	0.14	0.11	0.08	0.06	0.27	0.34	0.16	0.32	0.16	0.14	0.16	0.13	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.51	32.85	33.28	32.77	36.88	38.50	30.49	30.43	32.84	30.65	29.59	33.13	32.12	33.82	29.61
FeO <sub>total</sub>	3.19	2.01	1.97	1.93	1.04	0.70	3.39	3.08	1.96	3.04	3.09	2.06	2.48	1.46	3.27
MnO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.00
MgO	2.10	1.33	1.21	1.32	0.59	0.27	1.84	2.00	1.25	1.93	2.04	1.22	1.44	1.05	2.11
CaO	0.01	0.02	0.00	0.01	0.11	0.10	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
BaO	0.26	0.28	0.26	0.31	0.11	0.04	0.25	0.27	0.25	0.28	0.25	0.29	0.30	0.25	0.26
Na <sub>2</sub> O	0.69	0.65	0.69	0.58	4.66	6.62	0.94	0.92	0.52	0.93	0.50	0.67	0.59	0.43	0.70
K <sub>2</sub> O	10.06	10.10	9.99	10.13	4.78	2.03	9.70	9.65	10.13	9.62	10.12	10.06	10.06	10.19	9.87
Total	94.86	94.95	94.81	94.35	95.24	95.33	94.78	95.03	94.77	94.78	94.57	95.08	94.97	94.11	94.91
Si	3.28	3.19	3.17	3.18	3.06	3.02	3.23	3.25	3.19	3.23	3.29	3.17	3.21	3.15	3.28
Ti	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Al	2.34	2.59	2.63	2.60	2.83	2.92	2.43	2.41	2.59	2.43	2.36	2.61	2.54	2.68	2.35
Fe <sup>2+</sup>	0.18	0.11	0.11	0.11	0.06	0.04	0.19	0.17	0.11	0.17	0.17	0.12	0.14	0.08	0.18
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.21	0.13	0.12	0.13	0.06	0.03	0.19	0.20	0.12	0.19	0.21	0.12	0.14	0.11	0.21
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.09	0.08	0.09	0.08	0.59	0.83	0.12	0.12	0.07	0.12	0.07	0.09	0.08	0.06	0.09
K	0.87	0.86	0.85	0.87	0.40	0.17	0.84	0.83	0.87	0.83	0.87	0.86	0.86	0.88	0.85
X( <i>Pg</i> )	0.07	0.07	0.08	0.06	0.53	0.78	0.09	0.09	0.06	0.09	0.05	0.07	0.06	0.05	0.07
X( <i>Ms</i> )	0.64	0.72	0.73	0.73	0.36	0.16	0.63	0.63	0.74	0.63	0.66	0.73	0.70	0.78	0.64
X( <i>FeCel</i> )	0.13	0.09	0.09	0.09	0.05	0.04	0.14	0.13	0.09	0.13	0.13	0.10	0.11	0.07	0.14
X( <i>MgCel</i> )	0.16	0.11	0.10	0.11	0.05	0.02	0.14	0.15	0.11	0.15	0.16	0.10	0.12	0.09	0.16
X( <i>Mrg</i> )	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Sample Location	White mica														
	<i>Grt-mica schist</i>														
	DTH-38B				DTH-38N										
	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Pg</i>	<i>Pg</i>	<i>Pg</i>	<i>Pg</i>	<i>Pg</i>	<i>Pg</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-2</i>
SiO <sub>2</sub>	48.50	47.51	48.62	47.15	48.99	48.88	47.60	47.50	46.80	47.52	47.71	48.03	48.70	48.81	49.98
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.17	0.18	0.08	0.37	0.41	0.06	0.03	0.07	0.10	0.08	0.07	0.20	0.40	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.92	33.57	29.62	33.35	29.98	30.40	40.14	38.68	38.76	38.55	39.44	39.20	33.34	30.56	29.90
FeO <sub>total</sub>	3.30	1.92	3.62	1.83	2.60	2.47	0.40	0.63	0.38	0.66	0.48	0.58	1.90	2.50	2.60
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.05	0.00	0.03
MgO	2.02	1.21	1.98	1.27	2.15	2.09	0.10	0.29	0.16	0.34	0.20	0.31	1.57	2.25	2.42
CaO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.11	0.17	0.09	0.12	0.12	0.07	0.00	0.01	0.00
BaO	0.26	0.28	0.25	0.30	0.30	0.31	0.01	0.03	0.00	0.07	0.06	0.03	0.37	0.31	0.32
Na <sub>2</sub> O	0.71	0.67	0.53	0.69	0.68	0.59	6.86	5.73	6.58	5.70	6.38	5.88	0.47	0.84	0.63
K <sub>2</sub> O	10.10	10.15	10.17	10.08	9.91	9.98	0.85	1.83	1.22	2.32	1.52	2.40	10.01	9.63	9.83
Total	95.06	95.49	94.97	94.78	95.03	95.17	96.15	94.89	94.06	95.41	96.00	96.57	96.61	95.30	95.98
Si	3.27	3.16	3.28	3.16	3.28	3.27	3.01	3.05	3.03	3.05	3.03	3.04	3.20	3.26	3.31
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01
Al	2.37	2.63	2.36	2.64	2.37	2.40	2.99	2.93	2.95	2.91	2.95	2.92	2.58	2.40	2.33
Fe <sup>2+</sup>	0.19	0.11	0.20	0.10	0.15	0.14	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.10	0.14	0.14
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.20	0.12	0.20	0.13	0.22	0.21	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.15	0.22	0.24
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Na	0.09	0.09	0.07	0.09	0.09	0.08	0.84	0.71	0.83	0.71	0.78	0.72	0.06	0.11	0.08
K	0.87	0.86	0.88	0.86	0.85	0.85	0.07	0.15	0.10	0.19	0.12	0.19	0.84	0.82	0.83
X(Pg)	0.07	0.07	0.05	0.08	0.07	0.06	0.89	0.76	0.85	0.73	0.82	0.74	0.05	0.08	0.06
X(Ms)	0.64	0.73	0.65	0.73	0.65	0.67	0.07	0.16	0.10	0.19	0.13	0.20	0.72	0.63	0.64
X(FeCel)	0.14	0.09	0.15	0.09	0.11	0.11	0.02	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.09	0.11	0.11
X(MgCel)	0.15	0.10	0.15	0.11	0.17	0.16	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.13	0.17	0.18
X(Mrg)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00

Sample Location	White mica														
	<i>Grt-mica schist</i>														
	DTH-38N														
	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-2</i>
SiO <sub>2</sub>	48.88	49.26	47.80	48.06	48.66	48.22	47.92	48.34	48.64	48.49	48.90	48.79	49.20	49.12	49.42
TiO <sub>2</sub>	0.33	0.35	0.12	0.17	0.15	0.18	0.31	0.42	0.42	0.51	0.45	0.39	0.21	0.31	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.70	29.76	33.58	32.89	33.87	33.37	31.22	31.59	30.62	31.27	30.51	30.44	29.63	31.28	30.33
FeO <sub>total</sub>	2.44	2.54	1.53	1.75	1.55	1.63	2.32	2.17	2.31	2.41	2.49	2.57	2.53	2.25	2.52
MnO	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01
MgO	2.26	2.37	1.35	1.51	1.29	1.42	2.04	1.94	2.16	2.10	2.30	2.28	2.15	1.84	2.08
CaO	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
BaO	0.28	0.29	0.29	0.35	0.28	0.37	0.29	0.30	0.25	0.29	0.29	0.30	0.37	0.31	0.33
Na <sub>2</sub> O	0.61	0.62	0.51	0.53	0.50	0.57	1.09	1.03	0.94	1.01	0.87	0.82	0.40	0.47	0.45
K <sub>2</sub> O	9.67	9.77	10.17	10.06	10.05	10.03	9.34	9.47	9.53	9.46	9.51	9.82	9.80	10.24	10.04
Total	94.19	94.97	95.39	95.35	96.37	95.83	94.53	95.29	94.87	95.57	95.32	95.41	94.34	95.87	95.46
Si	3.30	3.30	3.18	3.20	3.19	3.19	3.22	3.22	3.26	3.23	3.26	3.26	3.31	3.26	3.29
Ti	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
Al	2.36	2.35	2.63	2.58	2.62	2.60	2.47	2.48	2.42	2.45	2.40	2.40	2.35	2.45	2.38
Fe <sup>2+</sup>	0.14	0.14	0.08	0.10	0.08	0.09	0.13	0.12	0.13	0.13	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.23	0.24	0.13	0.15	0.13	0.14	0.20	0.19	0.22	0.21	0.23	0.23	0.22	0.18	0.21
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.08	0.08	0.07	0.07	0.06	0.07	0.14	0.13	0.12	0.13	0.11	0.11	0.05	0.06	0.06
K	0.83	0.83	0.86	0.85	0.84	0.85	0.80	0.81	0.81	0.80	0.81	0.84	0.84	0.87	0.85
X(Pg)	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.11	0.11	0.10	0.10	0.09	0.08	0.04	0.05	0.05
X(Ms)	0.65	0.65	0.75	0.73	0.75	0.74	0.63	0.64	0.64	0.63	0.63	0.64	0.67	0.70	0.68
X(FeCel)	0.11	0.11	0.07	0.08	0.08	0.08	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.11
X(MgCel)	0.18	0.18	0.12	0.13	0.11	0.12	0.16	0.15	0.17	0.16	0.18	0.17	0.17	0.15	0.16
X(Mrg)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Sample Location	White mica															
	<i>Grt-mica schist</i>															
	<b>DTH-38N</b>	<b>149</b>														
	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Pg</i>	<i>Pg</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-1</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-3</i>	<i>Ph-2</i>	<i>Ph-2</i>
SiO <sub>2</sub>	48.71	48.01	48.84	47.13	47.46	49.51	48.71	48.04	48.91	47.64	48.63	48.13	47.13	48.25	48.79	49.01
TiO <sub>2</sub>	0.40	0.24	0.11	0.05	0.04	0.10	0.19	0.29	0.28	0.17	0.15	0.15	0.12	0.14	0.19	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.00	31.94	30.60	39.62	39.85	29.48	30.86	31.52	30.95	32.65	30.91	32.72	33.10	33.46	31.15	30.75
FeO <sub>total</sub>	2.86	3.00	3.24	0.76	0.69	3.71	3.10	3.13	3.19	2.73	3.25	2.50	2.24	2.50	3.08	3.14
MnO	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04
MgO	2.07	1.29	1.68	0.10	0.14	2.03	1.67	1.50	1.66	1.27	1.68	1.31	1.15	1.23	1.63	1.71
CaO	0.01	0.00	0.00	0.17	0.14	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.02
BaO	0.30	0.18	0.19	0.01	0.01	0.20	0.22	0.20	0.20	0.19	0.19	0.18	0.18	0.18	0.21	0.20
Na <sub>2</sub> O	0.74	0.89	0.51	6.91	7.03	0.47	0.54	0.80	0.60	0.62	0.56	0.54	0.68	0.58	0.54	0.50
K <sub>2</sub> O	9.63	9.75	10.31	1.05	1.00	10.22	10.31	9.74	10.06	10.20	10.33	10.25	9.86	10.17	10.15	10.14
Total	95.72	95.33	95.49	95.80	96.37	95.77	95.62	95.22	95.85	95.47	95.72	95.79	94.50	96.56	95.74	95.76
Si	3.24	3.21	3.27	3.00	3.00	3.31	3.26	3.22	3.26	3.18	3.25	3.20	3.17	3.18	3.25	3.27
Ti	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	2.43	2.52	2.41	2.97	2.97	2.32	2.43	2.49	2.43	2.57	2.43	2.56	2.62	2.60	2.45	2.41
Fe <sup>2+</sup>	0.16	0.17	0.18	0.04	0.04	0.21	0.17	0.18	0.18	0.15	0.18	0.14	0.13	0.14	0.17	0.17
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.21	0.13	0.17	0.01	0.01	0.20	0.17	0.15	0.16	0.13	0.17	0.13	0.11	0.12	0.16	0.17
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Na	0.10	0.12	0.07	0.85	0.86	0.06	0.07	0.10	0.08	0.08	0.07	0.07	0.09	0.07	0.07	0.07
K	0.82	0.83	0.88	0.09	0.08	0.87	0.88	0.83	0.85	0.87	0.88	0.87	0.85	0.86	0.86	0.86
X(Pg)	0.07	0.09	0.05	0.85	0.86	0.05	0.05	0.08	0.06	0.07	0.06	0.06	0.08	0.06	0.06	0.05
X(Ms)	0.64	0.67	0.68	0.09	0.08	0.65	0.68	0.66	0.67	0.71	0.68	0.72	0.72	0.72	0.68	0.68
X(FeCel)	0.12	0.13	0.14	0.04	0.04	0.15	0.13	0.14	0.14	0.12	0.14	0.11	0.11	0.12	0.14	0.14
X(MgCel)	0.16	0.10	0.13	0.01	0.01	0.15	0.13	0.12	0.13	0.10	0.13	0.11	0.10	0.10	0.13	0.13
X(Mrg)	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00



Sample Location	Chlorite													
	<i>Amphibolite</i>													
	DTH-38C									DTH-38D				DTH-38E
	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>inclusion</i>	<i>matrix</i>
SiO <sub>2</sub>	25.94	26.11	26.24	26.55	26.44	26.17	26.34	26.18	26.45	26.23	26.06	26.33	26.16	26.09
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.06	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.25	19.25	19.41	19.08	18.78	18.92	18.83	18.77	18.64	19.21	18.74	18.72	19.81	18.90
FeO <sub>total</sub>	25.27	25.09	25.41	25.15	24.68	25.16	25.38	25.19	25.20	25.89	25.36	25.76	23.09	27.51
MnO	0.30	0.29	0.24	0.33	0.27	0.28	0.29	0.26	0.26	0.27	0.30	0.31	0.25	0.32
MgO	15.61	15.98	15.76	16.17	16.29	15.83	15.57	16.12	15.90	15.30	16.04	15.08	16.91	14.89
Total	86.40	86.75	87.10	87.30	86.50	86.39	86.45	86.54	86.49	86.93	86.53	86.24	86.28	87.73
Si	5.55	5.55	5.57	5.61	5.64	5.59	5.64	5.59	5.65	5.59	5.57	5.66	5.54	5.56
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Al	4.85	4.83	4.86	4.75	4.72	4.77	4.75	4.72	4.69	4.83	4.72	4.74	4.94	4.74
Fe <sup>2+</sup>	4.52	4.46	4.51	4.45	4.40	4.50	4.54	4.49	4.50	4.62	4.53	4.63	4.09	4.90
Mn	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.04	0.06
Mg	4.97	5.07	4.99	5.10	5.18	5.05	4.97	5.13	5.07	4.86	5.11	4.83	5.34	4.73
Mg#	0.52	0.53	0.53	0.53	0.54	0.53	0.52	0.53	0.53	0.51	0.53	0.51	0.57	0.49

Chlorite normalized to 28O and assuming Fetotal=Fe2+.

Sample Location	Chlorite						
	<b><i>Amphibolite</i></b>						
	<b>DTH-38E</b>						
	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>	<i>matrix</i>
SiO <sub>2</sub>	25.92	25.63	25.63	26.68	26.02	26.13	25.69
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.03	0.05	0.01	0.03	0.04	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.87	18.85	18.70	18.87	18.73	18.77	19.01
FeO <sub>total</sub>	27.30	28.17	27.84	27.18	27.96	26.03	26.48
MnO	0.31	0.32	0.28	0.30	0.33	0.25	0.27
MgO	14.79	14.19	14.59	14.62	14.39	15.74	15.41
Total	87.24	87.18	87.09	87.66	87.46	86.97	86.87
Si	5.55	5.52	5.51	5.68	5.58	5.57	5.49
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	4.76	4.78	4.74	4.73	4.73	4.71	4.79
Fe <sup>2+</sup>	4.89	5.07	5.01	4.84	5.01	4.64	4.74
Mn	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05
Mg	4.72	4.56	4.67	4.64	4.60	5.00	4.91
Mg#	0.49	0.47	0.48	0.49	0.48	0.52	0.51

Garnet																	
<i>Grt-mica schist</i>																	
DTH-38P																	
Sample Type	rim	rim	mantle	mantle	mantle	mantle	mantle	mantle	mantle	mantle	rim	rim	rim	core	rim	rim	core
SiO <sub>2</sub>	37.29	37.18	36.81	36.65	36.62	36.59	36.64	36.81	36.99	36.71	36.69	36.45	36.40	36.66	36.99	36.88	36.77
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.09	0.11	0.14	0.14	0.09	0.17	0.12	0.14	0.10	0.11	0.11	0.13	0.19	0.07	0.13	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.02	20.84	20.45	20.35	20.32	20.45	20.41	20.57	20.52	20.40	20.46	20.32	20.28	20.15	20.71	20.56	20.45
FeO <sub>total</sub>	29.58	30.02	22.30	23.78	24.34	25.92	25.02	26.11	26.02	25.83	28.16	27.94	28.22	16.76	30.24	29.49	20.41
MnO	3.24	2.39	11.53	9.70	9.06	7.95	8.92	7.95	6.28	6.81	5.40	4.99	4.37	17.34	2.29	3.07	13.25
MgO	1.10	1.14	0.50	0.56	0.59	0.73	0.62	0.73	0.73	0.73	0.89	0.90	0.95	0.19	1.19	1.05	0.41
CaO	8.70	8.94	8.53	9.31	8.80	8.47	8.69	8.40	9.94	9.37	8.68	9.02	9.18	9.16	8.97	8.68	8.73
Total	101.01	100.59	100.22	100.49	99.87	100.19	100.47	100.68	100.62	99.95	100.38	99.72	99.52	100.44	100.47	99.85	100.16
Si	2.96	2.97	2.96	2.94	2.96	2.94	2.94	2.95	2.96	2.96	2.94	2.94	2.94	2.95	2.96	2.97	2.96
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Al	1.97	1.96	1.94	1.92	1.93	1.94	1.93	1.94	1.93	1.94	1.93	1.93	1.93	1.91	1.95	1.95	1.94
Fe <sup>3+</sup>	0.09	0.10	0.13	0.17	0.14	0.16	0.17	0.15	0.14	0.14	0.17	0.17	0.17	0.17	0.13	0.11	0.12
Fe <sup>2+</sup>	1.87	1.90	1.37	1.42	1.50	1.58	1.51	1.60	1.60	1.60	1.72	1.72	1.73	0.96	1.89	1.88	1.26
Mn	0.22	0.16	0.79	0.66	0.62	0.54	0.61	0.54	0.43	0.46	0.37	0.34	0.30	1.18	0.15	0.21	0.90
Mg	0.13	0.14	0.06	0.07	0.07	0.09	0.07	0.09	0.09	0.09	0.11	0.11	0.11	0.02	0.14	0.13	0.05
Ca	0.74	0.76	0.74	0.80	0.76	0.73	0.75	0.72	0.85	0.81	0.75	0.78	0.79	0.79	0.77	0.75	0.75
Mg#	0.07	0.07	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.02	0.07	0.06	0.04
X(Alm)	0.63	0.64	0.46	0.48	0.51	0.54	0.51	0.54	0.54	0.54	0.59	0.58	0.59	0.32	0.64	0.63	0.42
X(Py)	0.04	0.05	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.01	0.05	0.04	0.02
X(Grs)	0.25	0.26	0.25	0.27	0.26	0.25	0.25	0.24	0.29	0.27	0.25	0.26	0.27	0.27	0.26	0.25	0.25
X(Sps)	0.07	0.05	0.27	0.22	0.21	0.18	0.21	0.18	0.14	0.16	0.12	0.12	0.10	0.40	0.05	0.07	0.30

Garnet normalized to 120.

Sample Type	Garnet											
	<i>Grt-mica schist</i>											
	DTH-38P											
	<i>core</i>	<i>mantle</i>	<i>mantle</i>	<i>mantle</i>	<i>mantle</i>	<i>mantle</i>	<i>rim</i>	<i>rim</i>	<i>rim</i>	<i>rim</i>	<i>rim</i>	<i>core</i>
SiO <sub>2</sub>	36.76	36.70	36.63	36.68	36.71	36.86	36.91	36.98	36.93	36.22	36.95	36.43
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.16	0.13	0.18	0.23	0.16	0.13	0.10	0.08	0.12	0.06	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.44	20.40	20.52	20.37	20.43	20.43	20.64	20.62	20.76	20.56	20.68	20.10
FeO <sub>total</sub>	21.74	23.29	25.00	24.68	25.23	26.61	28.13	28.67	29.58	29.86	30.84	17.75
MnO	12.41	9.59	9.22	8.69	7.82	6.80	4.62	3.68	2.34	3.01	1.71	15.76
MgO	0.48	0.59	0.63	0.62	0.68	0.74	0.91	1.03	1.18	1.24	1.33	0.23
CaO	8.72	9.18	8.19	8.97	8.79	8.87	9.03	9.24	9.50	8.67	8.35	9.21
Total	100.67	99.90	100.31	100.20	99.89	100.46	100.39	100.33	100.37	99.68	99.92	99.66
Si	2.95	2.96	2.95	2.95	2.96	2.96	2.96	2.96	2.95	2.92	2.97	2.95
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Al	1.93	1.94	1.95	1.93	1.94	1.93	1.95	1.95	1.95	1.95	1.96	1.92
Fe <sup>3+</sup>	0.16	0.13	0.14	0.15	0.11	0.14	0.12	0.12	0.14	0.20	0.10	0.15
Fe <sup>2+</sup>	1.30	1.44	1.54	1.51	1.59	1.65	1.76	1.79	1.84	1.81	1.97	1.05
Mn	0.84	0.65	0.63	0.59	0.53	0.46	0.31	0.25	0.16	0.21	0.12	1.08
Mg	0.06	0.07	0.08	0.07	0.08	0.09	0.11	0.12	0.14	0.15	0.16	0.03
Ca	0.75	0.79	0.71	0.77	0.76	0.76	0.78	0.79	0.81	0.75	0.72	0.80
Mg#	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07	0.08	0.08	0.03
X(Alm)	0.44	0.49	0.52	0.51	0.54	0.56	0.60	0.61	0.62	0.62	0.66	0.36
X(Py)	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.01
X(Grs)	0.25	0.27	0.24	0.26	0.26	0.26	0.26	0.27	0.28	0.26	0.24	0.27
X(Sps)	0.29	0.22	0.21	0.20	0.18	0.16	0.11	0.08	0.05	0.07	0.04	0.37

Garnet																		
<i>Grt-mica schist</i>																		
DTH-38B																		
Sample	mantle			rim			core			mantle			rim			rim		
Type	mantle	mantle	rim	rim	core	core	core	core	mantle	mantle	mantle	rim	core	rim	mantle	rim	rim	
SiO <sub>2</sub>	36.74	36.67	36.92	37.12	36.54	36.50	36.62	36.52	36.63	36.70	36.63	36.51	36.52	36.38	36.55	36.11		
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.15	0.11	0.10	0.21	0.15	0.17	0.16	0.15	0.15	0.10	0.21	0.08	0.31	0.16	0.19		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.39	20.53	20.72	20.80	20.29	20.33	20.35	20.28	20.33	20.57	20.57	20.21	20.58	20.36	20.49	20.18		
FeO <sub>total</sub>	28.18	31.75	33.47	33.26	22.87	23.46	24.35	25.48	29.88	31.40	33.75	25.25	34.38	32.20	33.92	33.05		
MnO	5.83	2.51	0.26	0.23	10.52	10.46	9.88	8.63	4.22	2.03	1.01	8.25	0.73	2.44	0.43	0.46		
MgO	0.65	0.87	1.18	1.16	0.48	0.50	0.52	0.55	0.76	0.86	1.05	0.55	1.11	0.92	1.07	1.03		
CaO	8.47	7.83	7.50	7.78	8.91	8.50	8.12	8.34	7.93	8.22	7.12	8.37	6.94	7.11	7.58	8.26		
Total	100.44	100.30	100.16	100.45	99.83	99.90	99.99	99.96	99.90	99.94	100.23	99.35	100.34	99.74	100.19	99.28		
Si	2.95	2.95	2.97	2.97	2.95	2.95	2.96	2.95	2.96	2.96	2.95	2.96	2.94	2.95	2.94	2.93		
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01		
Al	1.93	1.95	1.96	1.96	1.93	1.94	1.94	1.93	1.94	1.95	1.95	1.93	1.95	1.95	1.95	1.93		
Fe <sup>3+</sup>	0.14	0.13	0.09	0.08	0.15	0.15	0.12	0.15	0.12	0.11	0.13	0.12	0.16	0.12	0.15	0.18		
Fe <sup>2+</sup>	1.75	2.00	2.16	2.15	1.40	1.44	1.53	1.57	1.90	2.01	2.14	1.60	2.15	2.06	2.14	2.06		
Mn	0.40	0.17	0.02	0.02	0.72	0.72	0.68	0.59	0.29	0.14	0.07	0.57	0.05	0.17	0.03	0.03		
Mg	0.08	0.10	0.14	0.14	0.06	0.06	0.06	0.07	0.09	0.10	0.13	0.07	0.13	0.11	0.13	0.12		
Ca	0.73	0.67	0.65	0.67	0.77	0.74	0.70	0.72	0.69	0.71	0.61	0.73	0.60	0.62	0.65	0.72		
Mg#	0.04	0.05	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06	0.04	0.06	0.05	0.06	0.06		
X(Alm)	0.59	0.68	0.73	0.72	0.47	0.49	0.51	0.53	0.64	0.68	0.73	0.54	0.73	0.70	0.72	0.70		
X(Py)	0.03	0.04	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02	0.05	0.04	0.04	0.04		
X(Grs)	0.25	0.23	0.22	0.22	0.26	0.25	0.24	0.24	0.23	0.24	0.21	0.25	0.20	0.21	0.22	0.24		
X(Sps)	0.13	0.06	0.01	0.01	0.24	0.24	0.23	0.20	0.10	0.05	0.02	0.19	0.02	0.06	0.01	0.01		

Garnet																	
<i>Grt-mica schist</i>																	
DTH-38N																	
Sample																	
Type	core	core	mantle	mantle	mantle	mantle	mantle	rim	rim	rim	mantle	rim	rim	rim	rim	mantle	mantle
SiO <sub>2</sub>	36.26	36.02	36.77	36.70	36.77	36.45	36.63	36.84	36.47	35.87	36.72	37.04	37.14	37.12	37.01	36.64	36.63
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.14	0.13	0.13	0.12	0.13	0.10	0.10	0.11	0.09	0.12	0.09	0.12	0.08	0.06	0.15	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.44	20.34	20.49	20.54	20.62	20.76	20.71	20.69	20.68	20.53	20.64	21.02	20.96	20.94	20.99	20.72	20.62
FeO <sub>total</sub>	21.06	21.95	25.36	27.40	29.24	30.24	32.24	32.52	32.62	33.49	29.97	31.07	29.30	30.05	30.57	28.02	24.54
MnO	14.49	13.20	9.34	7.25	5.27	3.97	2.02	1.56	1.35	1.16	4.12	0.81	0.78	1.02	0.97	5.16	7.30
MgO	0.40	0.38	0.49	0.56	0.66	0.72	0.92	1.10	1.12	1.23	0.71	1.54	1.47	1.55	1.61	0.61	0.47
CaO	7.09	7.56	8.10	8.27	8.31	8.43	8.20	7.99	8.16	7.33	8.83	9.61	10.45	9.40	9.52	9.10	10.32
Total	99.88	99.60	100.67	100.85	100.98	100.70	100.82	100.81	100.50	99.70	101.11	101.17	100.22	100.16	100.73	100.41	100.03
Si	2.94	2.93	2.95	2.94	2.94	2.92	2.93	2.95	2.92	2.90	2.93	2.93	2.96	2.96	2.94	2.94	2.94
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Al	1.95	1.95	1.94	1.94	1.94	1.96	1.95	1.95	1.95	1.96	1.94	1.96	1.97	1.97	1.96	1.96	1.95
Fe <sup>3+</sup>	0.16	0.18	0.14	0.16	0.16	0.18	0.17	0.15	0.19	0.24	0.19	0.18	0.11	0.12	0.16	0.14	0.14
Fe <sup>2+</sup>	1.26	1.31	1.57	1.68	1.80	1.85	1.99	2.02	2.00	2.02	1.81	1.87	1.84	1.88	1.87	1.74	1.51
Mn	0.99	0.91	0.64	0.49	0.36	0.27	0.14	0.11	0.09	0.08	0.28	0.05	0.05	0.07	0.07	0.35	0.50
Mg	0.05	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09	0.11	0.13	0.13	0.15	0.08	0.18	0.17	0.18	0.19	0.07	0.06
Ca	0.62	0.66	0.70	0.71	0.71	0.72	0.70	0.68	0.70	0.64	0.75	0.81	0.89	0.80	0.81	0.78	0.89
Mg#	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.06	0.07	0.04	0.09	0.09	0.09	0.09	0.04	0.04
X(Alm)	0.43	0.45	0.53	0.57	0.61	0.63	0.68	0.69	0.68	0.70	0.62	0.64	0.62	0.64	0.64	0.59	0.51
X(Py)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03	0.06	0.06	0.06	0.06	0.02	0.02
X(Grs)	0.21	0.23	0.24	0.24	0.24	0.25	0.24	0.23	0.24	0.22	0.26	0.28	0.30	0.27	0.28	0.27	0.30
X(Sps)	0.34	0.31	0.21	0.17	0.12	0.09	0.05	0.04	0.03	0.03	0.09	0.02	0.02	0.02	0.02	0.12	0.17



Garnet									
<i>Grt-mica schist</i>									
149									
Sample									
Type	core	core	core	core	mantle	mantle	mantle	rim	rim
SiO <sub>2</sub>	36.60	36.52	36.51	36.64	36.47	36.61	36.65	36.46	36.49
TiO <sub>2</sub>	0.24	0.12	0.22	0.12	0.15	0.13	0.11	0.10	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.14	20.43	20.28	20.42	20.45	20.50	20.59	20.59	20.64
FeO <sub>total</sub>	24.76	26.23	25.51	26.49	28.44	30.63	31.29	33.31	33.76
MnO	9.94	10.58	9.18	8.84	6.65	5.03	3.38	2.41	1.37
MgO	0.56	0.62	0.60	0.64	0.74	0.82	0.89	1.08	1.15
CaO	8.72	6.22	8.39	7.84	7.76	7.46	7.77	7.05	7.34
Total	100.96	100.71	100.68	101.00	100.66	101.18	100.70	101.00	100.85
Si	2.93	2.95	2.93	2.94	2.93	2.93	2.94	2.92	2.92
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	1.90	1.94	1.92	1.93	1.94	1.93	1.95	1.94	1.95
Fe <sup>3+</sup>	0.21	0.15	0.19	0.18	0.19	0.19	0.16	0.20	0.20
Fe <sup>2+</sup>	1.45	1.62	1.52	1.59	1.72	1.86	1.94	2.03	2.06
Mn	0.67	0.72	0.62	0.60	0.45	0.34	0.23	0.16	0.09
Mg	0.07	0.07	0.07	0.08	0.09	0.10	0.11	0.13	0.14
Ca	0.75	0.54	0.72	0.67	0.67	0.64	0.67	0.60	0.63
Mg#	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06
X(Alm)	0.49	0.55	0.52	0.54	0.59	0.63	0.66	0.69	0.71
X(Py)	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05
X(Grs)	0.25	0.18	0.25	0.23	0.23	0.22	0.23	0.21	0.22
X(Sps)	0.23	0.24	0.21	0.20	0.15	0.12	0.08	0.06	0.03

		Chlorite													
		<i>Grt-mica schist</i>													
Sample Type	DTH-38P										DTH-38B				
	<i>near-peak</i>	<i>retro</i>	<i>near-peak</i>	<i>retro</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>
SiO <sub>2</sub>	23.71	23.38	23.55	23.41	24.03	23.70	23.01	23.13	22.89	23.70	23.66	23.73	24.05	23.59	
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.03	0.05	0.03	0.07	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.06	0.05	0.02	0.01	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.22	21.13	21.39	21.46	21.25	20.59	20.65	20.82	20.71	21.22	21.41	21.03	20.83	21.20	
FeO <sub>total</sub>	33.18	33.95	33.00	34.12	32.11	32.45	33.37	33.31	33.37	31.20	31.38	31.29	31.11	31.16	
MnO	0.74	1.06	0.66	0.98	0.60	0.62	0.92	1.25	1.03	0.50	0.48	0.47	0.34	0.44	
MgO	9.30	7.97	8.60	8.13	9.53	9.39	8.67	8.05	8.10	10.00	10.13	10.04	10.53	10.24	
Total	88.20	87.53	87.25	88.13	87.59	86.77	86.67	86.58	86.13	86.63	87.11	86.60	86.87	86.65	
Si	5.21	5.21	5.23	5.18	5.28	5.28	5.16	5.21	5.18	5.25	5.20	5.25	5.30	5.21	
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	
Al	5.49	5.55	5.60	5.60	5.50	5.41	5.46	5.53	5.52	5.54	5.55	5.48	5.41	5.52	
Fe <sup>2+</sup>	6.09	6.33	6.13	6.32	5.90	6.05	6.26	6.28	6.32	5.78	5.77	5.79	5.73	5.76	
Mn	0.14	0.20	0.12	0.18	0.11	0.12	0.17	0.24	0.20	0.09	0.09	0.09	0.06	0.08	
Mg	3.05	2.65	2.85	2.68	3.12	3.12	2.90	2.70	2.73	3.30	3.32	3.31	3.46	3.37	
Mg#	0.33	0.30	0.32	0.30	0.35	0.34	0.32	0.30	0.30	0.36	0.37	0.36	0.38	0.37	

Chlorite to normalized to 28O and assuming Fetotal=Fe2+.

Chlorite														
<i>Grt-mica schist</i>														
Sample Type	DTH-38B	DTH-38N									149			
	<i>retro</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>
SiO <sub>2</sub>	23.39	24.77	24.92	25.08	24.34	24.43	24.33	25.01	25.22	24.72	23.40	23.56	23.63	23.52
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.06	0.06	0.03	0.02	0.05	0.03	0.03	0.05	0.05	0.03	0.03	0.06	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.32	21.18	20.84	20.72	21.54	21.52	21.29	21.73	20.56	21.50	20.69	20.95	21.39	20.96
FeO <sub>total</sub>	31.98	28.82	28.64	28.11	29.19	28.82	29.19	28.71	28.68	28.77	32.05	32.18	32.66	31.94
MnO	0.67	0.60	0.57	0.44	0.64	0.52	0.67	0.59	0.53	0.55	0.63	0.59	0.56	0.61
MgO	8.84	11.94	12.22	12.78	11.44	11.71	11.41	11.61	12.25	11.70	9.70	9.78	9.48	9.73
Total	86.24	87.38	87.25	87.16	87.17	87.04	86.92	87.68	87.28	87.30	86.50	87.07	87.77	86.79
Si	5.23	5.35	5.39	5.41	5.29	5.30	5.30	5.37	5.45	5.34	5.22	5.22	5.20	5.22
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Al	5.62	5.40	5.31	5.27	5.52	5.50	5.47	5.50	5.23	5.47	5.44	5.47	5.55	5.48
Fe <sup>2+</sup>	5.98	5.21	5.18	5.07	5.31	5.23	5.32	5.16	5.18	5.20	5.98	5.96	6.01	5.93
Mn	0.13	0.11	0.10	0.08	0.12	0.10	0.12	0.11	0.10	0.10	0.12	0.11	0.10	0.11
Mg	2.95	3.85	3.94	4.11	3.71	3.79	3.71	3.72	3.95	3.77	3.23	3.23	3.11	3.22
Mg#	0.33	0.42	0.43	0.45	0.41	0.42	0.41	0.42	0.43	0.42	0.35	0.35	0.34	0.35

Sample Type	Chlorite	
	<i>Grt-mica schist</i>	
	<b>149</b>	
	<i>retro</i>	<i>retro</i>
SiO <sub>2</sub>	23.94	24.02
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.26	21.34
FeO <sub>total</sub>	32.34	32.82
MnO	0.51	0.61
MgO	9.54	9.94
Total	87.63	88.74
Si	5.27	5.22
Ti	0.01	0.00
Al	5.51	5.47
Fe <sup>2+</sup>	5.95	5.97
Mn	0.09	0.11
Mg	3.13	3.22
Mg#	0.34	0.35

Plagioclase														
<i>Amphibolite</i>														
Sample Type	DTH-38C									DTH-38E				
	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>near-peak</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>
SiO <sub>2</sub>	67.88	67.90	68.07	67.82	68.16	68.22	68.18	68.01	68.04	67.88	67.18	67.59	67.80	67.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.26	19.26	19.07	19.05	19.20	19.19	19.25	19.19	19.18	19.48	20.07	19.62	19.38	19.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3total</sub>	0.18	0.44	0.27	0.20	0.09	0.25	0.10	0.18	0.18	0.03	0.07	0.07	0.11	0.23
CaO	0.02	0.14	0.03	0.03	0.09	0.05	0.02	0.06	0.08	0.17	0.76	0.36	0.10	0.04
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	11.77	11.88	11.79	11.82	11.84	11.71	11.81	11.73	12.03	12.13	11.71	11.95	12.04	11.98
K <sub>2</sub> O	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06
Total	99.17	99.68	99.31	98.98	99.44	99.50	99.46	99.22	99.61	99.74	99.86	99.68	99.50	99.53
Si	2.98	2.96	2.99	2.98	2.99	2.99	2.99	2.99	2.97	2.96	2.93	2.95	2.96	2.97
Al	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	1.03	1.01	1.00	1.00
Fe <sup>3+</sup>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	1.00	1.01	1.00	1.01	1.01	1.00	1.00	1.00	1.02	1.03	0.99	1.01	1.02	1.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X(Ab)	1.00	0.99	1.00	1.00	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	0.96	0.98	0.99	0.99
X(An)	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00

Plagioclase normalized to 80.

Sample Type	Plagioclase														
	<i>Amphibolite</i>								<i>Grt-mica schist</i>						
	DTH-38E								DTH-38N						
	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>near-peak</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>retro</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>	<i>near-peak</i>	<i>Pl-1 core</i>	<i>Pl-1 core</i>	<i>Pl-1 rim</i>
SiO <sub>2</sub>	68.21	68.61	66.90	67.73	68.18	68.50	68.51	67.55	67.75	67.36	67.62	67.64	67.83	68.17	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.57	19.49	20.15	19.56	19.69	19.41	19.33	19.92	19.90	19.78	19.92	19.94	19.95	19.74	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3total</sub>	0.00	0.02	0.12	0.09	0.05	0.02	0.08	0.09	0.09	0.07	0.11	0.02	0.00	0.00	
CaO	0.23	0.07	0.93	0.33	0.29	0.15	0.04	0.70	0.69	0.54	0.72	0.69	0.65	0.38	
BaO	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	
Na <sub>2</sub> O	11.60	11.58	10.98	11.31	11.46	11.47	11.52	11.09	11.11	11.31	11.16	11.39	11.42	11.63	
K <sub>2</sub> O	0.05	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	
Total	99.66	99.82	99.14	99.09	99.73	99.61	99.53	99.38	99.61	99.16	99.59	99.73	99.94	99.97	
Si	2.99	3.00	2.95	2.99	2.99	3.00	3.00	2.97	2.97	2.97	2.97	2.96	2.97	2.98	
Al	1.01	1.00	1.05	1.02	1.02	1.00	1.00	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.02	
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.01	0.00	0.04	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.99	0.98	0.94	0.97	0.97	0.97	0.98	0.95	0.94	0.97	0.95	0.97	0.97	0.99	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
X(Ab)	0.99	0.99	0.95	0.98	0.98	0.99	1.00	0.96	0.96	0.97	0.96	0.97	0.97	0.98	
X(An)	0.01	0.00	0.04	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	



Sample Type	Plagioclase								
	<i>Grt-mica schist</i>								
	DTH-38N								
	<i>Pl-1 rim</i>	<i>Pl-2 core</i>	<i>Pl-2 core</i>	<i>Pl-2 rim</i>	<i>Pl-2 rim</i>	<i>Pl-3 core</i>	<i>Pl-3 core</i>	<i>Pl-3 rim</i>	<i>Pl-3 rim</i>
SiO <sub>2</sub>	68.05	68.46	68.49	68.57	68.57	68.06	67.85	68.37	68.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.55	19.45	19.45	19.44	19.40	19.67	19.68	19.48	19.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3total</sub>	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.19	0.16	0.15
CaO	0.28	0.13	0.03	0.06	0.02	0.41	0.45	0.18	0.16
BaO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	11.58	11.61	11.78	11.77	11.65	11.52	11.64	11.53	11.56
K <sub>2</sub> O	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04
Total	99.52	99.79	99.82	99.96	99.76	99.71	99.84	99.75	100.26
Si	2.99	3.00	3.00	2.99	3.00	2.98	2.97	2.99	3.00
Al	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.02	1.01	1.00	1.00
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.99	0.99	1.00	1.00	0.99	0.98	0.99	0.98	0.98
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X(Ab)	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	0.98	0.98	0.99	0.99
X(An)	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01

## ***ANEXO IV***

***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*.

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

Mineral Mineral Zone Sample Location	Muscovite										
	Biotite Zone						Grt-Olig Zone				
	DTH-1C			DTH-1F			DTH-68B			DTH-5F	
	<i>core</i>	<i>rim</i>	<i>HP-relic?</i>	<i>core</i>	<i>rim</i>	<i>HP-relic?</i>	<i>core</i>	<i>mantle</i>	<i>HP-relic?</i>	<i>core</i>	<i>rim</i>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46.63	46.58	48.67	46.66	46.36	49.30	47.35	45.88	49.65	46.30	45.87
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.29	0.35	0.38	0.37	0.29	0.21	0.21	0.22	0.29	0.27	0.24
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	32.98	34.74	31.80	34.58	34.99	30.55	34.02	36.76	28.59	35.19	35.50
<b>FeO<sub>total</sub></b>	2.99	2.03	2.42	1.87	1.81	2.42	1.74	1.53	2.96	1.88	2.54
<b>MnO</b>	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
<b>MgO</b>	1.33	0.84	1.57	0.90	0.80	1.94	1.04	0.53	2.15	0.75	0.84
<b>CaO</b>	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.00	0.00
<b>BaO</b>	0.32	0.30	0.27	0.32	0.34	0.27	0.19	0.20	0.10	0.20	0.19
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.54	0.94	0.53	0.69	0.90	0.60	0.89	1.97	1.33	1.10	1.21
<b>K<sub>2</sub>O</b>	10.38	9.81	10.47	10.40	10.21	10.26	10.01	8.44	9.76	9.74	9.28
<b>Total</b>	95.47	95.62	96.11	95.79	95.69	95.56	95.45	95.55	94.89	95.43	95.67
<b>Si</b>	3.13	3.10	3.23	3.10	3.09	3.28	3.15	3.03	3.34	3.08	3.05
<b>Ti</b>	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Al</b>	2.61	2.72	2.49	2.71	2.74	2.40	2.66	2.86	2.27	2.76	2.78
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.17	0.11	0.13	0.10	0.10	0.13	0.10	0.08	0.17	0.10	0.14
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	0.13	0.08	0.16	0.09	0.08	0.19	0.10	0.05	0.22	0.07	0.08
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ba</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
<b>Na</b>	0.07	0.12	0.07	0.09	0.12	0.08	0.11	0.25	0.17	0.14	0.16
<b>K</b>	0.89	0.83	0.89	0.88	0.87	0.87	0.85	0.71	0.84	0.83	0.79
<b>Mg#</b>	0.44	0.42	0.54	0.46	0.44	0.59	0.52	0.38	0.56	0.41	0.37
<b>X(Pg)</b>	0.06	0.10	0.05	0.08	0.10	0.06	0.10	0.23	0.12	0.12	0.13
<b>X(Ms)</b>	0.71	0.72	0.71	0.76	0.74	0.68	0.73	0.65	0.60	0.72	0.67
<b>X(Fe-Cel)</b>	0.13	0.10	0.11	0.09	0.09	0.11	0.08	0.08	0.12	0.09	0.12
<b>X(Cel)</b>	0.11	0.07	0.12	0.08	0.07	0.15	0.09	0.05	0.15	0.06	0.07
<b>X(Mrg)</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

White mica normalized to 11O, and assuming Fetotal=Fe2+.

Mineral	Muscovite				
Mineral Zone	St-And Zone				
Sample	DTH-70A		DTH-69A		
Location	<i>core</i>	<i>rim</i>	<i>rim</i>	<i>rim</i>	<i>core-later Ms</i>
SiO <sub>2</sub>	48.81	46.16	46.57	46.16	45.83
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.03	0.36	0.03	0.17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.96	37.52	36.79	37.52	37.36
FeO <sub>total</sub>	1.53	0.83	0.88	0.83	0.80
MnO	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02
MgO	1.15	0.26	0.38	0.26	0.24
CaO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01
BaO	0.17	0.04	0.29	0.04	0.15
Na <sub>2</sub> O	1.08	2.08	1.68	2.08	1.79
K <sub>2</sub> O	9.08	8.58	8.86	8.58	8.44
Total	96.18	95.51	95.83	95.51	94.82
Si	3.19	3.03	3.06	3.03	3.03
Ti	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01
Al	2.62	2.91	2.85	2.91	2.91
Fe <sup>2+</sup>	0.08	0.05	0.05	0.05	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.11	0.03	0.04	0.03	0.02
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.14	0.27	0.21	0.27	0.23
K	0.76	0.72	0.74	0.72	0.71
Mg#	0.57	0.36	0.43	0.36	0.35
X(Pg)	0.13	0.25	0.21	0.25	0.23
X(Ms)	0.69	0.68	0.71	0.68	0.70
X(Fe-Cel)	0.08	0.04	0.05	0.04	0.04
X(Cel)	0.10	0.02	0.04	0.02	0.02
X(Mrg)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Mineral Mineral Zone Sample Location	Biotite									
	Biotite Zone		Grt-Olig Zone				St-And Zone lacking St/And			
	DTH-1C	DTH-1F	DTH-68B						154	
	<i>rim</i>	<i>rim</i>	<i>core</i>	<i>rim</i>	<i>core</i>	<i>core</i>	<i>rim</i>	<i>rim</i>	<i>rim</i>	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	37.42	35.42	35.44	35.39	34.78	34.14	35.30	34.32	35.16	
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.78	1.93	1.48	1.66	1.64	1.52	1.66	1.57	1.55	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17.41	18.63	19.07	19.09	18.69	18.90	18.88	18.08	18.75	
<b>FeO<sub>total</sub></b>	21.94	23.21	22.85	23.31	22.02	23.88	22.92	24.72	24.12	
<b>MnO</b>	0.08	0.08	0.08	0.10	0.11	0.10	0.12	0.00	0.00	
<b>MgO</b>	7.34	7.71	7.61	7.52	8.07	8.29	7.97	7.64	7.93	
<b>CaO</b>	0.07	0.02	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	
<b>BaO</b>	0.04	0.11	0.06	0.07	0.09	0.07	0.09	0.25	0.23	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.08	0.04	0.06	0.03	0.07	0.04	0.07	0.16	0.04	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	8.32	8.28	8.84	8.40	9.00	8.40	9.17	8.21	8.39	
<b>Total</b>	94.46	95.43	95.50	95.63	94.48	95.35	96.19	95.01	96.19	
<b>Si</b>	2.88	2.72	2.72	2.72	2.70	2.65	2.70	2.68	2.70	
<b>Ti</b>	0.10	0.11	0.09	0.10	0.10	0.09	0.10	0.09	0.09	
<b>Al</b>	1.58	1.69	1.73	1.73	1.71	1.73	1.70	1.67	1.70	
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1.41	1.49	1.47	1.50	1.43	1.55	1.47	1.62	1.55	
<b>Mn</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	
<b>Mg</b>	0.84	0.88	0.87	0.86	0.94	0.96	0.91	0.89	0.91	
<b>Ca</b>	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
<b>Ba</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	
<b>Na</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	
<b>K</b>	0.82	0.81	0.87	0.82	0.89	0.83	0.90	0.82	0.82	
<b>Mg#</b>	0.37	0.37	0.37	0.37	0.40	0.38	0.38	0.36	0.37	

Biotite normalized to 11O, and assuming Fetotal=Fe2+.

Mineral Mineral Zone Sample Location	Biotite						
	St-And-bearing						
	DTH-70A			DTH-69A			
	<i>core</i>	<i>rim</i>	<i>rim</i>	<i>in And</i>	<i>in And</i>	<i>rim</i>	<i>core</i>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	34.50	34.63	34.38	34.94	36.18	35.80	37.24
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.44	1.56	1.56	1.84	1.91	1.63	1.75
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.65	19.72	19.13	19.57	19.96	19.90	22.06
<b>FeO<sub>total</sub></b>	23.35	22.81	22.58	22.78	20.57	21.10	19.81
<b>MnO</b>	0.13	0.05	0.08	0.12	0.09	0.10	0.08
<b>MgO</b>	8.16	8.26	8.00	7.59	7.48	8.16	6.74
<b>CaO</b>	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04	0.03	0.01
<b>BaO</b>	0.10	0.11	0.10	0.11	0.08	0.10	0.10
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.10	0.25	0.25	0.35	0.22	0.33	0.57
<b>K<sub>2</sub>O</b>	8.65	8.50	8.49	8.38	8.75	8.25	8.41
<b>Total</b>	96.07	95.91	94.57	95.72	95.29	95.40	96.76
<b>Si</b>	2.65	2.65	2.67	2.68	2.75	2.72	2.75
<b>Ti</b>	0.08	0.09	0.09	0.11	0.11	0.09	0.10
<b>Al</b>	1.78	1.78	1.75	1.77	1.79	1.78	1.92
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1.50	1.46	1.47	1.46	1.31	1.34	1.22
<b>Mn</b>	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
<b>Mg</b>	0.93	0.94	0.93	0.87	0.85	0.92	0.74
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ba</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.01	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0.08
<b>K</b>	0.85	0.83	0.84	0.82	0.85	0.80	0.79
<b>Mg#</b>	0.38	0.39	0.39	0.37	0.39	0.41	0.38



Mineral Mineral Zone Sample Location	Chlorite								
	Biotite Zone			Grt-Olig. Zone				St-And Zone lacking St-And	
	DTH-1F			DTH-5F	DTH-68B			154	
	core	core	rim	core	core	core	rim	rim	rim
SiO <sub>2</sub>	24.03	24.28	24.03	23.47	23.16	23.74	24.19	24.37	24.82
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.07	0.06	0.07	0.06	0.09	0.08	0.12	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.21	22.02	22.11	22.30	22.67	23.14	22.67	22.09	22.21
FeO <sub>total</sub>	29.47	29.62	29.67	31.09	28.89	28.84	28.93	30.82	29.91
MnO	0.22	0.23	0.21	0.15	0.21	0.22	0.23	0.00	0.01
MgO	11.43	11.73	11.25	10.23	11.38	11.69	11.53	10.49	10.60
Total	87.77	88.14	87.55	87.41	86.59	87.71	87.64	87.89	87.63
Si	5.19	5.22	5.21	5.14	5.07	5.10	5.20	5.27	5.35
Ti	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Al	5.65	5.58	5.65	5.75	5.84	5.86	5.74	5.63	5.64
Fe <sup>2+</sup>	5.32	5.33	5.38	5.69	5.28	5.18	5.20	5.57	5.39
Mn	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.00	0.00
Mg	3.68	3.76	3.63	3.34	3.71	3.74	3.69	3.38	3.40
Mg#	0.41	0.41	0.40	0.37	0.41	0.42	0.42	0.38	0.39

Chlorite to normalized to 280.

Mineral	Chlorite				
Mineral Zone	St-And-bearing				
Sample	DTH-70A		DTH-69C	DTH-69A	
Location	<i>core</i>	<i>core</i>	<i>rim</i>	<i>core</i>	<i>rim</i>
SiO <sub>2</sub>	23.73	24.07	23.83	23.77	23.42
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.08	0.09	0.09	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.01	22.86	23.03	22.61	21.89
FeO <sub>total</sub>	29.00	28.71	29.67	28.81	28.39
MnO	0.17	0.15	0.21	0.20	0.18
MgO	11.86	12.01	11.13	12.05	11.71
Total	87.92	87.98	88.09	87.63	85.79
Si	5.10	5.15	5.12	5.12	5.16
Ti	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Al	5.82	5.77	5.84	5.74	5.68
Fe <sup>2+</sup>	5.21	5.14	5.34	5.19	5.23
Mn	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03
Mg	3.80	3.83	3.57	3.87	3.85
Mg#	0.42	0.43	0.40	0.43	0.42

Mineral Mineral Zone Sample Location	Plagioclase										
	Biotite Zone			Grt-Olig Zone			St-And Zone lacking St-And				
	DTH-1F			DTH-5F		DTH-68B	154				
	<i>rim</i>	<i>core</i>	<i>rim</i>	<i>core</i>	<i>rim</i>	<i>core</i>	<i>core</i>	<i>core</i>	<i>rim</i>	<i>rim</i>	<i>later Pl</i>
SiO <sub>2</sub>	67.83	62.73	68.28	65.20	64.66	62.14	60.85	60.87	57.03	56.43	67.35
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.48	22.66	19.39	20.98	21.34	22.79	23.95	23.21	25.84	26.30	19.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3total</sub>	0.26	0.11	0.12	0.11	0.09	0.15	0.03	0.03	0.19	0.20	0.07
CaO	0.10	3.99	0.01	2.54	2.65	4.23	5.53	4.98	8.10	8.56	0.55
BaO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	11.76	9.40	11.63	9.76	9.90	9.33	8.40	8.79	6.80	6.53	11.31
K <sub>2</sub> O	0.06	0.08	0.07	0.15	0.09	0.07	0.08	0.10	0.07	0.07	0.10
Total	99.48	99.01	99.50	98.75	98.80	98.72	98.88	98.01	98.03	98.09	99.10
Si	2.97	2.79	3.00	2.90	2.88	2.78	2.73	2.75	2.60	2.57	2.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.01	1.19	1.00	1.10	1.12	1.20	1.27	1.23	1.39	1.41	1.02
Fe <sup>3+</sup>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Ca	0.00	0.19	0.00	0.12	0.13	0.20	0.27	0.24	0.40	0.42	0.03
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	1.00	0.81	0.99	0.84	0.85	0.81	0.73	0.77	0.60	0.58	0.97
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
X(Ab)	0.99	0.81	1.00	0.87	0.87	0.80	0.73	0.76	0.60	0.58	0.97
X(An)	0.00	0.19	0.00	0.12	0.13	0.20	0.27	0.24	0.40	0.42	0.03
X(Or)	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01

Plagioclase normalized to 80.

Mineral	Plagioclase		
Mineral Zone	St-And-bearing		
Sample	DTH-70A		DTH-69C
Location	<i>rim</i>	<i>inc in St</i>	<i>core</i>
SiO <sub>2</sub>	63.51	61.90	62.56
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.11	23.18	22.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3total</sub>	0.12	0.54	0.06
CaO	3.33	4.47	4.16
BaO	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	9.72	9.10	9.41
K <sub>2</sub> O	0.06	0.13	0.06
Total	98.88	99.28	99.05
Si	2.83	2.75	2.79
Ti	0.00	0.00	0.00
Al	1.16	1.21	1.20
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.02	0.00
Ca	0.16	0.21	0.20
Ba	0.00	0.00	0.00
Na	0.84	0.78	0.81
K	0.00	0.01	0.00
X(Ab)	0.84	0.78	0.80
X(An)	0.16	0.21	0.20
X(Or)	0.00	0.01	0.00

Mineral Mineral Zone Sample Location	Garnet						
	Gt-Olig. Zone			St-And Zone lacking St-And			
	DTH-68B			154			
	<i>core</i>	<i>mantle</i>	<i>rim</i>	<i>core/Grt-1</i>	<i>mantle/Grt-2</i>	<i>mantle/Grt-1</i>	<i>rim/Grt-1</i>
SiO <sub>2</sub>	36.30	36.27	36.44	36.70	36.18	36.58	36.13
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.02	0.01	0.02	0.07	0.07	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.76	20.67	20.69	20.88	20.69	20.84	20.60
FeO <sub>total</sub>	33.56	33.84	33.81	37.54	34.87	34.62	31.85
MnO	6.68	6.66	6.62	0.22	2.03	1.89	5.90
MgO	1.74	1.71	1.67	1.82	1.24	1.30	0.97
CaO	1.33	1.15	1.20	3.20	4.34	4.86	3.79
Total	100.42	100.40	100.51	100.63	99.66	100.38	99.51
Si	2.95	2.95	2.96	2.96	2.95	2.96	2.96
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.99	1.98	1.98	1.99	1.99	1.99	1.99
Fe <sup>3+</sup>	0.12	0.13	0.10	0.08	0.10	0.09	0.09
Fe <sup>2+</sup>	2.16	2.17	2.19	2.45	2.28	2.25	2.10
Mn	0.46	0.46	0.46	0.02	0.14	0.13	0.41
Mg	0.21	0.21	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.12	0.10	0.10	0.22	0.15	0.16	0.12
Mg#	0.09	0.09	0.08	0.08	0.06	0.06	0.05
X(Alm)	0.73	0.74	0.74	0.83	0.77	0.76	0.71
X(Prp)	0.07	0.07	0.07	0.07	0.05	0.05	0.04
X(Grs)	0.04	0.03	0.04	0.09	0.13	0.14	0.11
X(Sps)	0.16	0.16	0.15	0.01	0.05	0.04	0.14

Garnet normalized to 120.

Mineral	Staurolite					
Mineral Zone	St-And Zone					
Sample	DTH-69A					
Location	<i>core</i>	<i>mantle</i>	<i>rim</i>	<i>mantle</i>	<i>rim</i>	<i>rim</i>
SiO <sub>2</sub>	25.62	26.04	26.65	25.75	26.77	27.14
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.40	0.62	0.36	0.45	0.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	54.73	54.91	53.55	54.69	54.01	54.08
FeO <sub>total</sub>	15.03	14.51	14.35	14.99	13.94	13.51
MnO	0.28	0.25	0.30	0.28	0.31	0.29
ZnO	0.23	0.19	0.21	0.27	0.42	0.35
MgO	1.30	1.22	1.32	1.27	1.25	1.28
Total	97.52	97.52	96.99	97.61	97.14	97.02
Si	7.21	7.28	7.52	7.24	7.51	7.58
Ti	0.07	0.09	0.13	0.08	0.10	0.08
Al	19.02	18.90	18.43	18.96	18.44	18.30
Fe <sup>3+</sup>	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11
Fe <sup>2+</sup>	3.41	3.27	3.27	3.40	3.16	3.05
Mn	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07
Zn	0.05	0.04	0.04	0.06	0.09	0.07
Mg	0.55	0.51	0.56	0.53	0.52	0.53
Mg#	0.14	0.13	0.15	0.14	0.14	0.15

Staurolite was normalized to 48 oxygens, Si+Al+ 2/3Ti+ Fe<sup>3+</sup>=25.55, and Fe<sup>3+</sup>= 3.5% of Fe<sub>total</sub>



Epidote		Ilmenite		
Mineral	St-And Zone	Mineral	St-And Zone	
Mineral Zone	lacking St-And	Mineral Zone	Gt-Olig. Zone	lacking St-And
Sample	154	Sample	DTH-68B	154
Location	<i>core</i>	Location	<i>rim matrix</i>	<i>core inc</i>
SiO <sub>2</sub>	38.95	TiO <sub>2</sub>	51.97	52.17
TiO <sub>2</sub>	0.09	FeO <sub>total</sub>	44.90	46.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.95	MnO	1.90	0.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3total</sub>	9.65	MgO	0.02	0.02
MnO	0.00	Total	98.80	99.01
CaO	22.10	Ti	0.99	0.99
Total	96.46	Mn	0.04	0.00
Si	3.05	Mg	0.00	0.00
Ti	0.01	Fe <sup>3+</sup>	0.01	0.01
Al	2.41	Fe <sup>2+</sup>	0.94	0.98
Fe <sup>3+</sup>	0.57			
Mn	0.00			
Ca	1.86			
X(Cz)	0.80			
X(Ps)	0.20			

**Ilmenite normalized to 30.**

**Epidote normalized to 12.50.**

Table 5.3: Bulk-rock composition of samples from the outer zones of the Pichilemu aureole

Sample	DTH-1C†	DTH-1E	DTH-1F	DTH-4A	DTH-4C	DTH-5A	DTH-5F	†DTH-68B
Region	<i>Pichilemu</i>							
Area	<i>Chorrilos</i>							
UTM E (Zone 19)	226445		226323		226200		228479	
UTM N	6195848		6197446		6198086		6198697	
Mineral Zone	<i>Biotite Zone</i>			<i>Garnet-Oligoclase Zone</i>				
SiO <sub>2</sub>	74.13	72.70	53.44	67.16	74.42	76.64	71.46	73.02
TiO <sub>2</sub>	0.85	0.78	1.35	0.93	0.73	0.73	0.85	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.00	12.26	22.36	16.71	12.53	12.15	14.19	12.99
FeO <sub>total</sub>	4.35	4.36	7.95	4.44	4.09	3.40	4.94	4.47
MnO	0.05	0.05	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05
MgO	1.34	1.59	2.84	1.38	1.26	1.09	1.42	1.19
CaO	0.57	0.50	0.30	2.50	0.28	0.33	0.23	0.66
Na <sub>2</sub> O	1.63	2.45	0.50	3.38	0.44	0.65	0.53	1.28
K <sub>2</sub> O	2.06	2.02	5.49	0.79	2.63	2.28	2.78	2.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.10	0.19	0.10	0.08	0.10	0.12	0.10
LOI	1.77	2.02	4.22	1.73	2.85	2.03	2.68	2.16
Total	98.92	98.84	98.69	99.17	99.34	99.44	99.24	99.04
mg#	0.24	0.27	0.26	0.24	0.24	0.24	0.22	0.21

Sample	154	†DTH-69A	DTH-69B	DTH-69C	DTH-70A	DTH-70B	DTH-70C
Region	<i>Pichilemu</i>						
Area	<i>Tanumé</i>						
UTM E (Zone 19)	225486		225398		225395		
UTM N	6208416		6208977		6208516		
Mineral Zone	<i>Staurolite-Andalusite Zone</i>						
SiO <sub>2</sub>	49.33	63.43	62.15	60.14	52.00	72.60	75.64
TiO <sub>2</sub>	1.03	0.95	0.87	0.95	1.13	0.59	0.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.92	20.70	19.31	20.57	25.88	14.39	13.03
FeO <sub>total</sub>	10.62	5.13	5.72	6.51	7.78	4.00	3.41
MnO	0.13	0.06	0.07	0.06	0.07	0.04	0.03
MgO	2.19	1.39	1.31	1.93	2.29	1.16	0.96
CaO	3.32	0.37	0.45	0.38	0.62	0.70	0.65
Na <sub>2</sub> O	4.43	0.63	1.15	0.72	1.31	1.68	1.73
K <sub>2</sub> O	3.03	3.48	3.72	4.34	4.92	2.08	1.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.15	0.14	0.11	0.14	0.10	0.08
LOI	2.10	2.84	3.66	2.96	2.64	1.97	1.68
Total	98.18	99.12	98.55	98.66	98.78	99.31	99.42
mg#	0.17	0.21	0.19	0.23	0.23	0.23	0.22

† Bulk compositions used for pseudosection calculation in the MnNCKFMASHT system.

## ***ANEXO V***

***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%.*

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

Mineral	Anfibólio												
	Xisto Azul												
Amostra	138K						DTH-50B						
Área	Infiernillo						Nilahue						
Tipo	<i>Na-Amp</i>												
Local													
<b>SiO<sub>2</sub></b>	55.66	56.70	55.73	55.67	56.07	55.81	55.42	56.84	56.04	56.14	56.10	56.61	56.24
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.13	0.08	0.06	0.17	0.10	0.54	0.13	0.09	0.08	0.08	0.00	0.01	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2.86	6.46	5.07	3.03	3.27	3.05	2.51	5.50	3.36	3.65	5.86	6.38	5.29
<b>FeO<sub>total</sub></b>	19.32	14.47	15.10	18.65	17.82	17.60	18.55	14.89	17.63	17.24	15.16	15.52	16.06
<b>MnO</b>	0.18	0.22	0.20	0.24	0.24	0.25	0.25	0.18	0.21	0.19	0.10	0.08	0.10
<b>MgO</b>	10.73	11.15	11.37	10.93	11.04	11.12	11.52	11.25	11.19	11.46	10.74	10.57	11.08
<b>CaO</b>	2.05	1.78	2.53	2.14	2.13	2.72	2.87	2.23	2.31	2.35	1.52	0.84	1.45
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	6.30	6.54	5.94	6.20	6.14	5.90	5.71	6.09	6.01	6.20	6.60	7.13	6.57
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.09	0.05	0.08	0.08	0.02	0.03	0.03
<b>Total</b>	97.27	97.47	96.06	97.10	96.86	97.07	97.05	97.13	96.91	97.38	96.09	97.15	96.85
<b>Si</b>	7.91	7.90	7.92	7.91	7.96	7.94	7.88	7.96	7.94	7.92	7.94	7.91	7.90
<b>Ti</b>	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.48	1.06	0.85	0.51	0.55	0.51	0.42	0.91	0.56	0.61	0.98	1.05	0.88
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	1.30	0.82	0.89	1.26	1.16	1.01	1.32	0.81	1.16	1.13	0.86	0.93	1.08
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.99	0.86	0.90	0.96	0.95	1.08	0.88	0.94	0.92	0.91	0.93	0.89	0.80
<b>Mn</b>	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01
<b>Mg</b>	2.27	2.31	2.41	2.31	2.34	2.36	2.44	2.35	2.37	2.41	2.27	2.20	2.32
<b>Ca</b>	0.31	0.27	0.38	0.33	0.32	0.42	0.44	0.34	0.35	0.35	0.23	0.13	0.22
<b>Na</b>	1.74	1.77	1.64	1.71	1.69	1.63	1.57	1.65	1.65	1.69	1.81	1.93	1.79
<b>K</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00

Anfibólio normalizado a 23O. Fe3+ estimado com o fator 13eCNK ( $13/\sum \text{cations}$ , excluindo Na, Ca e K).

Piroxênio normalizado a 6 O e 4 cátions. Fe3+ estimado por estequiometria

Tabela 6.1:

Mineral Litotipo	Anfibólio												
	Xisto Azul												
Amostra	DTH-50B						DTH-86C1			DTH-86A			
Área	Nilahue									Infiernillo			
Tipo	Na-Amp												
Local													
<b>SiO<sub>2</sub></b>	56.91	56.44	56.80	56.88	56.12	56.74	54.19	56.97	56.12	56.93	56.66	56.49	56.63
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.08	0.00	0.04	0.71	0.04	0.03	0.02	0.09	0.05	0.02	0.04	0.06
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	6.30	5.83	6.53	7.32	6.38	6.23	9.17	6.76	5.69	7.48	6.87	6.66	6.75
<b>FeO<sub>total</sub></b>	15.37	15.49	15.07	14.70	14.96	14.85	15.33	16.66	16.63	15.64	16.22	15.13	15.45
<b>MnO</b>	0.12	0.10	0.13	0.12	0.09	0.13	0.09	0.11	0.14	0.08	0.11	0.16	0.17
<b>MgO</b>	10.48	10.91	10.53	10.28	10.31	10.80	9.17	9.31	10.15	9.64	9.64	10.57	10.31
<b>CaO</b>	0.78	1.59	0.96	0.57	1.44	1.45	0.84	0.81	2.22	1.03	1.15	2.19	2.19
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	6.92	6.57	6.89	7.06	6.70	6.67	5.97	6.59	6.33	7.00	6.79	6.23	6.05
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.03	0.04	0.03	0.02	0.05	0.02	1.33	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.05
<b>Total</b>	96.91	97.05	96.94	96.99	96.76	96.94	96.11	97.29	97.42	97.88	97.48	97.51	97.66
<b>Si</b>	7.96	7.91	7.95	7.93	7.92	7.95	7.69	7.97	7.92	7.92	7.93	7.90	7.90
<b>Ti</b>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
<b>Al</b>	1.04	0.96	1.08	1.20	1.06	1.03	1.53	1.11	0.95	1.23	1.13	1.10	1.11
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.92	0.92	0.87	0.85	0.67	0.81	0.94	0.89	0.77	0.71	0.81	0.74	0.77
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.87	0.90	0.90	0.86	1.09	0.94	0.88	1.06	1.20	1.11	1.09	1.03	1.04
<b>Mn</b>	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
<b>Mg</b>	2.19	2.28	2.20	2.14	2.17	2.26	1.94	1.94	2.14	2.00	2.01	2.20	2.15
<b>Ca</b>	0.12	0.24	0.14	0.09	0.22	0.22	0.13	0.12	0.34	0.15	0.17	0.33	0.33
<b>Na</b>	1.88	1.79	1.87	1.91	1.83	1.81	1.64	1.79	1.73	1.89	1.84	1.69	1.64
<b>K</b>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.24	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01

Tabela 6.1:

Mineral	Anfibólio												
Litotipo	Xisto Azul												
Amostra	DTH-86A						DTH-86D						
Área	Infiernillo												
Tipo	<i>Na-Amp</i>												
Local													
<b>SiO<sub>2</sub></b>	56.72	56.90	55.89	56.73	57.06	56.63	56.31	56.67	55.74	56.60	56.27	56.40	56.14
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.06	0.00	1.25	0.11	0.02	0.20	0.02	0.04	0.07	0.05	0.07	0.08	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	7.20	7.62	6.43	6.04	7.88	7.17	6.59	6.88	4.64	7.11	6.01	5.92	6.25
<b>FeO<sub>total</sub></b>	15.26	15.77	15.24	17.07	15.02	15.31	16.25	15.10	18.09	16.72	17.22	17.53	17.66
<b>MnO</b>	0.12	0.11	0.13	0.14	0.13	0.11	0.12	0.17	0.21	0.13	0.18	0.13	0.15
<b>MgO</b>	10.10	9.39	9.96	9.76	9.67	9.60	9.70	10.36	9.93	9.11	9.65	9.58	8.95
<b>CaO</b>	1.93	0.93	2.66	1.14	0.94	1.49	1.04	2.18	2.48	1.02	1.82	1.54	0.92
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	6.52	6.91	6.17	6.77	6.89	6.54	6.96	6.28	5.46	6.28	5.98	6.15	6.40
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.07	0.05	0.04	0.05
<b>Total</b>	97.94	97.65	97.78	97.80	97.66	97.07	97.04	97.71	96.67	97.09	97.25	97.37	96.55
<b>Si</b>	7.91	7.93	7.89	7.94	7.93	7.96	7.92	7.92	7.93	7.94	7.92	7.93	7.95
<b>Ti</b>	0.01	0.00	0.13	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
<b>Al</b>	1.18	1.25	1.07	1.00	1.29	1.19	1.09	1.13	0.78	1.18	1.00	0.98	1.04
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.64	0.73	0.39	0.91	0.69	0.61	0.83	0.67	1.08	0.91	0.96	1.00	1.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1.14	1.11	1.41	1.08	1.06	1.19	1.09	1.10	1.07	1.05	1.07	1.06	1.09
<b>Mn</b>	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
<b>Mg</b>	2.10	1.95	2.09	2.04	2.00	2.01	2.04	2.16	2.11	1.90	2.03	2.01	1.89
<b>Ca</b>	0.29	0.14	0.40	0.17	0.14	0.22	0.16	0.33	0.38	0.15	0.28	0.23	0.14
<b>Na</b>	1.76	1.87	1.69	1.84	1.86	1.78	1.90	1.70	1.51	1.71	1.63	1.67	1.76
<b>K</b>	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

Tabela 6.1:

Mineral	Anfibólio												
Litotipo	Xisto Azul												
Amostra	DTH-86D						DTH-86G						
Área	Infiernillo												
Tipo	<i>Na-Amp</i>												
Local													
<b>SiO<sub>2</sub></b>	55.86	55.89	56.36	56.59	55.30	56.15	56.71	57.16	57.03	56.93	56.95	57.23	56.86
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.06	0.02	0.08	0.00	0.08	0.09	0.12	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.11
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5.98	5.39	6.35	5.97	4.67	4.35	5.77	6.98	6.84	6.51	7.23	5.41	5.31
<b>FeO<sub>total</sub></b>	17.61	17.11	17.12	17.25	18.33	18.86	16.11	15.37	15.24	15.32	14.95	16.68	16.71
<b>MnO</b>	0.19	0.15	0.15	0.17	0.15	0.14	0.14	0.12	0.13	0.15	0.16	0.13	0.15
<b>MgO</b>	9.49	10.10	9.02	9.35	10.07	9.77	10.27	9.82	10.10	10.29	9.88	10.40	10.56
<b>CaO</b>	1.41	2.51	0.85	1.24	1.95	1.87	1.60	0.89	1.17	1.32	1.02	1.68	2.12
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	5.97	5.59	6.40	6.24	5.74	5.92	6.44	6.84	6.52	6.51	6.75	6.26	5.98
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.03	0.09	0.03	0.04	0.07	0.04	0.05	0.03	0.03	0.08	0.03	0.06	0.06
<b>Total</b>	96.60	96.85	96.36	96.85	96.36	97.18	97.21	97.25	97.12	97.16	97.02	97.91	97.85
<b>Si</b>	7.89	7.92	7.98	7.98	7.87	7.95	7.97	7.98	7.96	7.96	7.97	7.97	7.94
<b>Ti</b>	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Al</b>	1.00	0.90	1.06	0.99	0.78	0.73	0.95	1.15	1.13	1.07	1.19	0.89	0.87
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	1.14	0.95	0.94	0.95	1.27	1.15	0.84	0.75	0.81	0.82	0.72	0.94	0.95
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.95	1.08	1.09	1.08	0.92	1.08	1.05	1.05	0.97	0.97	1.03	1.01	1.00
<b>Mn</b>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
<b>Mg</b>	2.00	2.13	1.90	1.97	2.14	2.06	2.15	2.04	2.10	2.14	2.06	2.16	2.20
<b>Ca</b>	0.21	0.38	0.13	0.19	0.30	0.28	0.24	0.13	0.18	0.20	0.15	0.25	0.32
<b>Na</b>	1.63	1.54	1.76	1.71	1.58	1.63	1.75	1.85	1.76	1.76	1.83	1.69	1.62
<b>K</b>	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01



Tabela 6.1:

Mineral	Anfibólio												
	Xisto Azul												
Amostra	DTH-86G				138K	DTH-86C1				DTH-50B			
Área	Infiernillo								Nilahue				
Tipo	<i>Na-Amp</i>				<i>Na-Ca-Amp</i>								
Local													
<b>SiO<sub>2</sub></b>	56.90	57.57	57.40	57.29	55.47	54.76	55.06	54.64	54.82	54.84	54.90	54.73	54.39
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.08	0.03	0.02	0.02	0.08	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02	0.00	0.04	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5.37	6.91	7.12	6.81	2.08	4.86	1.99	1.00	3.18	3.53	1.47	2.00	1.86
<b>FeO<sub>total</sub></b>	15.90	15.48	14.91	15.12	18.69	16.24	13.56	14.77	15.45	15.63	12.57	13.74	14.15
<b>MnO</b>	0.14	0.12	0.14	0.19	0.22	0.14	0.21	0.25	0.19	0.13	0.24	0.19	0.20
<b>MgO</b>	10.65	10.06	10.11	10.39	11.60	11.65	15.28	14.47	13.30	12.91	15.96	15.29	14.76
<b>CaO</b>	2.46	1.09	1.01	1.38	3.59	4.68	8.16	9.27	5.17	4.57	8.98	8.63	8.75
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	6.08	6.68	6.70	6.64	5.31	4.48	2.77	2.01	4.52	4.83	2.13	2.62	2.40
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.07	0.03	0.06	0.06	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.06	0.06	0.08	0.08
<b>Total</b>	97.65	97.98	97.46	97.90	97.12	96.89	97.15	96.50	96.71	96.53	96.30	97.31	96.63
<b>Si</b>	7.99	7.98	7.98	7.95	7.92	7.78	7.80	7.89	7.79	7.79	7.83	7.77	7.80
<b>Ti</b>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.89	1.13	1.17	1.11	0.35	0.81	0.33	0.17	0.53	0.59	0.25	0.33	0.31
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.71	0.79	0.75	0.77	1.22	0.96	0.81	0.59	1.06	1.08	0.76	0.77	0.71
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1.16	1.01	0.98	0.98	1.01	0.97	0.79	1.19	0.78	0.78	0.74	0.86	0.99
<b>Mn</b>	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
<b>Mg</b>	2.23	2.08	2.10	2.15	2.47	2.46	3.23	3.12	2.82	2.73	3.39	3.24	3.16
<b>Ca</b>	0.37	0.16	0.15	0.21	0.55	0.71	1.24	1.44	0.79	0.70	1.37	1.31	1.34
<b>Na</b>	1.66	1.79	1.80	1.79	1.47	1.23	0.76	0.56	1.24	1.33	0.59	0.72	0.67
<b>K</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

Tabela 6.1:

Mineral Litotipo	Anfibólio												
	Xisto Azul												
Amostra	DTH-50B					DTH-86A			DTH-86D				
Área	Nilahue					Infiernillo							
Tipo	<i>Na-Ca-Amp</i>												
Local													
<b>SiO<sub>2</sub></b>	53.96	56.28	53.78	52.99	55.27	54.21	55.17	55.78	54.32	54.37	56.04	55.65	54.98
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.03	0.04	0.06	0.02	0.02	0.03	0.04	0.07	0.04	0.03	0.01	0.07	0.02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2.59	4.70	2.44	2.30	3.42	1.89	1.59	1.37	2.13	2.22	4.21	3.44	1.67
<b>FeO<sub>total</sub></b>	14.69	14.80	14.37	13.96	16.71	15.75	18.73	18.09	15.72	16.34	16.50	18.56	13.78
<b>MnO</b>	0.25	0.09	0.22	0.19	0.14	0.27	0.17	0.19	0.37	0.31	0.21	0.19	0.34
<b>MgO</b>	14.50	12.20	14.82	14.80	12.00	13.43	11.76	12.23	13.23	13.04	11.46	10.51	15.26
<b>CaO</b>	7.71	3.81	9.29	9.49	3.41	8.82	5.44	5.89	8.30	8.03	4.51	2.86	9.53
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.04	5.05	2.10	1.99	5.25	2.30	4.05	3.80	2.48	2.76	4.51	5.40	2.00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.10	0.03	0.11	0.13	0.04	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12	0.10	0.06	0.10
<b>Total</b>	96.84	97.00	97.19	95.88	96.26	96.83	97.07	97.52	96.70	97.21	97.55	96.73	97.68
<b>Si</b>	7.70	7.91	7.68	7.68	7.87	7.84	7.93	7.97	7.84	7.82	7.91	7.94	7.81
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
<b>Al</b>	0.43	0.78	0.41	0.39	0.57	0.32	0.27	0.23	0.36	0.38	0.70	0.58	0.28
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.95	0.86	0.77	0.70	1.19	0.59	1.03	0.94	0.66	0.71	0.86	1.14	0.63
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.80	0.88	0.95	0.99	0.80	1.31	1.22	1.22	1.23	1.26	1.09	1.07	1.01
<b>Mn</b>	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.04	0.03	0.02	0.04
<b>Mg</b>	3.08	2.56	3.16	3.20	2.55	2.89	2.52	2.61	2.85	2.80	2.41	2.23	3.23
<b>Ca</b>	1.18	0.57	1.42	1.48	0.52	1.37	0.84	0.90	1.28	1.24	0.68	0.44	1.45
<b>Na</b>	0.84	1.38	0.58	0.56	1.45	0.65	1.13	1.05	0.69	0.77	1.23	1.49	0.55
<b>K</b>	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02

Tabela 6.1:

Mineral Litotipo	Anfibólio											
	Xisto Azul											
Amostra	DTH-86D	DTH-86G		DTH-86A				DTH-50B		DTH-86A		
Área	Infiernillo						Nilahue		Infiernillo			
Tipo	<i>Na-Ca-Amp</i>						<i>Ca-Amp</i>					
Local												
<b>SiO<sub>2</sub></b>	54.72	55.60	56.04	54.25	55.05	55.17	55.30	54.11	54.41	54.25	55.05	55.17
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.09	0.56	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.00	0.04	0.03	0.04	0.02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3.82	2.63	3.22	1.88	1.70	1.18	1.06	1.76	2.12	1.88	1.70	1.18
<b>FeO<sub>total</sub></b>	18.85	15.95	15.00	13.52	13.34	12.91	12.85	12.92	12.36	13.52	13.34	12.91
<b>MnO</b>	0.22	0.19	0.19	0.27	0.31	0.32	0.29	0.21	0.22	0.27	0.31	0.32
<b>MgO</b>	10.64	12.55	13.34	15.30	15.65	16.03	16.25	15.83	16.36	15.30	15.65	16.03
<b>CaO</b>	3.19	5.74	6.39	9.96	10.20	10.59	10.81	10.28	10.24	9.96	10.20	10.59
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4.95	4.05	3.42	1.95	1.73	1.41	1.36	1.55	1.66	1.95	1.73	1.41
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.09	0.09	0.09	0.11	0.12	0.11	0.07	0.09	0.11	0.11	0.12	0.11
<b>Total</b>	96.56	97.41	97.73	97.27	98.12	97.75	98.02	96.74	97.51	97.27	98.12	97.75
<b>Si</b>	7.80	7.91	7.88	7.76	7.79	7.83	7.83	7.75	7.70	7.76	7.79	7.83
<b>Ti</b>	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.64	0.44	0.53	0.32	0.28	0.20	0.18	0.30	0.35	0.32	0.28	0.20
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	1.36	0.73	0.83	0.55	0.54	0.50	0.49	0.61	0.66	0.55	0.54	0.50
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.88	1.17	0.93	1.07	1.04	1.03	1.03	0.93	0.81	1.07	1.04	1.03
<b>Mn</b>	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04
<b>Mg</b>	2.26	2.66	2.79	3.26	3.30	3.39	3.43	3.38	3.45	3.26	3.30	3.39
<b>Ca</b>	0.49	0.87	0.96	1.52	1.55	1.61	1.64	1.58	1.55	1.52	1.55	1.61
<b>Na</b>	1.37	1.12	0.93	0.54	0.47	0.39	0.37	0.43	0.45	0.54	0.47	0.39
<b>K</b>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02

Tabela 6.1:

Mineral	Anfibólio											
	Xisto Azul			Xisto Verde-1								
Litotipo	Xisto Azul			Xisto Verde-1								
Amostra	DTH-86A	DTH-50B		135B								
Área	Infiernillo	Nilahue		Infiernillo								
Tipo				<i>Ca-Amp</i>						<i>Na-Ca Amp</i>		
Local				borda	núcleo	núcleo	manto	manto	borda	mant-bord		
<b>SiO<sub>2</sub></b>	55.30	54.11	54.41	53.67	54.12	53.73	54.30	54.13	53.81	54.06	53.28	53.49
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.02	0.00	0.04	0.00	0.22	0.02	0.01	0.00	0.10	0.01	0.03	0.04
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.06	1.76	2.12	1.89	1.73	1.69	1.38	1.54	1.75	1.83	2.40	1.77
<b>FeO<sub>total</sub></b>	12.85	12.92	12.36	14.73	13.47	15.18	13.61	13.68	13.98	15.03	15.71	17.17
<b>MnO</b>	0.29	0.21	0.22	0.34	0.38	0.38	0.34	0.34	0.34	0.31	0.34	0.26
<b>MgO</b>	16.25	15.83	16.36	14.57	15.26	14.14	15.53	15.29	14.75	14.16	13.68	13.30
<b>CaO</b>	10.81	10.28	10.24	10.18	10.98	10.20	10.53	10.39	10.65	9.51	8.93	8.20
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.36	1.55	1.66	1.82	1.35	1.67	1.59	1.67	1.51	2.18	2.51	2.74
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.07	0.09	0.11	0.11	0.10	0.10	0.09	0.09	0.08	0.10	0.12	0.10
<b>Total</b>	98.02	96.74	97.51	97.34	97.65	97.15	97.43	97.16	97.02	97.20	97.03	97.11
<b>Si</b>	7.83	7.75	7.70	7.73	7.76	7.77	7.78	7.78	7.78	7.79	7.70	7.72
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.18	0.30	0.35	0.32	0.29	0.29	0.23	0.26	0.30	0.31	0.41	0.30
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.49	0.61	0.66	0.55	0.38	0.51	0.52	0.50	0.39	0.53	0.69	0.91
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1.03	0.93	0.81	1.23	1.24	1.33	1.11	1.14	1.30	1.28	1.21	1.16
<b>Mn</b>	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03
<b>Mg</b>	3.43	3.38	3.45	3.13	3.26	3.05	3.32	3.28	3.18	3.04	2.95	2.86
<b>Ca</b>	1.64	1.58	1.55	1.57	1.69	1.58	1.62	1.60	1.65	1.47	1.38	1.27
<b>Na</b>	0.37	0.43	0.45	0.51	0.37	0.47	0.44	0.46	0.42	0.61	0.70	0.77
<b>K</b>	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02

Tabela 6.1:

Mineral	Anfibólio												
	Xisto Verde-1												
Amostra	135B						DTH-86E						
Área	Infiernillo												
Tipo	<i>Na-Ca Amp</i>			<i>Ca-Amp</i>									
Local	mant-bord	núcleo	manto	mant-bord	borda	borda	manto	manto	borda	manto	núcleo	manto	núcleo
<b>SiO<sub>2</sub></b>	53.46	55.79	56.13	55.72	55.57	55.69	55.71	56.27	56.22	56.07	55.33	55.12	55.80
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.14	0.02	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.39	1.24	1.25	1.44	1.46	1.58	1.31	1.06	0.91	1.13	1.08	1.32	1.21
<b>FeO<sub>total</sub></b>	19.91	10.65	11.01	11.22	11.08	11.70	11.41	9.64	10.04	10.21	10.44	10.82	10.16
<b>MnO</b>	0.30	0.20	0.23	0.18	0.24	0.27	0.25	0.21	0.21	0.26	0.20	0.25	0.23
<b>MgO</b>	11.48	17.22	16.95	16.69	16.77	16.36	16.81	17.75	17.59	17.21	17.33	16.95	17.41
<b>CaO</b>	5.91	10.99	10.26	10.35	10.80	10.08	10.19	10.93	11.48	10.78	11.14	10.75	11.10
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4.16	1.05	1.46	1.52	1.20	1.62	1.50	1.11	0.76	1.10	0.99	1.14	0.97
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.10	0.06	0.09	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.06	0.07	0.08	0.06	0.07
<b>Total</b>	96.85	97.23	97.38	97.21	97.20	97.39	97.25	97.04	97.26	96.83	96.62	96.40	97.00
<b>Si</b>	7.79	7.88	7.91	7.89	7.87	7.87	7.87	7.93	7.94	7.94	7.87	7.85	7.89
<b>Ti</b>	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
<b>Al</b>	0.24	0.21	0.21	0.24	0.24	0.26	0.22	0.18	0.15	0.19	0.18	0.22	0.20
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	1.11	0.40	0.46	0.41	0.39	0.48	0.54	0.34	0.28	0.35	0.38	0.46	0.36
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1.31	0.86	0.83	0.91	0.92	0.90	0.80	0.80	0.90	0.86	0.86	0.83	0.84
<b>Mn</b>	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
<b>Mg</b>	2.49	3.63	3.56	3.52	3.54	3.45	3.54	3.73	3.70	3.63	3.67	3.60	3.67
<b>Ca</b>	0.92	1.66	1.55	1.57	1.64	1.53	1.54	1.65	1.74	1.63	1.70	1.64	1.68
<b>Na</b>	1.17	0.29	0.40	0.42	0.33	0.44	0.41	0.30	0.21	0.30	0.27	0.31	0.27
<b>K</b>	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01

Tabela 6.1:

Mineral	Anfibólio											
Litotipo	Xisto Verde-1											
Amostra	DTH-86E											151
Área	Infiernillo											
Tipo	<i>Ca-Amp</i>				<i>Na-Ca Amp</i>							
Local	borda	núcleo	núcleo	núcleo	borda	borda	núcleo	manto	borda	manto	borda	borda
<b>SiO<sub>2</sub></b>	55.15	54.73	56.02	55.66	55.15	55.04	55.02	54.66	55.17	55.06	55.44	55.06
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.02	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01	0.04	0.02	0.03	0.05	0.00	0.01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.52	1.61	1.51	1.24	2.09	1.99	1.72	1.94	1.88	1.77	1.61	1.79
<b>FeO<sub>total</sub></b>	12.59	11.49	10.12	10.82	13.27	13.71	14.04	13.64	12.85	13.99	12.64	14.02
<b>MnO</b>	0.24	0.23	0.23	0.23	0.15	0.21	0.21	0.25	0.26	0.21	0.20	0.24
<b>MgO</b>	15.89	16.49	17.03	16.66	15.20	14.79	14.81	14.86	15.54	14.82	15.90	14.82
<b>CaO</b>	10.16	10.82	10.19	10.47	8.85	8.75	9.10	8.83	9.43	8.91	9.23	8.84
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.52	1.13	1.47	1.24	2.32	2.34	2.14	2.27	1.99	2.23	2.08	2.36
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.09	0.12	0.09	0.09	0.09	0.08	0.14	0.08	0.09	0.09	0.11	0.09
<b>Total</b>	97.19	96.63	96.68	96.41	97.12	96.92	97.21	96.55	97.23	97.13	97.22	97.24
<b>Si</b>	7.84	7.81	7.93	7.93	7.83	7.85	7.85	7.83	7.83	7.85	7.85	7.84
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.25	0.27	0.25	0.21	0.35	0.34	0.29	0.33	0.31	0.30	0.27	0.30
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.52	0.45	0.38	0.37	0.63	0.62	0.60	0.65	0.58	0.63	0.64	0.63
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.98	0.92	0.81	0.92	0.94	1.02	1.08	0.98	0.95	1.03	0.86	1.04
<b>Mn</b>	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
<b>Mg</b>	3.37	3.51	3.59	3.54	3.22	3.14	3.15	3.17	3.29	3.15	3.35	3.15
<b>Ca</b>	1.55	1.66	1.54	1.60	1.35	1.34	1.39	1.35	1.43	1.36	1.40	1.35
<b>Na</b>	0.42	0.31	0.40	0.34	0.64	0.65	0.59	0.63	0.55	0.62	0.57	0.65
<b>K</b>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02

Tabela 6.1:

Mineral	Anfibólio												
	Xisto Verde-1												
Litotipo	151						DTH-86C2/pillow						
Amostra													
Área							Infiernillo						
Tipo	<i>Ca-Amp</i>				<i>Na-Ca Amp</i>			<i>Na-Amp</i>					
Local	manto	borda	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
<b>SiO<sub>2</sub></b>	55.36	55.35	54.75	55.05	55.13	55.32	54.51	54.22	54.01	56.79	57.04	56.79	55.82
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.54	1.14	1.36	1.72	1.57	1.18	3.17	2.87	2.30	6.93	7.21	6.33	3.91
<b>FeO<sub>total</sub></b>	13.06	11.55	12.41	12.40	12.01	12.63	17.53	16.81	15.71	16.10	16.33	16.58	19.23
<b>MnO</b>	0.22	0.22	0.27	0.23	0.28	0.24	0.21	0.26	0.25	0.06	0.11	0.11	0.11
<b>MgO</b>	15.65	16.47	16.25	15.69	16.25	16.10	11.57	12.35	13.14	9.40	9.19	9.47	9.86
<b>CaO</b>	9.90	10.96	10.39	10.18	10.63	10.49	5.96	6.61	8.46	1.42	1.00	1.19	2.19
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.86	1.18	1.47	1.70	1.42	1.41	3.90	3.56	2.67	6.32	6.47	6.35	5.94
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.10	0.07	0.09	0.10	0.09	0.08	0.08	0.16	0.14	0.03	0.06	0.02	0.04
<b>Total</b>	97.72	97.03	97.11	97.08	97.38	97.48	96.93	96.86	96.71	97.06	97.42	96.87	97.09
<b>Si</b>	7.85	7.90	7.80	7.86	7.83	7.86	7.84	7.80	7.83	7.98	7.97	7.99	7.95
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.26	0.19	0.23	0.29	0.26	0.20	0.54	0.49	0.39	1.15	1.19	1.05	0.66
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.49	0.32	0.57	0.38	0.43	0.48	0.83	0.84	0.54	0.73	0.80	0.86	1.13
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1.06	1.06	0.91	1.09	0.99	1.02	1.27	1.19	1.36	1.16	1.11	1.09	1.16
<b>Mn</b>	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Mg</b>	3.31	3.50	3.45	3.34	3.44	3.41	2.48	2.65	2.84	1.97	1.91	1.99	2.09
<b>Ca</b>	1.50	1.67	1.59	1.56	1.62	1.60	0.92	1.02	1.31	0.21	0.15	0.18	0.33
<b>Na</b>	0.51	0.33	0.41	0.47	0.39	0.39	1.09	0.99	0.75	1.72	1.75	1.73	1.64
<b>K</b>	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01



Tabela 6.1:

Mineral	Anfibólio											Piroxênio	
	Xisto Verde-1			Xisto Verde-2								DTH-86H	
Litotipo	135B			151								DTH-86H	
Amostra	135B			151								DTH-86H	
Área	Infiernillo											Infiernillo	
Tipo	<i>Na-Amp</i>			<i>Pré-met.</i>			<i>Ca-Amp</i>					<i>Relíquias Px tipo QUAD</i>	
Local	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda		
<b>SiO<sub>2</sub></b>	53.53	41.01	44.71	55.61	56.21	54.54	56.26	56.18	54.02	55.36	54.97	49.96	50.42
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.35	3.97	2.79	0.30	0.00	0.07	0.02	0.01	0.21	0.12	0.01	1.28	0.96
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.83	10.32	8.68	0.83	1.00	1.37	1.88	0.91	2.25	0.61	1.77	3.82	3.47
<b>FeO<sub>total</sub></b>	27.39	19.42	17.74	12.15	9.73	10.18	10.22	10.33	11.03	12.49	10.25	7.07	5.94
<b>MnO</b>	0.12	0.30	0.27	0.18	0.20	0.19	0.19	0.17	0.18	0.17	0.19	0.18	0.12
<b>MgO</b>	7.34	8.22	9.48	16.00	17.65	17.23	17.11	17.32	16.91	15.97	16.69	16.04	16.27
<b>CaO</b>	0.86	10.73	9.56	10.23	11.22	10.59	9.90	11.71	10.98	10.92	11.57	19.19	19.96
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	6.59	2.63	2.88	1.52	0.92	1.06	1.63	0.95	1.04	1.22	1.00	0.24	0.27
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.17	0.65	0.55	0.13	0.06	0.10	0.05	0.11	0.15	0.12	0.13		
<b>Total</b>	97.16	97.31	96.84	96.94	96.97	95.33	97.27	97.70	96.76	96.98	96.59	98.59	98.67
<b>Si</b>	7.84	6.28	6.74	7.94	7.94	7.82	7.88	7.95	7.68	7.94	7.87	1.87	1.88
<b>Ti</b>	0.04	0.46	0.32	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.04	0.03
<b>Al</b>	0.14	1.86	1.54	0.14	0.17	0.23	0.31	0.15	0.38	0.10	0.30	0.17	0.15
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	1.92	0.24	0.31	0.33	0.30	0.53	0.48	0.12	0.56	0.26	0.09	0.02	0.02
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1.43	2.25	1.92	1.12	0.85	0.69	0.71	1.10	0.75	1.23	1.14	0.20	0.16
<b>Mn</b>	0.01	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00
<b>Mg</b>	1.60	1.88	2.13	3.41	3.72	3.68	3.57	3.65	3.58	3.41	3.56	0.89	0.90
<b>Ca</b>	0.13	1.76	1.54	1.57	1.70	1.63	1.49	1.77	1.67	1.68	1.77	0.77	0.80
<b>Na</b>	1.87	0.78	0.84	0.42	0.25	0.29	0.44	0.26	0.29	0.34	0.28	0.02	0.02
<b>K</b>	0.03	0.13	0.10	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02		

Tabela 6.1:

Mineral	Anfibólio												
	Xisto Verde-2												
Litotipo													
Amostra	DTH-40AIP						DTH-24B						
Área	P. lobos						Nilahue						
Tipo	Ca-Amp-M1												
Local													
<b>SiO<sub>2</sub></b>	55.39	54.97	48.05	55.49	48.28	48.67	47.38	51.02	50.42	54.39	53.87	54.01	53.42
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.02	0.05	0.19	0.00	0.18	0.21	0.22	0.11	0.43	0.00	0.02	0.02	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.34	1.46	5.46	0.76	4.91	3.26	4.91	4.75	4.71	1.42	1.23	1.63	2.11
<b>FeO<sub>total</sub></b>	10.93	11.31	19.19	13.21	18.65	24.30	24.87	13.95	14.65	12.71	12.32	14.00	13.99
<b>MnO</b>	0.30	0.31	0.37	0.33	0.38	0.35	0.38	0.22	0.26	0.27	0.28	0.19	0.27
<b>MgO</b>	17.13	16.76	10.64	15.45	10.87	7.44	6.94	14.27	14.19	15.87	15.92	15.14	15.03
<b>CaO</b>	11.80	11.37	11.00	11.73	11.20	11.55	11.46	12.04	12.18	12.78	12.57	12.42	12.30
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.46	0.64	0.83	0.25	0.81	0.50	0.79	0.89	0.88	0.25	0.13	0.22	0.28
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.07	0.08	0.15	0.05	0.14	0.09	0.14	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.10
<b>Total</b>	97.45	96.96	96.09	97.34	95.46	96.44	97.12	97.38	97.89	97.76	96.45	97.73	97.59
<b>Si</b>	7.83	7.82	7.18	7.94	7.27	7.50	7.26	7.38	7.28	7.81	7.81	7.77	7.69
<b>Ti</b>	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.22	0.25	0.96	0.13	0.87	0.59	0.89	0.81	0.80	0.24	0.21	0.28	0.36
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.39	0.46	0.82	0.30	0.67	0.38	0.51	0.41	0.50	0.14	0.20	0.29	0.36
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.90	0.89	1.58	1.28	1.68	2.75	2.68	1.28	1.27	1.39	1.30	1.40	1.32
<b>Mn</b>	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
<b>Mg</b>	3.61	3.55	2.37	3.30	2.44	1.71	1.59	3.08	3.05	3.40	3.44	3.25	3.23
<b>Ca</b>	1.79	1.73	1.76	1.80	1.81	1.91	1.88	1.87	1.89	1.96	1.95	1.91	1.90
<b>Na</b>	0.13	0.18	0.24	0.07	0.24	0.15	0.24	0.25	0.25	0.07	0.04	0.06	0.08
<b>K</b>	0.01	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02

Tabela 6.1:

Mineral	Anfibólio												
	Xisto Verde-2												
Litotipo													
Amostra	DTH-24B						DTH-15C						
Área	Nilahue						P. Lobos						
Tipo	Ca-Amp-M1												
Local													
<b>SiO<sub>2</sub></b>	54.16	55.68	55.70	55.56	54.26	54.92	54.19	53.63	55.10	52.50	53.55	56.15	55.42
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.01	0.01	0.00	0.01	0.05	0.01	0.12	0.03	0.00	0.03	0.09	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.47	0.76	0.66	0.98	1.66	1.36	2.16	1.86	2.28	2.54	2.78	0.67	1.25
<b>FeO<sub>total</sub></b>	12.38	8.99	9.09	9.69	12.06	10.09	11.60	12.12	9.51	9.90	10.32	8.36	10.62
<b>MnO</b>	0.30	0.19	0.21	0.19	0.33	0.22	0.25	0.35	0.19	0.23	0.16	0.22	0.17
<b>MgO</b>	15.87	18.16	18.20	17.50	15.93	16.93	16.05	15.93	17.30	16.92	16.67	18.52	17.08
<b>CaO</b>	12.66	12.55	12.88	12.46	12.18	12.25	11.87	12.06	12.20	11.68	12.73	12.78	11.64
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.25	0.27	0.16	0.31	0.27	0.48	0.55	0.31	0.46	0.55	0.35	0.21	0.47
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.07	0.03	0.03	0.06	0.08	0.04	0.10	0.08	0.06	0.06	0.07	0.03	0.06
<b>Total</b>	97.40	96.88	96.97	97.11	96.96	96.56	97.23	96.62	97.22	94.67	96.92	97.00	96.75
<b>Si</b>	7.80	7.91	7.92	7.91	7.80	7.88	7.75	7.73	7.81	7.63	7.68	7.96	7.88
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.25	0.13	0.11	0.16	0.28	0.23	0.36	0.32	0.38	0.44	0.47	0.11	0.21
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.15	0.13	0.07	0.09	0.26	0.08	0.28	0.37	0.16	0.46	0.11	0.03	0.34
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1.34	0.94	1.01	1.07	1.19	1.13	1.11	1.09	0.96	0.74	1.12	0.96	0.92
<b>Mn</b>	0.04	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02
<b>Mg</b>	3.41	3.85	3.86	3.71	3.41	3.62	3.42	3.42	3.65	3.67	3.56	3.91	3.62
<b>Ca</b>	1.95	1.91	1.96	1.90	1.88	1.88	1.82	1.86	1.85	1.82	1.96	1.94	1.77
<b>Na</b>	0.07	0.07	0.04	0.08	0.08	0.13	0.15	0.09	0.13	0.15	0.10	0.06	0.13
<b>K</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

Tabela 6.1:

Mineral	Anfibólio					
	Xisto Verde-2					
Amostra	DTH-15C			DTH-15E		
Área	P. Lobos					
Tipo	Ca-Amp-M1					
Local						
<b>SiO<sub>2</sub></b>	54.90	52.62	53.17	55.60	55.50	51.35
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.34	0.22	0.22	0.01	0.00	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.09	1.33	2.10	1.22	1.02	4.11
<b>FeO<sub>total</sub></b>	11.07	17.98	14.12	9.76	9.03	12.20
<b>MnO</b>	0.23	0.30	0.20	0.19	0.21	0.12
<b>MgO</b>	16.47	12.21	14.13	17.66	18.42	15.25
<b>CaO</b>	12.16	11.39	11.68	11.39	11.83	11.68
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.36	0.19	0.42	0.61	0.56	0.38
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.06	0.49	0.03	0.05	0.05	0.08
<b>Total</b>	96.80	96.84	96.12	96.64	96.79	95.65
<b>Si</b>	7.89	7.78	7.78	7.87	7.84	7.45
<b>Ti</b>	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	0.18	0.23	0.36	0.20	0.17	0.70
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.11	0.40	0.25	0.40	0.39	0.59
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1.22	1.83	1.48	0.76	0.68	0.89
<b>Mn</b>	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.01
<b>Mg</b>	3.53	2.69	3.08	3.73	3.88	3.30
<b>Ca</b>	1.87	1.81	1.83	1.73	1.79	1.82
<b>Na</b>	0.10	0.05	0.12	0.17	0.15	0.11
<b>K</b>	0.01	0.09	0.01	0.01	0.01	0.01

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

Mineral	Mica Branca													
	Xisto Azul													
Litotipo	Xisto Azul													
Amostra	138K	DTH-86A					DTH-86C1			DTH-86D				
Area	Infiernillo													
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51.96	50.75	51.83	52.01	50.69	51.40	51.40	51.57	50.92	51.94	50.66	51.25	51.28	52.34
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.10	0.16	0.06	0.06	0.15	0.10	0.05	0.04	0.10	0.07	0.12	0.10	0.11	0.10
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	23.16	22.53	22.86	24.35	23.23	23.60	24.39	24.02	23.37	22.80	23.93	23.57	23.62	22.28
<b>FeO<sub>total</sub></b>	3.42	6.02	4.19	3.30	5.83	4.64	4.18	4.35	5.25	4.75	4.84	5.19	4.89	4.84
<b>MnO</b>	0.05	0.07	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.05	0.03	0.07
<b>MgO</b>	4.84	4.01	4.47	4.08	3.70	4.34	4.01	4.18	3.96	4.32	3.95	4.05	3.78	4.26
<b>CaO</b>	0.02	0.05	0.06	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.05	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03
<b>BaO</b>	0.55	0.34	0.48	0.38	0.34	0.38	0.21	0.25	0.35	0.33	0.40	0.43	0.35	0.27
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.10	0.39	0.12	0.14	0.11	0.13	0.16	0.15	0.07	0.05	0.09	0.10	0.08	0.07
<b>K<sub>2</sub>O</b>	10.62	10.40	11.15	11.23	11.00	10.80	11.14	11.04	10.99	11.18	10.87	10.98	11.14	11.16
<b>Total</b>	94.82	94.72	95.24	95.55	95.09	95.42	95.57	95.62	95.09	95.47	94.89	95.74	95.30	95.43
<b>Si</b>	3.52	3.49	3.52	3.50	3.47	3.48	3.47	3.48	3.48	3.53	3.46	3.48	3.49	3.55
<b>Ti</b>	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
<b>Al</b>	1.85	1.82	1.83	1.93	1.88	1.88	1.94	1.91	1.88	1.82	1.93	1.89	1.89	1.78
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.19	0.35	0.24	0.19	0.33	0.26	0.24	0.25	0.30	0.27	0.28	0.29	0.28	0.28
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	0.49	0.41	0.45	0.41	0.38	0.44	0.40	0.42	0.40	0.44	0.40	0.41	0.38	0.43
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ba</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>Na</b>	0.01	0.05	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>K</b>	0.92	0.91	0.97	0.96	0.96	0.93	0.96	0.95	0.96	0.97	0.95	0.95	0.97	0.97
<b>mg#</b>	0.72	0.54	0.66	0.69	0.53	0.63	0.63	0.63	0.57	0.62	0.59	0.58	0.58	0.61
<b>X(Pg)</b>	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
<b>X(Ms)</b>	0.57	0.53	0.58	0.61	0.57	0.56	0.59	0.58	0.57	0.57	0.58	0.57	0.59	0.57
<b>X(Fe-Cel)</b>	0.12	0.20	0.14	0.12	0.20	0.16	0.15	0.15	0.18	0.16	0.17	0.18	0.17	0.16
<b>X(Cel)</b>	0.30	0.24	0.27	0.26	0.22	0.27	0.25	0.26	0.24	0.26	0.25	0.25	0.23	0.26
<b>X(Mrg)</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Mica branca normalizada a 11O, assumindo Fetotal=Fe2+.

Tabela 6.1:

Mineral	Mica Branca														
	Xisto Azul						Xisto Verde-1								
Litotipo	Xisto Azul						Xisto Verde-1								
Amostra	DTH-86D	DTH-86G					135B			DTH-86C2					
Area	Infiernillo														
SiO <sub>2</sub>	51.98	52.61	52.01	51.92	52.70	52.48	51.56	51.79	52.38	52.21	52.02	51.28	51.10	50.11	52.06
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.06	0.07	0.08	0.07	0.06	0.08	0.09	0.10	0.09	0.11	0.39	0.08	0.06	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.26	23.81	23.28	23.23	22.73	23.83	23.27	23.16	23.00	22.66	22.97	24.12	24.56	23.90	24.54
FeO <sub>total</sub>	4.43	3.54	4.19	4.31	4.29	3.76	4.42	4.33	4.58	4.37	4.52	4.19	3.81	5.03	4.06
MnO	0.08	0.02	0.03	0.05	0.01	0.01	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04
MgO	4.21	4.26	4.31	4.16	4.32	4.18	4.10	4.11	4.30	4.54	4.36	3.89	4.00	4.39	3.75
CaO	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.02	0.11	0.17	0.15	0.01	0.04	0.08
BaO	0.41	0.39	0.34	0.40	0.38	0.39	0.37	0.37	0.38	0.39	0.34	0.77	0.81	0.80	0.24
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.10	0.06	0.07	0.06	0.08	0.11	0.08	0.06	0.30	0.33	0.12	0.12	0.15	0.14
K <sub>2</sub> O	11.20	11.30	11.23	11.32	11.26	11.26	11.08	11.26	11.26	10.67	10.60	10.96	10.92	10.58	10.85
Total	95.74	96.09	95.54	95.53	95.85	96.06	95.07	95.24	96.10	95.38	95.46	95.89	95.47	95.11	95.90
Si	3.51	3.52	3.52	3.51	3.55	3.52	3.51	3.51	3.52	3.53	3.52	3.47	3.46	3.43	3.49
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01
Al	1.85	1.88	1.85	1.85	1.80	1.88	1.87	1.85	1.82	1.81	1.83	1.92	1.96	1.93	1.94
Fe <sup>2+</sup>	0.25	0.20	0.24	0.24	0.24	0.21	0.25	0.25	0.26	0.25	0.26	0.24	0.22	0.29	0.23
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.42	0.43	0.43	0.42	0.43	0.42	0.42	0.42	0.43	0.46	0.44	0.39	0.40	0.45	0.37
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0.97	0.96	0.97	0.98	0.97	0.96	0.96	0.98	0.97	0.92	0.91	0.95	0.94	0.92	0.93
mg#	0.63	0.68	0.65	0.63	0.64	0.66	0.62	0.63	0.63	0.65	0.63	0.62	0.65	0.61	0.62
X(Pg)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
X(Ms)	0.59	0.60	0.59	0.59	0.59	0.60	0.58	0.59	0.58	0.55	0.55	0.59	0.60	0.55	0.60
X(Fe-Cel)	0.15	0.12	0.14	0.15	0.15	0.13	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.17	0.15
X(Cel)	0.26	0.27	0.26	0.25	0.26	0.26	0.25	0.25	0.26	0.27	0.26	0.24	0.26	0.27	0.24
X(Mrg)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00

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

Mineral Litotipo Amostra Area	Chlorite												
	Xisto Azul												
	DTH-50B				DTH-86A						DTH-86C1		
	Nilahue				Infiernillo								
<b>SiO<sub>2</sub></b>	27.90	28.09	28.15	27.65	27.04	27.04	26.85	27.21	27.23	29.29	28.46	29.44	37.84
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18.98	19.07	18.80	18.41	17.94	17.88	18.28	18.43	17.89	17.35	19.01	18.07	20.64
<b>FeO<sub>total</sub></b>	20.78	21.41	21.34	21.28	24.04	24.03	24.37	24.75	24.45	23.46	21.88	21.90	15.45
<b>MnO</b>	0.26	0.26	0.32	0.29	0.35	0.29	0.35	0.34	0.36	0.28	0.30	0.27	0.17
<b>MgO</b>	19.08	19.56	18.12	19.25	17.50	17.61	17.42	17.50	17.41	17.25	17.57	17.26	11.44
<b>Total</b>	87.01	88.39	86.73	86.89	86.87	86.84	87.27	88.23	87.33	87.62	87.21	86.94	85.55
<b>Si</b>	5.76	5.72	5.84	5.74	5.71	5.70	5.65	5.67	5.72	6.04	5.88	6.07	7.29
<b>Al</b>	4.62	4.58	4.60	4.50	4.46	4.44	4.53	4.52	4.43	4.21	4.63	4.39	4.68
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	3.59	3.65	3.70	3.69	4.24	4.24	4.29	4.31	4.30	4.04	3.78	3.78	2.49
<b>Mn</b>	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.03
<b>Mg</b>	5.87	5.94	5.61	5.95	5.51	5.53	5.46	5.43	5.46	5.30	5.41	5.31	3.28
<b>mg#</b>	0.62	0.62	0.60	0.62	0.56	0.57	0.56	0.56	0.56	0.57	0.59	0.58	0.57

Clorita normalizada a 28O, assumindo Fetotal=Fe2+.



Tabela 6.1:

Mineral	Chlorite												
	Xisto Azul						Xisto Verde-1						
Litotipo	DTH-86C1						DTH-86D				135B		
Amostra	Infiernillo												
Area													
<b>SiO<sub>2</sub></b>	31.66	27.59	27.82	27.76	28.23	27.94	27.55	27.69	29.08	29.56	28.28	28.33	26.67
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.05	18.33	18.54	18.40	18.18	18.52	17.88	17.80	16.85	16.14	17.12	16.79	18.09
<b>FeO<sub>total</sub></b>	19.09	22.86	22.03	22.49	22.67	22.29	23.29	23.54	23.02	21.85	24.16	23.70	24.95
<b>MnO</b>	0.23	0.34	0.25	0.29	0.28	0.28	0.36	0.38	0.32	0.21	0.32	0.28	0.36
<b>MgO</b>	15.37	18.24	18.00	17.94	18.81	18.02	17.55	17.69	18.01	18.85	18.57	17.93	17.35
<b>Total</b>	85.41	87.36	86.65	86.87	88.16	87.05	86.61	87.10	87.28	86.60	88.45	87.02	87.43
<b>Si</b>	6.44	5.75	5.81	5.80	5.81	5.81	5.80	5.81	6.04	6.15	5.85	5.95	5.63
<b>Al</b>	4.57	4.50	4.56	4.53	4.41	4.54	4.43	4.40	4.13	3.96	4.18	4.15	4.50
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	3.25	3.98	3.85	3.93	3.90	3.88	4.10	4.13	4.00	3.80	4.18	4.16	4.41
<b>Mn</b>	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.07	0.06	0.04	0.06	0.05	0.06
<b>Mg</b>	4.66	5.67	5.60	5.58	5.77	5.59	5.51	5.53	5.58	5.85	5.73	5.61	5.46
<b>mg#</b>	0.59	0.59	0.59	0.59	0.60	0.59	0.57	0.57	0.58	0.61	0.58	0.57	0.55

Tabela 6.1:

Mineral Litotipo	Chlorite												
	Xisto Verde-1												
Amostra	135B			DTH-86E			DTH-86C2			151			
Area	Infiernillo												
<b>SiO<sub>2</sub></b>	26.14	26.79	27.12	38.13	30.48	27.68	28.28	27.72	28.21	28.47	29.82	27.63	27.87
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17.97	18.67	18.39	20.75	19.48	18.50	18.41	18.39	18.39	17.26	16.54	18.13	18.33
<b>FeO<sub>total</sub></b>	25.13	24.89	25.35	14.12	18.98	21.22	21.69	21.76	22.24	21.03	20.68	21.72	21.55
<b>MnO</b>	0.36	0.39	0.34	0.15	0.20	0.27	0.26	0.23	0.29	0.31	0.28	0.30	0.31
<b>MgO</b>	17.03	16.75	16.62	12.29	17.28	19.10	18.23	18.60	17.59	19.01	18.98	18.94	19.19
<b>Total</b>	86.63	87.48	87.83	85.44	86.42	86.77	86.87	86.69	86.71	86.08	86.31	86.72	87.25
<b>Si</b>	5.59	5.65	5.70	7.29	6.17	5.75	5.86	5.78	5.88	5.92	6.13	5.76	5.76
<b>Al</b>	4.53	4.64	4.55	4.67	4.65	4.53	4.50	4.52	4.52	4.23	4.01	4.45	4.47
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	4.49	4.39	4.45	2.26	3.21	3.69	3.76	3.80	3.88	3.66	3.55	3.79	3.73
<b>Mn</b>	0.07	0.07	0.06	0.02	0.03	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05
<b>Mg</b>	5.43	5.26	5.21	3.50	5.22	5.92	5.64	5.79	5.47	5.90	5.81	5.88	5.92
<b>mg#</b>	0.55	0.55	0.54	0.61	0.62	0.62	0.60	0.60	0.59	0.62	0.62	0.61	0.61

Tabela 6.1:

Mineral	Chlorite												
	Litotipo	Xisto Verde-2											
Amostra		XV-1	DTH-86H				DTH-40AIP				DTH-24B		
	Area		Infiernillo				P. Lobos				Nilahue		
<b>SiO<sub>2</sub></b>		31.29	27.82	32.83	29.12	27.68	27.33	26.04	28.35	27.87	29.20	28.59	27.56
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18.95	19.04	15.49	18.13	18.74	19.07	19.61	19.44	21.52	21.83	20.17	20.23	20.04
<b>FeO<sub>total</sub></b>	18.70	19.50	18.06	19.00	22.30	22.46	28.32	19.91	18.33	17.52	18.97	19.61	19.66
<b>MnO</b>	0.28	0.35	0.30	0.30	0.28	0.28	0.37	0.12	0.15	0.09	0.13	0.16	0.16
<b>MgO</b>	17.51	19.86	19.81	20.39	18.10	18.35	13.58	20.15	19.80	16.09	20.12	19.93	19.87
<b>Total</b>	86.74	86.56	86.49	86.94	87.11	87.49	87.93	87.97	87.68	84.73	87.97	87.49	87.07
<b>Si</b>	6.29	5.73	6.55	5.93	5.76	5.67	5.56	5.75	5.60	5.93	5.72	5.62	5.60
<b>Al</b>	4.49	4.62	3.64	4.35	4.60	4.66	4.93	4.64	5.09	5.22	4.76	4.86	4.84
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	3.14	3.36	3.02	3.24	3.88	3.89	5.06	3.38	3.08	2.97	3.17	3.34	3.37
<b>Mn</b>	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
<b>Mg</b>	5.25	6.10	5.90	6.19	5.62	5.67	4.32	6.09	5.93	4.87	6.00	6.06	6.07
<b>mg#</b>	0.63	0.64	0.66	0.66	0.59	0.59	0.46	0.64	0.66	0.62	0.65	0.64	0.64

Tabela 6.1:

Mineral	Chlorite											
	Xisto Verde-2											
Litotipo												
Amostra	DTH-24B			DTH-15C				DTH-15E		DTH-40AIP		
Area	Nilahue			P.Lobos								
<b>SiO<sub>2</sub></b>	28.11	27.93	27.25	28.22	28.84	28.42	28.67	36.08	28.59	28.58	27.85	28.49
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21.51	20.51	19.95	19.67	19.92	19.68	18.96	19.64	19.19	19.23	18.71	18.59
<b>FeO<sub>total</sub></b>	20.17	19.39	20.04	16.37	16.61	16.56	18.36	14.67	17.71	17.60	22.40	21.85
<b>MnO</b>	0.13	0.16	0.17	0.20	0.15	0.19	0.25	0.20	0.14	0.13	0.30	0.26
<b>MgO</b>	19.70	20.41	19.58	22.02	21.67	22.29	19.70	15.26	21.96	21.66	17.88	17.86
<b>Total</b>	89.61	88.40	86.98	86.48	87.19	87.13	85.93	85.86	87.59	87.21	87.13	87.05
<b>Si</b>	5.60	5.62	5.59	5.70	5.79	5.70	5.83	6.87	5.74	5.76	5.79	5.90
<b>Al</b>	5.05	4.86	4.82	4.69	4.72	4.65	4.54	4.40	4.54	4.57	4.59	4.54
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	3.36	3.26	3.44	2.77	2.79	2.78	3.12	2.34	2.97	2.97	3.90	3.78
<b>Mn</b>	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.05	0.05
<b>Mg</b>	5.85	6.12	5.99	6.64	6.49	6.66	5.97	4.33	6.57	6.50	5.54	5.51
<b>mg#</b>	0.64	0.65	0.64	0.71	0.70	0.71	0.66	0.65	0.69	0.69	0.59	0.59

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

Mineral Litotipo Amostra Area	Epidoto												
	Xisto Azul						Xisto Verde-1						
	DTH-50B			DTH-86C1						DTH-86C2			
	Nilahue			Infiernillo									
<b>SiO<sub>2</sub></b>	37.24	37.03	36.97	37.15	37.46	38.31	36.81	37.03	37.15	36.82	36.89	37.12	36.98
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.05	0.00	0.18	0.11	0.04	0.02	0.07	0.06	0.10	0.05	0.06	0.02	0.17
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22.36	22.06	21.42	21.72	22.73	23.38	21.57	21.52	21.56	21.71	21.58	21.53	21.26
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14.66	14.88	16.06	14.46	13.21	13.50	14.32	14.58	14.48	15.86	16.06	16.10	16.06
<b>MnO</b>	0.23	0.17	0.10	0.16	0.14	0.18	0.18	0.20	0.22	0.28	0.30	0.25	0.13
<b>CaO</b>	22.62	22.34	22.64	23.29	23.04	23.26	23.31	23.38	23.27	23.09	22.93	23.10	23.36
<b>Total</b>	97.15	96.49	97.35	96.89	96.62	98.64	96.26	96.77	96.79	96.30	96.32	96.54	96.43
<b>Si</b>	3.00	3.01	2.99	2.97	2.99	2.99	2.97	2.97	2.98	2.97	2.97	2.98	2.98
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
<b>Al</b>	2.12	2.11	2.04	2.05	2.14	2.15	2.05	2.03	2.04	2.06	2.05	2.04	2.02
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.89	0.91	0.98	0.97	0.88	0.88	0.97	0.98	0.97	0.96	0.97	0.97	0.97
<b>Mn</b>	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01
<b>Ca</b>	1.95	1.94	1.96	2.00	1.97	1.95	2.01	2.01	2.00	1.99	1.98	1.99	2.02
<b>X(Cz)</b>	0.70	0.70	0.68	0.68	0.71	0.71	0.68	0.68	0.68	0.68	0.68	0.68	0.67
<b>X(Ps)</b>	0.30	0.30	0.32	0.32	0.29	0.29	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.33

Epidoto normalizado a 12.50.

Tabela 6.1:

Mineral	Epidoto									
	Xisto Verde-2									
Amostra	DTH-86H		DTH-40AIP	DTH-15C			DTH-15E		DTH-24B	
Area	Infiernillo			P. Lobos					Nilahue	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	37.38	37.36	37.06	37.51	37.30	37.35	37.25	37.57	36.96	38.10
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.04	0.09	0.02	0.13	0.04	0.08	0.03	0.07	0.01	0.05
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	23.42	23.12	22.44	24.06	23.69	23.99	23.05	25.74	21.45	27.56
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12.88	13.39	14.50	12.20	12.32	11.82	13.41	9.71	15.74	7.79
<b>MnO</b>	0.08	0.12	0.14	0.11	0.13	0.14	0.20	0.04	0.18	0.10
<b>CaO</b>	23.50	23.21	23.33	23.49	23.30	23.64	23.43	23.28	23.20	24.04
<b>Total</b>	97.30	97.30	97.50	97.50	96.78	97.01	97.36	96.41	97.54	97.63
<b>Si</b>	2.98	2.99	2.98	2.98	2.98	2.98	2.98	2.97	2.98	2.98
<b>Ti</b>	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	2.20	2.18	2.13	2.26	2.23	2.25	2.17	2.40	2.04	2.54
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.77	0.81	0.88	0.73	0.74	0.71	0.81	0.58	0.95	0.46
<b>Mn</b>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
<b>Ca</b>	2.01	1.99	2.01	2.00	2.00	2.02	2.01	1.97	2.00	2.02
<b>X(Cz)</b>	0.74	0.73	0.71	0.76	0.75	0.76	0.73	0.81	0.68	0.85
<b>X(Ps)</b>	0.26	0.27	0.29	0.24	0.25	0.24	0.27	0.19	0.32	0.15

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

Mineral Litotipo Amostra Area	Feldspato												
	Xisto Azul									Xisto Verde-1			
	DTH-50B					DTH-86A				135B			
	Nilahue					Infiernillo							
<b>SiO<sub>2</sub></b>	68.11	68.40	67.90	68.20	67.99	62.25	63.54	62.83	68.20	68.31	68.38	63.08	62.28
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.04	0.05	0.00	0.04	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.35	19.30	19.26	19.45	19.38	17.99	17.92	17.82	19.38	19.36	19.42	18.10	18.08
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.21	0.22	0.21	0.27	0.34	0.39	0.29	0.40	0.19	0.27	0.32	0.36	0.27
<b>MnO</b>	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
<b>MgO</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>CaO</b>	0.02	0.06	0.04	0.03	0.06	0.09	0.07	0.09	0.03	0.03	0.02	0.17	0.17
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	12.07	12.23	12.01	11.87	12.03	0.28	0.30	0.26	12.35	12.20	12.23	0.20	0.21
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.03	0.05	0.06	0.04	0.03	15.82	15.99	15.89	0.05	0.04	0.05	15.67	15.61
<b>TOTAL</b>	99.78	100.28	99.49	99.89	99.83	98.03	98.60	97.77	100.24	100.25	100.45	98.43	97.80
<b>Si</b>	2.97	2.97	2.97	2.97	2.96	2.95	2.99	2.98	2.95	2.96	2.96	2.98	2.97
<b>Al</b>	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	1.01	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	1.01	1.01
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.08	0.11	0.08	0.05	0.09	0.05	0.01	0.02	0.13	0.10	0.11	0.00	0.01
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
<b>Na</b>	1.02	1.03	1.02	1.00	1.02	0.03	0.03	0.02	1.04	1.03	1.03	0.02	0.02
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.96	0.96	0.96	0.00	0.00	0.00	0.94	0.95
<b>X(Ab)</b>	1.00	0.99	0.99	1.00	1.00	0.03	0.03	0.02	1.00	1.00	1.00	0.02	0.02
<b>X(An)</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
<b>X(Or)</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.97	0.97	0.97	0.00	0.00	0.00	0.97	0.97

Feldspato normalizado a 8O, assumindo Fetotal=Fe3+.



Tabela 6.1:

Mineral	Feldspato												
	Xisto Verde-1												
Litotipo	135B						DTH-86E						
	Infiernillo												
Amostra	135B						DTH-86E						
Area	Infiernillo												
<b>SiO<sub>2</sub></b>	67.70	67.62	68.00	68.13	67.85	68.69	68.08	62.88	67.69	67.93	68.03	67.90	68.43
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.03	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.10	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.32	19.75	19.43	19.50	19.72	19.40	19.42	17.89	19.26	19.20	19.24	19.19	19.30
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.25	0.18	0.12	0.27	0.10	0.11	0.12	0.06	0.09	0.05	0.12	0.12	0.27
<b>MnO</b>	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
<b>MgO</b>	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>CaO</b>	0.04	0.38	0.02	0.15	0.32	0.02	0.02	0.00	0.12	0.11	0.00	0.06	0.01
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	12.33	11.73	12.34	12.18	12.12	12.22	12.26	0.34	11.78	11.79	11.84	11.85	11.81
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.13	0.22	0.03	0.06	0.07	0.04	0.08	15.48	0.10	0.17	0.04	0.04	0.04
<b>TOTAL</b>	99.83	100.00	100.03	100.30	100.20	100.49	100.01	97.59	99.03	99.32	99.33	99.27	99.85
<b>Si</b>	2.94	2.95	2.95	2.95	2.95	2.97	2.96	2.99	2.98	2.98	2.98	2.98	2.99
<b>Al</b>	0.99	1.01	0.99	1.00	1.01	0.99	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	0.99
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.16	0.09	0.13	0.12	0.12	0.09	0.12	0.00	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ca</b>	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	1.04	0.99	1.04	1.02	1.02	1.03	1.03	0.03	1.01	1.00	1.01	1.01	1.00
<b>K</b>	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.94	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
<b>X(Ab)</b>	0.99	0.97	1.00	0.99	0.98	1.00	0.99	0.03	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00
<b>X(An)</b>	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>X(Or)</b>	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.97	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00

Tabela 6.1:

Mineral Litotipo Amostra Area	Feldspato												
	Xisto Verde-1						Xisto Verde-1				Xisto Azul		
	DTH-86E						DTH-86H				DTH-86C1		
	Infiernillo												
<b>SiO<sub>2</sub></b>	68.29	63.52	63.35	67.93	68.02	67.46	63.26	68.26	68.25	68.00	69.10	68.83	68.50
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.24	17.95	17.90	19.31	19.14	19.32	17.91	19.22	19.24	19.17	19.51	19.43	19.36
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.19	0.04	0.08	0.09	0.21	0.12	0.11	0.24	0.26	0.34	0.28	0.31	0.35
<b>MnO</b>	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
<b>MgO</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.04	0.00
<b>CaO</b>	0.02	0.01	0.00	0.13	0.14	0.18	0.00	0.05	0.03	0.07	0.01	0.05	0.02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	11.88	0.40	0.33	11.74	11.77	11.59	0.33	11.79	11.81	11.52	11.67	11.69	11.65
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.04	15.64	15.75	0.26	0.05	0.15	15.66	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06
<b>TOTAL</b>	99.67	98.04	97.96	99.53	99.41	98.83	97.92	99.62	99.64	99.23	100.61	100.41	99.94
<b>Si</b>	2.99	3.00	3.00	2.98	2.98	2.98	3.00	2.99	2.98	2.99	3.00	2.99	2.99
<b>Al</b>	0.99	1.00	1.00	1.00	0.99	1.01	1.00	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	1.00
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.04	0.00	0.00	0.06	0.04	0.04	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	1.01	0.04	0.03	1.00	1.00	0.99	0.03	1.00	1.00	0.98	0.98	0.99	0.99
<b>K</b>	0.00	0.94	0.95	0.01	0.00	0.01	0.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>X(Ab)</b>	1.00	0.04	0.03	0.98	0.99	0.98	0.03	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	1.00
<b>X(An)</b>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>X(Or)</b>	0.00	0.96	0.97	0.01	0.00	0.01	0.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tabela 6.1:

Mineral	Feldspato												
	Xisto Azul			Xisto Verde-1						Xisto Azul			
Litotipo	DTH-86C1			DTH-86C2						DTH-86D			
Amostra	DTH-86C1			DTH-86C2						DTH-86D			
Area	Infiernillo												
<b>SiO<sub>2</sub></b>	68.56	68.38	67.97	68.02	68.14	68.21	68.66	68.38	68.22	68.33	68.15	62.76	62.55
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.36	19.40	19.19	19.24	19.60	19.37	19.41	19.36	19.29	19.38	19.18	17.99	17.97
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.39	0.33	0.52	0.06	0.06	0.07	0.29	0.08	0.17	0.30	0.15	0.02	0.06
<b>MnO</b>	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00
<b>MgO</b>	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
<b>CaO</b>	0.03	0.02	0.21	0.01	0.29	0.14	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	11.69	11.66	11.51	11.59	11.40	11.63	11.63	11.55	12.02	11.53	11.45	0.15	0.26
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.03	0.04	0.07	0.03	0.05	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05	0.10	15.93	15.42
<b>TOTAL</b>	100.04	99.82	99.45	98.97	99.52	99.54	100.07	99.45	99.78	99.65	99.12	97.67	97.88
<b>Si</b>	2.99	2.99	2.98	3.00	2.99	2.99	2.99	3.00	2.98	2.99	3.00	2.99	2.98
<b>Al</b>	0.99	1.00	0.99	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.01	1.01
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.99	0.99	0.98	0.99	0.97	0.99	0.98	0.98	1.02	0.98	0.98	0.01	0.02
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.97	0.94
<b>X(Ab)</b>	1.00	1.00	0.99	1.00	0.98	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	0.01	0.03
<b>X(An)</b>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>X(Or)</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.99	0.97

Tabela 6.1:

Mineral Litotipo Amostra Area	Feldspato												
	Xisto Verde-2		Xisto Verde-1		Xisto Verde-2								
	DTH-40AIP		151		DTH-24B								
	P. Lobos		Infiernillo		Nilahue								
<b>SiO<sub>2</sub></b>	60.78	60.71	68.52	68.54	64.65	67.64	67.58	61.39	60.53	68.09	61.57	60.28	60.71
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.02	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	24.05	23.97	19.33	19.21	20.89	19.54	19.52	23.63	23.87	19.63	23.74	23.83	23.90
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.08	0.31	0.36	0.33	0.61	0.09	0.16	0.08	0.08	0.07	0.10	0.10	0.25
<b>MnO</b>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>MgO</b>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06
<b>CaO</b>	5.91	5.73	0.04	0.02	2.19	0.14	0.19	5.08	5.58	0.10	5.20	5.49	5.53
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	8.36	8.40	11.70	11.73	10.47	11.86	11.77	8.95	8.58	11.92	8.91	8.59	8.62
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.08	0.06	0.04	0.06	0.07	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04
<b>TOTAL</b>	99.27	99.19	99.98	99.87	98.92	99.36	99.32	99.20	98.70	99.86	99.55	98.33	99.10
<b>Si</b>	2.72	2.71	2.99	2.99	2.86	2.97	2.96	2.74	2.72	2.97	2.73	2.71	2.71
<b>Al</b>	1.27	1.26	0.99	0.99	1.09	1.01	1.01	1.24	1.26	1.01	1.24	1.26	1.26
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.03	0.03	0.01	0.01	0.07	0.07	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ca</b>	0.28	0.27	0.00	0.00	0.10	0.01	0.01	0.24	0.27	0.00	0.25	0.26	0.26
<b>Na</b>	0.72	0.73	0.99	0.99	0.90	1.01	1.00	0.77	0.75	1.01	0.77	0.75	0.75
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>X(Ab)</b>	0.72	0.72	1.00	1.00	0.89	0.99	0.99	0.76	0.73	0.99	0.75	0.74	0.74
<b>X(An)</b>	0.28	0.27	0.00	0.00	0.10	0.01	0.01	0.24	0.26	0.00	0.24	0.26	0.26
<b>X(Or)</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tabela 6.1:

Mineral	Feldspato						
Litotipo	Xisto Verde-2						
Amostra	DTH-15C						
Area	P. Lobos						
<b>SiO<sub>2</sub></b>	68.06	67.84	68.24	67.40	68.23	66.83	68.79
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.34	19.38	19.54	19.20	19.38	19.08	19.59
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.15	0.10	0.07	0.03	0.03	0.03	0.03
<b>MnO</b>	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
<b>MgO</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
<b>CaO</b>	0.07	0.03	0.03	0.03	0.02	0.08	0.02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	11.54	11.61	11.61	11.48	11.70	11.76	11.61
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.06	0.05	0.05	0.06	0.07	0.06	0.04
<b>TOTAL</b>	99.24	99.05	99.55	98.21	99.43	98.13	100.11
<b>Si</b>	2.99	2.99	2.99	3.00	3.00	2.97	3.00
<b>Al</b>	1.00	1.01	1.01	1.01	1.00	1.00	1.01
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.07	0.00
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.98	0.99	0.99	0.99	1.00	1.01	0.98
<b>K</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>X(Ab)</b>	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00
<b>X(An)</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>X(Or)</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

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

Mineral	Titanita					Ilmenita	
	Xisto Azul			Xisto Verde-2			
	DTH-86A	DTH-86C1	DTH-86D	DTH-15C	DTH-15E	DTH-24B	
	Infiernillo			P. Lobos		Nilahue	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	30.04	29.94	30.01	29.91	29.93		
<b>TiO<sub>2</sub></b>	38.34	37.00	39.05	38.85	38.93	52.29	53.56
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.25	1.41	0.68	0.76	0.77		
<b>FeO<sub>total</sub></b>	0.67	1.53	1.14	0.32	0.81	44.63	42.97
<b>MnO</b>						2.20	1.79
<b>MgO</b>						0.07	0.22
<b>CaO</b>	28.21	28.14	28.19	28.50	28.57		
<b>Total</b>	99.31	98.62	99.69	99.05	99.71	99.19	98.54
<b>Si</b>	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98		
<b>Ti</b>	0.94	0.92	0.96	0.96	0.96	0.99	1.00
<b>Al</b>	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03		
<b>Fe<sup>3+</sup></b>						0.01	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.02	0.04	0.03	0.01	0.02	0.94	0.90
<b>Mn</b>						0.05	0.04
<b>Mg</b>						0.00	0.01
<b>Ca</b>	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00		

Titanita normalizada a 5O.

Ilmenita normalizada a 5O, Fe<sup>3+</sup> estimado por estequiometria.

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

Local	Infiernillo															
	Amostra	135B	138G	138I	254B	DTH-86A2	DTH-86C2	DTH-86E	DTH-46	133	134	135C	138B	138J	DTH-86H	151B
Litotipo	XV-1	XV-1	XV-1	XV-1	XV-1	XV-1	XV-1	XV-1	XV-1	XV-2	XV-2	XV-2	XV-2	XV-2	XV-2	XV-2
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49.47	49.83	50.59	51.50	40.80	43.30	48.40	45.50	48.07	50.40	49.42	57.48	47.32	46.90	43.17	
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2.14	2.30	2.07	1.98	3.43	1.98	1.20	2.34	1.70	2.20	1.01	1.43	1.26	1.90	1.51	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14.24	12.09	11.30	14.80	13.15	16.39	12.78	11.73	13.45	11.87	11.38	9.74	10.37	11.35	13.78	
<b>FeO<sub>tot</sub></b>	9.37	9.73	9.54	11.18	13.38	11.23	10.91	10.79	11.39	9.67	9.10	7.62	7.29	10.41	11.43	
<b>MnO</b>	0.15	0.16	0.17	0.12	0.18	0.15	0.17	0.16	0.18	0.16	0.13	0.13	0.15	0.17	0.17	
<b>MgO</b>	7.10	8.89	11.18	4.87	10.22	5.85	12.45	10.36	7.79	9.75	13.85	9.49	12.30	13.20	14.18	
<b>CaO</b>	5.35	5.84	5.73	3.21	4.58	9.03	4.60	5.02	10.52	7.33	4.46	3.96	8.71	8.38	5.51	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4.14	4.52	3.45	4.89	2.15	3.57	3.53	3.04	2.34	3.48	1.89	1.97	3.67	2.40	2.37	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1.58	0.17	0.59	1.30	1.83	0.96	0.70	0.04	0.85	0.63	0.78	2.30	0.07	0.37	0.33	
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.27	0.27	0.23	0.38	0.44	0.52	0.11	0.27	0.33	0.23	0.37	0.19	0.11	0.17	0.16	
<b>CaO/Na<sub>2</sub>O</b>	1.29	1.29	1.66	0.66	2.13	2.53	1.30	1.65	4.50	2.11	2.36	2.01	2.37	3.49	2.32	
<b>MgO/FeO<sub>tot</sub></b>	0.76	0.91	1.17	0.44	0.76	0.52	1.14	0.96	0.68	1.01	1.52	1.25	1.69	1.27	1.24	
<b>Na<sub>2</sub>O/CaO</b>	0.77	0.77	0.60	1.52	0.47	0.40	0.77	0.61	0.22	0.47	0.42	0.50	0.42	0.29	0.43	
<b>FeO<sub>t</sub>/MgO</b>	1.32	1.09	0.85	2.29	1.31	1.92	0.88	1.04	1.46	0.99	0.66	0.80	0.59	0.79	0.81	



Tabela 6.2:

Local	Infiernillo														
	Amostra	151E	254A	DTH-42B	DTH-42D	DTH-43	DTH-44	DTH-47	151D	DTH-86A1	151A	DTH-86C1	DTH-86D	DTH-86F	DTH-86G
Litotipo	XV-2	XV-2	XV-2	XV-2	XV-2	XV-2	XV-2	XV-2	XA	XA	XA	XA	XA	XA	XA
<b>SiO<sub>2</sub></b>	41.65	46.50	50.80	50.40	44.60	47.30	48.50	53.00	54.20	49.16	45.70	45.90	52.20	52.00	
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2.62	1.79	1.95	1.76	2.69	2.48	2.30	2.05	1.93	3.45	1.91	3.03	1.65	2.36	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12.00	13.94	11.59	10.55	15.87	11.44	10.56	11.67	8.24	13.84	13.38	13.75	10.93	9.95	
<b>FeO<sub>tot</sub></b>	13.96	10.19	9.19	8.40	11.02	11.07	10.80	10.38	11.44	11.68	12.28	12.29	10.91	11.38	
<b>MnO</b>	0.21	0.15	0.16	0.13	0.17	0.18	0.20	0.15	0.13	0.13	0.15	0.14	0.12	0.13	
<b>MgO</b>	13.65	4.26	10.61	13.29	7.31	11.12	10.37	7.24	8.90	5.86	6.98	9.02	8.48	8.93	
<b>CaO</b>	5.02	11.25	5.59	4.50	9.14	8.19	8.50	3.83	4.59	3.73	8.58	3.75	4.04	4.94	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.04	4.90	3.88	4.04	2.35	3.11	3.42	3.72	5.14	3.88	3.48	2.09	3.07	3.32	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.64	0.95	0.97	0.14	1.65	0.47	0.17	3.95	0.86	2.75	1.09	4.04	4.09	3.28	
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.37	0.31	0.21	0.14	0.36	0.26	0.25	0.19	0.21	0.50	0.38	0.41	0.36	0.22	
<b>CaO/Na<sub>2</sub>O</b>	2.46	2.30	1.44	1.11	3.89	2.63	2.49	1.03	0.89	0.96	2.47	1.79	1.32	1.49	
<b>MgO/FeO<sub>tot</sub></b>	0.98	0.42	1.15	1.58	0.66	1.00	0.96	0.70	0.78	0.50	0.57	0.73	0.78	0.78	
<b>Na<sub>2</sub>O/CaO</b>	0.41	0.44	0.69	0.90	0.26	0.38	0.40	0.97	1.12	1.04	0.41	0.56	0.76	0.67	
<b>FeO<sub>t</sub>/MgO</b>	1.02	2.39	0.87	0.63	1.51	1.00	1.04	1.43	1.28	1.99	1.76	1.36	1.29	1.27	

Tabela 6.2:

Local	P. Lobos					Nilahue			Cahuil	
	DTH-40AP	DTH-40AIP	DTH-40C	DTH-15C	DTH-15E	DTH-50B	DTH-28A	DTH-24B	DTH-31A	DTH-31C
Amostra	XV-2	XV-2	XV-2	XV-2	XV-2	Ep-XA	XV-2	XV-2	XV-2	XV-2
Litotipo	XV-2	XV-2	XV-2	XV-2	XV-2	Ep-XA	XV-2	XV-2	XV-2	XV-2
<b>SiO<sub>2</sub></b>	50.60	43.30	49.40	47.10	46.20	42.30	45.70	47.30	45.80	52.20
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.57	1.79	1.63	1.58	1.24	2.40	2.09	1.33	0.87	0.77
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12.32	15.01	12.82	12.05	11.57	16.41	16.33	16.88	16.12	14.60
<b>FeO<sub>tot</sub></b>	10.64	12.90	10.57	10.07	10.80	12.44	10.02	10.79	10.60	7.51
<b>MnO</b>	0.18	0.22	0.17	0.17	0.17	0.17	0.13	0.16	0.17	0.14
<b>MgO</b>	8.54	8.35	8.02	12.84	12.59	4.43	6.51	7.23	8.60	7.88
<b>CaO</b>	9.75	10.98	10.17	10.52	10.24	15.08	10.87	11.03	11.97	11.94
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.16	1.96	3.32	0.98	1.91	2.05	3.07	1.95	1.73	2.25
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.45	0.85	0.37	0.18	0.40	0.12	0.35	0.24	0.08	0.18
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.15	0.47	0.23	0.12	0.35	0.39	0.21	0.12	0.05	0.07
<b>CaO/Na<sub>2</sub>O</b>	3.09	5.60	3.06	10.73	5.36	7.36	3.54	5.66	6.92	5.31
<b>MgO/FeO<sub>tot</sub></b>	0.80	0.65	0.76	1.28	1.17	0.36	0.65	0.67	0.81	1.05
<b>Na<sub>2</sub>O/CaO</b>	0.32	0.18	0.33	0.09	0.19	0.14	0.28	0.18	0.14	0.19
<b>FeOt/MgO</b>	1.25	1.55	1.32	0.78	0.86	2.81	1.54	1.49	1.23	0.95

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

	1	2	3	4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46.14	49.18	51.10	48.80
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.82	1.06	0.55	1.30
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13.25	13.80	15.84	15.70
<b>FeO<sub>tot</sub></b>	18.07	11.94	5.90	10.02
<b>MnO</b>	0.29	0.12	0.05	0.15
<b>MgO</b>	2.95	5.74	4.47	6.10
<b>CaO</b>	2.59	5.49	4.52	7.10
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4.38	4.21	4.88	4.40
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.67	2.00	2.45	1.00
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.27	0.15	0.14	0.34
<b>Total</b>	90.43	93.69	89.91	94.91

††Composições médias de espilitos oriundos de Kunyang rift Valley - China.

Extraído de: Xihua, C., Yiqi, Z., Lihua, X., 1996. J. Cent. South Univ. Technol. 3, 47-49.

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

Amostra	DTH-86E	DTH-86H	DTH-86A†
Litotipo	XV-1	XV-2	XA
Sistema composicional	NCFMASHTO		
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51.47	49.46	53.44
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.28	2.00	1.71
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13.59	11.97	11.16
<b>FeOt</b>	11.60	10.98	14.64
<b>MgO</b>	13.24	13.92	10.86
<b>CaO</b>	4.74	8.84	3.97
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.75	2.53	3.84
<b>O<sub>2</sub></b>	0.32	0.30	0.38

†Composição indicada pela estrela no diagrama AFM.

††Dados normalizados a 100%

## ***ANEXO VI***

***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%.*

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

Litotipo	Xisto Verde-2													
Amostra	DTH-40AIP													
Área	P. lobos													
Tipo	Ca-Amp-M2													
<b>SiO<sub>2</sub></b>	41.40	43.36	40.50	40.30	41.19	44.68	43.75	43.61	42.61	43.43	44.67	42.47	46.87	44.23
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.03	0.12	0.73	0.08	0.19	0.40	0.39	0.44	0.46	0.47	0.38	0.45	0.35	0.31
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13.12	10.98	12.25	14.45	13.21	9.05	8.70	9.26	10.38	8.94	7.06	9.53	5.85	8.81
<b>FeO<sub>total</sub></b>	18.99	19.08	24.79	19.59	19.02	19.68	23.39	23.44	24.35	24.41	24.20	24.59	22.87	24.38
<b>MnO</b>	0.35	0.32	0.49	0.37	0.39	0.40	0.44	0.47	0.53	0.50	0.46	0.44	0.45	0.52
<b>MgO</b>	8.63	9.43	5.09	7.93	8.62	9.51	6.95	6.81	6.02	6.04	6.55	6.23	8.00	6.74
<b>CaO</b>	12.01	11.85	11.56	11.91	11.87	11.29	11.58	11.46	11.57	11.30	11.57	11.16	11.92	11.99
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.20	2.01	2.09	2.41	2.28	1.64	1.55	1.60	1.79	1.51	1.10	1.52	0.94	1.52
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.28	0.16	0.21	0.26	0.24	0.16	0.17	0.16	0.17	0.15	0.12	0.33	0.10	0.15
<b>Total</b>	97.12	97.45	97.85	97.34	97.07	97.04	96.99	97.37	97.91	96.86	96.35	96.92	97.42	98.81
<b>Si</b>	6.26	6.50	6.25	6.10	6.23	6.69	6.72	6.67	6.52	6.70	6.93	6.54	7.13	6.70
<b>Ti</b>	0.00	0.01	0.09	0.01	0.02	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04
<b>Al</b>	2.34	1.94	2.23	2.58	2.35	1.60	1.58	1.67	1.87	1.63	1.29	1.73	1.05	1.57
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.54	0.61	0.61	0.59	0.59	0.77	0.58	0.63	0.63	0.63	0.54	0.86	0.43	0.58
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1.86	1.78	2.59	1.89	1.81	1.70	2.43	2.36	2.49	2.52	2.60	2.31	2.48	2.51
<b>Mn</b>	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07
<b>Mg</b>	1.95	2.11	1.17	1.79	1.94	2.12	1.59	1.55	1.37	1.39	1.52	1.43	1.81	1.52
<b>Ca</b>	1.95	1.90	1.91	1.93	1.92	1.81	1.91	1.88	1.90	1.87	1.92	1.84	1.94	1.95
<b>Na</b>	0.64	0.58	0.62	0.71	0.67	0.48	0.46	0.48	0.53	0.45	0.33	0.45	0.28	0.45
<b>K</b>	0.05	0.03	0.04	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.07	0.02	0.03

Anfibólio normalizado a 23O. Fe<sup>3+</sup> estimado com o fator 13eCNK (13/Σcations, excluindo Na, Ca e K).

Tabela 7.1:

Litotipo	Xisto Verde-2										
	DTH-40AIP						DTH-24B				
Amostra	P. Lobos						Nilahue				
Área											
Tipo	Ca-Amp-M2										
<b>SiO<sub>2</sub></b>	41.54	45.85	45.96	40.11	42.06	44.98	40.75	40.42	40.02	44.82	41.18
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.61	0.35	0.00	0.08	0.31	0.21	0.73	0.34	0.47	0.03	0.04
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	11.50	7.34	9.01	14.68	10.46	9.34	14.25	14.22	16.43	10.24	14.56
<b>FeO<sub>total</sub></b>	22.58	22.28	17.46	18.97	24.23	21.62	18.31	18.11	15.80	17.65	18.02
<b>MnO</b>	0.40	0.38	0.39	0.34	0.54	0.36	0.39	0.39	0.34	0.28	0.30
<b>MgO</b>	6.59	7.88	10.88	8.89	6.10	7.36	8.97	8.87	9.95	10.94	8.83
<b>CaO</b>	11.86	11.50	12.23	11.37	11.76	11.46	11.77	11.62	11.34	11.50	11.59
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.00	1.25	1.19	2.44	1.77	1.60	2.54	2.45	2.87	1.84	2.56
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.18	0.24	0.16	0.20	0.18	0.18	0.23	0.23	0.15	0.12	0.14
<b>Total</b>	97.35	97.14	97.35	97.18	97.54	97.21	97.99	96.67	97.41	97.50	97.23
<b>Si</b>	6.38	6.97	6.81	6.00	6.47	6.84	6.08	6.10	5.91	6.60	6.16
<b>Ti</b>	0.07	0.04	0.00	0.01	0.04	0.02	0.08	0.04	0.05	0.00	0.00
<b>Al</b>	2.08	1.32	1.57	2.59	1.90	1.67	2.51	2.53	2.86	1.78	2.57
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.48	0.50	0.56	1.00	0.64	0.36	0.62	0.67	0.79	0.83	0.61
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	2.42	2.33	1.61	1.37	2.48	2.39	1.66	1.61	1.16	1.34	1.65
<b>Mn</b>	0.05	0.05	0.05	0.04	0.07	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04
<b>Mg</b>	1.51	1.79	2.40	1.98	1.40	1.67	2.00	2.00	2.19	2.40	1.97
<b>Ca</b>	1.95	1.87	1.94	1.82	1.94	1.87	1.88	1.88	1.79	1.82	1.86
<b>Na</b>	0.60	0.37	0.34	0.71	0.53	0.47	0.73	0.72	0.82	0.52	0.74
<b>K</b>	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03



Tabela 7.1:

Litotipo	Xisto Verde-2				
	DTH-24B		DTH-15E		
Amostra	Nilahue		P. Lobos		
Área					
Tipo	Ca-Amp-M2				
<b>SiO<sub>2</sub></b>	40.14	42.59	49.01	47.87	43.73
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.47	0.46	0.10	0.07	0.09
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15.10	11.59	7.22	7.84	11.68
<b>FeO<sub>total</sub></b>	16.56	17.58	12.42	12.48	13.62
<b>MnO</b>	0.25	0.26	0.19	0.19	0.20
<b>MgO</b>	9.47	10.20	14.42	14.09	12.68
<b>CaO</b>	11.61	11.79	11.81	11.77	12.39
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.70	2.16	1.38	1.49	2.10
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.16	0.24	0.11	0.16	0.16
<b>Total</b>	96.47	96.90	97.00	96.30	97.08
<b>Si</b>	6.03	6.38	7.09	6.99	6.43
<b>Ti</b>	0.05	0.05	0.01	0.01	0.01
<b>Al</b>	2.68	2.05	1.23	1.35	2.02
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.59	0.62	0.47	0.48	0.51
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1.49	1.58	1.03	1.04	1.17
<b>Mn</b>	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
<b>Mg</b>	2.12	2.28	3.11	3.07	2.78
<b>Ca</b>	1.87	1.89	1.83	1.84	1.95
<b>Na</b>	0.79	0.63	0.39	0.42	0.60
<b>K</b>	0.03	0.05	0.02	0.03	0.03

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

Amostra	DTH-24B	DTH-40AIP
Litotipo	XV-2	XV-2
Sistema composicional	NCFMASHTO	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.97	45.79
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.38	1.89
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	17.48	15.87
<b>FeOt</b>	11.17	13.64
<b>MgO</b>	7.49	8.83
<b>CaO</b>	11.22	11.61
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.02	2.07
<b>O<sub>2</sub></b>	0.28	0.29

†Dados normalizados a 100%

## ***ANEXO VII***

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

Sample	Mineral	Concentrate	Step	†All errors ±1σ						
<b>DTH-38D</b>	Amphibole	mc43-x3a		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.42E-3			1	0.0472437	200	1.04133	4.649E-05	0.04361	5.48454	0.00024485
Error = 6.90E-06			2	0.4272513	400	0.88964	3.972E-05	0.05533	144.9862	0.0064726
Total gas age = 305.841			3	0.7400518	600	0.4726	2.110E-05	0.05165	213.81888	0.00954549
Error = 3.683			4	0.8507185	800	0.1793	8.004E-06	0.0554	100.83986	0.00450178
Plateau Age = 314.5			5	0.9121645	1000	-0.06539	-2.919E-06	0.04653	41.41332	0.00184881
Error = 3.1			6	0.9279804	1200	0.01494	6.670E-07	0.07515	9.91905	0.00044281
			7	0.9559972	1600	0.0655	2.924E-06	0.08101	15.58969	0.00069597
			8	0.9736380	2000	0.03213	1.434E-06	0.0715	8.15678	0.00036414
			9	0.9802317	2400	0.05305	2.368E-06	0.06861	2.58696	0.00011549
			10	0.9851180	2800	-0.04534	-2.024E-06	0.07483	3.81802	0.00017045
			11	0.9937026	3200	0.10226	4.565E-06	0.05205	2.75962	0.0001232
			12	0.9988675	3600	0.0922	4.116E-06	0.05025	0.96433	4.305E-05
			13	1	4000	0.037	1.652E-06	0.06251	0.56033	2.5015E-05
<b>DTH-38D</b>	Amphibole	mc43-x3b		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.42E-3			1	0.0420933	200	1.19648	5.341E-05	0.09941	4.31028	0.00019242
Error = 6.90E-06			2	0.1801512	400	0.61868	2.762E-05	0.06324	77.12675	0.00344316
Total gas age = 306.321			3	0.6156362	600	0.78759	3.516E-05	0.07044	206.25399	0.00920777
Error = 4.133			4	0.8036417	800	0.30089	1.343E-05	0.10372	130.16836	0.00581109
Plateau Age = 305.7			5	0.9223099	1000	0.21068	9.405E-06	0.10026	86.41992	0.00385803
Error = 2.90			6	0.9580732	1200	0.13509	6.031E-06	0.07393	20.32148	0.00090721
			7	0.9791498	1600	0.052	2.321E-06	0.05796	21.99713	0.00098201
			8	0.9891718	2000	-0.14541	-6.492E-06	0.10004	18.45853	0.00082404
			9	0.9935393	2400	0.00049	2.188E-08	0.03952	4.30161	0.00019204
			10	0.9982302	2800	0.00954	4.259E-07	0.04164	4.51707	0.00020165
			11	1.0013422	3200	-0.03767	-1.682E-06	0.06096	5.49785	0.00024544
			12	1.0021005	3600	0.09487	4.235E-06	0.06821	1.98762	8.8733E-05
			13	1	4000	0.00988	4.411E-07	0.05374	3.62479	0.00016182

Sample	<sup>37</sup> Ar error	<sup>38</sup> Ar (Vol)	<sup>38</sup> Ar (mol)	<sup>38</sup> Ar error	<sup>39</sup> Ar (Vol)	<sup>39</sup> Ar (mol)	<sup>39</sup> Ar error	<sup>40</sup> Ar (Vol)	<sup>40</sup> Ar (mol)	<sup>40</sup> Ar error	Age(Ma)	Age error
DTH-38D												
J= 1.42E-3	0.23697	0.58077	2.593E-05	0.10088	2.78433	0.0001243	0.13364	578.7565	0.02583734	0.92095	233.694	14.828
Error = 6.90E-06	1.21373	0.45846	2.047E-05	0.07431	22.39588	0.00099982	0.29944	3222.87872	0.14387851	2.50664	310.441	4.134
Total gas age = 305.841	0.7298	0.49926	2.229E-05	0.09549	18.43502	0.00082299	0.24816	2665.79953	0.11900891	2.2648	320.904	4.346
Error = 3.683	0.36044	0.06091	2.719E-06	0.07944	6.52218	0.00029117	0.15789	895.67451	0.03998547	1.33371	304.037	8.698
Plateau Age = 314.5	0.47527	0.01745	7.790E-07	0.07834	3.62134	0.00016167	0.12443	487.11826	0.02174635	0.47106	326.942	13.099
Error = 3.1	0.32944	0.22283	9.948E-06	0.08124	0.93212	4.1613E-05	0.07814	130.58627	0.00582974	0.65258	317.318	56.746
	0.30755	0.21079	9.410E-06	0.08989	1.65118	7.3713E-05	0.08756	224.86294	0.01003852	0.75598	293.737	34.711
	0.24754	0.10781	4.813E-06	0.05132	1.03967	4.6414E-05	0.05302	137.47596	0.00613732	0.46175	290.767	46.41
	0.20337	0.00655	2.924E-07	0.05125	0.3886	1.7348E-05	0.0598	48.7063	0.00217439	0.47196	205.664	123.035
	0.15528	0.20147	8.994E-06	0.0585	0.28798	1.2856E-05	0.07579	39.25853	0.00175261	0.46365	416.628	184.393
	0.14166	0.08581	3.831E-06	0.08286	0.50593	2.2586E-05	0.08848	46.11828	0.00205885	0.41872	78.803	75.83
	0.13695	0.12533	5.595E-06	0.07319	0.3044	1.3589E-05	0.07304	30.56148	0.00136435	0.42045	27.702	123.352
	0.16475	0.00164	7.321E-08	0.0777	0.06674	2.9795E-06	0.0857	3.87823	0.00017314	0.30066	-293.549	929.736
DTH-38D												
J= 1.42E-3	0.17652	0.73708	3.291E-05	0.05663	2.19451	9.7969E-05	0.08214	567.35014	0.02532813	1.79576	233.862	31.29
Error = 6.90E-06	0.70514	0.33737	1.506E-05	0.06609	7.19756	0.00032132	0.12452	1109.51719	0.04953202	2.43914	303.057	7.449
Total gas age = 306.321	0.8205	0.81709	3.648E-05	0.08637	22.70374	0.00101356	0.17274	3183.02203	0.1420992	4.35312	305.645	2.947
Error = 4.133	0.72409	0.38907	1.737E-05	0.07394	9.80155	0.00043757	0.1886	1398.29256	0.06242378	2.59392	313.507	8.739
Plateau Age = 305.7	0.64391	0.28274	1.262E-05	0.05166	6.18669	0.00027619	0.10294	867.98057	0.03874913	1.5742	306.268	11.382
Error = 2.90	0.37831	0.02397	1.070E-06	0.09701	1.8645	8.3237E-05	0.08391	253.14904	0.0113013	0.81678	271.61	28.235
	0.2148	0.07769	3.468E-06	0.0551	1.09882	4.9054E-05	0.08842	152.36872	0.00680218	0.55355	294.218	40.382
	0.28822	0.05036	2.248E-06	0.06948	0.52249	2.3325E-05	0.08503	76.10463	0.00339753	0.51257	506.021	131.004
	0.19022	0.07393	3.300E-06	0.045	0.2277	1.0165E-05	0.07969	27.19862	0.00121422	0.44349	281.41	144.856
	0.23125	0.08381	3.742E-06	0.04422	0.24456	1.0918E-05	0.06891	25.71719	0.00114809	0.50001	225.305	128.612
	0.23831	-0.03757	-1.677E-06	0.07777	0.16224	7.2429E-06	0.06421	43.02727	0.00192086	0.52952	700.248	300.079
	0.21234	-0.0855	-3.817E-06	0.05907	0.03953	1.7647E-06	0.05155	15.96927	0.00071291	0.53844	-1024.096	2926.605
	0.24236	0.03658	1.633E-06	0.07879	-0.10951	-4.889E-06	0.06453	26.69738	0.00119185	0.43488	-665.403	716.925

Sample	Mineral	Concentrate	Step	†All errors ±1σ						
DTH-38E	Amphibole	mc43-x4a		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.42E-3			1	0.1563468	200	1.13624	5.073E-05	0.05272	9.35341	0.00041756
Error = 7.57E-06			2	0.5748123	400	0.59988	2.678E-05	0.06335	109.34973	0.00488168
Total gas age = 294.067			3	0.7707469	600	0.31843	1.422E-05	0.05104	83.85002	0.0037433
Error = 4.036			4	0.9195196	800	0.25885	1.156E-05	0.06048	90.68509	0.00404844
Plateau Age = 304.7			5	0.9452111	1000	0.1136	5.071E-06	0.0506	16.34652	0.00072976
Error = 2.8			6	0.9587501	1200	0.01432	6.393E-07	0.05685	5.21852	0.00023297
			7	0.9791328	1600	0.06296	2.811E-06	0.05623	4.2875	0.00019141
			8	0.9889393	2000	-0.03693	-1.649E-06	0.04441	2.99999	0.00013393
			9	0.9960812	2400	-0.04351	-1.942E-06	0.06726	4.75207	0.00021215
			10	1.0009239	2800	-0.0945	-4.219E-06	0.07261	1.95443	8.7251E-05
			11	0.998832	3200	-0.08421	-3.759E-06	0.06448	0.77021	3.4384E-05
			12	0.9992546	3600	0.01357	6.058E-07	0.05948	2.56005	0.00011429
			13	1	4000	-0.03058	-1.365E-06	0.06806	1.58922	7.0947E-05

DTH-38E	Amphibole	mc43-x4b		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.42E-3			1	0.0888156	200	1.12489	5.022E-05	0.0967	11.35774	0.00050704
Error = 7.57E-06			2	0.5270638	400	1.12684	5.031E-05	0.06842	278.85289	0.01244879
Total gas age = 300.118			3	0.7693025	600	0.3958	1.767E-05	0.06776	129.54589	0.0057833
Error = 3.065			4	0.8667499	800	0.26404	1.179E-05	0.0567	46.22209	0.00206349
Plateau Age = 307.2			5	0.9173497	1000	0.17175	7.667E-06	0.06417	40.99123	0.00182997
Error = 2.5			6	0.932304	1200	0.07566	3.378E-06	0.04374	12.81729	0.0005722
			7	0.9495883	1600	0.10958	4.892E-06	0.06359	10.26513	0.00045826
			8	0.9865866	2000	0.15175	6.775E-06	0.04541	18.55433	0.00082832
			9	0.9880478	2400	0.0328	1.464E-06	0.04582	2.22089	9.9147E-05
			10	0.9941608	2800	0.06876	3.070E-06	0.04357	2.92335	0.00013051
			11	0.9966606	3200	0.03601	1.608E-06	0.07539	1.60283	7.1555E-05
			12	0.9993066	3600	0.26686	1.191E-05	0.13859	2.35415	0.0001051
			13	1	4000	-0.15662	-6.992E-06	0.0771	-0.00754	-3.366E-07

Sample	<sup>37</sup> Ar error	<sup>38</sup> Ar (Vol)	<sup>38</sup> Ar (mol)	<sup>38</sup> Ar error	<sup>39</sup> Ar (Vol)	<sup>39</sup> Ar (mol)	<sup>39</sup> Ar error	<sup>40</sup> Ar (Vol)	<sup>40</sup> Ar (mol)	<sup>40</sup> Ar error	Age(Ma)	Age error
DTH-38E												
J= 1.42E-3	0.21993	0.72789	3.250E-05	0.08553	6.95819	0.00031063	0.17377	894.46531	0.03993149	1.50499	194.616	6.925
Error = 7.57E-06	0.42914	0.30168	1.347E-05	0.08409	18.62373	0.00083142	0.13588	2561.48606	0.11435206	2.60243	301.069	2.988
Total gas age = 294.067	0.91458	0.29102	1.299E-05	0.06006	8.72003	0.00038929	0.08412	1245.01863	0.05558119	1.77	309.637	4.651
Error = 4.036	0.66398	0.24128	1.077E-05	0.06027	6.6211	0.00029558	0.12924	978.01126	0.04366122	1.27665	318.611	8.136
Plateau Age = 304.7	0.39779	0.03139	1.401E-06	0.07485	1.1434	5.1045E-05	0.06446	179.25616	0.00800251	0.74879	299.758	32.375
Error = 2.8	0.20062	-0.10298	-4.597E-06	0.07107	0.60255	2.69E-05	0.09633	73.01786	0.00325973	0.60942	270.793	73.438
	0.19512	-0.05189	-2.317E-06	0.04431	0.90713	4.0497E-05	0.06194	118.70114	0.00529916	0.60851	262.37	43.86
	0.18075	-0.08839	-3.946E-06	0.06887	0.43643	1.9483E-05	0.05933	52.31109	0.00233532	0.54019	337.192	76.358
	0.13409	-0.02843	-1.269E-06	0.04982	0.31785	1.419E-05	0.06448	36.21242	0.00161663	0.49796	357.275	146.873
	0.15631	-0.096	-4.286E-06	0.05504	0.21552	9.6214E-06	0.06015	20.20012	0.00090179	0.41995	496.44	228.334
	0.16077	-0.01933	-8.629E-07	0.06481	-0.0931	-4.156E-06	0.10069	8.55503	0.00038192	0.35412	-1280.967	2290.886
	0.19815	0.04404	1.966E-06	0.06173	0.01881	8.3973E-07	0.07738	25.42896	0.00113522	0.30242	1734.453	4674.231
	0.17726	-0.04603	-2.055E-06	0.06294	0.03317	1.4808E-06	0.07045	19.68345	0.00087873	0.33837	1445.381	2223.625

DTH-38E	<sup>37</sup> Ar error	<sup>38</sup> Ar (Vol)	<sup>38</sup> Ar (mol)	<sup>38</sup> Ar error	<sup>39</sup> Ar (Vol)	<sup>39</sup> Ar (mol)	<sup>39</sup> Ar error	<sup>40</sup> Ar (Vol)	<sup>40</sup> Ar (mol)	<sup>40</sup> Ar error	Age(Ma)	Age error
J= 1.42E-3	0.23979	0.7417	3.311E-05	0.03729	6.97376	0.00031133	0.08424	1074.60365	0.04797338	0.75463	253.681	9.552
Error = 7.57E-06	0.94742	1.04292	4.656E-05	0.05192	34.41104	0.00153621	0.29267	4864.8767	0.217182	2.85499	309.018	2.734
Total gas age = 300.118	0.67898	0.61538	2.747E-05	0.07837	19.02046	0.00084913	0.18057	2616.26818	0.11679769	2.50101	308.376	3.533
Error = 3.065	0.43295	0.40997	1.830E-05	0.06258	7.65153	0.00034159	0.1631	1029.98712	0.04598157	1.59409	293.242	7.497
Plateau Age = 307.2	0.37635	0.29141	1.301E-05	0.06884	3.97307	0.00017737	0.0577	573.48839	0.02560216	1.02888	308.74	11.103
Error = 2.5	0.17795	0.14203	6.341E-06	0.06036	1.1742	5.242E-05	0.09313	188.56166	0.00841793	0.63328	330.129	33.535
	0.25636	0.16277	7.267E-06	0.09819	1.35715	6.0587E-05	0.13406	204.24794	0.00911821	0.63923	298.071	40.499
	0.29783	0.15158	6.767E-06	0.05106	2.90509	0.00012969	0.08544	406.98965	0.01816918	1.00408	293.774	12.848
	0.18518	0.12082	5.394E-06	0.05296	0.11473	5.1219E-06	0.06951	19.74025	0.00088126	0.42519	211.291	294.699
	0.20984	0.1329	5.933E-06	0.05899	0.47998	2.1428E-05	0.0743	69.3148	0.00309441	0.47569	243.983	69.642
	0.18732	0.01104	4.929E-07	0.0686	0.19629	8.7629E-06	0.04956	21.56544	0.00096274	0.39206	137.092	271.325
	0.23153	0.01963	8.763E-07	0.05524	0.20776	9.275E-06	0.06368	25.17706	0.00112398	0.33943	-823.321	858.298
	0.15021	-0.03335	-1.489E-06	0.05521	0.05445	2.4308E-06	0.07461	6.75975	0.00030177	0.41772	1565.832	1503.113



Sample	Mineral	Concentrate	Step	†All errors ±1σ						
DTH-38C	Mica	mc43-x5a		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.37E-3			1	0.1670824	200	0.30841	1.377E-05	0.05674	4.65416	0.00020778
Error = 4.19E-06			2	0.4351411	400	0.10162	4.537E-06	0.06892	21.0056	0.00093775
Total gas age = 314.943			3	0.6676352	600	0.08216	3.668E-06	0.05145	78.85529	0.00352033
Error = 2.066			4	0.8891162	800	0.04451	1.987E-06	0.06115	34.34546	0.00153328
Plateau Age = 315.9			5	0.9262615	1000	0.09825	4.386E-06	0.06793	20.39542	0.00091051
Error = 1.7			6	0.9396727	1200	0.00551	2.460E-07	0.06758	2.74689	0.00012263
			7	0.9604277	1600	0.14937	6.668E-06	0.05108	11.12731	0.00049675
			8	0.9710223	2000	0.08773	3.917E-06	0.07001	4.54596	0.00020294
			9	0.9787797	2400	0.07687	3.432E-06	0.07327	0.54326	2.4253E-05
			10	0.9833435	2800	0.0747	3.335E-06	0.06485	0.31312	1.3979E-05
			11	0.9871514	3200	0.03244	1.448E-06	0.07902	3.56206	0.00015902
			12	0.9879012	3600	0.05419	2.419E-06	0.10248	0.35056	0.00001565
			13	1	4000	0.10691	4.773E-06	0.0847	1.54428	6.8941E-05

DTH-38C	Mica	mc43-x5b		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.37E-3			1	0.0121639	100	0.03815	1.703E-06	0.05496	0.55675	2.4855E-05
Error = 4.19E-06			2	0.1896192	200	0.05174	2.310E-06	0.05105	3.18441	0.00014216
Total gas age = 322.405			3	0.5517229	400	0.14368	6.414E-06	0.05169	25.33354	0.00113096
Error = 1.583			4	0.8096709	600	0.09048	4.039E-06	0.05927	20.64087	0.00092147
Plateau Age = 322.3			5	0.901319	800	-0.02205	-9.844E-07	0.04466	36.73382	0.0016399
Error = 1.4			6	0.9432658	1000	0.00905	4.040E-07	0.05842	4.77155	0.00021302
			7	0.9631513	1200	0.29235	1.305E-05	0.05094	2.78301	0.00012424
			8	0.985059	1600	0.00695	3.103E-07	0.04878	2.82481	0.00012611
			9	0.9866102	2000	-0.07103	-3.171E-06	0.06651	-0.30343	-1.355E-05
			10	0.9888621	2800	-0.03393	-1.515E-06	0.05795	0.30056	1.3418E-05
			11	0.9931748	3200	-0.04525	-2.020E-06	0.04872	0.11012	4.9161E-06
			12	0.9934704	3600	-0.06997	-3.124E-06	0.04911	-0.04425	-1.975E-06
			13	1	4000	-0.04448	-1.986E-06	0.05643	0.39743	1.7742E-05

Sample	<sup>37</sup> Ar error	<sup>38</sup> Ar (Vol)	<sup>38</sup> Ar (mol)	<sup>38</sup> Ar error	<sup>39</sup> Ar (Vol)	<sup>39</sup> Ar (mol)	<sup>39</sup> Ar error	<sup>40</sup> Ar (Vol)	<sup>40</sup> Ar (mol)	<sup>40</sup> Ar error	Age(Ma)	Age error
DTH-38C												
J= 1.37E-3	0.25066	0.24297	1.085E-05	0.09174	19.14648	0.00085475	0.13794	2754.76911	0.12298076	2.46846	314.73	2.776
Error = 4.19E-06	0.36655	0.28248	1.261E-05	0.12146	30.71768	0.00137133	0.29042	4341.48871	0.19381646	4.64872	317.3	3.092
Total gas age = 314.943	0.70905	0.18951	8.460E-06	0.08757	26.64221	0.00118938	0.22993	3821.23766	0.17059097	6.06635	321.77	2.843
Error = 2.066	0.43873	0.04967	2.217E-06	0.09506	25.38018	0.00113304	0.1615	3516.03262	0.15696574	3.63554	312.439	2.369
Plateau Age = 315.9	0.4279	0.04534	2.024E-06	0.07939	4.25659	0.00019003	0.10016	622.2145	0.02777743	0.67398	315.222	11.926
Error = 1.7	0.2414	-0.04087	-1.825E-06	0.07247	1.53684	6.8609E-05	0.0696	220.56744	0.00984676	0.71814	321.654	30.019
	0.3694	-0.02694	-1.203E-06	0.08048	2.37837	0.00010618	0.08415	363.06241	0.01620814	0.48611	304.266	16.551
	0.17277	0.01129	5.040E-07	0.07874	1.21407	5.42E-05	0.07109	164.345	0.00733683	0.74479	261.845	39.147
	0.22074	-0.07079	-3.160E-06	0.10107	0.88895	3.9685E-05	0.06532	136.57213	0.00609697	1.0825	291.666	54.962
	0.13286	-0.14858	-6.633E-06	0.09262	0.52298	2.3347E-05	0.09268	59.10101	0.00263844	0.40445	167.016	87.283
	0.25484	-0.07487	-3.342E-06	0.05755	0.43636	1.948E-05	0.08605	89.13071	0.00397905	0.49159	402.2	127.518
	0.18628	-0.03082	-1.376E-06	0.05264	0.08592	3.8357E-06	0.12503	16.27969	0.00072677	0.34263	7.649	867.561
	0.16658	-0.03242	-1.447E-06	0.05525	1.38644	6.1895E-05	0.09175	210.32469	0.0093895	0.46843	293.421	41.95

DTH-38C	<sup>37</sup> Ar error	<sup>38</sup> Ar (Vol)	<sup>38</sup> Ar (mol)	<sup>38</sup> Ar error	<sup>39</sup> Ar (Vol)	<sup>39</sup> Ar (mol)	<sup>39</sup> Ar error	<sup>40</sup> Ar (Vol)	<sup>40</sup> Ar (mol)	<sup>40</sup> Ar error	Age(Ma)	Age error
J= 1.37E-3	0.32029	0.1222	5.455E-06	0.07683	1.89379	8.4544E-05	0.09139	269.86395	0.0120475	0.62407	309.382	22.53
Error = 4.19E-06	0.31568	-0.03794	-1.694E-06	0.07905	27.62789	0.00123339	0.21068	3967.28896	0.17711111	4.55149	322.86	2.544
Total gas age = 322.405	0.42818	0.08223	3.671E-06	0.10087	56.37567	0.00251677	0.29905	8084.59031	0.36091921	7.20652	322.051	1.683
Error = 1.583	0.34878	-0.06713	-2.997E-06	0.08694	40.15974	0.00179285	0.2163	5768.76844	0.25753431	2.21184	322.727	1.833
Plateau Age = 322.3	0.53047	-0.10989	-4.906E-06	0.09751	14.26863	0.00063699	0.19862	2064.94149	0.09218489	1.26528	327.26	4.586
Error = 1.4	0.2227	0.12574	5.613E-06	0.03533	6.53066	0.00029155	0.13664	910.89259	0.04066485	2.56517	314.628	8.203
	0.24419	0.09248	4.129E-06	0.07549	3.09596	0.00013821	0.09808	490.55487	0.02189977	1.47476	296.845	13.421
	0.21264	0.02601	1.161E-06	0.05645	3.41079	0.00015227	0.12916	470.0093	0.02098256	0.89316	310.738	13.946
	0.20236	0.06591	2.942E-06	0.05219	0.24151	1.0782E-05	0.08667	39.14125	0.00174738	0.45526	529.491	222.783
	0.23778	0.1154	5.152E-06	0.04438	0.35059	1.5651E-05	0.0924	36.33266	0.00162199	0.26284	300.365	125.567
	0.16819	-0.06605	-2.949E-06	0.0612	0.67145	2.9975E-05	0.06731	94.21227	0.0042059	0.4842	358.025	54.32
	0.26521	-0.03687	-1.646E-06	0.09667	0.04601	2.054E-06	0.0704	14.22629	0.0006351	0.32097	1285.519	1457.856
	0.27908	0.00385	1.719E-07	0.05838	1.01659	4.5383E-05	0.06499	127.48973	0.00569151	0.59794	313.107	38.744

Sample	Mineral	Concentrate	Step	†All errors ±1σ						
DTH-38B	Mica	mc43-x6a		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.37E-3			1	0.0772061	200	0.23641	1.055E-05	0.05504	0.78045	3.4842E-05
Error = 3.72E-06			2	0.2181014	400	0.18494	8.256E-06	0.07035	2.35147	0.00010498
Total gas age = 301.485			3	0.3988178	600	0.13044	5.823E-06	0.05328	3.33152	0.00014873
Error = 0.969			4	0.5933718	800	0.0396	1.768E-06	0.04559	3.40602	0.00015205
Plateau Age = 303.1			5	0.820958	1000	0.11104	4.957E-06	0.07529	5.1015	0.00022775
Error = 1			6	0.9731216	1200	0.0675	3.013E-06	0.07852	3.71237	0.00016573
			7	0.9868155	1600	0.04325	1.931E-06	0.07358	0.22931	1.0237E-05
			8	0.9922312	2000	-0.00962	-4.295E-07	0.08111	-0.0996	-4.446E-06
			9	0.9950098	2400	0.02518	1.124E-06	0.07867	-0.04641	-2.072E-06
			10	0.996662	2800	0.06444	2.877E-06	0.06769	0.13887	6.1996E-06
			11	0.9980759	3200	0.01645	7.344E-07	0.04465	-0.01272	-5.679E-07
			12	0.9990076	3600	0.0491	2.192E-06	0.04888	0.26268	1.1727E-05
			13	1	4000	0.03864	1.725E-06	0.04535	-0.04473	-1.997E-06

DTH-38B	Mica	mc43-x6b		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.37E-3			1	0.0048167	100	0.15093	6.738E-06	0.07275	-0.24748	-1.105E-05
Error = 3.72E-06			2	0.0190544	200	0.10498	4.687E-06	0.07421	-0.22649	-1.011E-05
Total gas age = 308.412			3	0.135848	400	0.34345	1.533E-05	0.08058	0.20568	9.1821E-06
Error = 0.909			4	0.4253223	600	0.16243	7.251E-06	0.0762	1.07047	4.7789E-05
			5	0.5310376	800	0.23659	1.056E-05	0.06323	0.61121	2.7286E-05
			6	0.6638229	1000	-0.00044	-1.964E-08	0.08618	0.657	2.933E-05
			7	0.7821466	1200	0.08206	3.663E-06	0.07493	1.6545	7.3862E-05
			8	0.8168381	1600	0.12068	5.388E-06	0.07178	0.14547	6.4942E-06
			9	0.9907316	2000	0.18733	8.363E-06	0.10421	1.81538	8.1044E-05
			10	0.9962459	2800	-0.06685	-2.984E-06	0.07174	-0.00905	-4.04E-07
			11	0.9982714	3200	-0.2524	-1.127E-05	0.0449	-0.09377	-4.186E-06
			12	0.9990647	3600	-0.10247	-4.575E-06	0.02918	-0.09487	-4.235E-06
			13	1	4000	-0.10215	-4.560E-06	0.03897	-0.07938	-3.544E-06

Sample	<sup>37</sup> Ar error	<sup>38</sup> Ar (Vol)	<sup>38</sup> Ar (mol)	<sup>38</sup> Ar error	<sup>39</sup> Ar (Vol)	<sup>39</sup> Ar (mol)	<sup>39</sup> Ar error	<sup>40</sup> Ar (Vol)	<sup>40</sup> Ar (mol)	<sup>40</sup> Ar error	Age(Ma)	Age error
DTH-38B												
J= 1.37E-3	0.1471	0.19771	8.826E-06	0.06121	45.51234	0.0020318	0.28612	5939.74243	0.26516707	4.90036	293.676	1.876
Error = 3.72E-06	0.16013	0.10774	4.810E-06	0.06638	83.05652	0.00370788	0.27155	10810.7856	0.48262436	11.78829	294.79	1.075
Total gas age = 301.485	0.22427	0.09103	4.064E-06	0.05427	106.53072	0.00475584	0.369	14201.048	0.63397536	13.61687	301.998	1.046
Error = 0.969	0.23854	0.21933	9.792E-06	0.05117	114.68792	0.00512	0.46339	15375.0132	0.68638452	67.34833	304.119	1.687
Plateau Age = 303.1	0.27738	0.16577	7.400E-06	0.05255	134.16008	0.00598929	0.60833	18107.3803	0.80836519	29.24962	305.719	1.398
Error = 1	0.14748	0.18277	8.159E-06	0.10675	89.6991	0.00400442	0.33404	11994.5019	0.53546883	12.7539	303.156	1.209
	0.12466	0.00595	2.656E-07	0.05977	8.07246	0.00036038	0.15302	1061.59047	0.04739243	2.30003	295.673	7.685
	0.16944	-0.11903	-5.314E-06	0.07248	3.19249	0.00014252	0.12308	418.46937	0.01868167	0.92764	299.96	19.003
	0.15082	-0.07382	-3.296E-06	0.06341	1.63794	7.3122E-05	0.10156	213.25152	0.00952016	0.57096	286.684	34.163
	0.18191	-0.00744	-3.321E-07	0.08196	0.97395	4.348E-05	0.11235	137.00263	0.00611619	0.55602	277.084	52.696
	0.1851	-0.04395	-1.962E-06	0.05307	0.83353	3.7211E-05	0.07053	108.6744	0.00485154	0.52425	284.347	40.194
	0.18963	-0.02279	-1.017E-06	0.05637	0.54919	2.4517E-05	0.08177	71.04856	0.00317181	0.45769	238.153	66.002
	0.1878	-0.13837	-6.177E-06	0.05239	0.58503	2.6117E-05	0.05518	80.47877	0.0035928	0.6273	270.568	54.26

DTH-38B	<sup>37</sup> Ar error	<sup>38</sup> Ar (Vol)	<sup>38</sup> Ar (mol)	<sup>38</sup> Ar error	<sup>39</sup> Ar (Vol)	<sup>39</sup> Ar (mol)	<sup>39</sup> Ar error	<sup>40</sup> Ar (Vol)	<sup>40</sup> Ar (mol)	<sup>40</sup> Ar error	Age(Ma)	Age error
J= 1.37E-3	0.23188	0.08735	3.900E-06	0.06267	3.15063	0.00014065	0.14983	344.0562	0.01535965	0.6558	220.936	17.914
Error = 3.72E-06	0.24111	-0.01895	-8.460E-07	0.0682	9.31304	0.00041576	0.14555	1045.67615	0.04668197	1.58316	251.101	6.263
Total gas age = 308.412	0.25485	0.06955	3.105E-06	0.10912	76.39579	0.00341053	0.30782	10292.5717	0.45948981	5.73025	302.95	1.309
Error = 0.909	0.23615	0.19231	8.585E-06	0.08612	189.34786	0.00845303	0.36788	25760.6683	1.15002983	16.23647	307.955	0.629
	0.27264	0.18577	8.293E-06	0.09064	69.14935	0.00308702	0.31657	9458.34826	0.42224769	6.925	307.902	1.429
	0.27419	0.11026	4.922E-06	0.07257	86.85613	0.00387751	0.45239	12023.7682	0.53677537	8.8039	313.448	1.632
	0.23971	0.10223	4.564E-06	0.07267	77.39665	0.00345521	0.37541	10564.4729	0.47162825	12.5424	308.765	1.538
	0.22475	0.08603	3.841E-06	0.06571	22.69199	0.00101304	0.15275	3076.85408	0.13735956	2.57738	304.25	2.725
	0.21991	0.22955	1.025E-05	0.08251	113.74542	0.00507792	0.35008	15825.8255	0.70651007	14.31894	313.89	1.082
	0.2317	0.08272	3.693E-06	0.05433	3.60692	0.00016102	0.09975	469.02482	0.02093861	1.00907	307.362	14.55
	0.19973	0.06686	2.985E-06	0.02985	1.32489	5.9147E-05	0.05743	184.14117	0.00822059	0.72358	427.891	25.602
	0.184	0.04273	1.908E-06	0.04017	0.51894	2.3167E-05	0.06332	99.04034	0.00442144	0.62014	530.112	63.909
	0.23685	0.06073	2.711E-06	0.05203	0.61177	2.7311E-05	0.08113	79.57506	0.00355246	0.54658	396.676	60.248

Sample	Mineral	Concentrate	Step	†All errors ±1σ						
135B	Mica	mc43-x7a		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.37E-3			1	0.2075826	200	0.10223	4.564E-06	0.0573	1.9672	8.7821E-05
Error = 3.11E-06			2	0.7200248	400	0.02742	1.224E-06	0.05218	1.35771	6.0612E-05
Total gas age = 266.843			3	0.819083	600	-0.03829	-1.709E-06	0.04473	1.97993	8.839E-05
Error = 7.846			4	0.9191638	800	-0.05063	-2.260E-06	0.06487	1.56964	7.0073E-05
Plateau Age = 275.9			5	0.9790327	1000	-0.00825	-3.683E-07	0.0384	1.29309	5.7727E-05
Error = 4.5			6	0.9933417	1200	-0.03917	-1.749E-06	0.05822	0.13612	6.0768E-06
			7	1.0214688	1600	-0.01839	-8.210E-07	0.05989	0.43774	1.9542E-05
			8	1.0167962	2000	0.02046	9.134E-07	0.05405	-0.14524	-6.484E-06
			9	1.0168044	2400	0.0217	9.688E-07	0.05442	-0.08455	-3.775E-06
			10	1.0119447	2800	0.07161	3.197E-06	0.06841	-0.34685	-1.548E-05
			11	1.0096489	3200	-0.05996	-2.677E-06	0.0564	0.33654	1.5024E-05
			12	1.0068408	3600	0.03521	1.572E-06	0.04996	0.18514	8.2652E-06
			13	1	4000	-0.02743	-1.225E-06	0.04973	0.04493	2.0058E-06

135B	Mica	mc43-x7b		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.42E-3			1	0.1548356	100	0.16705	7.458E-06	0.04652	1.24832	5.5729E-05
Error = 3.11E-06			2	0.3977444	200	0.07847	3.503E-06	0.03482	0.04262	1.9027E-06
Total gas age = 254.455			3	0.6967567	400	0.10675	4.766E-06	0.03754	0.41752	1.8639E-05
Error = 9.526			4	0.8681261	600	0.09781	4.367E-06	0.05019	0.67147	2.9976E-05
Plateau Age = 263.6			5	0.9146317	800	0.13409	5.986E-06	0.04862	0.00925	4.1295E-07
Error = 4.9			6	0.9432021	1000	-0.02803	-1.251E-06	0.0471	0.26365	1.177E-05
			7	0.9724922	1200	-0.03543	-1.582E-06	0.05565	0.5787	2.5835E-05
			8	0.982075	1600	0.01854	8.277E-07	0.03886	0.06971	3.1121E-06
			9	0.9901037	2000	-0.13525	-6.038E-06	0.05501	0.11418	5.0973E-06
			10	0.9953349	2800	-0.00319	-1.424E-07	0.06298	0.23353	1.0425E-05
			11	0.9922874	3200	0.00785	3.504E-07	0.08386	0.47849	2.1361E-05
			12	0.9960424	3600	0.1282	5.723E-06	0.07919	0.50573	2.2577E-05
			13	1	4000	0.00478	2.134E-07	0.05823	0.47068	2.1013E-05

Sample	<sup>37</sup> Ar error	<sup>38</sup> Ar (Vol)	<sup>38</sup> Ar (mol)	<sup>38</sup> Ar error	<sup>39</sup> Ar (Vol)	<sup>39</sup> Ar (mol)	<sup>39</sup> Ar error	<sup>40</sup> Ar (Vol)	<sup>40</sup> Ar (mol)	<sup>40</sup> Ar error	Age(Ma)	Age error
<b>135B</b>												
J= 1.37E-3	0.175	0.0141	6.295E-07	0.07333	4.16068	0.00018574	0.12483	425.72929	0.01900577	0.94329	221.107	10.891
Error = 3.11E-06	0.18747	0.10088	4.504E-06	0.05285	10.27113	0.00045853	0.13638	1261.7943	0.0563301	1.06699	279.26	4.688
Total gas age = 266.843	0.21205	0.00654	2.920E-07	0.05746	1.98547	8.8637E-05	0.14137	218.02013	0.00973304	0.47132	265.317	22.611
Error = 7.846	0.2089	0.051	2.277E-06	0.05277	2.00597	8.9552E-05	0.13111	194.9862	0.00870474	0.43159	241.999	25.437
Plateau Age = 275.9	0.17801	0.04183	1.867E-06	0.04963	1.19998	5.3571E-05	0.12201	110.18561	0.004919	0.58221	218.463	29.475
Error = 4.5	0.17024	-0.07523	-3.358E-06	0.06592	0.2868	1.2804E-05	0.08657	28.06223	0.00125278	0.30287	313.15	152.009
	0.23743	-0.01267	-5.656E-07	0.0862	0.56376	2.5168E-05	0.11068	60.31971	0.00269284	0.53491	267.726	82.914
	0.16971	-0.24793	-1.107E-05	0.06936	-0.09366	-4.181E-06	0.08553	12.16372	0.00054302	0.37236	-169.32	491.145
	0.18751	-0.08216	-3.668E-06	0.06358	0.00017	7.5893E-09	0.05229	9.26515	0.00041362	0.27704	5784.517	548271.071
	0.14351	-0.11323	-5.055E-06	0.08004	-0.0974	-4.348E-06	0.0537	3.40012	0.00015179	0.39281	402.732	456.543
	0.18058	-0.05796	-2.588E-06	0.0538	-0.04602	-2.054E-06	0.08938	9.84769	0.00043963	0.2344	-2858.106	16907.98
	0.21414	0.05788	2.584E-06	0.06754	-0.05628	-2.513E-06	0.09676	5.29663	0.00023646	0.21471	211.687	671.722
	0.26266	0.06535	2.917E-06	0.05738	-0.13711	-6.121E-06	0.09333	1.20785	5.3922E-05	0.18419	-176.454	318.54

Sample	<sup>37</sup> Ar error	<sup>38</sup> Ar (Vol)	<sup>38</sup> Ar (mol)	<sup>38</sup> Ar error	<sup>39</sup> Ar (Vol)	<sup>39</sup> Ar (mol)	<sup>39</sup> Ar error	<sup>40</sup> Ar (Vol)	<sup>40</sup> Ar (mol)	<sup>40</sup> Ar error	Age(Ma)	Age error
<b>135B</b>												
J= 1.42E-3	0.16181	0.02656	1.186E-06	0.04948	2.35941	0.00010533	0.11458	254.25439	0.01135064	0.71122	203.018	15.919
Error = 3.11E-06	0.15206	0.06832	3.050E-06	0.05271	3.70149	0.00016525	0.07995	442.39924	0.01974997	0.91071	260.501	7.949
Total gas age = 254.455	0.14554	0.06591	2.942E-06	0.03757	4.5564	0.00020341	0.08395	565.13845	0.0252294	0.79869	268.735	6.946
Error = 9.526	0.22789	0.01507	6.728E-07	0.0685	2.61136	0.00011658	0.08157	325.23091	0.01451924	1.02917	260.974	14.36
Plateau Age = 263.6	0.19629	-0.01007	-4.496E-07	0.0709	0.70866	3.1637E-05	0.07363	88.23903	0.00393924	0.41115	162.24	48.623
Error = 4.9	0.11943	0.03955	1.766E-06	0.06865	0.43536	1.9436E-05	0.07493	37.12852	0.00165752	0.27862	241.232	79.385
	0.13414	0.05693	2.542E-06	0.05755	0.44633	1.9925E-05	0.07423	53.42075	0.00238485	0.364	323.417	90.756
	0.23336	0.05669	2.531E-06	0.06509	0.14602	6.5188E-06	0.06992	23.20578	0.00103597	0.2723	277.852	207.501
	0.19875	0.01302	5.813E-07	0.0667	0.12234	5.4616E-06	0.07188	22.75455	0.00101583	0.2819	960.655	478.348
	0.10832	0.02888	1.289E-06	0.05523	0.07971	3.5585E-06	0.06505	7.32653	0.00032708	0.22193	240.018	537.99
	0.171	0.02241	1.000E-06	0.06191	-0.04644	-2.073E-06	0.09558	4.76118	0.00021255	0.30409	-134.996	1452.165
	0.22005	0.16201	7.233E-06	0.06031	0.05722	2.5545E-06	0.08215	10.32016	0.00046072	0.38652	-1915.528	5859.275
	0.2106	0.05461	2.438E-06	0.06376	0.06031	2.6924E-06	0.07019	8.73773	0.00039008	0.29743	278	675.506

Sample	Mineral	Concentrate	Step	†All errors ±1σ						
DTG-86G	Mica	mc43-x8a		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.42E-3			1	0.2123225	200	0.0204	9.107E-07	0.05582	12.50278	0.00055816
Error = 2.75E-06			2	0.3936202	400	0.10763	4.805E-06	0.05341	18.2567	0.00081503
Total gas age = 295.039			3	0.4533207	600	0.07394	3.301E-06	0.05563	26.53684	0.00118468
Error = 0.869			4	0.874511	800	0.01043	4.656E-07	0.06228	74.34869	0.00331914
			5	0.9452607	1000	0.0602	2.688E-06	0.05012	57.895	0.0025846
			6	0.9904219	1200	0.03162	1.412E-06	0.05889	31.3271	0.00139853
			7	0.9993963	1600	0.16712	7.461E-06	0.0808	19.45965	0.00086873
			8	0.9997295	2000	0.03591	1.603E-06	0.0577	2.47075	0.0001103
			9	0.9995391	2400	0.05915	2.641E-06	0.05919	0.2625	1.1719E-05
			10	0.9992743	2800	-0.03144	-1.404E-06	0.09719	-0.06738	-3.008E-06
			11	0.9993091	3200	-0.08928	-3.986E-06	0.05335	0.06276	2.8018E-06
			12	0.9996803	3600	-0.00855	-3.817E-07	0.05539	0.42521	1.8983E-05
			13	1	4000	0.06161	2.750E-06	0.05127	0.25268	1.128E-05

DTH-86G	Mica	mc43-x8b		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.42E-3			1	0.0298033	100	0.12926	5.771E-06	0.04869	4.82182	0.00021526
Error = 2.75E-06			2	0.1348528	200	-0.13069	-5.834E-06	0.12362	5.85496	0.00026138
Total gas age = 293.463			3	0.3205811	400	-0.06286	-2.806E-06	0.05347	10.64724	0.00047532
Error = 0.964			4	0.5246954	600	-0.073	-3.259E-06	0.05567	18.8841	0.00084304
Plateau Age = 299.6			5	0.8854567	800	0.05334	2.381E-06	0.04509	123.47563	0.0055123
Error = 1			6	0.9507195	1000	0.18601	8.304E-06	0.10592	111.30834	0.00496912
			7	0.9876	1200	0.15682	7.001E-06	0.06571	99.15326	0.00442648
			8	0.9949749	1600	0.0191	8.527E-07	0.04935	37.51622	0.00167483
			9	0.994851	2000	0.12267	5.476E-06	0.04803	3.31013	0.00014777
			10	0.9975309	2800	0.05824	2.600E-06	0.06232	14.62183	0.00065276
			11	0.999504	3200	0.0002	8.929E-09	0.05756	2.40896	0.00010754
			12	0.9998209	3600	0.10117	4.517E-06	0.0736	1.33156	5.9445E-05
			13	1	4000	0.08169	3.647E-06	0.07761	2.21147	9.8726E-05

Sample	<sup>37</sup> Ar error	<sup>38</sup> Ar (Vol)	<sup>38</sup> Ar (mol)	<sup>38</sup> Ar error	<sup>39</sup> Ar (Vol)	<sup>39</sup> Ar (mol)	<sup>39</sup> Ar error	<sup>40</sup> Ar (Vol)	<sup>40</sup> Ar (mol)	<sup>40</sup> Ar error	Age(Ma)	Age error
<b>DTG-86G</b>												
J= 1.42E-3	0.2414	0.10288	4.593E-06	0.11349	71.74994	0.00320312	0.2202	9374.38432	0.4184993	8.9209	297.328	1.005
Error = 2.75E-06	0.32765	0.10598	4.731E-06	0.08679	61.26571	0.00273508	0.22875	7902.7114	0.35279962	7.8287	292.919	1.177
Total gas age = 295.039	0.24852	0.16771	7.487E-06	0.06768	20.17455	0.00090065	0.15193	2503.91583	0.11178196	2.9743	281.429	2.632
Error = 0.869	0.4619	0.24749	1.105E-05	0.06625	142.33238	0.00635412	0.4168	18645.8475	0.8324039	17.09347	298.191	0.886
	0.68566	0.16741	7.474E-06	0.09953	23.90839	0.00106734	0.20368	3049.98211	0.13615992	3.38079	289.451	2.643
	0.50382	0.11621	5.188E-06	0.08817	15.26127	0.00068131	0.16574	1965.67873	0.08775351	2.44892	292.325	3.804
	0.51558	-0.07487	-3.342E-06	0.08172	3.03272	0.00013539	0.07004	397.35021	0.01773885	0.70498	263.78	17.775
	0.37007	-0.10354	-4.622E-06	0.09266	0.1126	5.0268E-06	0.09894	20.21172	0.00090231	0.36969	199.604	374.501
	0.30052	-0.10902	-4.867E-06	0.0918	-0.06436	-2.873E-06	0.13043	26.46107	0.0011813	0.49137	-383.483	1201.115
	0.31763	-0.10378	-4.633E-06	0.09534	-0.08947	-3.994E-06	0.06573	-2.28612	-0.0001021	0.37031	-205	904.517
	0.15818	0.06436	2.873E-06	0.05733	0.01175	5.2455E-07	0.0641	0.68046	3.0378E-05	0.29373	2571.57	7516.513
	0.12981	-0.02412	-1.077E-06	0.05061	0.12545	5.6004E-06	0.06382	17.11384	0.00076401	0.2749	351.116	311.572
	0.12113	-0.00099	-4.420E-08	0.06892	0.10802	4.8223E-06	0.07158	0.31092	1.388E-05	0.2676	-465.206	570.597
<b>DTH-86G</b>												
J= 1.42E-3	0.28536	0.30066	1.342E-05	0.06014	11.03501	0.00049263	0.11454	1187.49352	0.0530131	1.43521	240.993	3.68
Error = 2.75E-06	0.30338	0.31203	1.393E-05	0.08001	38.89576	0.00173642	0.12037	5065.3282	0.22613072	3.65786	298.696	2.156
Total gas age = 293.463	0.33501	0.07251	3.237E-06	0.0855	68.76798	0.00307	0.48155	9069.38303	0.40488317	6.49985	300.652	2.008
Error = 0.964	0.27362	0.15919	7.107E-06	0.05834	75.57563	0.00337391	0.47308	10011.5423	0.44694385	7.6644	301.913	1.812
Plateau Age = 299.6	0.38572	0.38019	1.697E-05	0.08102	133.57594	0.00596321	0.49916	17541.6325	0.78310859	11.63808	298.663	1.066
Error = 1	0.98191	0.15473	6.908E-06	0.06142	24.16428	0.00107876	0.15852	2961.78529	0.13222256	2.85302	275.626	3.233
	0.87017	0.09985	4.458E-06	0.056	13.65543	0.00060962	0.16996	1567.13516	0.06996139	1.79735	256.562	4.274
	0.59723	0.08491	3.791E-06	0.08082	2.73065	0.0001219	0.11574	298.11744	0.01330881	0.39417	247.388	15.134
	0.25348	-0.07091	-3.166E-06	0.09965	-0.0459	-2.049E-06	0.07724	-0.45382	-2.026E-05	0.34216	1336.218	1629.968
	0.41223	0.0007	3.125E-08	0.06526	0.99227	4.4298E-05	0.09322	103.51181	0.00462106	0.69572	203.402	44.878
	0.20894	-0.02385	-1.065E-06	0.06467	0.73057	3.2615E-05	0.06918	23.63475	0.00105512	0.27421	78.169	55.675
	0.2505	-0.03302	-1.474E-06	0.08696	0.11732	5.2375E-06	0.0776	4.62263	0.00020637	0.29739	-632.031	821.654
	0.21476	-0.06646	-2.967E-06	0.07399	0.06633	2.9612E-06	0.06451	19.73122	0.00088086	0.34276	-172.53	958.284



Sample	Mineral	Concentrate	Step	†All errors ±1σ						
138K	Mica	mc43-x9a		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.37E-03			1	0.1418115	200	0.98906	4.415E-05	0.051	1.16102	5.1831E-05
Error = 2.52E-06			2	0.3794691	400	0.4186	1.869E-05	0.05164	1.2467	5.5656E-05
Total gas age = 276.286			3	0.4932739	600	0.17561	7.840E-06	0.04647	2.02258	9.0294E-05
Error = 0.576			4	0.6689147	800	0.12219	5.455E-06	0.07461	2.29023	0.00010224
			5	0.8614389	1000	0.20321	9.072E-06	0.05379	2.84932	0.0001272
			6	0.9329323	1200	0.16163	7.216E-06	0.04235	4.02419	0.00017965
			7	0.9727331	1600	0.06334	2.828E-06	0.08119	6.28945	0.00028078
			8	0.9931072	2000	0.04429	1.977E-06	0.04171	2.98632	0.00013332
			9	0.9975108	2400	0.03348	1.495E-06	0.06188	1.46678	6.5481E-05
			10	0.9994251	2800	-0.09455	-4.221E-06	0.03038	0.61487	2.745E-05
			11	0.9997637	3200	-0.10544	-4.707E-06	0.05911	0.12667	5.6549E-06
			12	0.9998522	3600	-0.01906	-8.509E-07	0.05762	-0.20303	-9.064E-06
			13	1	4000	0.00115	5.134E-08	0.07199	-0.13115	-5.855E-06

138K	Mica	mc43-x9b		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.37E-03			1	0.0344419	100	0.51462	2.297E-05	0.06452	0.21577	9.6326E-06
Error = 2.52E-06			2	0.115082	200	0.14088	6.289E-06	0.0495	0.35213	1.572E-05
Total gas age = 285.775			3	0.4022748	400	0.15283	6.823E-06	0.06326	1.21999	5.4464E-05
Error = 0.567			4	0.5644212	600	-0.0106	-4.732E-07	0.06541	1.07076	4.7802E-05
			5	0.8207582	800	0.11315	5.051E-06	0.06563	2.80298	0.00012513
			6	0.9099141	1000	0.00225	1.004E-07	0.07389	3.48537	0.0001556
			7	0.939407	1200	0.10854	4.846E-06	0.07546	1.89138	8.4437E-05
			8	0.999447	1600	0.1581	7.058E-06	0.06787	7.1669	0.00031995
			9	0.9995808	2000	0.01747	7.799E-07	0.07479	-0.05919	-2.642E-06
			10	0.9995199	2800	0.07686	3.431E-06	0.10299	-0.13197	-5.892E-06
			11	0.9997134	3200	-0.04441	-1.983E-06	0.0657	-0.15167	-6.771E-06
			12	0.999758	3600	-0.07649	-3.415E-06	0.05088	0.1567	6.9955E-06
			13	1	4000	-0.12141	-5.420E-06	0.06056	0.31109	1.3888E-05

Sample	<sup>37</sup> Ar error	<sup>38</sup> Ar (Vol)	<sup>38</sup> Ar (mol)	<sup>38</sup> Ar error	<sup>39</sup> Ar (Vol)	<sup>39</sup> Ar (mol)	<sup>39</sup> Ar error	<sup>40</sup> Ar (Vol)	<sup>40</sup> Ar (mol)	<sup>40</sup> Ar error	Age(Ma)	Age error
<b>138K</b>												
J= 1.37E-03	0.20738	0.91842	4.100E-05	0.11185	219.83214	0.00981393	0.58413	21250.9931	0.94870505	17.44374	221.891	0.601
Error = 2.52E-06	0.23875	0.60496	2.701E-05	0.06537	368.41001	0.01644688	1.1271	45629.1324	2.03701484	36.21988	282.568	0.832
Total gas age = 276.286	0.23045	0.34986	1.562E-05	0.09495	176.41685	0.00787575	0.62592	21475.0809	0.95870897	15.02723	278.151	0.947
Error = 0.576	0.23997	0.46747	2.087E-05	0.10979	272.27343	0.01215506	0.84132	34960.96	1.56075714	23.92466	292.604	0.872
	0.27253	0.43578	1.945E-05	0.08785	298.44549	0.01332346	0.58291	38725.7397	1.72882767	22.8342	295.31	0.567
	0.21246	0.06799	3.035E-06	0.08242	110.8269	0.00494763	0.53631	13225.0336	0.59040329	9.15549	272.761	1.261
	0.18365	-0.03762	-1.679E-06	0.09339	61.69807	0.00275438	0.35656	7105.7316	0.31722016	4.86952	264.153	1.655
	0.18812	-0.1327	-5.924E-06	0.05314	31.58346	0.00140998	0.23038	3847.85959	0.17177945	2.6409	278.113	2.062
	0.14965	-0.10639	-4.750E-06	0.08188	6.82634	0.00030475	0.10065	778.53015	0.03475581	0.94893	259.296	6.766
	0.19641	-0.24057	-1.074E-05	0.06687	2.96741	0.00013247	0.09308	368.81966	0.01646516	1.04312	304.012	10.847
	0.14965	-0.08685	-3.877E-06	0.08868	0.52492	2.3434E-05	0.13803	67.60924	0.00301827	0.5581	414.5	117.385
	0.14708	0.03122	1.394E-06	0.05889	0.13711	6.121E-06	0.12279	19.27257	0.00086038	0.35968	401.632	405.752
	0.18628	-0.01534	-6.848E-07	0.07313	0.22917	1.0231E-05	0.11011	18.1021	0.00080813	0.52759	182.42	223.941

Sample	<sup>37</sup> Ar error	<sup>38</sup> Ar (Vol)	<sup>38</sup> Ar (mol)	<sup>38</sup> Ar error	<sup>39</sup> Ar (Vol)	<sup>39</sup> Ar (mol)	<sup>39</sup> Ar error	<sup>40</sup> Ar (Vol)	<sup>40</sup> Ar (mol)	<sup>40</sup> Ar error	Age(Ma)	Age error
<b>138K</b>												
J= 1.37E-03	0.18763	0.50152	2.239E-05	0.1018	45.89803	0.00204902	0.17792	3705.75755	0.1654356	2.52615	182.227	1.154
Error = 2.52E-06	0.17876	0.41676	1.861E-05	0.08803	107.4629	0.00479745	0.49503	11482.0816	0.51259293	9.73231	246.079	1.117
Total gas age = 285.775	0.29773	0.7182	3.206E-05	0.11414	382.71983	0.01708571	0.68033	48398.3189	2.16063924	35.10254	288.535	0.522
Error = 0.567	0.18819	0.50696	2.263E-05	0.11363	216.08009	0.00964643	0.52028	28049.8223	1.25222421	19.58797	295.877	0.71
	0.18318	0.52678	2.352E-05	0.11776	341.60063	0.01525003	0.56212	44966.777	2.0074454	22.70766	299.47	0.49
	0.309	0.215	9.598E-06	0.09968	118.81118	0.00530407	0.39909	15323.3117	0.68407641	9.37252	294.068	1.004
	0.22293	0.16371	7.308E-06	0.085	39.30296	0.0017546	0.29834	5118.14303	0.22848853	4.16978	294.994	2.396
	0.31546	0.23511	1.050E-05	0.10022	80.01069	0.00357191	0.2748	9802.18881	0.43759771	9.15408	279.195	1.064
	0.22211	0.03434	1.533E-06	0.07636	0.17835	7.9621E-06	0.09394	17.63043	0.00078707	0.49327	165.326	292.183
	0.28973	0.04394	1.962E-06	0.07695	-0.08113	-3.622E-06	0.08468	0.2149	9.5938E-06	0.48835	581.886	849.947
	0.16877	-0.11394	-5.087E-06	0.06594	0.25781	1.1509E-05	0.04613	30.31667	0.00135342	0.54358	375.375	163.217
	0.16898	-0.08755	-3.908E-06	0.0636	0.05946	2.6545E-06	0.10425	7.89335	0.00035238	0.46899	961.591	1357.736
	0.19725	-0.16676	-7.445E-06	0.08643	0.32247	1.4396E-05	0.06449	25.95633	0.00115876	0.34391	421.562	132.281

Sample	Mineral	Concentrate	Step	†All errors ±1σ						
DTH-40E	Mica	mc43-x10a		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.37E-3			1	0.0988264	100	2.12288	9.477E-05	0.09869	0.99229	4.4299E-05
Error = 2.45E-06			2	0.2664971	200	1.04222	4.653E-05	0.07388	0.89506	3.9958E-05
Total gas age = 209.996			3	0.5961762	400	1.42382	6.356E-05	0.10971	1.4407	6.4317E-05
Error = 0.718			4	0.7835713	600	0.95153	4.248E-05	0.10851	1.26475	5.6462E-05
Plateau Age = 219.6			5	0.8859446	800	0.3557	1.588E-05	0.08379	0.94985	4.2404E-05
Error = 1.1			6	0.9487844	1000	0.29066	1.298E-05	0.06406	1.03996	4.6427E-05
			7	0.9871833	1200	0.32642	1.457E-05	0.0659	1.09513	4.889E-05
			8	0.9990226	1600	0.05549	2.477E-06	0.05429	0.37624	1.6796E-05
			9	0.9995097	2000	-0.01546	-6.902E-07	0.07181	0.04516	2.0161E-06
			10	0.9998977	2800	-0.07125	-3.181E-06	0.06705	0.00349	1.558E-07
			11	0.9999967	3200	0.06209	2.772E-06	0.039	-0.2259	-1.008E-05
			12	1.0001327	3600	-0.04538	-2.026E-06	0.05114	-0.19398	-8.66E-06
			13	1	4000	-0.01489	-6.647E-07	0.04797	-0.1159	-5.174E-06

DTH-40E	Mica	mc43-x10b		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.37E-3			1	0.1424579	100	1.97	8.795E-05	0.09716	0.67303	3.0046E-05
Error = 2.45E-06			2	0.3042673	200	1.07797	4.812E-05	0.07591	0.61766	2.7574E-05
Total gas age = 200.092			3	0.6310276	400	1.2276	5.480E-05	0.05697	0.73618	3.2865E-05
Error = 0.845			4	0.826718	600	0.73337	3.274E-05	0.05317	0.98562	4.4001E-05
Plateau Age = 213.8			5	0.9205396	800	0.38262	1.708E-05	0.06156	1.756	7.8393E-05
Error = 0.8			6	0.96687	1000	-0.00322	-1.438E-07	0.06502	0.77837	3.4749E-05
			7	0.9975365	1200	-0.03629	-1.620E-06	0.08247	1.02878	4.5928E-05
			8	0.9995577	1600	-0.13137	-5.865E-06	0.07433	-0.35159	-1.57E-05
			9	1.0001282	2000	0.00817	3.647E-07	0.06695	-0.16211	-7.237E-06
			10	0.9999125	2800	-0.10595	-4.730E-06	0.0494	-0.36453	-1.627E-05
			11	0.9999725	3200	0.05708	2.548E-06	0.06065	-0.05282	-2.358E-06
			12	1.0003978	3600	0.09452	4.220E-06	0.06497	0.00793	3.5402E-07
			13	1	4000	0.1687	7.531E-06	0.05409	0.0744	3.3214E-06

Sample	<sup>37</sup> Ar error	<sup>38</sup> Ar (Vol)	<sup>38</sup> Ar (mol)	<sup>38</sup> Ar error	<sup>39</sup> Ar (Vol)	<sup>39</sup> Ar (mol)	<sup>39</sup> Ar error	<sup>40</sup> Ar (Vol)	<sup>40</sup> Ar (mol)	<sup>40</sup> Ar error	Age(Ma)	Age error
DTH-40E												
J= 1.37E-3	0.19401	0.74213	3.313E-05	0.08621	38.4073	0.00171461	0.30223	2512.05958	0.11214552	2.34133	117.642	1.982
Error = 2.45E-06	0.15087	0.27885	1.245E-05	0.07046	65.16258	0.00290904	0.35347	5983.07298	0.26710147	3.22382	203.787	1.286
Total gas age = 209.996	0.18483	0.33745	1.506E-05	0.06892	128.1246	0.00571985	0.36053	12469.842	0.55668938	6.09713	219.101	0.81
Error = 0.718	0.1335	0.24686	1.102E-05	0.07351	72.82813	0.00325126	0.27546	7137.44512	0.31863594	8.52254	219.323	1.269
Plateau Age = 219.6	0.18058	0.16313	7.283E-06	0.06413	39.78576	0.00177615	0.38137	3952.23868	0.17643923	3.5591	224.914	2.45
Error = 1.1	0.13148	0.00854	3.813E-07	0.06808	24.42169	0.00109025	0.27511	2569.37773	0.11470436	2.0252	235.807	3.012
	0.13003	0.12073	5.390E-06	0.09018	14.92315	0.00066621	0.13942	1592.45608	0.07109179	1.89469	232.663	3.509
	0.13434	-0.04952	-2.211E-06	0.08393	4.60114	0.00020541	0.09008	541.92404	0.02419304	1.17513	262.828	8.887
	0.24622	-0.03265	-1.458E-06	0.06166	0.18931	8.4513E-06	0.09171	51.48318	0.00229836	0.55753	615.439	320.657
	0.22011	-0.00813	-3.629E-07	0.0593	0.1508	6.7321E-06	0.05436	17.99159	0.0008032	0.33627	548.791	294.548
	0.15796	0.05835	2.605E-06	0.08115	0.03847	1.7174E-06	0.05989	12.14837	0.00054234	0.38446	-451.233	1243.654
	0.23297	-0.05276	-2.355E-06	0.05276	0.05284	2.3589E-06	0.06251	11.37778	0.00050794	0.32085	897.023	940.705
	0.20773	-0.01791	-7.996E-07	0.08496	-0.05156	-2.302E-06	0.04187	3.77122	0.00016836	0.38917	-442.716	961.481

DTH-40E	<sup>37</sup> Ar error	<sup>38</sup> Ar (Vol)	<sup>38</sup> Ar (mol)	<sup>38</sup> Ar error	<sup>39</sup> Ar (Vol)	<sup>39</sup> Ar (mol)	<sup>39</sup> Ar error	<sup>40</sup> Ar (Vol)	<sup>40</sup> Ar (mol)	<sup>40</sup> Ar error	Age(Ma)	Age error
J= 1.37E-3	0.29674	0.57226	2.555E-05	0.04965	38.4414	0.00171613	0.26654	2634.2305	0.11759958	2.29768	127.617	1.929
Error = 2.45E-06	0.31711	0.27874	1.244E-05	0.07469	43.66325	0.00194925	0.37403	3882.60757	0.1733307	3.28177	191.654	1.94
Total gas age = 200.092	0.26168	0.17414	7.774E-06	0.06756	88.17426	0.00393635	0.27938	8440.89874	0.37682584	8.46075	213.77	0.793
Error = 0.845	0.37191	0.22894	1.022E-05	0.07285	52.80586	0.0023574	0.14137	5044.86248	0.22521708	5.43642	213.366	0.878
Plateau Age = 213.8	0.26309	0.11752	5.246E-06	0.0473	25.31717	0.00113023	0.26465	2486.4269	0.1110012	2.45148	218.45	2.676
Error = 0.8	0.18083	0.12663	5.653E-06	0.07589	12.50199	0.00055812	0.14459	1269.12123	0.0566572	1.82541	235.584	4.218
	0.25031	0.24221	1.081E-05	0.07437	8.27514	0.00036943	0.16905	826.47326	0.03689613	1.32859	234.672	7.834
	0.18797	0.13384	5.975E-06	0.07835	0.54542	2.4349E-05	0.12362	61.91866	0.00276423	0.43177	407.774	114.8
	0.14421	0.09314	4.158E-06	0.0752	0.15394	6.8723E-06	0.12651	5.33844	0.00023832	0.31818	46.439	312.597
	0.17489	0.01121	5.004E-07	0.08881	-0.05821	-2.599E-06	0.14455	0.68663	3.0653E-05	0.31345	-2423.913	14011.945
	0.24612	0.09913	4.425E-06	0.07759	0.01621	7.2366E-07	0.06836	2.63382	0.00011758	0.2619	-7338.146	46524.059
	0.25135	0.02518	1.124E-06	0.04799	0.11474	5.1223E-06	0.06073	2.88625	0.00012885	0.30333	-642.623	719.25
	0.28421	-0.0501	-2.237E-06	0.06719	-0.10733	-4.792E-06	0.0452	1.26136	5.6311E-05	0.28595	872.106	369.569

Sample	Mineral	Concentrate	Step	†All errors ±1σ						
DTH-27B	Mica	mc43-x11a		<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.37E-3			1	0.0317819	100	0.41	1.830E-05	0.07537	0.55167	2.4628E-05
Error = 2.51E-06			2	0.1590923	200	0.0187	8.348E-07	0.06366	0.83947	3.7476E-05
Total gas age = 272.22			3	0.5945606	400	0.13489	6.022E-06	0.05799	11.4005	0.00050895
Error = 0.663			4	0.7945244	600	0.05657	2.525E-06	0.08112	8.38244	0.00037422
			5	0.8987874	800	0.06135	2.739E-06	0.05418	16.93583	0.00075606
			6	0.9360894	1000	0.07385	3.297E-06	0.05226	10.29479	0.00045959
			7	0.9554069	1200	0.03931	1.755E-06	0.04667	7.23416	0.00032295
			8	0.9794291	1600	0.03405	1.520E-06	0.04772	23.82374	0.00106356
			9	0.9900038	2000	0.08483	3.787E-06	0.07045	6.66841	0.0002977
			10	0.9964843	2800	0.12582	5.617E-06	0.09399	3.74136	0.00016703
			11	0.9984378	3200	0.03663	1.635E-06	0.04551	0.82227	3.6708E-05
			12	0.9992149	3600	0.04077	1.820E-06	0.0659	-0.05053	-2.256E-06
			13	1	4000	-0.04063	-1.814E-06	0.06194	-0.10201	-4.554E-06

DTH-27B	Mica			<sup>39</sup> Ar (fraction)	Laser Power mW	<sup>36</sup> Ar (Vol)	<sup>36</sup> Ar (mol)	<sup>36</sup> Ar error	<sup>37</sup> Ar (Vol)	<sup>37</sup> Ar (mol)
J= 1.37E-3			1	0.0181716	100	0.2466	1.101E-05	0.03522	0.40125	1.7913E-05
Error = 2.51E-06			2	0.1020409	200	0.2274	1.015E-05	0.07015	1.43613	6.4113E-05
Total gas age = 272.084			3	0.3317598	400	0.23752	1.060E-05	0.04537	10.68534	0.00047702
Error = 0.502			4	0.6852901	600	0.266	1.188E-05	0.06436	16.69934	0.00074551
			5	0.8819683	800	0.18222	8.135E-06	0.05361	26.42238	0.00117957
			6	0.9452641	1000	-0.0638	-2.848E-06	0.07694	15.24991	0.0006808
			7	0.9680104	1200	-0.07694	-3.435E-06	0.05883	24.79339	0.00110685
			8	0.9822306	1600	-0.13285	-5.931E-06	0.0704	25.30015	0.00112947
			9	0.9856607	2000	-0.15687	-7.003E-06	0.0689	4.03001	0.00017991
			10	0.9920628	2800	-0.03464	-1.546E-06	0.06655	10.4599	0.00046696
			11	0.9940211	3200	0.05229	2.334E-06	0.05934	1.45347	6.4887E-05
			12	0.9955614	3600	0.10867	4.851E-06	0.06551	1.17699	5.2544E-05
			13	1	4000	0.09412	4.202E-06	0.06821	5.98907	0.00026737

Sample	<sup>37</sup> Ar error	<sup>38</sup> Ar (Vol)	<sup>38</sup> Ar (mol)	<sup>38</sup> Ar error	<sup>39</sup> Ar (Vol)	<sup>39</sup> Ar (mol)	<sup>39</sup> Ar error	<sup>40</sup> Ar (Vol)	<sup>40</sup> Ar (mol)	<sup>40</sup> Ar error	Age(Ma)	Age error
DTH-27B												
J= 1.37E-3	0.38287	0.29006	1.295E-05	0.05461	21.81925	0.00097407	0.22755	2016.7347	0.0900328	1.74228	203.385	3.027
Error = 2.51E-06	0.19411	0.12823	5.725E-06	0.07385	87.40234	0.00390189	0.51479	9890.69259	0.44154878	7.51572	260.527	1.513
Total gas age = 272.22	0.43539	0.39044	1.743E-05	0.09954	298.96181	0.01334651	0.64624	35758.1901	1.59634777	27.93992	274.149	0.597
Error = 0.663	0.48752	0.09509	4.245E-06	0.07054	137.2811	0.00612862	0.4662	16819.0245	0.75084931	14.49414	280.352	0.982
	0.28161	0.13921	6.215E-06	0.08398	71.57961	0.00319552	0.3294	8721.22875	0.38934057	6.31905	278.639	1.293
	0.13304	0.02197	9.808E-07	0.05978	25.60892	0.00114326	0.29539	3144.95958	0.14039998	3.56108	279.422	3.263
	0.41705	-0.01221	-5.451E-07	0.12137	13.26203	0.00059205	0.11041	1656.29348	0.07394167	2.35039	283.787	3.126
	0.24649	0.13565	6.056E-06	0.07033	16.49194	0.00073625	0.20024	2019.9435	0.09017605	1.38933	279.243	3.633
	0.35871	0.01054	4.705E-07	0.04826	7.25988	0.0003241	0.15191	888.53647	0.03966681	1.68303	273.005	8.104
	0.16637	0.05138	2.294E-06	0.05614	4.44905	0.00019862	0.11287	541.31558	0.02416587	1.62904	260.985	14.759
	0.248	0.0264	1.179E-06	0.06884	1.34115	5.9873E-05	0.07727	153.61914	0.006858	0.52549	246.258	25.428
	0.14094	-0.07297	-3.258E-06	0.06008	0.53345	2.3815E-05	0.07997	64.83854	0.00289458	0.46964	229.941	85.984
	0.15948	0.01565	6.987E-07	0.0656	0.53903	2.4064E-05	0.09784	43.62141	0.00194738	0.47604	239.167	84.195
DTH-27B												
J= 1.37E-3	0.21446	0.1295	5.781E-06	0.06564	18.03325	0.00080506	0.22519	1530.36867	0.06832003	2.33479	189.933	2.61
Error = 2.51E-06	0.27622	-0.13363	-5.966E-06	0.08694	83.23047	0.00371565	0.22959	9291.11095	0.41478174	7.78114	255.639	0.872
Total gas age = 272.084	0.38411	0.26508	1.183E-05	0.12167	227.96939	0.0101772	0.47481	26566.1333	1.18598809	19.32649	267.22	0.562
Error = 0.502	0.42696	0.29323	1.309E-05	0.08844	350.83774	0.0156624	0.44728	42341.7234	1.89025551	30.1146	276.253	0.392
	0.45214	0.19326	8.628E-06	0.08094	195.18032	0.00871341	0.54655	23725.4766	1.05917306	14.71096	277.99	0.759
	0.282	0.14841	6.625E-06	0.0914	62.8137	0.00280418	0.39816	7713.72085	0.34436254	4.7214	281.857	1.831
	0.55941	0.17665	7.886E-06	0.10759	22.57304	0.00100773	0.2523	2785.23694	0.12434093	2.54233	284.593	3.373
	0.59802	0.07701	3.438E-06	0.05618	14.11197	0.00063	0.17022	1735.52175	0.07747865	3.37099	287.489	4.499
	0.20545	0.0167	7.455E-07	0.05916	3.40395	0.00015196	0.15988	386.13925	0.01723836	0.98758	290.218	17.84
	0.36033	0.14941	6.670E-06	0.09355	6.35337	0.00028363	0.10568	797.04113	0.03558219	1.37265	290.231	7.922
	0.26586	0.09606	4.288E-06	0.07658	1.94332	8.6755E-05	0.08466	249.84793	0.01115393	0.47289	276.58	22.204
	0.16501	0.01011	4.513E-07	0.07701	1.52857	6.824E-05	0.09481	191.57014	0.00855224	0.34544	241.594	30.83
	0.22722	0.11244	5.020E-06	0.08519	4.40482	0.00019664	0.1693	569.01173	0.02540231	1.29117	281.353	13.958