**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PROCESSOS METALOGENÉTICOS EM AMBIENTES DE
ARCO MAGMÁTICO TIPO ANDINO, CASO DE ESTUDO:
MINERALIZAÇÕES DA REGIÃO DOS ANDES
PATAGÔNICOS SETENTRIONAIS DO CHILE**

Paul Luis Duhart Oyarzo

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO

2008

SUMARIO

I. INTRODUÇÃO

1.1 Objetivos e Justificativas	1
1.2 Área de Estudo	2
1.2.1 Localização e acessos	2
1.2.2 Fisiografia	2
Cordilheira da Costa	2
Depressão Intermediária	2
Cordilheira Patagônica Setentrional	2
1.2.3 Clima e Vegetação	4
1.3 Tipos de Trabalho	4
1.4 Trabalhos Anteriores	5

II. MÉTODOS DE TRABALHO

2.1 Pesquisa Bibliográfica	6
2.2 Trabalho de Campo	6
2.3 Estudos de Laboratório	7
2.3.1 Análises Petrográficas	7
2.3.2 Análises Químicas em Rocha Total	7
2.3.3 Análises de Isótopos Radiogênicos	8
2.3.4 Análises Microtermométricas	8
2.4 Isótopos Radiogênicos	9
2.4.1 Sistemáticas Isotópicas	10
2.4.2 Método Re-Os	11
Re-Os em Molibdenita	12
Amostragem e Técnicas Analíticas	14
2.4.3 Método Rb-Sr	14
Rb-Sr em Depósitos Minerais	15
Amostragem e Técnicas Analíticas	16
2.4.4 Método Sm-Nd	16
Sm-Nd em Depósitos Minerais	18
Amostragem e Técnicas Analíticas	18
2.4.5 Método U-Th-Pb	19
U-Pb em Depósitos Minerais	21
Amostragem e Técnicas Analíticas	23
2.5 Microtermometria de Inclusões Fluidas	23
2.5.1 Introdução	23
2.5.2 Características Gerais das Inclusões Fluidas	24
Temperatura de fusão do CO ₂ (T _{fCO2})	25
Temperatura de fusão do gelo (T _{f_g})	25
Temperatura de homogeneização do CO ₂ (Th _{CO2})	26
Temperatura de fusão dos clatratos (T _{fCl})	26
Temperatura de homogeneização total (Th _{tot})	28

III. TECTÔNICA E GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Tectônica da Parte Sul dos Andes do centro-sul	29
3.1.1 Embasamento Pre-cambriano	29
3.1.2 Orôgeno Famatiniano	31
3.1.3 Orôgeno Gondwânico	31
3.1.4 Orôgeno Andino	32
3.2 Geologia Regional dos Andes Chilenos entre os 41 e 44° S	32

IV. MINERALIZAÇÕES NOS ANDES PATAGÔNICOS SETENTRIONAIS (41- 44° S)

4.1 Introdução	37
4.2 Faixas Metalogénicas nos Andes Patagônicos Setentrionais	37
4.2.1 Faixa Polimetálica do Cretáceo Inferior (FPCI)	37
Pórfiro	37
Skarn	39
Veios Hidrotermais	39
Vulcano-Exalativa	39
4.2.2 Faixa Aurífera do Mioceno (FAM)	40
Epitermais	40
Mesotermais	40
4.3 Discussão Metalogenética dos Andes Patagônicos Setentrionais	40

V. GEOLOGIA DOS PROSPECTOS

5.1 Prospecto Las Juntas	43
5.1.1 Generalidades	43
5.1.2 Geologia Local	43
Formação Ibañez e hipoabissais associados	45
Dacitos	45
Andesitos	45
Andesito Hipoabissal	45
Geoquímica	46
Formação Toqui	50
Arenitos	50
Arenitos Fossilíferos	50
Folhelhos	50
Complexo Vulcânico Cerro Díaz e intrusões associadas.....	50
Andesitos	51
Brechas de Andesitos.....	51
Diques de Basalto.....	51
Corpos Subcirculares de Basalto	52
Andesito Hipoabissal.....	52
Geoquímica	52
Batolito Norte-Patagônico e stocks associados	53
Monzogranitos	53
Granodioritos	53
Stock de Piroxênio Diorito Las Juntas	54
Dacito Hipoabissal 'Cerro Campana'	54
Geoquímica	54
5.1.3 Alteração Hidrotermal	59
Alteração Sílica-Adularia.....	59
Alteração Fílica.....	59
Alteração Propilítica.....	59
Geoquímica de Rochas Alteradas	60
5.1.4 Mineralização	60
Mineralização Metálica e Ganga	60
Vênulas	60
Veios	61
Corpos de Brecha	61
Maciça	61
Microscopia de Luz Refletida	62

<i>Vênulas</i>	62
<i>Veios de Cu</i>	62
<i>Veios de Cu-Pb-Zn</i>	62
<i>Veios de Aspy</i>	62
<i>Brechas de Qz</i>	63
<i>Brechas de Cu</i>	63
<i>Brechas de Cu-Pb-Zn</i>	63
<i>Maciça</i>	63
Seqüência Paragenética	66
5.2 Prospecto Pichicolo	67
5.2.1 Generalidades	67
5.2.2 Geologia Local	69
Microdiorito.....	69
Embasamento Metamórfico	70
Sedimentares Continentais e sills associados.....	70
<i>Arenitos</i>	70
<i>Folhelhos</i>	71
<i>Sill de Andesito</i>	71
Formação Pichicolo	71
<i>Andesitos</i>	71
<i>Brechas de Andesito</i>	71
Formação Ayacara	72
Batolito Norte-Patagônico e diques associados	72
<i>Diorito Porfirítico Pichicolo</i>	72
<i>Biotita Tonalito</i>	72
<i>Diques de andesito-basalto</i> ...	73
Geoquímica das Rochas Intrusivas	73
Geoquímica das Rochas Vulcânicas	74
5.2.3 Alteração Hidrotermal	74
5.2.4 Mineralização	75
Mineralização Metálica e Ganga	75
<i>Stockwork</i>	75
<i>Disseminada</i>	76
<i>Disseminada Proximal</i>	76
Microscopia de Luz Refletida	76
<i>Stockwork</i>	76
<i>Disseminada</i>	76
<i>Disseminada Proximal</i>	76
Seqüência Paragenética	77

VI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78
---	----

VII. GEOCRONOLOGÍA K-Ar, Ar/Ar Y U-Pb Y COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE Nd, Sr Y Pb DEL BATOLITO NOR-PATAGÓNICO EM CHILOÉ CONTINENTAL (41-44°S), CENTRO-SUR DE CHILE

Abstract	86
Resumen	88
Introducción	89
Trabajos Anteriores	91
Marco Geológico	93
Cordillera de la Costa	93
Depresión Central.....	93
Cordillera Principal.....	94
Batolito Nor-Patagónico	97
Distribución y Relaciones de Contacto.....	97
Litología y Petrografía	99
Resultados Geocronológicos	101
Geocronología K-Ar y Ar/Ar	101

Geocronología U-Pb Convencional en Circones.....	110
Geocronología U-Pb SHRIMP en Circones	126
Geoquímica Isotópica	131
Isótopos de Sr y Nd	131
Isótopos de Pb	131
Discusión y Conclusiones	134
Agradecimientos	137
Referencias	138

VIII. MINERALIZATION, HYDROTHERMAL ALTERATION AND FLUID INCLUSIONS IN THE LAS JUNTAS AND PICHICOLO LOW-SULPHIDATION PROSPECTS, NORTH-PATAGONIAN CORDILLERA, CHILE

Abstract	144
Introduction	145
Geological setting	145
Analytical methods	148
Geology, hydrothermal alteration and mineralization	149
Las Juntas Prospect	149
Pichicolo Prospect	157
Fluid Inclusions	163
Las Juntas Prospect	163
Pichicolo Prospect	164
Discussion	169
Acknowledgements	179
References	179

IX. AGES AND SOURCES CONSTRAINTS FOR Cu-Mo, Pb-Zn-Cu±(Au-Ag) AND Au-As MINERALIZATION IN THE CHILEAN NORTH-PATAGONIAN CORDILLERA

Abstract	184
Introduction	185
Geological setting	186
Mineralizations	189
Analytical procedures	190
Geochronology of the ore deposits	192
Cu-Mo mineralizations	192
Pb-Zn-Cu±(Au-Ag) mineralizations	197
Au-As mineralizations.....	198
Sr, Nd and Pb isotopic compositions for Pb-Zn-Cu±(Au-Ag) and Au-As mineralization..	198
Discussion	203
Conclusions	206
Acknowledgements	207
References	207

X. CONCLUSÕES	210
10.1 Magmatismo	210
10.2 Mineralizações	211
10.2.1 Prospecto Las Juntas	211
10.2.2 Prospecto Pichicolo	211
10.2.3 Mineralizações de Cu-Mo	212
10.3 Metalogénese Regional	213
10.3.1 Província Metalogenética da Cordilheira da Costa	213
10.3.2 Província Metalogenética da Depressão Intermediária	213
10.3.3 Província Metalogenética da Cordilheira Norte-Patagônica	214
10.4 Perspectivas de Exploração	214

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar meus agradecimentos às diversas pessoas e instituições que contribuíram e viabilizaram em grande parte a realização desta pesquisa que concluiu nesta tese de doutoramento.

Ao orientador, Prof. Dr. Colombo Tassinari, pela oportunidade de executar esta pesquisa no Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pelas sugestões e apoio deste trabalho.

À Prof. Dra. Rosa Maria da Silveira Bello, pelo grande apoio na pesquisa em inclusões fluidas.

Ao Instituto de Geociências (IGc) da Universidade de São Paulo (USP) pela oportunidade de desenvolver nesta instituição as diferentes etapas da pesquisa deste trabalho.

Ao Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do IGc/USP pela utilização de seu Laboratório de Geologia Isotópica e aos técnicos deste centro pelo apoio prestado durante os trabalhos analíticos.

Aos professores do Curso de Pós-Graduação do IGc/USP M. Babinski, G.A. da Cruz Campanha, M. E. da Silva, B.B. de Brito Neves, G.M. Garda, I. McReath, O. Siga Junior, C.G.G. Tassinari e H.H.G.J. Ulbrich, pelas disciplinas ministradas para o apoio da pesquisa.

Ao Servicio Nacional de Geología y Minería do Chile (SNGM) pelo tempo dispensado para minha permanência em São Paulo no desenvolvimento desta pesquisa. Especialmente na pessoa de Jorge Muñoz, chefe do escritório Porto Varas do SNGM do Chile.

Ao pessoal profissional (P.Derch, M. Mella, J. Muñoz, Y. Pérez, D. Quiroz), técnico (J. Parra, I. Bascuñán, E. Córdova, R. Díaz, I. Gallo) administrativo (D. Arriagada, E. Nova, S. Barria, D. Cárdenas, J. Alvarado) e logístico (O. Pérez, S. Órdenes, E. Rogel, R. Flores, R. Santibañez, R. Burgos) do escritório Porto Varas do SNGM do Chile, pelo grande apoio nas discussões geológicas e técnicas e pelo apoio no trabalho de campo.

Aos colegas A.C. Adriasola, J.L. Antinao, M. Arenas, A.Campos (†), J. Clayton, X. De Gramond, F. Hervé, E. Godoy, T. Kato, L. Lara, M. Martin, M. McDonough, H. Moreno, C. Mpodozis, F. Munizaga, J. Muñoz, J.P. Prian, D. Quiroz, C. Rodríguez, M. Suárez, L. Toux, P. Urien e W. Vivallo, pelos trabalhos em conjunto e as discussões geológicas.

Aos laboratórios Ar/Ar (SNGM), Re-Os (Arizona University), U-Pb SHRIMP (Australian National University e Chinese Academy of Sciences).

À minha querida família (Enriqueta O-Luis D, Veronica D-Luis B, Mariela S-Charles D, Claudia A-Rafael D, Geraldine D, Veronica S-Héctor D, Karen D-Claudio K, Jaime D, Andrés D, Romy BD, Paulette BD, Monserrat BD, Paul BD, Karla DS, Dominique DS, Camille DB, Sophie DA e Erwin KD), pelo imenso carinho.

RESUMO

Na região dos Andes Patagônicos entre os 41 a 44° S estão expostos amplos e contínuos afloramentos de rochas graníticas do segmento norte do Batólito Norte-Patagônico (BNP). Durante sua evolução a maior parte das rochas graníticas foram colocadas em rochas metamórficas, e outras partes foram colocadas em rochas vulcânicas do Jurássico-Berriasano, sedimentares e vulcânicas do Cretáceo Inferior, vulcânicas do Cretáceo Superior e sedimentares do Mioceno. Parte desta atividade magmática está associada à gênese de depósitos de minério.

As rochas plutônicas expostas apresentam uma gradação desde dioritos até granitos e leucogranitos, apesar de que a área é largamente dominada por variedades intermediárias a ácidas. Determinações K-Ar permitiram identificar extensos e volumosos eventos plutônicos que descrevem duas faixas de orientação N-S durante o Cretáceo Inferior (ca. 120-100 Ma) e Mioceno (ca. 20-7 Ma), discretos durante o Jurássico Superior (ca. 155 Ma) e o Cretáceo Superior (ca. 95-70 Ma), restritos durante o Plioceno (ca. 5-3 Ma), e um provável evento plutônico no Eoceno (ca. 54-34 Ma), ao passo que experimentos Ar/Ar confirmam os eventos magmáticos do Cretáceo Inferior (ca. 126-100 Ma) e Mioceno (ca. 19-9 Ma). Determinações U-Pb convencionais indicam a provável perda e herança de Pb, apesar de confirmar os eventos magmáticos do Cretáceo Inferior (ca. 129-114 Ma) e Mioceno (ca. 22-13 Ma). Além disso, as determinações U-Pb convencionais em zircões revelam a presença de rochas magmáticas pré-Andinas do Devoniano Inferior (ca. 400 Ma) provavelmente relacionadas com rochas do Maciço Norte-Patagônico. Determinações U-Pb *SHRIMP* em zircões indicam 110,0±9,6 Ma para um monzogranito e de 126,3±6,7 Ma para um piroxênio diorítico, 8,4±0,3 Ma para um tonalito e 13,26±0,19 Ma para um andesito porfirítico, e de 385,9±7,4 Ma para um corpo de microdiorito tectonizado. Estes dados indicam que o início da atividade plutônica é representada em ambos das faixas por pequenos corpos de colocação superficial, e a idade U-Pb *SHRIMP* do Devoniano confirma o evento magmático inferido das idades U-Pb convencionais. A distribuição de idades mostra um padrão complexo, mas, permite definir eventos magmáticos do Cretáceo, preferencialmente localizados, a E da Zona de Falha Liquiñe-Ofqui (ZFLO), do Mioceno no interior e a O desta estrutura, e do Plioceno no traço principal da ZFLO. A atividade plutônica do Mioceno, em direção a trincheira é diferente que o padrão definido para a região centro-norte dos Andes chilenos, onde é verificada a migração do arco magmático para a E com a conseqüente diminuição de idades neste sentido.

Composições isotópicas de Sr e Nd mostram baixos e positivos teores de ϵ_{Nd} com ϵ_{Sr} entre -4 e +7 sugerindo que o BNP no segmento estudado, foi composto a partir de mistura de matérias do manto com fusão de crosta inferior, como é demonstrado pelos trabalhos anteriores, em áreas vizinhas. As composições isotópicas de Pb em feldspato, das mesmas amostras datadas por U-Pb convencional, variou com a idade, plútons com $^{206}Pb/^{204}Pb > 18,62$ são do Mioceno, enquanto que aqueles plútons com $^{206}Pb/^{204}Pb < 18,57$ são do Cretáceo, com uma relação inversa entre os plútons do Mioceno, o que é atribuído à variável interação com o embasamento metamórfico.

Mineralizações de metais base com Au e Ag estão hospedadas em rochas vulcânicas do Cretáceo e limitadas à faixa magmática do Cretáceo Inferior e mineralizações de Au-As estão hospedadas no Microdiorito do Devoniano e em rochas metamórficas do Paleozóico e limitadas à faixa magmática do Mioceno. Além disso, em ambos as faixas, ocorrências de Cu-Mo são relatadas

associadas com monzogranitos e tonalitos. Mineralizações de metais preciosos e de base no prospecto Las Juntas estão relacionados com alteração sílica-adularia e quartzo-sericita e deposição de pirita, esfalerita, galena com conteúdos de Ag e Bi, e calcopirita, e menor hematita, tetraedrite, arsenopirita, bornita e calcocita, em veios, vênulas, brechas e escassa disseminação. Os teores são variáveis, mas em veios mineralizados em Cu os teores podem atingir até 15% Cu, e em brechas mineralizadas em Cu-Pb-Zn os teores podem atingir até 32% Pb, 23% Zn e 0,28% Cu, com 1,4 para 1.300 ppm de Ag e 0,02 para 3,9 ppm de Au. Dados de inclusões fluidas indicam temperaturas de homogeneização variando entre 140 a 230° C, salinidades entre 3 a 6% em peso de NaCl equiv., e de deposição de metais base durante ebulição e mistura. Mineralizações de Au-As no prospecto Pichicolo estão relacionadas com alteração sílica e quartzo-sericita e deposição de arsenopirita e pirita, e menor pirrotita, calcopirita e bornita, em vênulas, *stockwork* e disseminação. Os teores variam entre 0,02 a 2,0 ppm de Au. Dados de inclusões fluidas indicam temperaturas de homogeneização entre 180 a 270° C, salinidades entre de 3 a 5% em peso de NaCl equiv., e deposição metálica durante ebulição e mistura. A mineralização, alteração e as características químicas e físicas de fluidos sugerem para ambos os prospectos características de epitermais de baixa sulfetação.

O método Re-Os foi utilizado em molibdenitas hospedadas em plútons de monzogranito e tonalito para determinar a idade da mineralização de Cu-Mo. As idades obtidas (ca. 119 e 9,1 a 8,2 Ma) sugerem que a mineralização ocorreu em sistemas hidrotermais intimamente associada com os eventos magmáticos de Cretáceo Inferior e Mioceno, o que confirma a interpretação acerca da existência das faixas metalogénicas polimetálicas do Cretáceo Inferior e aurífera do Mioceno propostas para a Cordilheira Norte-Patagônica. Biotita do monzogranito hospedeiro de mineralização de Cu-Mo na aldeia Palena foi datada por Ar/Ar em 114,7 Ma, e outra datação, próxima da ocorrência, em 114,2 Ma. Biotita do tonalito hospedeiro da mineralização de Cu-Mo no estuário Reloncaví foi datada por Ar/Ar em 8,53 Ma, e outra datação, próxima da ocorrência, em 8,64 Ma. A proximidade e a superposição, dentro do erro analítico, entre as idades Ar/Ar em biotita, em ambas as áreas, sugerem que a alteração hidrotermal não foi estendida. Uma idade isocrônica Rb-Sr de 126±8 Ma obtida de rochas hidrotermalmente alteradas com mineralização polimetálica é interpretada como a idade do evento hidrotermal. Experimentos Ar/Ar em sericita hidrotermal de granulação muito fina com mineralização de Au-As mostra redistribuição de Ar por 'recoil' e a idade integrada de 142±2 Ma sugere que a associação mineralização-migmatismo félsico do Jurássico não deve ser descartada.

Composições isotópicas de Sr e Nd de rochas hospedeiras e ígneas associadas indicam que os magmas são principalmente derivados do manto com contaminação de crosta continental variável. Composições isotópicas de Pb em minerais de minério, rochas hospedeiras e ígneas associadas, em ambos os prospectos, se agrupam próximos da curva do orógeno no modelo da 'plumbotectonica'. Em um diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, os minerais de minério e as rochas ígneas associados do prospecto Las Juntas são menos radiogénicos ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18.6$) que o prospecto Pichicolo ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18.6$). Este modelo é compatível com a idade absoluta cretácea da mineralização para Las Juntas e com a idade miocena assumida para Pichicolo. As tendências alongadas da composição de Pb nos minerais de minério indicam, principalmente, um modelo orogénico, sugerindo mistura variável de chumbo a partir de diferentes fontes, sobretudo de crosta superior.

ABSTRACT

In the Patagonian Andes region between 41 and 44° S extensive and continuous plutonic rocks of the North-Patagonian Batholith north segment are exposed. During their evolution most of the granitic rocks were emplaced in metamorphic rocks and other parts were emplaced in Late Jurassic-Berriasian volcanic rocks, Early Cretaceous sedimentary and volcanic rocks, Late Cretaceous volcanic rocks and Miocene sedimentary rocks. Part of this magmatic activity is associated with ore deposit genesis.

The exposed plutonic rocks range mainly from diorites to granites and leucogranites, although the area is extensively dominated by intermediate to acid varieties. K-Ar determinations have allowed identification of extensive and voluminous plutonic events which describe two N-S oriented belts during the late Lower Cretaceous (ca. 120-100 Ma) and Miocene (ca. 20-7 Ma), discrete during the Upper Jurassic (ca. 155 Ma) and the Upper Cretaceous (ca. 95-70 Ma), restricted during the early Pliocene (ca. 5-3 Ma) and a probable plutonism in Eocene times (ca. 54-34 Ma), while Ar/Ar experiments confirm the late Lower Cretaceous (ca. 126-100 Ma) and Miocene (ca. 19-9 Ma) magmatic events. Conventional U-Pb determinations indicate the probable inheritance and loss of Pb, although they confirm the late Lower Cretaceous (ca. 129-114 Ma) and Miocene (ca. 22-13 Ma) magmatic events. In addition, the zircons conventional U-Pb determinations show the presence of pre-Andean Lower Devonian magmatic rocks (ca. 400 Ma) probably linked with rocks of the North-Patagonian Massif. Zircon U-Pb SHRIMP determinations indicate 110.0 ± 9.6 Ma for a monzogranitic pluton and 126.3 ± 6.7 Ma for a pyroxene dioritic stock, 8.4 ± 0.3 Ma for a tonalitic pluton and 13.26 ± 0.19 Ma for hornblende andesitic porphyry, and 385.9 ± 7.4 Ma for a tectonized microdioritic body. These data indicate that the early plutonic activity is represented, in Mesozoic and Cenozoic belts, by basic to intermediate small bodies of shallow emplacement, and the SHRIMP U-Pb Devonian age confirms a magmatic event previously inferred by conventional U-Pb ages. The age distribution shows a complex pattern, which nevertheless allows, magmatic Cretaceous events to be located, preferably, to the E of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, magmatic Miocene events located in and to the W of this structure, and magmatic Pliocene events located in the main branch of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone to be defined. The Miocene plutonic activity towards the trench is different to the defined pattern for the north-central Chilean Andes, where the magmatic arc migration to the E and the consequent age diminution in this same direction is verified. Nd and Sr isotopic compositions show low and positive ϵ_{Nd} values together with ϵ_{Sr} between -4 and +7 suggesting that the North-Patagonian Batholith in the studied segment, has been composed from mixing of mantle derived or mafic lithospheric material with melting of lower continental crust, as is shown by previous work in neighboring areas. The Pb isotopic compositions in feldspar, of the same dating samples by U-Pb conventional method, varied with the age, plutons with $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ greater than 18.62 are Miocene, whereas those plutons with $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ less than 18.57 are Cretaceous, with an inverse relation between Miocene plutons, which is attributed to varying interaction grade with the metamorphic basement.

Metal base-mineralization with Au and Ag contains are hosted in Cretaceous volcanic rocks and restricted to the Lower Cretaceous magmatic belt and Au-As mineralization are hosted in Devonian microdiorite and Paleozoic metamorphic rocks and restricted to the Miocene magmatic belt. Also, in both belts Cu-Mo occurrences are reported in associated with monzogranites and tonalities,

respectively. Metal base and precious mineralizations in the Las Juntas Prospect are related to silicic-adularia and quartz-sericite alteration and deposition of pyrite, sphalerite, Ag-bearing and Bi-bearing galena, and chalcopyrite, and minor hematite, tetrahedrite, arsenopyrite, bornite and chalcocite, in vein, veinlets and minor breccia bodies, and scarce dissemination. Ore grades are variable, but in mineralized Cu-veins the values reach up to 15% Cu, and in Pb-Zn-Cu breccias the values reach up to 32% Pb, 23% Zn and 0.28% Cu, 1.4 to 1,300 ppm Ag and 0.02 to 3.9 ppm Au. Fluid inclusion data indicate homogenization temperatures varying between 140 to 230 °C, salinities ranging from 3 to 6 weight % NaCl equivalent, and metal base deposition during boiling and mixing events. As mineralizations with gold contain in the Pichicolo Prospect are related to silicic and quartz-sericite alterations and deposition of arsenopyrite and pyrite, and minor pyrrhotite, chalcopyrite and bornite, in veinlets, stockwork and dissemination. Grades vary between 0.02 to 2.0 ppm Au. Fluid inclusion data indicate homogenization temperatures varying between 180 to 270 °C, salinities ranging from 3 to 5 weight % NaCl equivalent, and metallic deposition during boiling and mixing events. The mineralization, alteration and the chemical and physical fluid characteristics suggest for both studied prospects epithermal low-sulphidation features.

Re-Os method in molybdenites hosted in monzogranitic and tonalitic plutons have been used to determine timing of Cu-Mo mineralizations. The obtained ages (ca. 119 and 9.1 to 8.2 Ma) suggest that the mineralization occurred in hydrothermal systems closely associated with late Lower Cretaceous and Miocene plutonic events, which confirm the interpretation about the existence of Lower Cretaceous and Miocene metallogenic belts proposed for the North-Patagonian Cordillera. Biotite of the monzogranitic host rock directly related with the Palena village molybdenite mineralization was dated by Ar/Ar in 114.7 Ma, and near of the occurrence in 114.2 Ma. Biotite of the tonalite host rock directly related with the Reloncaví estuary molybdenite mineralization was dated by Ar/Ar in 8.53 Ma and near of the occurrence in 8.64 Ma. The proximity, and superposition within the analytical error, between the Ar/Ar biotite ages, in both areas, suggests non extended hydrothermal alteration. Rb-Sr isochron age of 126 ± 8 Ma obtained from hydrothermally altered rocks in a polymetallic prospect is interpreted as the age of the hydrothermal event. Ar/Ar step-heating experiments in hydrothermal very fine grain sericite from Au-As mineralization shown Ar-redistribution by recoil effect and the integrated age of 142 ± 2 Ma suggest that the association mineralization-Jurassic volcanic felsic magmatism should not be discarded.

Sr and Nd isotopic compositions of the host and igneous-related mineralization rocks indicate that magmas are mainly mantle derived with variable little crustal contamination. Pb isotopic compositions of the ore minerals, host and igneous-related mineralization rocks in both prospect clusters near of the orogene curve within a plumbotectonic model. On $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plot, the ore minerals and the associated igneous units of the Las Juntas prospect are less radiogenic ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18.6$) than the Pichicolo prospect ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18.6$). This model is compatible with the absolute Cretaceous mineralization-age determined for the Las Juntas prospect and with the constraint Miocene mineralization-age for the Pichicolo prospect. The elongate trends of the ore minerals in the general clusters indicate mainly an orogenic model fit, suggesting variable mixing of lead from different sources, mainly from upper crust.

RESUMEN

La región de los Andes Patagónicos entre los 41-44° S expone extensos y continuos afloramientos de rocas plutónicas del segmento norte del Batolito Nor-Patagónico (BNP). Durante su evolución, la mayor parte de los plutones se emplazaron en rocas metamórficas, mientras que otros se emplazaron en rocas volcánicas del Jurásico Superior-Berriasiano, en rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico Inferior, en rocas volcánicas del Cretácico Superior y en rocas sedimentarias del Mioceno. Parte de esta actividad magmática se relaciona con generación de depósitos minerales.

Las rocas plutónicas expuestas gradan de dioritas a granitos y leucogranitos, aunque dominan, extensamente, las variedades intermediarias a ácidas. Dataciones K-Ar, han permitido identificar eventos plutónicos extensos y voluminosos ocurridos durante el Cretácico Inferior alto (ca. 120-100 Ma) y Mioceno (ca. 20-7 Ma), describiendo dos franjas de orientación N-S, discretos durante el Jurásico Superior (ca. 155 Ma) y el Cretácico Superior (ca. 90-75 Ma), restringido durante el Plioceno Inferior (ca. 5-3 Ma) y, un probable plutonismo en el Eoceno (ca. 54-34 Ma), mientras que experimentos Ar/Ar confirman los eventos magmáticos del Cretácico Inferior alto (ca. 126-100 Ma) y Mioceno (ca. 19-9 Ma). Dataciones U-Pb convencionales en circones indican la probable presencia de herencia y procesos de pérdida de Pb, aunque también confirman eventos magmáticos en el Cretácico Inferior alto (ca. 129-114 Ma) y Mioceno (ca. 22-13 Ma). Adicionalmente, determinaciones U-Pb convencionales en circón muestran presencia de rocas magmáticas pre-Andinas del Devónico Inferior (ca. 400 Ma), probablemente ligadas con rocas del Macizo Nor-Patagónico. Dataciones U-Pb SHRIMP en circones indican 110,0±9,6 Ma para un plutón monzogranítico y 126,3±6,7 Ma para un 'stock' diorítico, 8,4±0,3 Ma para un plutón tonalítico y 13,26±0,19 Ma para un pórfido andesítico, y 385,9±7,4 Ma para una microdiorita. Estos datos indican que la actividad plutónica temprana, en las franjas del Mesozoico y Cenozoico, esta representada por pequeños cuerpos intermedios a básicos de emplazamiento superficial, y la edad U-Pb SHRIMP del Devónico confirma el evento magmático definido previamente por el método U-Pb convencional. La distribución de edades muestra un complejo patrón, aunque define, plutonismo del Cretácico Inferior alto localizado, al E de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, del Mioceno localizado en y al O de esta estructura y, del Plioceno localizado sobre su traza principal. El plutonismo Mioceno retrocediendo hacia la fosa, difiere con el patrón definido para los Andes del centro-norte de Chile, donde la migración del arco magmático hacia el E genera el decrecimiento de edades en esta misma dirección. Composiciones isotópicas de Nd y Sr muestran un bajo y positivo valor de ϵ_{Nd} y un ϵ_{Sr} entre -4 y +7, sugiriendo que el BNP en el segmento estudiado, se generó a partir de material derivado del manto con fusión de corteza continental inferior, tal como es mostrado en trabajos previos en áreas vecinas. Las composiciones isotópicas de Pb en feldespatos, de las mismas muestras datadas por el método U-Pb convencional, varía con la edad, plutones con razón $^{206}Pb/^{204}Pb$ más altos que 18,62 son miocenos, mientras que aquellos que tienen razón $^{206}Pb/^{204}Pb$ menor que 18,57 son cretácicos, con relación inversa entre plutones del Mioceno, atribuible a grados variables de interacción con el basamento metamórfico.

Mineralizaciones de metales base con contenidos de Au y Ag se hospedan en rocas volcánicas del Cretácico y se restringen a la franja magmática del Cretácico Inferior, mientras que mineralizaciones de Au-As están hospedadas en una microdiorita del Devónico y en rocas

metamórficas del Paleozoico y restringidas a la franja magmática del Mioceno. Ocurrencias de Cu-Mo, en ambas franjas, se asocian con plutones monzograníticos y tonalíticos. Mineralización de metales base y preciosos en el prospecto Las Juntas se relaciona con alteración sílice-adularia y cuarzo-sericítica y depositación de pirita, esfalerita, galena con contenidos de Ag-Bi y calcopirita, con menor cantidad de hematita, tetraedrita, arsenopirita, bornita y calcosita, en vetas, vetillas, brechas y escasa diseminación. Los contenidos son variables, aunque en vetas de Cu se alcanzan valores de 15% de Cu, y en brechas de Pb-Zn-Cu, valores de hasta 32% de Pb, 23% de Zn y 0,28% de Cu, con 1,4 a 1.300 ppm de Ag y 0,02 a 3,9 ppm de Au. Inclusiones fluidas indican temperaturas de homogenización entre 140 y 230° C, salinidades entre 3 y 6% de NaCl equivalente y depositación de metales base durante eventos de ebullición y mezcla. Mineralización de Au-As en el prospecto Pichicolo esta relacionada con alteración silícea y cuarzo-sericítica y depositación de arsenopirita y pirita con menor pirrotita, calcopirita y bornita en vetillas, 'stockwork' y diseminación. Los contenidos de Au varían entre 0,02 y 2,0 ppm. Inclusiones fluidas indican temperaturas de homogenización entre 180 y 270° C, salinidades entre 3 y 5% de NaCl equivalente y depositación de metales durante eventos de ebullición y mezcla. La mineralización, alteración y las propiedades físicas y químicas de los fluidos indican, para ambos prospectos, características de epitermales de baja sulfidación.

El método Re-Os ha sido usado en molibdenitas hospedadas en plutones monzograníticos y tonalíticos para determinar la edad de las mineralizaciones de Cu-Mo. Las edades obtenidas (ca. 119 Ma y de 9.1 a 8.2 Ma) sugieren que la mineralización ocurrió en sistemas hidrotermales cercanamente asociados con eventos plutónicos del Cretácico Superior tardío y Mioceno, lo cual confirma la interpretación acerca de la existencia de franjas metalogénicas de similares edades propuestas para la Cordillera Nor-Patagónica. Biotitas de un monzogranito directamente relacionado con mineralización de molibdenita en la villa Palena fue datada por Ar/Ar en 114,7 Ma y cerca de la ocurrencia en 114, 2 Ma. Biotitas de una tonalita directamente relacionada con la ocurrencia estuario Reloncaví fue datada por Ar/Ar en 8.53 Ma y cerca de la ocurrencia en 8.64 Ma. La proximidad y superposición, dentro del error analítico, entre las edades Ar/Ar, en ambas ocurrencias, sugiere una no extendida alteración hidrotermal. Una edad isocrónica Rb-Sr de 126 ± 8 Ma, obtenida a partir de rocas hidrotermalmente alteradas en un prospecto polimetálico, es interpretada como la edad de alteración. Experimentos Ar/Ar de calentamiento por pasos en sericita hidrotermal de grano muy fino asociada con mineralización Au-As muestra redistribución de Ar y la edad integrada de 142 ± 2 Ma sugiere que la asociación mineralización-magmatismo Jurásico no debe ser descartada.

Composiciones isotópicas de Sr y Nd de rocas hospederas de mineralización e ígneas asociadas indican derivación del manto con variable contaminación crustal. Composiciones isotópicas de Pb en minerales de mena, rocas hospederas e ígneas asociadas, en ambos prospectos, se agrupan en la curva del orógeno. En un diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, los minerales de mena y rocas ígneas asociadas del prospecto Las Juntas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18,6$) son menos radiogénicos que los del prospecto Pichicolo ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18,6$). Esto es compatible con la edad absoluta cretácica de la mineralización en Las Juntas y con la edad miocena asumida de la mineralización en Pichicolo. Las tendencias elongadas de la agrupación de los minerales de mena indican, principalmente, un modelo orogénico, sugiriendo una mezcla variable de Pb de diferentes fuentes, principalmente de corteza superior.

I. INTRODUÇÃO

1.1 Objetivos e Justificativas

No projeto específico da pesquisa, um dos principais objetivos é o estabelecimento dos modelos de formação das mineralizações polimetálicas e de ouro em arcos magmáticos do tipo Andino durante o Mesozóico e o Cenozóico em áreas pouco conhecidas da Cordilheira Patagônica Setentrional, e a comparação entre ambos, uma vez que é plenamente aceita a idéia de que os processos metalogenéticos estão fortemente relacionados com os processos tectônicos e, portanto, as diferenças observadas entre os modelos evolutivos das mineralizações poderiam estar relacionadas ao tempo geológico.

Este projeto, além de objetivar a comparação entre os processos de formação de mineralizações metálicas em um mesmo ambiente tectônico (Arco Magmático Tipo Andino), em épocas diferentes, pretende também caracterizar os modelos metalogenéticos para as duas áreas que foram estudadas, com a finalidade de comparação com modelos evolutivos de mineralizações similares de grande porte em outras áreas dos Andes e também da Plataforma Sul-americana. Para que os objetivos do projeto possam ser atingidos foi escolhida como área de estudo a região de Chiloé Continental, entre as latitudes 41° e 44° S, nos Andes Patagônicos Setentrionais no Sul do Chile, onde a interpretação atual sugere a existência de duas faixas metalogenéticas paralelas N-S, denominadas de Faixa Polimetálica do Cretáceo Inferior (FPCI) e Faixa Aurífera do Mioceno (FAM). Na FPCI ocorrem depósitos do tipo pórfiro, *skarn*, veios hidrotermais e um provável depósito de origem vulcano-exalativa, encaixados em rochas vulcânicas e sedimentares do Jurássico Superior e Cretáceo Inferior e em rochas intrusivas do Cretáceo Inferior. As mineralizações consistem em metais base (Pb, Zn e Cu) e preciosos (Ag-Au). Na FAM ocorrem mineralizações epi e mesotermiais de Au, relacionadas às atividades magmáticas do Mioceno, encaixadas em rochas metavulcânicas do Paleozóico, vulcânicas do Jurássico e intrusivas do Mioceno. Em ambas as faixas são observadas ocorrências de Cu-Mo. As mineralizações se associariam geneticamente ao extenso magmatismo ocorrido na região, particularmente com magmatismo félsico Jurássico da Grande Província Ígnea de Chon-Aike e com o magmatismo intermediário a ácido do Jurássico Superior-Mioceno do Batólito Norte-Patagônico.

Para o desenvolvimento deste projeto foram escolhidas as duas mineralizações mais importantes da área de estudo, o Prospecto Las Juntas e o Prospecto Pichicolo, onde foram realizados os estudos geológicos de detalhe para: determinação precisa e acurada da idade das mineralizações, duração dos eventos hidrotermais, compreensão da tectônica, idade de colocação e a história térmica das possíveis fontes de calor, dos metais e dos fluidos.

1.2 Área de Estudo

A área de estudo e os prospectos estudados localizam-se na parte sul oriental da Região dos Lagos do Chile (Fig. 1), entre as latitudes 41° e 44° S, na denominada Cordilheira Patagônica Setentrional ou área de Chiloé Continental, a capital da região a cidade de Puerto Montt.

1.2.1 Localização e acessos

O acesso ao Prospecto Pichicolo é feito com veículo automotivo desde Puerto Montt pela estrada da costa, só precisando de embarcação para cruzar o Estuário de Reloncaví (Fig. 1). O acesso ao prospecto Las Juntas, somente é possível por via marítima através de uma embarcação ou por via aérea, ambos com trajeto Puerto Montt-Chaitén e depois em veículo automotivo Chaitén-Palena (Fig. 1). O acesso a área também é possível através da Argentina com veículo automotivo por via terrestre.

1.2.2 Fisiografia

Nesta parte da Região Dos Lagos do Chile é possível distinguir três domínios geomorfológicos claramente definidos, os quais de oeste para leste são: Cordilheira da Costa, Depressão Intermediária e Cordilheira Patagônica Setentrional (Fig. 1).

Cordilheira da Costa

A Cordilheira da Costa é uma faixa montanhosa mais baixa que a Cordilheira Patagônica Setentrional, formada por serras e mesetas ao longo da costa do Pacífico e estruturada, principalmente, por rochas metamórficas do Paleozóico. Ela está bem representada na costa da Ilha Grande de Chiloé e sua altitude chega até 1.000 m na parte centro-norte da ilha, diminuindo gradualmente tanto para o S quanto para o N.

Depressão Intermediária

A Depressão Intermediária constitui uma zona ampla, que nesta latitude está parcialmente submergida no mar interior desde Puerto Montt para o sul. É preenchida fundamentalmente, em sua borda ocidental, por rochas sedimentares terciárias e, em menor proporção, por rochas vulcânicas do Oligoceno-Mioceno, sobre as quais se dispõem depósitos glaciares, glaciofluviais, fluviais e piroclásticos do Quaternário. Sua morfologia dominante é de encostas suaves e planícies amplas com altitudes não superiores a 200 m.

Cordilheira Patagônica Setentrional

A Cordilheira Patagônica Setentrional é constituída por diversas unidades geológicas que incluem rochas graníticas do Paleozóico superior, Jurássico, Cretáceo e Neógeno, e por rochas vulcânicas e sedimentares do Triássico, Jurássico-Cretáceo e do Terciário, junto com rochas vulcânicas do Quaternário. Sua altitude média é de aproximadamente 1.700 m, com exceção dos estrato-vulcões com caldeiras vulcânicas e centros efusivos associados do

Quaternário, que podem alcançar até 2.400 m de altura. Muitos dos vales e, portanto, a modelagem do relevo é resultado das distintas glaciações do Pleistoceno que atingiram toda a região. O gelo constituiu um verdadeiro campo nos Andes Patagônicos com lóbulos glaciários que avançaram em direção à Depressão Intermediária, escavando as bacias onde hoje se hospedam os principais lagos da região, gerando uma importante acumulação de sedimentos de formas características.

Figura 1.1. Principais unidades geomorfológicas da região, com localização da área de estudo y prospectos estudados.

1.2.3 Clima e Vegetação

O clima da Região dos Lagos do Chile corresponde à última expressão dos climas de tipo mediterrâneo nestas latitudes. Os principais indicadores climáticos são resumidos na tabela abaixo:

Tabela 1.1 Indicadores climáticos para a Região Dos Lagos do Chile.

Temperatura média anual:	10° a 12° C
Amplitudes anuais:	8° a 12° C
Oscilações médias diárias:	6° e 15° C (inverno e verão)
Oscilação média diária ao nível do mar:	5° C (durante todo o ano)
Temperatura média em Puerto Montt:	18° C (em verão)
Temperatura média em Puerto Montt:	7° C (em inverno)
Precipitações anuais:	1.000 – 3.000 mm

A vegetação é caracterizada pela existência de bosques tempera - chuvosos que dominam grande parte das cordilheiras da Costa e Patagônica Setentrional, enquanto que a Depressão Intermediária apresenta-se desflorestada devido ao intenso desenvolvimento da agricultura e da pecuária. Na Cordilheira Patagônica Setentrional, sobre os 1.400 m de altitude, a vegetação desaparece pelas condições de frio que imperam durante grande parte do ano.

1.3 Tipos de Trabalho

Uma primeira etapa consistiu num intensivo trabalho de mapeamento geológico e amostragem que permitiu a confecção de lâminas delgadas e polidas para estudo microscópico e assim caracterizar as relações petrogenéticas e metalogenéticas existentes entre as rochas encaixantes e as mineralizações. Também foram realizadas análises químicas em rocha total visando caracterizar geoquimicamente as diferentes unidades estudadas.

Para atingir os objetivos traçados, foi feito um programa de análises multi-isotópicas, as quais incluem:

- Datações U-Pb *SHRIMP* em zircões de rochas regionais e em rochas locais, que são prováveis fontes dos fluidos, para determinar a idade de cristalização das rochas;
- Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em minerais de rochas regionais e locais e em minerais de alteração hidrotermal, para determinar idades de resfriamento e alteração das rochas associadas com as mineralizações;
- Análises isotópicas Pb/Pb em sulfetos e rochas encaixantes para determinar as prováveis fontes;

- Análises isotópicas Rb-Sr em rochas regionais e locais para determinar suas prováveis fontes;
- Análises isotópicas Sm-Nd nos sulfetos e nas rochas encaixantes para tentar determinar as fontes;
- Análises isotópicas Rb-Sr em rochas alteradas hidrotermalmente para procurar estabelecer a idade da alteração hidrotermal;
- Análises isotópicas Re-Os em molibdenita, para estabelecer a idade das mineralizações nos granitos, que regionalmente representam o magmatismo associado com os eventos mineralizantes.

Além do anterior é preciso conhecer as condições físico-químicas (P-T°) de formação dos depósitos minerais e as características dos fluidos mineralizantes (composição e salinidade). Assim, um estudo de inclusões fluidas em quartzo foi feito para atingir estes propósitos e para auxiliar na compreensão e na definição de um modelo genético para os depósitos estudados.

1.4 Trabalhos Anteriores

Na área selecionada vários estudos geológicos (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995; CORFO, 1979; Hein, 1979; Henríquez, 1980; Travisany, 1980; Castillo, 1983; JICA, 1990; JICA, 1992) têm evidenciado uma série de anomalias geoquímicas, ocorrências minerais e prospectos, principalmente, entre as latitudes 41° e 44° S. Parte desta informação foi integrada no 'Mapa de Recursos Minerales del Area Fronteriza Argentino-Chilena' (Vivallo *et al.*, 1999). Uma interpretação metalogenética foi proposta por Duhart *et al.* (2000), estes autores têm sugerido a existência de duas faixas metalogenéticas, denominadas de Faixa Polimetálica do Cretáceo Inferior (FPCI) e Faixa Aurífera do Mioceno (FAM). Conforme os autores, as mineralizações se associariam geneticamente ao extenso plutonismo que ocorre na região, particularmente com os magmas mais diferenciados do Batólito Norte-Patagônico (BNP). Porém, a associação da mineralização com o magmatismo félsico Jurássico do Vulcânico Choiyoi ou Gran Província Ígnea de Chon-Aike não é descartado.

Até agora as pesquisas em recursos minerais e interpretações metalogenéticas são escassas nesta região, nenhum estudo de geocronologia, geoquímica isotópica ou de inclusões fluidas aplicadas aos depósitos minerais foi feito na área de estudo. Portanto, a pesquisa será muito útil para as interpretações metalogenéticas e para estabelecer comparações com outras regiões dos Andes Patagônicos.

II. MÉTODOS DE TRABALHO

Os métodos de trabalho utilizados para o desenvolvimento desta pesquisa são descritos abaixo.

2.1 Pesquisa Bibliográfica

Uma completa pesquisa bibliográfica foi feita para estabelecer a situação do conhecimento geológico nesta parte da Cordilheira Patagônica Setentrional, envolvendo todos os trabalhos de pesquisas geológicas disponíveis.

Trabalhos pioneiros de pesquisa são a tese de Fuenzalida (1963) e o trabalho de reconhecimento de Levi *et al.* (1966), os quais estabeleceram os primeiros precedentes geológicos para a região. Trabalhos de formatura posteriores, de finais dos anos 70 e início dos 80, como as de: Araya (1979); Fuenzalida (1979); Hein (1979); Solano (1979); Ulloa (1980); Casillo (1983) e Romero (1983) aportaram abundante informação sobre as unidades geológicas presentes e a estratigrafia da área. Trabalhos de síntese das informações contidas nos trabalhos de formatura mencionados, como os de: Hervé *et al.* (1978); Hervé *et al.* (1979); Thiele *et al.* (1978) e Thiele e Hein (1979), apresentaram as primeiras visões regionais dos fenômenos metamórficos, ígneos e sedimentares presentes na evolução geológica da região. Trabalhos de formatura, como as de: Cembrano (1990); Carrasco (1995); Sanhueza (1996); Pérez (1999) e Crignola (1999) apresentaram dados notáveis ao conhecimento geológico com novos resultados petrográficos, estruturais, geoquímicos e geocronológicos.

Outros trabalhos de pesquisa realizados, ao norte da área de estudo (Munizaga *et al.*, 1988) e na área de estudo (Pankhurst *et al.*, 1992), contribuíram significativamente ao entendimento da evolução magmática da região. Outra pesquisa posterior, realizada mais para o sul da área de estudo (Pankhurst *et al.*, 1999), permitiu um entendimento e integração ainda mais global do magmatismo Meso-Cenozóico da região. Porém, o trabalho geológico regional mais completo foi o realizado pelo Servicio Nacional de Geología y Minería do Chile e o Bureau de Recherches Geologiques et Miniers da França (1995).

2.2 Trabalho de Campo

Foram executadas duas etapas de campo durante os verões dos anos 2003 e de 2004, sendo cada uma de aproximadamente quinze dias. Em ambas as etapas procedeu-se ao levantamento geológico local com seleção e coleta de amostras para as diferentes análises, além de tentar melhorar e contribuir com o conhecimento geológico regional. A ênfase do trabalho foi localizar e dimensionar as ocorrências minerais, caracterizar os minerais metálicos e de alteração presentes, estabelecer os tipos e estilos de mineralização e

estabelecer as relações de contato entre rochas hospedeiras e as prováveis rochas fontes das mineralizações.

Para o trabalho de mapeamento foi utilizada a base topográfica 1:50.000 do Instituto Geográfico Militar (IGM) do Chile.

2.3 Estudos de Laboratório

Para atingir os objetivos pretendidos, foram utilizadas até agora diversas técnicas de análises, apresentadas a seguir.

2.3.1 Análises Petrográficas

Os estudos petrográficos em seções delgadas foram realizados com o objetivo de caracterizar os tipos litológicos encaixantes da mineralização e os tipos litológicos associados ou que constituem as prováveis rochas fontes da mineralização. Eles são fundamentais para o estabelecimento dos constituintes mineralógicos e as texturas e também para definir os tipos de alteração hidrotermal presentes e associadas à mineralização.

Os estudos em seções polidas foram realizados com o objetivo de caracterizar a mineralogia metálica presente e suas texturas e para estabelecer as seqüências paragenéticas da mineralogia metálica.

Para tanto, foram utilizadas técnicas de: a) microscopia óptica visando o reconhecimento dos minerais transparentes e opacos e suas texturas, alterações e as relações paragenéticas, e b) microscopia eletrônica de varredura (MEV), para melhor caracterização das fases minerais do minério. Os aspectos mais relevantes, nos dois casos, foram documentados através de fotografias.

As análises de microscopia ótica (seções delgadas normais e polidas) foram realizadas utilizando-se os fotomicroscópios petrográficos Zeiss Axioplan do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e Zeiss Axioplan do Escritório Puerto Varas do Servicio Geológico do Chile. As análises de microscopia eletrônica foram efetuadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

2.3.2 Análises Químicas em Rocha Total

A análise química em rocha integrada à petrografia é utilizada para auxiliar na caracterização dos tipos de rochas presentes na área, na quantificação dos graus e estilos de alteração; assim como, na constatação da mobilidade dos elementos durante os processos de alteração hidrotermal e na interpretação sobre o ambiente geotectônico de formação dessas rochas.

As análises químicas em rocha total, envolvendo os elementos maiores, traços e terras raras de amostras representativas de granitos, rochas vulcânicas e sedimentares pouco afetadas pela mineralização e de vulcânicas localizadas dentro do halo de alteração hidrotermal provocado pelo evento de mineralização, foram executadas no Laboratório Químico do Servicio Geológico do Chile.

2.3.3 Análises de Isótopos Radiogênicos

Os estudos de isótopos radiogênicos envolvem análises das rochas encaixantes da mineralização e daquelas que são as prováveis fontes (rocha total e minerais individuais), além de minerais de minério (sulfetos).

Os métodos utilizados são Re-Os em molibdenita, U-Pb *SHRIMP* em zircões, Ar/Ar em biotita e sericita, Rb-Sr, Sm-Nd e Pb/Pb em rocha total e minerais de minério. A finalidade é estabelecer idades de cristalização, idades de resfriamento e natureza das regiões fontes das rochas, além das idades das mineralizações, idades da alteração hidrotermal e a natureza dos fluidos mineralizantes.

As análises Re-Os em molibdenita foram feitas no Laboratório Re-Os da Universidade de Arizona, Tucson, USA.

As análises U-Pb *SHRIMP* em zircões foram feitas na Universidade Nacional de Austrália e na Academia Chinesa de Ciências.

As análises Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb foram feitas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Brasil.

As análises Ar/Ar em biotita e sericita foram feitas no Laboratório de Geocronologia do Servicio Geológico do Chile.

2.3.4 Análises Microtermométricas

As medidas microtermométricas de inclusões fluidas em quartzo, que constitui o cimento das brechas mineralizadas ou o preenchimento de vênulas densas entrecruzadas tipo *stockwork*, visaram determinar a composição dos fluidos responsáveis pela mineralização e as condições físico-químicas atuantes durante a formação do depósito mineral.

Esses parâmetros, combinados aos dados de paragênese e de equilíbrio termodinâmico das fases sulfetadas presentes no minério e com aqueles obtidos nas análises de isótopos radiogênicos em sulfetos, são fundamentais no estabelecimento da evolução dos fluidos mineralizantes, das condições de deposição e das fontes dos metais.

As determinações microtermométricas foram feitas no Laboratório de Inclusões Fluidas do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

2.4 Isótopos Radiogênicos

O entendimento da formação de depósitos minerais e da circulação de fluidos hidrotermais teve um grande avanço nas últimas décadas através do uso de sofisticados modelos hidrogeoquímicos e de circulação de fluidos hidrotermais. Porém, para que estes modelos sejam válidos, é preciso o conhecimento apropriado da idade dos depósitos, a vida média dos sistemas hidrotermais e um entendimento da tectônica, colocação e/ou a história do resfriamento das possíveis fontes de calor, de metais e dos fluidos. Algumas das questões relacionadas com depósitos minerais permanecem ainda pobremente resolvidas, apesar dos longos e intensos estudos sobre o tema. Recentes avanços em métodos analíticos e novos geocronômetros permitem agora, não só a datação exata de um depósito mineral, assim como, em alguns casos, uma potencial resolução da idade entre diferentes seqüências paragenéticas da mineralização dentro de um depósito particular.

Assim, através da aplicação de variadas técnicas geocronológicas (multi-isotópicas), as relações temporais entre intrusões ígneas e mineralização hidrotermal associada ou duração de fluxos de fluidos crustais puderam ser refinadas. Recentes técnicas geocronológicas permitem a datação direta de minerais metálicos ou de ganga, os quais podem ser facilmente identificados dentro da paragênese de um depósito. O uso de um enfoque geocronológico integrado tem permitido novas idéias na gênese de um depósito hidrotermal e um melhor entendimento da circulação de fluidos em grande escala (Chesley, 1999).

As determinações exatas e corretas da idade da mineralização são dificultadas, devido ao fato de que a maioria dos depósitos são formados durante um período de tempo geologicamente curto, têm ausência de minerais datáveis e são geologicamente, termalmente e quimicamente complexos. Em muitos depósitos podem ser obtidas idades sem significado geológico devido ao fato de incluir vários sistemas químicos e termais sobrepostos. Portanto, um apropriado conhecimento da paragênese mineral do depósito, um entendimento e reconhecimento das limitações das atuais técnicas de datações e a seleção das técnicas isotópicas que sejam aplicáveis ao depósito de interesse, são questões fundamentais na modelagem de um depósito mineral.

O modelo de formação de um depósito deve ser capaz de responder pelas variações no tempo e no espaço de fluidos minerais. Recentes desenvolvimentos em geocronologia permitem caracterizar petrogeneticamente minerais de minério ou ganga que podem ser datados diretamente, fornecendo idades que podem ser usadas em conjunção com idades da rocha hospedeira e com os conjuntos de alteração. Por combinação destas idades com as histórias geológicas e geoquímicas de um depósito ou distrito mineral, um entendimento mais completo da idade, duração e fonte dos fluidos hidrotermais em sistemas mineralizantes podem ser atingidos.

2.4.1 Sistemáticas Isotópicas

A mudança na razão isotópica de um isótopo radiogênico filho devido ao decaimento de um isótopo radioativo pai com o tempo, pode ser descrito pela equação:

$$D = D_i + P (e^{\lambda t} - 1)$$

Onde D é o número de átomos filhos medidos no sistema, D_i é o número total de átomos filhos presentes inicialmente, P é o número de átomos pai remanescentes, t é o tempo transcorrido e λ é a constante de decaimento radioativo. A abundância absoluta de um elemento é difícil de medir, conseqüentemente a equação de decaimento é modificada dividindo cada término por um isótopo estável do elemento filho:

$$(D/R) = (D/R)_i + P/R (e^{\lambda t} - 1)$$

Por exemplo, para o sistema Rb-Sr, uns dos mais estudados, a equação pode ser escrita:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_h = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1)$$

Esta equação descreve a mudança na razão isotópica inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ através do decaimento de ^{87}Rb a ^{87}Sr com o tempo. A equação pode ser resolvida para t:

$$t = 1/\lambda \ln [((^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_h - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i) / ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} + 1]$$

As constantes de decaimento para os sistemas isotópicos específicos são conhecidas, as razões isotópicas são medidas num espectrômetro de massas e as concentrações de elementos são medidas com métodos geoquímicos.

Em geral, a exatidão na determinação de uma idade isotópica depende se o mineral tem permanecido fechado a perda ou ganho de isótopos pai ou filho depois de sua formação, somente assim a razão isotópica inicial $(D/R)_i$ pode ser determinada apropriadamente e as medições analíticas dos isótopos pai e filho estão corretas. Em muitos casos, estas condições favoráveis não são encontradas em minerais dentro de um depósito mineral. Os minerais são comumente alterados ou recristalizados química ou termalmente por variações espaciais e temporais da composição do fluido, assim a razão isotópica inicial pode variar durante o tempo de vida da circulação hidrotermal. Se estas condições forem estabelecidas, a composição isotópica inicial do isótopo filho precisa ser determinada. No

caso de um único cronômetro mineral a composição isotópica inicial do isótopo filho (D/R)_i pode ser assumida como uma constante (e.g. K-Ar), medida em minerais coexistentes (e.g. U-Pb) ou calculada a partir de curvas de modelo de crescimento (e.g. U-Pb). Em minerais que incorporam fortemente o isótopo pai e onde tem transcorrido um tempo suficiente (e.g. Re em Molibdenita e U em zircão), a composição isotópica inicial do isótopo filho na equação de decaimento pode ser ignorada.

Com a finalidade de determinar a idade de minerais com uma razão isotópica inicial desconhecida, os dados são comumente plotados na forma de um diagrama isocrônico (análise de regressão). As fases minerais devem ter uma ampla faixa na razão P/D e ser suficientemente antigas para que a medida da razão isotópica do isótopo filho seja suficientemente distinguível de sua razão isotópica inicial. No caso do sistema isotópico Rb/Sr, no momento da formação de uma série mineral com diferentes razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, a mesma razão isotópica inicial plota ao longo de uma linha horizontal. Assumindo que os minerais permaneceram fechados, as medidas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plotam ao longo de uma linha chamada de isócrona, que representa o tempo transcorrido desde sua formação. O intercepto no eixo Y da isócrona define a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos minerais ao momento de sua formação. Assim, a razão isotópica inicial pode prover importante informação sobre a interação de fluidos e fonte de metais. A qualidade do ajuste dos dados pode ser usada para comprovar se o sistema isotópico tem permanecido fechado desde sua formação e/ou se as razões isotópicas iniciais do isótopo filho foram homogêneas ao momento de sua formação. Métodos de regressão têm sido desenvolvidos estimando o peso dos fatores baseados nos erros analíticos (York, 1969). A dispersão dos dados é calculada pelo MSDW (*mean square of weighted deviation*) que é baseado na variação dos dados da isócrona (Ludwig, 1991).

2.4.2 Método Re-Os

O método Re-Os é reconhecido como uma ferramenta geoquímica importante que permite conhecer as fontes dos metais e a idade dos eventos de mineralização, fornecendo ainda a possibilidade de datar minerais sulfatados, constituintes comuns de muitos depósitos minerais. Estes dois elementos são calcófilos (afinidade por S) e siderófilos (afinidade por Fe) e seu comportamento geoquímico segue o dos outros metais de transição, ou seja, estão concentrados nas fases sulfatadas.

O geocronômetro está baseado no decaimento beta do isótopo pai ^{187}Re para o isótopo filho ^{187}Os , com uma razão determinada por uma constante de decaimento radioativo de ^{187}Re . Os elementos Re e Os mostram afinidades com sulfetos e suas concentrações na crosta terrestre são geralmente na ordem de ppb até ppt, enquanto, ao passo que o núcleo e o manto terrestre contém altas concentrações.

A molibdenita (MoS_2) apresenta um caso especial para o geocronômetro Re-Os, pois é o único refúgio natural para Re, como uma substituição por Mo, que essencialmente não contém Os inicial ou comum (Stein *et al.* 2001). Os níveis de Re são geralmente na ordem de ppm e raramente na ordem percentual, fazendo assim um geocronômetro ideal de um mineral único. O método isotópico Re-Os em molibdenita tem mostrado ser um geocronômetro muito sólido (McCandless *et al.*, 1993; Yin *et al.*, 1993). Portanto, datações em molibdenita fornecem uma idade direta para depósitos minerais que contém este mineral.

Além de seu potencial geocronológico, este sistema isotópico pode ser um importante indicador das fontes dos elementos formadores de um depósito mineral. Com efeito, devido ao fato de que o elemento Os é compatível a altamente compatível, relativo ao Re, durante a fusão parcial do manto, os produtos de fusão do manto têm altas razões Re/Os. Sendo assim, a crosta oceânica e continental desenvolvem razões muito elevadas de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ no tempo, comparada com o manto, devido ao decaimento de ^{187}Re a ^{187}Os . Assim, o método isotópico Re-Os é uma ferramenta potencialmente forte para analisar a interação entre a crosta e o manto (Freydier *et al.*, 1997).

Na área de estudo, alguns dos granitos parecem estar diretamente associados com os depósitos minerais da região, assim eles são as potenciais fontes destes dois metais. Alguns destes granitos contêm mineralização de calcopirita, molibdenita e pirita. Portanto, conhecer suas características isotópicas (idades de cristalização, idades de resfriamento, idades das mineralizações associadas e a geoquímica isotópica Rb-Sr, Sm-Nd e Pb/Pb) é fundamental para comparar com aquelas dos depósitos estudados, para assim estabelecer as semelhanças ou diferenças isotópicas entre eles. Neste sentido, as idades das molibdenitas podem ser comparadas com as idades dos depósitos estudados, para estabelecer se eles são sincrônicos e pertencentes a um mesmo sistema hidrotermal.

Re-Os em Molibdenita

A idade da atividade hidrotermal em relação ao magmatismo intrusivo é crítico para a construção de modelos genéticos para a formação de depósitos minerais, mas é particularmente difícil de determinar, pois os sistemas isotópicos radioativos comumente usados não podem na maioria dos casos ser aplicados diretamente sobre minerais sulfetados. Assim, rochas hospedeiras espacialmente associadas, ganga silicatada e/ou minerais de alteração são tipicamente datados e assumidas como muito próximas à idade da mineralização. Porém, esses minerais podem não ser cogenéticos com as fases de deposição metálica da mineralização e interpretações poderiam resultar erradas na modelagem do depósito mineral. Além disso, a temperatura de fechamento dos geocronômetros mais comumente usados, por exemplo, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita (300–350° C) é

mais baixa, em muitos casos, que a temperatura de formação de minerais hidrotermais e assim provém apenas de uma idade mínima de formação.

Aplicações recentes do sistema ^{187}Re - ^{187}Os para datar molibdenita mostram que a idade da mineralização pode ser determinada exatamente, sendo uma informação relevante sobre a origem dos fluidos minerais.

A molibdenita (MoS_2) apresenta um caso não usual para o método de datação radiométrico ^{187}Re - ^{187}Os (pai-filho), em que molibdenita constitui um refúgio para Re e, essencialmente, não admitindo Os em sua estrutura no momento de sua cristalização. As concentrações de Re em molibdenita são quase sempre da ordem de ppm e pode aproximar-se da escala percentual por substituição de Mo. Em contraste, os teores Os comum ou inicial está geralmente na escala de ppt. Assim, a razão Re/Os em molibdenita pode facilmente exceder o ordem de 10^{-6} .

Rênio tem dois isótopos naturais cuja abundância são ^{185}Re , 37.398 %, e ^{187}Re , 62.602 %. O geocronômetro Re-Os está baseado no decaimento radioativo de ^{187}Re (pai) para o isótopo estável ^{187}Os (filho) por emissão de uma partícula beta (Faure, 1986). Osmio têm sete isótopos naturais todos os quais são estáveis. Já que a composição isotópica normal de Os contém só uma porcentagem de ^{187}Os (1.51 %) e o Os comum total raramente excede teores da ordem de ppt, assume-se que a molibdenita não contém ^{187}Os inicial em quantidades significativas para um cálculo de idade.

Devido às razões Re/Os em molibdenita serem extremamente altas, depois de um curto período de tempo (em molibdenitas com alto Re, meses ou alguns poucos anos), quantidades mensuráveis de ^{187}Os estão presentes na molibdenita e uma chamada idade modelo pode ser determinada a partir de uma amostra de um único mineral.

O crescimento de ^{187}Os num sistema que contém Re é descrito pela seguinte equação:

$$(^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}) = (^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os})_i + (^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os}) * (e^{\lambda t} - 1)$$

onde, $(^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os})$ é a razão destes isótopos no presente; $(^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os})_i$ é a razão destes isótopos no momento em que o sistema foi fechado para Re e Os; $(^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os})$ é a razão de destes isótopos no presente; t é o tempo transcorrido desde que o sistema foi fechado para Re-Os; e λ é a constante de decaimento radioativo, uma função da meia vida de ^{187}Re . A constante de decaimento radioativo utilizada é de $1.666 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ com uma incerteza de 0.31%, determinada na Universidade de Maryland (Smoliar *et al.*, 1996). As incertezas no cálculo das idades refletem a incerteza na constante de decaimento radioativo para ^{187}Re e na incerteza dos spikes de calibração ^{185}Re e ^{190}Os .

Amostragem e Técnicas Analíticas

Um total de cinco amostras de molibdenita associadas com granitos foram separadas manualmente, em lupa binocular, para datações Re-Os. Duas das amostras estudadas ocorrem como disseminação em monzogranitos na localidade de Palena, e estão regionalmente localizadas próximas ao Prospecto Las Juntas (PD-0017 e PD-0080) e três estão localizadas na localidade de Reloncaví, próximas ao Prospecto Pichicolo (PD-0073, PD-0073R e PD-0075), ocorrendo estas últimas em veios finos associados com quartzo.

As amostras de molibdenita foram analisadas no Laboratório Re-Os do Departamento de Geociências da Universidade de Arizona, Tucson, USA. Aproximadamente 0,12 gramas foram selecionados manualmente e carregadas no tubo Carius e dissolvidas com 8 ml de água régia. Entretanto, os reativos, amostra e spikes estavam ainda congelados, então o tubo Carius foi selado e aquecido até temperatura ambiente. O tubo Carius foi esquentado até 240° C durante a noite e a solução foi posteriormente tratada num processo de destilação de dois estados, para a separação de ósmio (Nagler e Frei, 1997). O ósmio foi então purificado usando uma técnica de microdestilação similar à de Birk *et al.* (1997) e carregado sobre filamentos de platina com Ba(OH)₂ para realçar a ionização. Depois da separação de ósmio, a solução ácida remanescente foi secada e mais tarde dissolvida em 0.1 N de HNO₃. O rênio foi extraído e purificado através de uma coluna de dois estados usando resina AG1-X8 (100-200 mesh) e carregado sobre filamentos de platina com Ba(SO)₄.

As amostras foram analisadas por espectrometria de massas por ionização termal negativa (NTIMS) (Creaser *et al.*, 1991), utilizando um espectrômetro de massas VG-54. Todo o rênio e ósmio foram medidos usando um coletor Faraday. Correções por brancos são insignificantes para molibdenita.

2.4.3 Método Rb-Sr

O ⁸⁷Rb é um isótopo radioativo (pai) que se desintegra no isótopo radiogênico ⁸⁷Sr (filho) com meia vida $T_{1/2} = 4.9 \times 10^{10}$ Ga. A sistemática Rb-Sr e o método de datação isotópica estão detalhadamente expostos em Faure (1986) e Dickin (1995). A equação que descreve o decaimento radioativo do sistema Rb-Sr é a seguinte:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_h = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1)$$

O Rb é um metal alcalino e o Sr um metal alcalino-terroso. O primeiro substitui o K em micas, k-feldspatos, e minerais de argila, enquanto, ao passo que o segundo pode substituir o Ca em plagioclásio, apatita e carbonatos (Faure e Powell, 1972). Este par de elementos tem comportamento geoquímico diferente, o Sr é relativamente imóvel em condições

hidrotermais, enquanto, ao passo que o Rb é mais móvel, e dessa forma apresentam certo fracionamento nos processos de diferenciação manto-crosta. Durante a cristalização de magmas, o Sr concentra-se no plagioclásio, enquanto, ao passo que o Rb permanece na fase líquida; conseqüentemente, a razão Rb/Sr do magma residual aumenta gradualmente durante os processos progressivos de cristalização. Assim, quanto mais diferenciado é o material, maior é a razão Rb/Sr (Faure, 1986).

O sistema Rb-Sr rocha total é um dos métodos isotópicos mais usados em rochas ácidas a intermediárias, enriquecidas em Rb e/ou empobrecidas em Sr, como também em minerais individuais. Apesar da ampla aplicabilidade, a geocronologia Rb/Sr não é de fácil interpretação, visto que os dois elementos são móveis em muitos processos geológicos. O sistema isotópico pode ser perturbado facilmente por influxo de fluidos ou por eventos termais tardios que favoreçam a mobilidade do Rb e/ou Sr, desta forma modificando as razões Rb/Sr do sistema. Por outro lado, se em amostras cogenéticas for obtido um alinhamento razoável em diagrama isocrônico, à linha de melhor ajuste pode ser atribuída à um evento geologicamente significativo, tal como cristalização, metamorfismo ou alteração hidrotermal.

A razão Rb/Sr aumenta com a diferenciação do material do manto para a crosta continental. Isto acarreta um aumento importante na razão inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i em rochas com evolução crustal, se comparadas com os sistemas mantélicos. O $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial é indicador petrogenético importante, e identifica a participação de material juvenil, valores entre 0,699 e 0,703 ou de protólitos crustais, valores normalmente superiores a 0,705. No intervalo entre 0,703 e 0,706, a procedência é incerta devido aos problemas de heterogeneidade do manto, como também no caso de mistura de materiais de fontes distintas, por exemplo manto e crosta.

Rb-Sr em Depósitos Minerais

Datações Rb-Sr em esfalerita é potencialmente um dos geocronômetros desenvolvidos mais usados para datar diretamente depósitos minerais (Nakai *et al.*, 1990; 1993). Esfalerita é um mineral comum em muitos tipos genéticos diferentes de depósitos hidrotermais. Idades podem ser obtidas desde uma combinação de inclusões fluidas e esfalerita ou somente esfalerita. A técnica de datação Rb-Sr foi utilizada em depósitos tipo Mississippi Valley e, em muitos casos, as idades em esfalerita excluem modelos com relação à formação dos depósitos.

A localização de Rb e Sr dentro de esfalerita e a causa do fracionamento entre a esfalerita e as inclusões fluidas têm sido problemática. A variação na razão Rb/Sr pode ser um artefato de inclusões de feldspato potássico ou argilominerais. Porém, recentes estudos baseados em análises de inclusões fluidas sintéticas sugerem que a variação na partição de Rb e Sr entre fluidos hidrotermais e esfalerita mudam rapidamente durante o crescimento de

esfalerita (Pettke e Diamond, 1996). Portanto, um ajuste isocrônico de lixiviado de esfalerita pode ser considerado uma isócrona multifase. Muitos perigos potenciais para esta técnica têm sido notados: mistura de fluidos mineralizantes, potenciais inclusões de fluidos secundários e inclusões minerais dentro de esfalerita.

Determinações isotópicas Rb-Sr em rochas fortemente alteradas hidrotermalmente, em conjunto com determinações isotópicas em minerais que não têm Rb em sua estrutura e associados diretamente à seqüência paragenética (e.g. calcita, baritina) permitem efetuar determinações das idades da alteração hidrotermal. A forte alteração permite a re-homogeneização isotópica, enquanto, ao passo que a ausência de Rb na estrutura de alguns minerais permite a determinação da razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no sistema.

Amostragem e Técnicas Analíticas

Amostras de diferentes unidades geológicas foram analisadas para rocha total, visando estabelecer suas fontes e naquelas que exibem forte alteração hidrotermal, onde o sistema pode ter sido re-homogeneizado isotopicamente, tentou-se construir isócronas. Separação de minerais de minério para lixiviados Rb-Sr incluíram trituração, peneiramento e catação de minerais na lupa binocular. A preparação das amostras para rocha total incluíram trituração e moagem em moinho de bolas.

O procedimento químico foi feito de acordo com as rotinas do laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, onde o branco laboratorial foi de 4 ng de Sr. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram determinadas em espectrômetro de massa VG 354, monoleitor, tendo sido corrigidas para o valor médio do padrão NBS-987 ($0,710254 \pm 0,000022$ a 2σ) e normalizadas a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. A proporção $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ foi obtida através de cálculos a partir dos valores de Rb total e Sr total. Os teores de Rb-Sr das amostras PD-0005, PD-0010B e PD-0014B foram determinados por fluorescência de Raio-X, com uma precisão de = 1,4 % para Rb e = 1,0 % para Sr. Já as concentrações Rb-Sr da amostra PD-0006 foram obtidas por diluição isotópica, com precisão superior. Os dados da isócrona foram calculados com o ISOPLOT 2.49 (Ludwig, 2003).

2.4.4 Análises Sm-Nd

O ^{147}Sm é um isótopo radioativo (pai) que se desintegra no isótopo radiogênico ^{143}Nd (filho) com uma meia vida $T_{1/2} = 1,06 \times 10^{11}$ Ga. A descrição completa do sistema isotópico e do método geocronológico Sm-Nd são encontradas em Faure (1986), Dickin (1995) e Sato *et al.* (1995).

Sm e Nd são elementos das terras raras (ETR), com comportamentos geoquímicos semelhantes. Estes elementos são encontrados em muitos minerais como substitutos de íons grandes. As proporções Sm/Nd das rochas, no sistema rocha total, não se modificam

significativamente por processos posteriores à sua formação, tais como hidrotermalismo ou intemperização (Faure, 1986; DePaolo, 1988). No momento de formação da rocha, e dependendo de sua aluminosidade, de modo geral, alguns minerais acessórios como monazita e allanita são ricos nas terras raras leves, e outros como zircão, xenotima e apatita nas pesadas (Bea, 1996). Dessa forma, quando a rocha é enriquecida nesses minerais e se a proporção deles foi modificada durante os processos evolutivos da rocha, pode ocorrer fracionamento de Sm e de Nd, modificando substancialmente a razão inicial. Além disso, em alguns minerais, tais como clinopiroxênio, anfibólio, apatita e granada, pode ocorrer certo fracionamento, com enriquecimento na razão Sm/Nd.

O sistema Sm-Nd é útil para determinar idades de cristalização de rochas ígneas e metamórficas por meio de isócronas em rocha total, e idade da paragênese metamórfica por meio de isócrona rocha total-mineral desde que o processo metamórfico proporcione considerável fracionamento entre Sm e Nd (por *e.g.* em Rocha Total-Granada). A interpretação geológica de uma isócrona de dois pontos (rocha total-mineral) requer que a rocha total represente um sistema fechado, e que tenha sido o último reservatório com o qual o mineral se equilibrou (Mezger *et al.*, 1992).

A modificação mais significativa da razão Sm/Nd em sistemas geológicos acontece durante o processo de diferenciação manto-crosta oceânica. A litosfera oceânica, no momento de formação, tem a mesma composição isotópica de Nd que o manto. Entretanto, por estar isolada quimicamente e por ter menor proporção Sm/Nd, sua composição de Nd evolui negativamente com respeito à do manto. Na crosta, os processos petrogenéticos (fusão parcial, metamorfismo, diagênese e alteração hidrotermal), na maioria das vezes não modificam a proporção Sm/Nd adquirida na diferenciação inicial. Com esta premissa, pode-se fazer uma regressão das razões isotópicas atuais da rocha até interceptar a curva isotópica de Nd para o manto empobrecido (DM), e então estabelecer a idade modelo Sm-Nd T_{DM} (Sato *et al.*, 1995).

A T_{DM} pode representar o tempo em que uma rocha ou seu precursor separou-se do manto. Entretanto, segundo Arndt e Goldstein (1987), para rochas formadas em processos de fusão parcial de sedimentos crustais mais antigos, o T_{DM} representa uma média ponderada das idades das diferentes fontes envolvidas.

O ϵ_{Nd} é um indicador petrogenético, obtido da comparação entre a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ da amostra para a época de sua formação com a razão de um reservatório condrítico uniforme padrão (CHUR) (Faure, 1986). Este parâmetro permite diferenciar a derivação de fontes mantélicas ou crustais, sendo que material juvenil é sugerido por valores positivos ou levemente negativos de ϵ_{Nd} , e material retrabalhado (de origem sedimentar ou anatético) por valores altamente negativos de ϵ_{Nd} .

Sm-Nd em Depósitos Minerais

A técnica de datação Sm-Nd foi primeiramente sugerida para sua aplicação em fluoritas, as quais não só exibem altas razões Sm-Nd, mas também uma ampla faixa de razões, refletindo uma maior dependência sobre as mudanças no ambiente físico-químico do sistema de fluidos.

Outros estudos têm usado idades modelo Sm-Nd como uma restrição maior da idade de colocação e de potenciais fontes dos fluidos hidrotermais, que é o caso de este estudo.

O método Sm-Nd permite a obtenção, somente em certos casos, de idades isocrônicas em rocha total. Isto acontece somente quando tem variações composicionais grandes, como pode ser no caso de rochas vulcânicas ou em alguns casos utilizando a combinação rocha total-granada. Normalmente, as variações na razão Sm/Nd é baixa e as isócronas são construídas em minerais. Este método foi utilizado com sucesso em datações diretas de mineralizações de interesse econômico, particularmente em fluorita, scheelita e cassiterita, além de minerais acessórios como turmalina. O fechamento do sistema Sm-Nd em granada verifica-se aos 600 °C, ocasionalmente entre 500-400 °C, portanto, é um método bastante utilizado em datações de depósitos tipo *skarn* com o par diopsídio-granada.

Fluorita foi primeiramente usada para datar diretamente e de maneira precisa o principal estado de mineralização nos depósitos minerais no Batolito Cornubian, no sul oeste de Inglaterra (Chesley *et al.*, 1991, 1993).

Amostragem e Técnicas Analíticas

Amostras de diferentes unidades geológicas foram analisadas para rocha total, visando estabelecer suas fontes através do parâmetro petrogenético ϵ_{Nd} e calcular suas idades modelo T_{DM} . A preparação das amostras para rocha total inclui trituração e moagem em moinho de bolas. Separação de minerais de minério, também visando estabelecer seus ϵ_{Nd} incluem trituração, peneiramento e catação de minerais na lupa binocular.

O procedimento químico foi feito de acordo com as rotinas do laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As razões isotópicas $^{143}Nd/^{144}Nd$ foram obtidas em espectrômetro de massa multi-coletor VG-354 com precisão analítica de 0,014% (2σ). Os erros máximos calculados para a razão $^{147}Sm/^{144}Nd$ são de 0,52%. Brancos para o ataque químico durante as análises foram de 0,4 ng para Nd e 0,7 ng para Sm. Valores médios medidos no laboratório, no período em que os presentes análises foram efetuados, para os padrões de Nd La Jolla e BCR-1 foram de $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,511849 \pm 0,000025$ (1σ) e $0,512662 \pm 0,000027$ (1σ), respectivamente.

Os cálculos das idades modelo Sm-Nd T_{DM} foram feitos de acordo com o modelo de estágio simples de DePaolo (1981), e para as amostras com $f_{Sm/Nd}$ anômalos com o modelo de duplo-estágio de DePaolo *et al.* (1991). As constantes utilizadas no cálculo dos T_{DM} e dos

parâmetros ϵ_{Nd} , foram $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (CHUR)₀ = 0,512638 e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (CHUR)₀ = 0,1967 (Michard *et al.*, 1985).

2.4.5 Método U-Th-Pb

Três isótopos ^{208}Pb , ^{207}Pb e ^{206}Pb são em parte os produtos radiogênicos filhos do decaimento radioativo de um isótopo de Th ($^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}^*$) e dos isótopos de U ($^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}^*$ e $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}^*$), com * sendo o chumbo radiogênico.

As abundâncias dos isótopos radiogênicos têm crescido desde a formação da terra (4,56 Ga), construindo-se sobre uma concentração inicial. Um outro isótopo de Pb, ^{204}Pb , é estável. O crescimento tempo-integrado dos isótopos radiogênicos de Pb desde um arbitrário tempo inicial, t_0 , para um tempo final, t_1 , é descrito pelas equações de decaimento padrão:

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_1} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_0} + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) (e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_1})$$

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_1} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_0} + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}) (e^{\lambda' t_0} - e^{\lambda' t_1})$$

$$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_1} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{t_0} + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}) (e^{\lambda'' t_0} - e^{\lambda'' t_1})$$

Onde λ , λ' e λ'' são as constantes de decaimento de ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th , respectivamente. Estas equações simplesmente mostram que, as medidas atuais da composição isotópica de Pb é igual à soma da composição isotópica de Pb inicial mais o chumbo radiogênico adicionado com o tempo.

Dado que ^{204}Pb é estável e, portanto, fixo, e dado que a abundância de ^{208}Pb , ^{207}Pb e ^{206}Pb mudam com o tempo e são difíceis de medir diretamente, os dados de isótopos de Pb são examinados como a razão de um isótopo radiogênico com um isótopo estável o $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

No sistema U-Th-Pb, a presença de dois isótopos de U de longa meia-vida decaindo para dois isótopos separados de Pb é uma característica única e poderosa. A união do decaimento de ^{238}U para $^{206}\text{Pb}^*$ e de ^{235}U para $^{207}\text{Pb}^*$ provem de um controle do tempo sobre a composição isotópica de Pb para diferentes idades durante a história da terra. Por exemplo, dado que a vida média de ^{235}U é muito mais curta que aquela do ^{238}U , tem ocorrido um rápido incremento em ^{207}Pb em relação com ^{206}Pb durante a história da terra. A razão de crescimento de ^{207}Pb diminui com o tempo, assim como o isótopo pai ^{235}U desaparece devido ao decaimento radioativo. Em essência, o crescimento de ^{207}Pb sobre o último 1Ga tem sido raro.

Para entender as variações isotópicas de Pb, outros dois parâmetros são importantes, as razões U/Pb e Th/Pb como um entendimento básico das propriedades geoquímicas de U, Th e Pb (Faure, 1986).

U e Th estão, usualmente, em estado tetravalente de oxidação e têm propriedades geoquímicas comparáveis na natureza. Assim, eles comumente atuam juntos e substituem-se em compostos. Por exemplo, durante fusão parcial e cristalização fracionada, U e Th são concentrados na fase líquida em favor do resíduo desde o fundido e das partes cristalizadas do magma. Em contato com fluidos aquosos, porém, Th é insolúvel e é um dos elementos mais inertes. Urânio, em contraste com tório, tem um outro estado de oxidação. Sob condições oxidantes, U forma íons uranilos (+6) que são extremamente solúveis em fluidos aquosos. Baixo estas condições, U pode ser significativamente fracionado desde Th. Pb é solúvel a temperaturas moderadas para altas, encontradas em ambientes hidrotermais, magmáticos ou metamórficos, enquanto, ao passo que a baixas temperaturas é facilmente acomplexado com matéria orgânica, mas geralmente é insolúvel. Pb é também um íon maior que os elementos pai U e Th e assim, exibirá diferente comportamento durante eventos tais como fusão parcial, metamorfismo ou alteração em baixa temperatura. O comportamento geoquímico contrastante de U, Th e Pb em diferentes ambientes geológicos é registrado nas razões Th/U (κ o $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$) e U/Pb (μ o $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), as quais podem ser diretamente medido como concentrações elementares, calculado usando parâmetros modelos ou inferido desde dados isotópicos de Pb.

Os dados de isótopos de Pb são tipicamente apresentados sobre os diagramas de covariação. Um diagrama, também referido como diagrama toriogênico, plota $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Outro diagrama, também referido como diagrama uranogênico, plota $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Importante informação sobre as histórias tempo integradas de Th/U e U/Pb de uma amostra e de seus fontes é derivada desde dos respectivos plotagens.

Zartman e Haines (1988), Doe e Zartman (1979) e Zartman e Doe (1981) utilizam as características distintivas de U/Pb e Th/U, das diferentes partes de uma terra em evolução, para sugerir que três idealizados reservatórios crustais de U-Th-Pb: o manto, a crosta inferior e a crosta superior. Estes reservatórios misturam-se no orôgeno onde deformação crustal, magmatismo, sedimentação e metamorfismo ocorreram. Muitos estudos isotópicos de Pb em depósitos minerais e magmatismo discutem os dados isotópicos de Pb em referência com este modelo reservatório.

Discussões dos dados isotópicos de Pb sobre um diagrama de covariação são feitas com referência ao modelo de curva de crescimento isotópico de Pb derivada desde valores de isótopos de Pb de todo o mundo. As duas curvas mais usadas são as curvas de crescimento crustal de Stacey e Kramers (1975) e Cumming e Richards (1975). A curva de crescimento crustal de Stacey e Kramers (1975) está baseada em dois estados de

crescimento caracterizados por diferentes razões U/Pb e Th/U. Em contraste, a curva de crescimento crustal de Cumming e Richards (1975) está baseada na contínua evolução de U/Pb e Th/U através do tempo. A curva de Stacey e Kramers (1975) aproxima-se à curva do orógeno de Zartman e Doe (1981), enquanto, ao passo que a curva de crescimento crustal de Cumming e Richards (1975) aproxima-se à curva de crescimento da crosta superior de Zartman e Doe (1981).

U-Pb em Depósitos Minerais

Estudos de isótopos radiogênicos de depósitos minerais podem prover, potencialmente, de informação sobre a idade e a fonte da mineralização. Estimações da idade de deposição mineral é crítica para discriminar entre possíveis eventos sindeposicionais, tectônicos, magmáticos e hidrotermais que podem ter-se envolvidos nos processos de mineralização. Os isótopos radiogênicos podem, além disso, distinguir distúrbios pos-mineralização.

Razões isotópicas iniciais de um sistema formador de depósitos podem ser obtidas por duas vias, já seja pela intersecção de uma isócrona mineral ou rocha total com o eixo 'Y', ou alternativamente, por uma medida direta da razão isotópica de um mineral que contém uma desprezível abundância do isótopo pai. Por exemplo, galena e pirita (baixo U/Pb e Th/Pb) são minerais comuns para estimações de Pb.

Composições isotópicas de Pb em galenas de depósitos minerais de idade conhecida foram inicialmente usadas para estimar idades com referência as curvas modelos de crescimento de Pb. Em eras pos-arqueanas esta aproximação é raramente satisfatória devido à complexidade dos reservatórios. Mais recentemente, os isótopos de Pb foram utilizados para avaliar a fonte de Pb, identificar distúrbios pos-mineralização e definir províncias de embasamento.

Quando se utiliza a composição isotópica de Pb de rochas e depósitos minerais para o entendimento das fontes do magma, metais e interações fluido rocha, é importante lembrar que usualmente tem diferenças nas concentrações de Pb entre fontes encontradas durante a ascensão do magma, o fluxo de fluido e a subsequente cristalização e deposição. Se uma concentração baixa de Pb caracteriza um magma ou fluido hidrotermal, interações com o campo de rochas podem modificar a composição isotópica de Pb do magma e do fluido. Composições isotópicas de Pb de amostras nesta situação refletirão mistura de fontes de Pb. Isto é ilustrado pela interação de magmas derivados do manto e crosta continental. Magmas derivados do manto têm intrinsecamente baixas concentrações de Pb (1-2 ppm, ou menos) relativo as rochas crustais ricas em feldspatos, que tipicamente contêm 10 a 30 ppm de Pb. Devido ao forte contraste na concentração de Pb, incorporação pequena de Pb crustal pode modificar significativamente a composição isotópica de Pb de magmas basálticos derivados do manto. Portanto, a composição isotópica de Pb da maior parte das rochas graníticas, reflete a crosta com que se associou ainda que o magma tenha uma

significativa contribuição do manto em sua formação. Assim, o sistema radiogênico U-Pb permite:

a) Datações de minerais ricos em U e Th e pobres em Pb (e.g. zircão, titanita, uraninita, monazita, apatita, baddeleyita). ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th decaem para ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , com vidas médias de 4,460, 0,704 e 14,010 bilhões de anos. Idades podem ser calculadas para cada sistema isotópico através do uso de um diagrama isocrônico similar aos usados para os sistemas isotópicos Rb-Sr ou Sm-Nd, mas a verdadeira fortaleza das datações U-Pb é que a razão $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ pode ser tratada como uma constante. Portanto, não é preciso assumir que o mineral permaneceu fechado às mudanças nas relações pai-filho através do tempo. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ podem ser tratados como geocronômetros independentes e deveriam dar idades concordantes. Estas idades plotadas em termos de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ contra $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ definem uma curva chamada de 'concordia'. Qualquer mineral cuja combinação de idades no cai sobre a curva de concordia, implica que o sistema ganhou ou perdeu U ou Pb. Se todo o Pb radiogênico é perdido como resultado de um evento de alta temperatura, o relógio pode ser reiniciado e a acumulação de Pb radiogênico iniciará novamente do zero. Porém, se o mineral sofreu somente uma perda parcial ou ganho de U, os dados isotópicos resultantes situam-se abaixo da curva de concordia, definindo uma linha chamada 'discordia'.

O método U-Pb é limitado em sua aplicabilidade como uma ferramenta geocronológica para datação direta de depósitos minerais. Os minerais ricos em U mais facilmente datáveis, como zircão e monazita, não são minerais acessórios em depósitos hidrotermais. Porém, é utilizada como uma ferramenta indireta, em depósitos minerais associados ao plutonismo, dado que permite uma complementação, em termos de relacionar pulsos magmáticos com eventos de mineralização datados por meio de outros sistemas isotópicos.

Recentemente, o sistema isotópico U-Pb foi usado com sucesso em datações de calcitas em depósitos tipo Mississippi Valley. As idades têm sido produzidas usando o sistema isotópico ^{238}U - ^{206}Pb e ^{232}Th - ^{208}Pb por meio do método isocrônico de múltiplas amostras de calcita.

b) Obtenções de idades isocrônicas podem ser geradas plotando $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ou $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$. Esta técnica é utilizada em minerais com altas razões U/Pb (pechblenda, uraninita, casiterita) e onde as mineralizações são de idades recentes. Como a quantidade de U é alta obtém-se uma abundante quantidade de Pb radiogênico, portanto, a perda de Pb é pouco significativa considerando o curto tempo transcorrido.

c) Obtenção de idades modelo baseadas em modelos de evolução isotópica de Pb através do tempo geológico. Esta técnica é aplicada em minerais com baixa razão U/Pb, como galenas. Obtém-se as razões isotópicas nas amostras ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) às

quais restam-se os valores primordiais (a_0 e b_0 no modelo de estado único calculado para 4.5 Ga, ou a_1 e b_1 no modelo de estado duplo calculado para 3.7 Ga. Disto resulta o parâmetro M que se interpola nas tabelas de Holmes-Houtermans ou Stacey-Kramers.

d) Obtenção do parâmetro petrogenético μ que permite discriminar o reservatório fonte dos fluidos (crosta superior, crosta inferior ou manto superior).

Amostragem e Técnicas Analíticas

Amostras de diferentes unidades geológicas foram analisadas para rocha total, visando estabelecer suas fontes através das razões Pb/Pb. A preparação das amostras para rocha total inclui trituração e moagem em moinho de bolas. Separação de minerais de minério, também visando estabelecer suas razões Pb/Pb incluem trituração, peneiramento e catação de minerais na lupa binocular.

O procedimento químico foi feito de acordo com as rotinas do laboratório de Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. As razões Pb/Pb foram determinadas em espectrômetro de massa VG 354 multicoletor, tendo sido corrigidas para o valor médio do padrão NBS-981 ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0,059040$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0,91464$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=2,16810$). Os valores isotópicos foram corrigidos por fracionamento de massa de 0,1% de unidades de massa atômica.

2.5 Microtermometria de Inclusões Fluidas

2.5.1 Introdução

As medidas microtermométricas de inclusões fluidas em quartzo, que constitui o cimento das brechas mineralizadas ou o preenchimento de vênulas densas entrecruzadas tipo *stockwork*, visaram determinar a composição dos fluidos responsáveis pela mineralização e as condições físico-químicas atuantes durante a formação do depósito mineral.

Dessa forma, para auxiliar na compreensão e na definição de um modelo genético para os depósitos de Las Juntas e Pichicolo, foi utilizada, entre outras ferramentas, o estudo de inclusões fluidas em grãos de quartzo do cimento das brechas, as quais associam-se diretamente com mineralização metálica (calcopirita, galena, esfalerita e pirita), no caso de Las Juntas, e em grãos de quartzo de vênulas em *stockwork* associados diretamente com mineralização metálica (arsenopirita, pirita e esfalerita), no caso de Pichicolo. Seu enfoque corresponde a caracterização dos parâmetros físico-químicos, tais como: densidade, salinidade, composição, temperaturas e pressões mínimas de aprisionamento dos sistemas.

Esses parâmetros combinados aos dados de paragênese e de equilíbrio termodinâmico das fases sulfatadas presentes no minério e com aqueles obtidos nas análises de isótopos

radiogênicos em sulfetos, serão fundamentais no estabelecimento da evolução dos fluidos mineralizantes, das condições de deposição e das fontes dos metais.

O método baseia-se, de modo geral, na observação ao microscópio das mudanças de fases dos fluidos inclusos nas cavidades dos minerais, durante os processos de resfriamento e de aquecimento com registro das temperaturas através de um termômetro digital.

As medidas microtermométricas foram obtidas mediante a utilização de platina de resfriamento e aquecimento Chaixmecca, tipo MTM 85, que permite atingir um intervalo de temperatura e leitura de -180 a $+600^{\circ}\text{C}$, com uma resolução de 0.1°C . Este equipamento está acoplado a um sistema de leitura e registro dos dados Newport, modelo 871, e a um microscópio binocular Leitz Welzlar com ocular 10x e com objetivas 3.5x, 10x, 32x/UT-50 e 80x. As determinações microtermométricas foram feitas no Laboratório de Inclusões Fluidas do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

2.5.2 Características Gerais das Inclusões Fluidas

As inclusões fluidas podem ser classificadas com base em seu número de fases a temperatura ambiente ($\sim 25^{\circ}\text{C}$) em quatro tipos: a) monofásicas, constituídas apenas por uma fase, líquida ou gasosa; b) bifásicas, que podem ser constituídas por líquido + gás ($l+g$), líquido + sólido ($l+s$), dois líquidos imiscíveis (l_1+l_2) ou sólido + gás ($s+g$); c) trifásicas, sendo as mais comuns constituídas por dois líquidos imiscíveis + gás (l_1+l_2+g), por líquido + gás + sólido ($l+g+s$) ou, ainda, por líquido1 + líquido2 + sólido (l_1+l_2+s); d) polifásicas ou multifásicas, exibindo quatro ou mais fases (Fuzikawa, 1985).

As substâncias gasosas das inclusões fluidas ocorrem basicamente na forma de $\text{H}_2\text{O}_{(\text{vapor})}$, CO_2 , CO , CH_4 , N_2 , SO_2 , H_2S e H_2 . As fases líquidas apresentam predominância de H_2O ou salmouras, sendo ainda bastante comum o $\text{CO}_{2(\text{líquido})}$. Os minerais de saturação mais comuns são cloretos de sódio, potássio, cálcio, magnésio, ferro, entre outros. Os três últimos também podem ocorrer na forma de diferentes hidratos em função da temperatura e da composição salina da fase aquosa. Sulfatos e carbonatos não são raros e ainda, óxidos e silicatos, na forma de minerais como hematita, magnetita, micas, feldspatos e quartzo são freqüentemente observados (Fuzikawa, 1985).

Quanto às relações temporais com o mineral hospedeiro, as inclusões fluidas podem ser separadas em: a) primárias, tendo sido aprisionadas durante a cristalização ou recristalização do mineral hospedeiro; b) secundárias, estando ligadas a algum tipo de evento posterior à formação do mineral, tendo sido aprisionadas, por exemplo, através de processos de cristalização de fraturas de várias gerações, representando, portanto, fluidos tardios; c) pseudo-secundárias, as quais foram englobadas durante processo de cicatrização

de fraturas desenvolvidas ainda durante a cristalização do mineral. O estudo das inclusões primárias e pseudo-secundárias pode permitir a estimativa das condições físico-químicas reinantes durante a cristalização e/ou recristalização do mineral hospedeiro.

Entre as temperaturas que devem ser registradas durante os estudos microtermométricos, destacam-se: temperatura de fusão do CO_2 ($T_{f\text{CO}_2}$), temperatura de fusão do gelo (T_{f_g}), temperatura de fusão dos clatratos ($T_{f_{cl}}$), temperatura de homogeneização do CO_2 ($T_{h\text{CO}_2}$) e temperatura de homogeneização total ($T_{h_{tot}}$), as quais são descritas abaixo.

Temperatura de fusão do CO_2 ($T_{f\text{CO}_2}$)

Para a obtenção desse parâmetro a amostra deve ser inicialmente resfriada até o completo congelamento da inclusão. Como este é em geral muito rápido, fenômenos comuns de metaestabilidade fazem com que o aparecimento do CO_2 sólido não ocorra até que sejam atingidas temperaturas inferiores a -70°C ou mesmo, com alguma frequência de -90° a -120°C . Por esse mesmo motivo as medidas devem ser obtidas durante a fase de aquecimento natural e gradativo da amostra, pela troca de calor com o ambiente, a partir dessas temperaturas mínimas. O ponto de fusão do CO_2 puro ocorre a $-56,6^\circ\text{C}$, sendo este o valor do seu ponto triplo. Quando existem outros voláteis como, por exemplo, CH_4 , N_2 , junto com a fase carbônica, essa temperatura sofrerá uma depressão, cujo valor depende do elemento adicional e da sua concentração. Dessa forma a temperatura de fusão é a melhor indicação disponível sobre grau de pureza da fase carbônica do fluido. Muitas vezes, resfriando-se a amostra até a temperatura de -180°C , pode ser detectada a presença de outros voláteis, junto a fase CO_2 , os quais possuem pontos críticos com valores extremamente baixos, como por exemplo CH_4 com temperatura crítica de $-82,1^\circ\text{C}$ e N_2 com temperatura crítica de -147°C . Nesses casos, a detecção desses voláteis pode ser sugerida a partir das suas temperaturas de homogeneização. Porém, o modo mais preciso de determinação de outros voláteis, além do CO_2 , é a partir da espectroscopia micro-Raman.

Temperatura de fusão do gelo (T_{f_g})

No caso da solução ser composta por água pura, a T_{f_g} ocorre à $0,015^\circ\text{C}$, ponto triplo dessa substância. Como é freqüente a presença de íons na solução aquosa, por exemplo, Cl^- , K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , sua fusão inicia-se em temperaturas mais baixas, menores que 0°C , representativas de seu ponto eutético (T_e) cujo valor depende dos componentes dissolvidos. Nesses casos, a temperatura final da fusão do gelo indicará, através de equações de estado e diagramas associados, que envolvem sistemas compostos por H_2O + sais, a salinidade das soluções que, geralmente, é expressa em termos equivalentes à porcentagem em peso do NaCl , devido a sua abundância em fluidos naturais. Para a determinação desses parâmetros, deve-se tomar o cuidado com a metaestabilidade que

ocorre durante o resfriamento rápido, e faz com que o gelo apenas comece a se formar em temperaturas mais baixas que o ponto eutético do sistema. Assim, a amostra deve ser resfriada até temperaturas bastante baixas para que na etapa de aquecimento natural da inclusão as medidas possam ser obtidas com maior precisão.

Temperatura de homogeneização do CO₂ (Th_{CO2})

Essas temperaturas permitem o cálculo das densidades médias do CO₂, mediante a utilização de dados experimentais P-V-T-X, disponíveis na literatura para esse sistema puro, bem como a construção das respectivas isócoras (curvas de densidades constantes). Deve ser ainda ressaltado que a densidade do CO₂, associada com a relação volumétrica entre as fases CO₂ e H₂O, possibilitará a determinação do conteúdo de CO₂ no fluido, em termos de suas frações molares.

Observa-se a partir da seção P-T do diagrama P-V-T relativo ao CO₂ puro, discutida por Roedder (1984) e Shepherd *et al.* (1985), entre outros, que a homogeneização dessa fase pode ocorrer até +31,1° C, que é o valor de sua temperatura crítica.

A Th_{CO2} é caracterizada pelo desaparecimento do menisco que separa as duas fases coexistentes, ou seja, um sistema composto por CO₂ líquido + vapor, que tenderia para um sistema homogêneo, com apenas uma fase. A homogeneização pode ocorrer de três formas diferentes: a) expansão total da bolha de CO₂(g) até o desaparecimento da sua fase líquida, caracterizando a homogeneização para o estado gasoso, indicando um sistema de densidades relativamente baixas; b) decréscimo da bolha de CO₂(g) até seu total desaparecimento, ocorrendo homogeneização para o estado líquido caracterizando um sistema de densidades mais elevadas e; finalmente, c) desaparecimento gradativo ou súbito, do menisco que separa as fases líquidas e gasosa do CO₂, sem mudança aparente nos seus volumes, indicando homogeneização para o estado crítico.

Temperatura de fusão dos clatratos (Tf_{cl})

Quando no sistema está presente H₂O e CO₂ ou outros voláteis pode haver a formação de clatratos, que são hidratos de gases que não englobam os íons dissolvidos na água. Nessas situações, a salinidade da fase aquosa residual aumenta consideravelmente e, portanto, não pode ser obtida diretamente a partir da Tf_g (Fuzikawa, 1985).

Os clatratos são materiais sólidos, originados pela cristalização de uma determinada substância em presença de outra, sob condições adequadas. As moléculas da primeira substância podem constituir uma estrutura cavernosa, no estado sólido, alojando assim os átomos ou moléculas do segundo componente, sendo as forças envolvidas muito fracas (ligações iônicas). A desintegração dos clatratos pode se dar pela fusão ou dissolução do material envolvido. A rigor, o clatrato não é considerado um composto químico, não havendo uma relação estequiométrica entre os componentes. Não necessariamente todas as cavidades são preenchidas, podendo conter de 80 a 90% da substância aprisionada. No

caso das inclusões fluidas, esse fenômeno ocorre durante o resfriamento da amostra, onde uma estrutura cavernosa de gelo aprisiona moléculas de gases. No caso do sistema ser constituído por $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} +$ sais dissolvidos, a fórmula será $\text{CO}_2.5.75 \text{ H}_2\text{O}$, ou seja, 46 moléculas de água formariam oito “gaiolas” com moléculas de CO_2 (Roedder, 1984; Fuzikawa, 1985).

Observa-se que no caso de haver a formação de clatratos, o valor da salinidade encontrado a partir de T_{f_g} será maior que o real, uma vez que existe uma determinada quantidade de água pura ligada ao CO_2 .

Collins (1979) estudando o sistema $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ relacionou a temperatura de fusão dos clatratos com a salinidade das soluções, quando esses compostos se dissolvem na presença de $\text{H}_2\text{O(l)} + \text{CO}_2(\text{l}) + \text{CO}_2(\text{g})$, isto é, quando $T_{f_{Cl}} < T_{h_{\text{CO}_2}}$.

Nos casos onde a $T_{f_{Cl}}$ é maior que $T_{h_{\text{CO}_2}}$, a salinidade pode ser determinada pelo método desenvolvido por Diamond (1992, 1994), que estudou os sistemas $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl} + \text{CO}_2$ e $\text{H}_2\text{O} + \text{KCl} + \text{CO}_2$ levando em consideração não apenas a curva de equilíbrio $\text{H}_2\text{O(l)} + \text{CO}_2(\text{l}) + \text{CO}_2(\text{g})$, mas também os campos onde ocorrem $\text{H}_2\text{O(l)} + \text{CO}_2(\text{g})$ e $\text{H}_2\text{O(l)} + \text{CO}_2(\text{l})$. Deve ser observado que, quando o clatrato sofre dissolução posteriormente à homogeneização CO_2 , os próprios valores de $T_{h_{\text{CO}_2}}$ são falsos, uma vez que ainda existem quantidades desse componente aprisionadas junto aos clatratos. Desse modo, deve ser também obtida a $T_{h_{\text{CO}_2}}$ real, na condição metaestável de ausência de clatratos. Para tanto, resfria-se a inclusão até o ponto onde é nucleada a outra fase de CO_2 , antes da formação dos clatratos e, com o aquecimento natural determina-se a $T_{h_{\text{CO}_2}}$ real. Esses dados ($T_{f_{Cl}}$ e $T_{h_{\text{CO}_2}}$ real) são consideradas nos diagramas de equilíbrio de Diamond (1992, 1994) para a determinação da salinidade.

Essa temperatura é, normalmente, difícil de ser obtida, uma vez que a observação desses compostos é prejudicada devido a sua isotropia e à semelhança entre seu índice de refração e o da solução aquosa. No entanto, algumas vezes, pode ser identificado através de uma deformação na bolha de CO_2 após a completa fusão do gelo. Quando esses compostos se fundem e a bolha retorna a seu formato original, registra-se a temperatura de fusão do clatrato ($T_{f_{Cl}}$).

A salinidade das soluções aquosas pode ser obtida nesses casos utilizando-se diagramas de equilíbrio de fases no sistema $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$, obtendo-se valores de concentrações também expressas em equivalentes da porcentagem em peso do NaCl.

Outro fator que pode influenciar na determinação da salinidade é a presença de minerais de saturação. Nesses casos, são as temperaturas de dissolução dos sais que fornecerão os resultados mais precisos sobre a quantidade dos íons presentes na solução.

Este conjunto de dados sobre as temperaturas de fusão (T_{f_g} e $T_{f_{Cl}}$) e, em alguns casos, sobre as temperaturas de dissolução de sais, pode permitir, através equações de estado e

diagramas apropriados, a determinação da composição química do fluido e das porcentagens dos sais dissolvidos na solução (Collins, 1979; Diamond, 1992, 1994).

Temperatura de homogeneização total ($T_{h_{tot}}$)

Para sistemas compostos de soluções aquosas salinas e CO_2 , a $T_{h_{tot}}$ é determinada através do aquecimento da amostra a partir da temperatura ambiente. Esta etapa só é realizada após a obtenção de todas as medidas relativas ao resfriamento pois, uma vez aquecida a amostra, podem ocorrer modificações nas características originais das inclusões, algumas vezes observadas através de um nítido aumento da bolha.

As $T_{h_{tot}}$ de inclusões no sistema aquo-carbônico podem ocorrer pela expansão da fase aquosa (diminuição da bolha de CO_2), pela expansão da fase CO_2 (aumento da bolha de CO_2) ou pelo desaparecimento do menisco que separa as duas fases, ou seja, homogeneização crítica. No caso de haver minerais de saturação, a $T_{h_{tot}}$ será dada pela sua dissolução se esta for posterior à homogeneização relativa às fases fluidas.

A importância dessa medida é que ela pode fornecer as condições mínimas de temperatura e pressão de aprisionamento do fluido quando se tratar de inclusões fluidas primárias, não modificadas posteriormente, aprisionadas a partir de um sistema de fluidos originalmente homogêneos ou mesmo as próprias condições reais de formação do mineral, no caso de inclusões formadas a partir de um sistema de fluidos originalmente imiscíveis. Além disso, quando associada aos outros dados microtermométricos pode permitir a determinação da densidade total do fluido (Roedder, 1984; Fuzikawa, 1985). Desse modo, considerando-se a seção P-T do diagrama P-V-T para o sistema de interesse, como o acréscimo da temperatura após o processo de homogeneização, a inclusão segue uma linha de densidade constante (isócora), cuja inclinação é função desse parâmetro. Deve ainda ser observado que para inclusões fluidas de diversas gerações, as $T_{h_{tot}}$ podem ajudar a delinear o caminho de evolução dos fluidos num campo P-T.

No caso de um sistema inicial homogêneo de fluidos, quando são obtidas apenas as condições mínimas de P e T de aprisionamento das inclusões, são necessárias correções de pressão que auxiliarão nos estudos da geotermometria. Quando a provável pressão de aprisionamento não puder ser estimada a partir de considerações geológicas ou por aplicações de geobarômetros, o estudo da paragênese mineral, aliado aos resultados microtermométricos, pode fornecer o possível intervalo de pressão e temperatura de formação das inclusões e do próprio depósito mineral. Por outro lado, quando duas fases fluidas distintas são aprisionadas simultaneamente, em diferentes inclusões distintas a partir de um sistema de fluidos originalmente imiscíveis, o cruzamento de suas isócoras pode definir as condições de P-T reais do aprisionamento (Roedder, 1984; Shepherd *et al.*, 1985).

III. TECTÔNICA E GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Tectônica da Parte Sul dos Andes do centro-sul

Os Andes do centro-sul estendem-se entre 22° e 46° S, segmento que compreende o território entre Chile e Argentina, representando parte de um orógeno ativo associado à subducção ao leste da crosta oceânica do Pacífico sob a margem sul-americana (Dewey e Bird, 1970; Mpodozis e Ramos, 1990). Como unidades morfoestruturais desta área dos Andes podem ser diferenciadas: La Puna, La Cordilheira Oriental e Las Sierras Sub-Andinas no segmento norte; as Cordilheiras Principal e Frontal, a Precordilheira e as Sierras Pampeanas no segmento central; e a Cordilheira Patagônica, a Bacia Neuquina, o Maciço Norte-Patagônico, a Bacia de Río Mayo e o Maciço do Deseado no segmento sul (Fig. 3.1). Isto é o resultado da interação de um embasamento complexo com subducção ativa e mudanças na geometria através do tempo. Nestes segmentos é possível estabelecer quatro divisões em relação ao tempo: O Embasamento Pré-cambriano, o Orógeno Famatiniano do Paleozóico Inferior, o Orógeno Gondwânico do Paleozóico Superior-Jurássico Inferior e o Orógeno Andino do Jurássico até o Presente (Ramos, 2000). A parte sul dos Andes do centro-sul corresponde, por sua vez, com a Cordilheira Patagônica Setentrional ou também conhecida como Cordilheira Norte-Patagônica ou localmente nomeada Região de Chiloé Continental.

3.1.1 Embasamento Pré-cambriano

Na parte sul dos Andes do centro-sul, o Embasamento Pré-cambriano está representado por rochas metamórficas de alto grau, reconhecidas na Cordilheira Patagônica Setentrional, entre os 40° e 43° S. Estas unidades são principalmente gnaisses, migmatitos e xistos, embora ectinitos e filitos de baixo grau metamórfico também foram descritas. Uma idade Rb-Sr de 1.190 Ma foi reportada no embasamento de Río Limay, Argentina (Linares *et al.*, 1988), mas as idades de resfriamento K-Ar são, na maioria, do Paleozóico. Mesmo que muitas idades U-Pb em zircão desta região são do Paleozóico, a maior parte das idades modelo T_{DM} indicam protólitos entre 1.400-1.200 Ma, indicando crosta continental antiga remobilizada durante a Orogênese Gondwânica (Ramos, 2000).

Figura 3.1. Topografia digital de América do Sul. Principais unidades morfoestruturais dos Andes do centro-sul, indicando a situação atual das placas litosféricas.

3.1.2 Orógeno Famatiniano

O ciclo orogênico Famatiniano compreende vários episódios colisionais com a proto-margem do Gondwana no Paleozóico Inferior. Estes terrenos são fragmentos exóticos derivados de Laurência e acrescidos durante o Paleozóico Inferior, ou terrenos para-autóctones, periGondwânicos, derivados do ocidente de Gondwana (Ramos, 2000).

A característica destacada desta orogenia é a existência de seqüências ofiolíticas desenvolvidas entre os 24 e os 36° S. Estas rochas ofiolíticas têm sido interpretadas como remanescentes de um domínio oceânico que estava situado entre o supercontinente de Gondwana no leste e uma série de blocos microcontinentais a oeste. A acreção de terrenos é demonstrada pelo desenvolvimento de arcos magmáticos calcoalcalinos atualmente expostos no continente. O ciclo Famatiniano compreende dois principais eventos, a Orogênese Ocloyca do Ordoviciano Médio-Superior e a Orogênese Chánica do Devoniano Inferior-Médio. Só poucas exposições do Paleozóico inferior, ao sul dos 36 °S têm sido descritas. A maior parte da Orogenia Famatiniana foi preservada ao norte da Patagônia. Na região de Cushamen o Complexo Rio Chico, o qual inclui as rochas metamórficas de Cushamen e os plutons de Mamil Choique, representa a borda sul-ocidental do Maciço de Somuncura, o qual registra eventos relacionados e de possível comparação à Orogênese Famatiniana (Ramos, 2000).

3.1.3 Orógeno Gondwânico

O ciclo orogênico Gondwânico do Paleozóico Superior, começou logo no início da subducção ao longo da margem continental. Subducção simples de uma placa oceânica sob a margem continental foi responsável da acreção sobre a borda continental oeste. Um complexo de subducção se desenvolveu ao longo da vertente ocidental da Cordilheira da Costa desde o Carbonífero Superior até o Triássico Superior. Cinturões metamórficos com xistos azuis, que afloram ao longo da margem Pacífica, associam-se com *pillow* basaltos metamorfisados e metacherts (Hervé, 1988). A erosão continental Meso-Cenozóica por subducção tem apagado grande parte dos complexos de subducção gondwânicos ao norte dos 32° S (Stern, 1991). Uma das características mais importantes do ciclo Gondwânico é a existência de um importante e extenso magmatismo félsico, assim uma ampla cobertura vulcânica de rochas riolíticas conhecida no território argentino como Vulcânico Choiyoi, as quais representariam um estado inicial de subducção seguido de magmatismo ácido não orogênico (Kay *et al.*, 1989). Este magmatismo ácido também foi denominado como Gran Província Ignea de Chon-Aike (Pankhurst *et al.*, 1998; 2000) Espessas seqüências vulcânicas são dominantes na Cordilheira Frontal da Argentina, ao passo que grandes batólitos estão amplamente expostos no Chile, embora os dois tipos de rochas estão associados em algumas regiões.

3.1.4 Orógeno Andino

A Orogênese Andina nos Andes do centro-sul apresenta uma importante sedimentação e magmatismo desde o Jurássico Inferior, desenvolvida em clara associação com o arco magmático. A geologia da região pode ser descrita em termos de dois ciclos maiores: Jurássico-Paleoceno e Eoceno-Presente (Mpodozis e Ramos, 1990). A evolução Jurássico-Paleoceno Inferior no segmento entre os 41° e 46° S, que corresponde à Cordilheira Patagônica Setentrional, compreende espessas seqüências Mesozóicas. Rochas vulcânicas andesíticas e dacíticas cobrem parcialmente o embasamento metamórfico do Paleozóico Superior, e a qual tem uma idade Jurássica Médio-Superior (Haller e Lapido, 1980). Uma transgressão marinha de curta vida invade a Cordilheira Patagônica no Neocomiano (Fuenzalida, 1963). Um segundo episódio vulcânico teve lugar durante o Cretáceo Inferior, o qual cobriu discordantemente a seqüência sedimentar (Haller, 1980). A principal característica deste segmento é o amplo desenvolvimento do Batolito Patagônico, colocado em múltiplos episódios, sendo os mais importantes entre 125-90 Ma e entre 90-80 Ma. A evolução Andina cenozóica, na Cordilheira Norte-Patagônica, distingue o arco magmático do Eoceno-Oligoceno principalmente desenvolvido na Cordilheira Neuquina, ao leste da Cordilheira Norte-Patagônica (Ramos, 1989) com escassas manifestações no território chileno (Muñoz *et al.*, 2000). Seqüências sedimentares marinhas do Eoceno-Oligoceno estão representadas no território argentino, enquanto que seqüências continentais do Eoceno e do Oligoceno-Mioceno e marinhas do Oligoceno Superior-Mioceno Médio estão representadas no território chileno. Por outro lado, atividade magmática do Mioceno-Plioceno Inferior, representada por rochas graníticas registra-se amplamente na vertente ocidental da Cordilheira Norte-Patagônica (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). A evolução Neógena é caracterizada, além disso, por uma compressão importante ocorrida durante o Mioceno e associada a um incremento das razões de convergência das placas de Nazca e Sul-América (Pardo-Casas e Molnar, 1987). Seqüências marinha-continentais, no setor costeiro da região, e vulcânicas no setor da cordilheira do Plioceno, raramente afloram dado que elas têm sido parcialmente erodidas e em outros casos cobertas pela atividade dos glaciais do Pleistoceno, que preencheram quase totalmente a Depressão Intermediária (Mercer, 1976). Vulcanismo do Pleistoceno-Holoceno cobre parte importante da vertente ocidental da Cordilheira Norte-Patagônica, representando a posição do atual arco vulcânico ativo associado à subducção (López-Escobar *et al.*, 1985).

3.2 Geologia Regional dos Andes Chilenos entre os 41° e 44 ° S

Na vertente oeste da Cordilheira dos Andes diferenciam-se de oeste a leste três unidades geomorfológicas, denominadas Cordilheira da Costa, Depressão Intermediária e Cordilheira Patagônica Setentrional ou Cordilheira Norte-Patagônica (Fig. 1.1).

A Cordilheira da Costa, representada na parte continental mais ocidental e no meio W da Ilha Grande de Chiloé (Fig. 1.1), é constituída principalmente de xistos pelíticos e xistos máficos, que exibem um metamorfismo da fácies xisto verde (Antinao *et al.*, 2000; Duhart *et al.*, 2001; Arenas e Duhart, 2003; Duhart e Adriasola, 2008) e que constituem parte do denominado Complexo Metamórfico Bahia Mansa (Duhart *et al.*, 2001) (Fig. 3.2), o qual foi interpretado como um complexo acrecionário de subducção (Hervé, 1988; Duhart *et al.*, 2001). Localmente, pode-se distinguir a presença de rochas vulcânicas basálticas a basalto-andesíticas e fluxos piroclásticos do Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (e.g. Complexo Vulcânico Ancud, Muñoz *et al.*, 2000); conglomerados, arenitos e folhelhos continentais pré-Oligoceno (e.g. Estratos de Caleta Chonos, Antinao *et al.*, 2000); arenitos e folhelhos marinhos do Mioceno Inferior a Médio (e.g. Formação Lacui, Antinao *et al.*, 2000; Estratos de Cucao, Quiroz *et al.*, 2003); e arenitos continentais do Plioceno Inferior (e.g. Formação Caleta Godoy, Antinao *et al.*, 2000). Raros corpos sub-vulcânicos ácidos (e.g. Dacita Gamboa, Muñoz *et al.*, 2000) e corpos plutônicos de granodioritos (e.g. Pluton Metalqui, Arenas e Duhart, 2003) do Eoceno (Duhart y Adriasola, 2008), estão colocados nas rochas do Complexo Metamórfico Bahia Mansa.

A Depressão Intermediária, representada entre as duas cordilheiras e no meio leste da Ilha Grande de Chiloé e no conjunto de ilhas do mar interior e, portanto na parte mergulhada dos golfos de Ancud e Corcovado (Fig. 1.1), é constituída principalmente por depósitos sedimentares glaciais e fluvioglaciais, não consolidados, que representam aos diferentes ciclos glaciais que afetaram a região durante o Pleistoceno (Mercer, 1976) (Fig. 3.2). Raros afloramentos de rochas sedimentares marinho-continentais do Oligoceno-Mioceno (e.g. Estratos de Chonchi, Quiroz *et al.*, 2003) indicam que elas se sotopõem aos depósitos do Pleistoceno no âmbito da Depressão Intermediária.

A Cordilheira Patagônica Setentrional localiza-se a oeste do Maciço Norte-patagônico e da Bacia de Rio Mayo-Aysén (Fig. 3.1) e consiste principalmente, de rochas plutônicas do Batolito Norte-Patagônico (BNP) (Fig. 3.2). As rochas mais antigas da região correspondem a unidades metamórficas mesozonais, representadas por metarenitos, ardósias, xistos pelíticos e xistos máficos, e unidades mesozonais, representadas por anfíbolitos e gnaisses, ambas geradas durante uma fase tectonometamórfica maior ocorrida durante o Devôniano-Carbonífero (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). Os afloramentos distribuíam-se de forma descontínua, principalmente ao longo da região costeira (Fig. 3.2), onde têm sido desmembrados pela colocação de plutons do BNP, os quais geram, além disso, um metamorfismo térmico superimposto nestas rochas. Corpos de gabros de granulação fina, não deformados, especialmente associados com as rochas metamórficas, de idade Pérmiano-Triássico, representam, provavelmente, remanescentes de um arco magmático do

Paleozóico Superior (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). As rochas metamórficas do Paleozóico estão cobertas por rochas vulcânicas e sedimentares do Jurássico e Cretáceo, que afloram nas áreas de Futaleufú e Palena, mais raramente em Rio Manso e Pichicolo como tetos pendentes na cúpula de corpos intrusivos (Fig. 3.2) e representam a extensão mais ocidental do magmatismo de Choyoi e da bacia de Rio Mayo-Aysén. Na área de Futaleufú, afloram rochas vulcânicas ácidas do Jurássico Superior-pré-Titoniano, comparáveis com as da Formação Ibañez da Região de Aysén (Suárez, *et al.*, 1995) e com aquelas da Formação Lago La Plata na adjacente Cordilheira Patagônica Argentina (Haller e Lapido, 1980). Também, afloram rochas sedimentares, fossilíferas, com intercalações de tufos, indicadas como pertencentes à Formação Toqui, de idade Titoniano-Berriasiano (Suárez, *et al.*, 1995; SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). Na área de Palena expõem-se, além das unidades que afloram na área de Futaleufú, brechas e tufos bem acamadadas e andesitos hipoabissais do Complexo Vulcânico Cerro Díaz, de idade pós-Berriasiano, por sobrepor-se à Formação Toqui (Suárez *et al.*, 1995). Afloram, também, folhelhos pretos marinhos fossilíferos, correlacionáveis com a Formação Katterfeld do Hauteriviano, arenitos cinza e cinza esverdeado correlacionáveis com a Formação Apeleg do Hauteriviano Superior-Barremiano; e rochas piroclásticas, lavas e andesitos hipoabissais, correlacionáveis com a Formação Arroyo Pedregoso de idade post-Hauteriviano, todas elas bem representadas na Região de Aysén e na adjacente Cordilheira Norte-Patagônica Argentina (Suárez *et al.*, 1995; Haller e Lapido, 1980). Uma seqüência de lavas e piroclastos andesíticos, com sedimentos clásticos terrígenos, denominada Formação Cordón de Las Tobas (Fuenzalida, 1963), a qual se sobrepõe à Formação Arroyo Pedregoso e é correlacionável com a Formação Carrenleufú definida na Argentina, de idade Aptiano-Albiano (Haller e Lapido, 1980). Nas áreas de Rio Manso e Pichicolo afloram brechas e lavas andesíticas, além de corpos de microdiorito do Jurássico (ca. 176 Ma, SERNAGEOMIN-BRGM, 1995), correlacionáveis com a Formação Ibañez. O conjunto de unidades vulcânicas e sedimentares do Jurássico Superior-Cretáceo Inferior constitui as rochas encaixantes de grande parte da mineralização observada nesta região. Arenitos, folhelhos, calcários e margas com intercalações de tufos da Formação Ayacara (Levi *et al.*, 1966; Rojas *et al.*, 1994; SERNAGEOMIN-BRGM, 1995), de idade Eoceno?-Mioceno, afloram na Península de Huequi (Fig. 3.2) e a oeste de Chaitén, enquanto na área de Futaleufú expõem-se conglomerados, arenitos e folhelhos da Formação Cascada (Castillo, 1983; SERNAGEOMIN-BRGM, 1995), de provável idade Miocena. Elas representam preenchimento sedimentar da Depressão Intermediária sobre o embasamento metamórfico Paleozóico e o preenchimento de prováveis vales esculpidos em rochas graníticas do Cretáceo, respectivamente, deposição associada com a invasão marinha do Neógeno, a qual teria alcançado seu máximo durante o Mioceno Inferior-Médio. Plutons de dioritos,

tonalitos, granodioritos e monzogranitos do BNP predominam na Cordilheira Patagônica Setentrional (Fig. 3.2). Os dados geocronológicos permitem distinguir eventos magmáticos restringidos no Jurássico, extenso magmatismo durante o Cretáceo e Mioceno e eventos mais discretos ocorridos durante o Plioceno (Cembrano, 1990; Pankhurst *et al.*, 1992; SERNAGEOMIN-BRGM, 1995; Duhart *et al.*, submetido). Estas unidades, de natureza calcoalcalina e metaluminosas, constituem uma associação típica de arco magmático de margem continental ativa e seus plutons associam-se intimamente com processos de mineralização.

A característica estrutural mais destacada na região é a megaestrutura definida como Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Fig. 3.2), a qual se estende ao longo de mais de 1000 km. Consiste de lineamentos retos de tendência NNE e muito perto da vertical (Cembrano *et al.*, 1996). Nela distinguem-se profundos vales, colocação de aparelhos vulcânicos e centros eruptivos menores. Observações estruturais em distintas escalas indicam para ela uma falha de rumo de caráter dextrogiro (García *et al.*, 1988; Hervé, 1994; Cembrano *et al.*, 1996; 2000; 2002), no mínimo para o Cenozóico Superior. Ressalta ainda, a coincidência espacial do traço principal da ZFLO e algumas ramificações laterais oblíquas, com o plutonismo do Mioceno-Plioceno do BNP e a anteriormente mencionada localização da atual cadeia vulcânica quaternária. Isto provavelmente é o reflexo do favorecimento da colocação de plutons através desta estrutura, alguns dos quais apresentam características de colocação sin-tectônica (Cembrano *et al.*, 1996).

Figura 3.2. Esquema geológico regional dos Andes chilenos do centro-sul, entre os 41-44° S (modificado de Duhart e Adriasola, 2008).

IV. MINERALIZAÇÕES NOS ANDES PATAGÔNICOS SETENTRIONAIS (41- 44° S)

4.1 Introdução

Estudos prévios sobre geologia e metalogênese de dos Andes Norte-Patagônicos, entre os 41 e 44° S, têm identificado uma série de anomalias geoquímicas e ocorrências minerais que têm permitido definir um número importante de prospectos (Fig. 4.1) (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995; Duhart *et al.*, 2000). Outros prospectos, num contexto geológico similar, têm sido reportados na Cordilheira Norte-Patagônica da Argentina (Haller, 2000). A informação metalogênica disponível para a Cordilheira Patagônica Setentrional foi integrada no 'Mapa de recursos minerais da fronteira argentino-chilena entre 34 e 56° S (Vivallo *et al.*, 1999).

Com base do estilo, distribuição espacial e temporal das mineralizações e o contexto geológico no qual ocorrem os prospectos definiram-se duas principais faixas metalogenéticas nesta porção da Cordilheira Patagônica Setentrional (Duhart *et al.*, 2000), denominadas Faixa Polimetálica do Cretáceo Inferior (FPCI) e Faixa Aurífera do Mioceno (FAM) (Fig. 4.1).

4.2 Faixas Metalogênicas nos Andes Patagônicos Setentrionais

As faixas metalogênicas definidas na área dos Andes Patagônicos Setentrionais estão orientadas aproximadamente N-S e desenvolvem-se intimamente associadas com o magmatismo Cretáceo e Mioceno do Batolito Norte-Patagônico (BNP), o qual é reflexo da geometria de subducção (Duhart *et al.*, 2000).

4.2.1 Faixa Polimetálica do Cretáceo Inferior (FPCI)

Na FPCI são reconhecidos depósitos tipo pórfiro, *skarn*, veios hidrotermais e um provável depósito vulcano-exalativo, encaixados em rochas vulcânicas e sedimentares do Jurássico Superior-Cretáceo Inferior e em rochas intrusivas do Cretáceo Inferior, expostas na área de Futaleufú-Palena (Fig. 4.1, Tabela 4.1).

Pórfiro

Depósitos de tipo pórfiro de Cu e Mo, de baixo teor, com conteúdos mais baixos de Zn e/ou Au, são reconhecidos em monzogranitos, granodioritos e tonalitos de idade cretácea inferior. Este tipo de depósitos apresenta-se nos prospectos El Malito, Cerro Colorado, Cerro Don Javier, Las Matreras e Cerro Teta (Fig. 4.1, Tabela 4.1). As alterações hidrotermais identificadas são do tipo potássica, fílica e propilítica, embora nem todas sejam reconhecidas em cada um dos prospectos. A mineralização hipógena inclui pirita-calcopirita-molibdenita-magnetita-hematita, com mais baixos conteúdos de esfalerita e galena, especialmente no Prospecto Las Matreras. Não registram mineralização supergênica.

Figura 4.1. Geologia, faixas metalogênicas, prospectos identificados na área de estudo e tipo de mineralização na região dos Andes Patagônicos Septentrionais, Chile (modificado de Duhart et al., 2000). Número do prospecto no mapa é em relação com a tabela 4.1.

Skarn

Depósitos de $\text{Cu}\pm(\text{Au}, \text{Ag}, \text{Zn})$, $\text{Pb-Zn}\pm(\text{Cu}, \text{Ag}, \text{Au})$ e $\text{Au}\pm(\text{Pb}, \text{Zn}, \text{Ag})$ do tipo *skarn* ocorrem em rochas das seqüências vulcanossedimentares, às vezes carbonatadas, e vulcânicas do Jurássico Superior-Cretáceo Inferior, bem representadas na área Futaleufú-Palena (Fig. 4.1, Tabela 4.1), onde constituem mantos e veios. Os *skarn* de Cu (e.g. La Paloma) apresentam sílica-clorita-epidoto e pirita-calcopirita-hematita. Os *skarn* de $\text{Cu}\pm(\text{Ag}, \text{Au} \text{ o } \text{Zn})$ (e.g. Prospecto Noroeste) incluem além, anfibólio e granada, que associam-se a pirrotita e magnetita, indicando uma paragênese de temperatura mais alta que dos anteriores. Os depósitos tipo *skarn* de Pb-Zn (e.g. Valle Tigre Este), apresentam conteúdos mais baixos de Cu e Au ou Ag e apresentam sílica-epidoto-carbonato e localmente granada, baritina e/ou magnetita, em associação com pirita-galena-esfalerita-calcopirita. Os *skarn* de Au (e.g. Prospecto La Esperanza), $\text{Au-Ag}\pm(\text{Pb}, \text{Zn}, \text{Cu})$ (e.g. Prospecto Río Chico) e $\text{Au}\pm(\text{Pb}, \text{Zn}, \text{Cu})$ (e.g. Prospecto Río Tranquilo) apresentam uma associação de sílica-clorita-epidoto-carbonatos, em alguns dos casos com granada, e uma mineralização que inclui arsenopirita-pirita e arsenopirita-pirita-esfalerita-galena-calcopirita, com presença local de pirrotita e/ou magnetita.

Veios Hidrotermais

Os veios associam-se em parte, com mineralização em brechas e disseminada. Incluem veios mesotermiais de Au, Au-Ag e Cu-Pb-Zn alojadas em rochas intrusivas do Cretáceo Inferior e, principalmente em rochas vulcânicas do Jurássico Superior-Cretáceo Inferior (Fig. 4.1, Tabela 4.1). No Prospecto Rio Azulado-Zapata, veios de Au, com conteúdos mais baixos de calcopirita-esfalerita-galena, apresentam-se em tonalitos e granodioritos, com alteração carbonática, colocadas em seqüências vulcânicas que exibem alteração de sílica-epidoto-clorita. Veios de $\text{Au-Ag}\pm(\text{Cu}, \text{Pb}, \text{Zn})$ (e.g. Prospecto Quila Seca) associam-se a silicificação em monzogranitos e possuem uma mineralização metálica similar à dos veios de Au. Os veios de Cu-Pb-Zn, com anomalias de metais preciosos, ocorrem em rochas vulcânicas com alteração de sílica-clorita-epidoto e mineralização de pirita-calcopirita-galena-esfalerita (e.g. Prospecto Las Juntas), magnetita (e.g. Veta Pirata) e pirrotita (e.g. Prospecto Rio Tigre).

Vulcano-exalativa

No Prospecto Cordón dos Morros (Fig. 4.1, Tabela 4.1) a mineralização de Cu, com anomalias de Ag, Pb e Zn, apresenta-se como preenchimento de brechas formadas em lavas, tufos andesíticos e riolíticos, com matriz constituída principalmente por sílica-carbonato-clorita. Ela ocorre disseminada nos fragmentos e matriz das brechas e compreende pirita-calcopirita-galena-esfalerita-covelita-baritina. Embora a origem da mineralização não seja ainda bem definida, seu estilo e associação com rochas vulcânicas félsicas submarinas sugere a possibilidade de um depósito tipo vulcano-exalativo.

4.2.2 Faixa Aurífera do Mioceno (FAM)

A FAM inclui depósitos epitermais e mesotermiais de metais preciosos, relacionados à atividade magmática do Mioceno e as rochas hospedeiras são as metavulcânicas do Paleozóico, vulcânicas do Jurássico e intrusivas do Mioceno, reconhecidas na área costeira de Chiloé Continental, a oeste do traço principal da ZFLO (Fig. 4.1, Tabela 4.1).

Epitermais

Depósitos epitermais de Au e Au±Cu, identificados nos prospectos Correntoso, Pichicolo, Estero Gonzalo, Quitacalzón-Puquetey e Ensenada Necul (Fig. 4.1, Tabela 4.1), relacionam-se a alteração silícica, propilítica, argílica ou sericítica. A mineralização apresenta-se como veios, *stockwork* e disseminado, com pirita-arsenopirita-calcopirita, localmente com estibnita (e.g. Prospecto Quitacalzón-Puquetey). Além disso, reconheceu-se a presença de cinábrio em concentrados da área do Prospecto Pichicolo.

Mesotermiais

Depósitos mesotermiais de Au±Cu, com mineralização em forma de veios, *stockwork* e disseminado, reconhecidos nos prospectos Llancahué e Río Puelo (Fig. 4.1, Tabela 4.1), apresentam alteração propilítica e mineralização de pirita-calcopirita, além de pirrotita-magnetita no Prospecto Llancahué. Os veios mesotermiais de Pb-Zn-Ag no Prospecto Correntoso, com alteração de sílica, argílica e carbonatos, contêm pirita-galena-esfalerita.

4.3 Discussão Metalogenética dos Andes Patagônicos Setentrionais

A FPCI inclui depósitos tipo pórfiro, *skarn*, veios hidrotermais e um provável depósito vulcano-exalativo, com metais base e preciosos hospedados em rochas intrusivas, vulcânicas e sedimentares do Mesozóico. A maior parte da mineralização relaciona-se especialmente com monzogranitos, que representam a fase mais diferenciada do plutonismo do Cretáceo Inferior (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). Os prospectos do tipo pórfiro, têm baixos teores de Cu e Mo e não apresentam enriquecimento secundário. Isto poderia ser a consequência de um baixo teor primário, de ausência de eventos mineralizantes múltiplos e da exposição dos níveis inferiores dos sistemas hidrotermais produto da erosão. No Prospecto Río Tranquilo, a mineralização tipo *stratabound*, de substituição de fósseis marinhos por minerais metálicos, é similar à descrita na jazida El Toqui (Wellmer *et al.*, 1983), para a qual foi sugerida uma afinidade com depósitos tipo *skarn* (Townley, 1996). A mineralização nos veios hidrotermais é similar à dos depósitos tipo *skarn* e ambos têm relação direta com o magmatismo do Cretáceo Inferior, o qual, além disso, gerou pórfiros de Cu-Mo de baixo teor. A FPCI coincide com uma faixa de idade semelhante de mineralização reconhecida na área de Aysén (Palacios *et al.*, 1996), o que define uma extensão maior a 600 km de comprimento (Vivallo *et al.*, 1999). Não se descarta sua continuidade ao norte, no território Argentino, em um contexto geológico similar.

A FAM inclui depósitos epitermais e mesotermiais com mineralização de Au e conteúdo mais baixo de Cu ou Pb-Zn-Ag, hospedada em rochas metavulcânicas do Paleozóico, vulcânicas do Jurássico e intrusivas, predominantemente básicas, do Mioceno, colocadas preferencialmente a oeste da Zona de Falha Liquiñe-Ofqui. Os veios auríferos epitermais e polimetálicos mesotermiais do Prospecto Correntoso, os primeiros alojados em dioritos e os últimos em tonalitos, indicam que a mineralização associa-se a diferentes fases magmáticas do Mioceno, com diferentes níveis de colocação. A FAM coincide ao sul, com a Faixa do Mioceno de Aysén (Palacios *et al.*, 1996) e estende-se ao norte, até pelo menos, a Região dos Lagos, alcançando uma extensão comparável à FPCI. É provável que o Au detrítico do Prospecto Ayacara-Huequi, e de outros garimpos de ouro da Depressão Intermediária, sejam originados em depósitos primários desta faixa.

Ambas as faixas apresentam reduzidas áreas de afloramentos de rochas vulcânicas felsicas do Jurássico (Vulcânico Choiyoi ou Gran Província Ígnea de Chon-Aike), por tanto processos metalogenéticos associados com este evento não devem ser excluídos.

Mineralização estratoligada de Au-Cu em metabasitos do Paleozóico, de origem vulcano-exalativa (Prospecto Chumildén) não corresponde genética nem temporalmente com os reconhecidos na FAM, sendo mais comparável com a mineralização existente nas rochas paleozóicas da Cordilheira da Costa, entre 38° e 40°S (Alfaro, 1982).

Muitas das interpretações metalogenéticas (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995; Duhart *et al.*, 2000) foram feitas com base nas características geológicas gerais dos depósitos. Assim os depósitos não têm estudos ou análises de detalhe, portanto aspectos fundamentais de estudos em depósitos minerais como: condições de formação (P, T), características dos fluidos (salinidade, composição), idade da mineralização, idade da alteração hidrotermal, fonte dos fluidos, interação fluido/rocha hospedeira e ainda a idade de algumas rochas são desconhecidas. Assim, novos dados analíticos são requeridos para validar as interpretações metalogenéticas.

O entendimento da formação dos depósitos minerais, a circulação de fluidos hidrotermais tem incrementado grandemente nas últimas décadas. Porém, para validar os modelos é preciso o conhecimento apropriado da idade dos depósitos, a vida média dos sistemas hidrotermais e um entendimento da tectônica, colocação e história de resfriamento das possíveis fontes de calor, de metais e fluidos. Algumas de estas questões referidas aos depósitos minerais da região permanecem pobremente restringidas. Assim, através da aplicação de técnicas multi-isotópicas, é possível estabelecer as relações temporais entre intruções ígneas e mineralização hidrotermal associada.

Os estudos multi-isotópicos pretendem determinar a origem de algumas das mineralizações dos Andes Patagônicos Setentrionais. Por outro lado, sua comparação com as características geológicas de outros depósitos dos Andes Patagônicos, pode permitir

decifrar parte da evolução metalogenética da Patagonia Chileno-Argentina e responder de melhor maneira algumas questões como a escassa identificação de ocorrências minerais, escassez e baixo volume dos depósitos minerais descobertos em comparação com os depósitos gigantes do norte de Chile, e eventualmente, propor áreas com contexto geológico favorável para a exploração mineral.

Tabela 4.1. Resumo de prospectos, mineralizações, alterações e prováveis tipos de depósitos.

Nº	PROSP.	FORMA	MINERIO	ROCHA HOSPEDEIRA	ALTERAÇÃO OU METAMORFISMO DE CONTATO	MINERAIS METÁLICOS	POSSÍVEL TIPO DE DEPÓSITO
1	Malito	Stockwork e disseminado	Mo (Cu)	Monzogranito de granulação fina	Si-Ep-Chl-Fk	Mo-Ccp-Mag-Py	Pórfido
2	Cerro Colorado	Veios e disseminado	Cu (Mo-Zn)	Monzogranito	Si-Fk	Py-Mag-Hm	Pórfido
3	Cerro Don Javier	Veios e disseminado	Cu-Mo (Zn)	Monzogranito	Si-Ep	Py-Ox Fe	Pórfido
4	Las Matreras	Veios e disseminado	Cu-Zn (Mo)	Monzogranito que intrude andesitos	Si-Sc em intrusivo e Ep-Chl em vulcânicas	Ccp-Sph-Gn-Mo-OxCu-Py-Hm	Pórfido
5	Cerro Teta	Veios e disseminado	Cu-Mo (Au)	Tonalitos a granodioritos de granulação média a fina	Si-Anf	Py-Ccp-Hm-Mag	Pórfido
6	La Paloma	Estratoligada	Cu	Lavas e brechas de andesitos e tufos com intercalações de calcários	Si-Chl-Ep	Py-Ccp-Hm	Skarn
7	Noroeste	Veta (shear zone) e estratoligada	Cu (Ag-Au)	Tufos, calcários, andesitos e brechas de andesitos intrudidas por monzogranito	Si-Cl-Anf-Ep-Gr	Ccp-Po-Py em veios e Po-Py-Mag-Ccp em manto	Skarn
8	Valle Tigre Oeste	Veios e disseminado	Cu (Zn)	Monzogranito que intrude andesitos, tufos e brechas de andesitos	Si-Anf-Gr no intrusivo	Ccp-Po-Py-Hm	Skarn
9	California Oeste	Veios e estratoligada	Zn-Pb	Andesitos, dacitos, tufos, arenitos, calcários e brechas de andesitos	Si-Ep-Ca	Gn-Sph-OxZn-Mag-CarZn	Skarn
10	Santa Rosa	Veios e estratoligada	Pb-Zn (Cu)	Seqüência vulcano-sedimentar intrudida por monzogranito	Si-Ca-Chl-Gr	Py-Sph-Gn-Ccp-Po	Skarn
11	Valle Tigre Este	Veios e estratoligada	Zn-Pb (Au-Cu)	Seqüência vulcano-sedimentar intrudida por tonalitos	Ep-Ca	Py-Ccp-Gn-Sph-Mag em vênulas e Gn-Sph-Py em manto	Skarn
12	Cerro Mera	Veios e estratoligada	Zn-Pb (Cu-Ag)	Andesitos e brechas de andesitos	Si-Ep-Gr	Mag massiva-Gn-Sph-Ccp-Ba	Skarn
13	Las Cruces	Veios	Pb-Zn-Ag (Cu)	Seqüências vulcano-sedimentar intrudidas por monzogranito	Si-Gr-Ca	Py-Gn-Sph-Ccp-Hm	Skarn
14	Esperanza	Veios e estratoligada	Au	Seqüências vulcano-sedimentares intrudidas por monzogranito	Si-Chl-Ca	Asp-Py	Skarn
15	Río Tranquilo	Estratoligada	Au-Zn (Pb-Cu)	Calcários, tufos e folhelhos intrudidas por monzogranito	Si-Ep-Ca	Sph-Gn-Ccp-Asp-Po-Py	Skarn
16	Lago Palena Oeste	Veios e estratoligada	Au-Pb-Zn-Cu	Tufos, andesitos e brechas de andesitos intrudidas por granodiorito	Si-Chl-Ca	Py-Gn-Asp-Ccp	Skarn
17	Río Chico	Veios e estratoligada	Au-Ag (Pb-Zn-Cu)	Andesitos, tufos, arenitos e calcários intrudidas por tonalitos	Si em zonas de veios e Chl-Ep-Gr em manto	Si-Gn-Ccp-Py-Po-Mag	Skarn
18	Río Azulado-Zapata	Veios e disseminado	Au (Pb-Zn-Cu)	Tonalitos a granodioritos que intrudem a andesitos e tufos	Si-Ep-Cl-Sc em rocha caixa e Ca no intrusivo	Py-Ccp-Sph-Gn	Mesotermal
19	Quila Seca	Veios, brechas e fraturas	Au-Ag (Cu-Pb-Zn)	Monzogranito	Si	Py-Ccp-Gn-Sph	Mesotermal
20	Río Tigre	Veios	Pb-Zn-Cu (Ag-Au)	Vulcânicas em contacto com monzogranitos a tonalitos	Si-Ep-Chl	Gn-Sph-Ccp-Po-Cv	Mesotermal?
21	Veta Pirata	Veta	Cu-Pb-Zn (Au-Ag)	Brechas e lavas de andesitos intercaladas com tufos, arenitos e calcários	Si-Chl-Ep	Py-Ccp-Gn-Sph-Mag	Mesotermal?
22	Las Juntas	Veios e brechas	Cu-Pb-Zn (Au-Ag)	Andesitos e brechas de andesito e dacito	Si-Ep-Chl	Ccp-Gn-Sph-Py-OxCu	Mesotermal?
23	Cordón de Los Morros	Brechas	Cu (Ag-Pb-Zn)	Andesitos, tufos e brechas de andesitos com riolitos intercalados	Si-Chl-Ca	Ccp-Cv-Gn-Sph-Py-Ba	¿Vulcano-exalativa?
24	Pichicolo	Stockwork e veios	Au	Microdiorito foliado	Si-Chl-Sc	Py-Asp-Ci	Epitermal
25	Estero Gonzalo	Disseminado	Au	Granodiorito que intrude metabasitos	Silice-argílica	Py	Epitermal
26	Quitacalzón-Puquety	Veios e disseminado	Au (Cu)	Metabasitos e gabros intrudidos por tonalitos	Silice-carbonato	Py-Ccp-Asp-Sb	Epitermal
27	Ensenada Necul	Stockwork e veios	Au (Cu)	Vulcânicos e microdiorito a microgabro	Silice-carbonato-epidoto-clorita-sericita	Py-Ccp-Asp-Sph	Epitermal
28	Río Puelo	Stockwork e veios	Au (Cu)	Tonalitos que intrudem a vulcânicas (basaltos e andesitos)	Silice-clorita-epidoto	Py-Ccp	Mesotermal
29	Llancahué	Veios e disseminado	Au-Cu	Metabasitos intrudidos por gabros	Leve cloritização	Py-Po-Mag±Ccp	Mesotermal
30	Correntoso	Stockwork e veios	Au y Pb-Zn-Ag	Dioríticos e tonalitos cortados por diques de andesito	Silice e silice-argílica-carbonato	Py-Asp em stockwork e Py-Gn-Sph em veios	Epitermal e Mesotermal
31	Ayacara-Huequi	Detritico	Au	Seixos e areias semi-consolidadas		Au detritico	Placer
32	Chumildén	Estratoligada	Au-Cu	Metabasitos	Silice-clorita-epidota	Py-Ccp-Mag	¿Vulcânico-exalativo?

Faixa Polimetálica Cretáceo Inferior

Faixa Aurífera Mioceno

(Py: Pirita; Ccp: Calcopirita; Po: Pirrotita; Gn: Galena; Sph: Esfalerita; Mag: Magnetita; Mo: Molibdenita; Hm: Hematita e/ou Oligisto; Cv: Covelita; Asp: Arsenopirita; Sb: Estibnita; Ci: Cinábrio; OxCu: Óxidos de Cobre; OxZn: Óxidos de Zn; CarZn: Carbonato de Zinco; Ba: Baritina; Si: Silica; Chl: Clorita; Ep: Epidoto; Sc: Sericita; Fk: Feldspato Potássico; Anf: Anfibólio; Gr: Granada; Ca: Carbonato; Ar: Argilas).

V. GEOLOGIA DOS PROSPECTOS

5.1 Prospecto Las Juntas

O prospecto Las Juntas é um prospecto polimetálico de Cu-Pb-Zn com conteúdos de Au e Ag, hospedado em andesitos e brechas de andesitos do Complexo Vulcânico Cerro Díaz e localizado no âmbito de Faixa Polimetálica do Cretáceo Inferior (PFCI) da Cordilheira Patagônica Setentrional.

5.1.1 Generalidades

O prospecto Las Juntas localiza-se na encosta leste do cerro homônimo (UTM N: 5.159.500; UTM E: 275.000; Datum Sudamericano 56-Fuso 19), para o sul da cidade de Palena e para o norte-leste da confluência dos vales El Tigre e Califórnia, numa altitude entre 1.400 e 1.600 m (Figs. 5.1a e 5.1b). Exploração geoquímica regional de sedimentos e concentrados, definiu uma zona anômala, com anomalias geoquímicas de Cu, Pb e Zn nos sedimentos, e presença de partículas de Au nos concentrados de elementos pesados com formas arredondadas e evidências de transporte. O tratamento estatístico dos dados definiu um polígono de influência que corresponde ao lugar geométrico da possível fonte da anomalia. Trabalhos posteriores de prospecção mineral definiram uma zona de alteração-mineralização localizada na parte superior deste polígono.

5.1.2 Geologia Local

A geologia local está dominada por rochas vulcânicas, de composição intermediária para ácida da Formação Ibañez do Jurássico Superior-pre Titoniano, intrudidas localmente, por andesitos hipoabissais. Sobreposição a esta sequência vulcânica, em concordância aparente, por uma alternância de arenitos e arenitos fossilíferos com intercalações delgadas de folhelhos pretos, pertencentes à Formação Toqui do Titoniano-Berriasiano. Sobre esta última unidade, dispõem-se também, em concordância aparente, lavas e brechas de andesito do Complexo Vulcânico Cerro Díaz do pós-Berriasiano (Valanginiano-Hauteriviano) as quais são cortadas por diques e corpos circulares de basalto (Figs. 5.1a e 5.1b).

Regionalmente, estas sequências são intrudidas por plutons do Batolito Norte-Patagônico (BNP) e na área do prospecto, por *stocks* de piroxênio diorito e por corpos de dacito para riolito hipoabissal (Fig. 5.1b). Os *stocks* e os corpos hipoabissais corresponderiam às manifestações mais orientais do plutonismo Cretáceo do BNP. Datações radiométricas disponíveis, a oeste das localidades de Futaleufú e Palena, indicam que o plutonismo do BNP ocorria, predominantemente, no Aptiano-Albiano (ca. 120-100 Ma; SERNAGEOMIN-BRGM, 1995; Duhart *et al.*, submetido a), com manifestações superficiais

prematuras no Barremiano (ca. 126 Ma; Duhart *et al.*, submetido a). A mineralização metálica, na área do prospecto, ocorre nas lavas e brechas de andesito do Complexo Vulcânico Cerro Díaz e raramente nas vulcânicas da Formação Ibañez e as sedimentares da Formação Toqui.

Figura 4.1. a) Esquema geológico regional da área dos Andes Patagônicos Setentrionais (41-44° S). b) Geologia esquemática da área do Prospecto Las Juntas. c) Esquema de distribuição de veios y corpos de brecha com teores de Pb, Zn, Cu, Ag e Au associados.

Formação Ibañez (Jurássico Superior-pre Titoniano) e hipoabissais associados

A seqüência mais antiga reconhecida na região corresponde com uma associação vulcânica intermediária a ácida, constituída de andesitos e dacitos, correlacionável com aquela definida, mas para o sul, na Cordilheira Patagônica como Formação Ibañez (Niemeyer, 1975) e com a Formação Lago La Plata definida na adjacente Cordilheira Patagônica Argentina (Haller e Lapido, 1980). Esta seqüência vulcânica é intrudida por um corpo de andesito hipoabissal de orientação N-S de idade desconhecida, e por *stocks* do BNP (Fig. 5.1b).

Dacitos

Apresentam textura holocristalina, inequigranular e porfírica. A mineralogia dos fenocristais (35%) constitui-se de: plagioclásio subhedral (49%), de até 1,2 mm; quartzo anédrico (22%), de até 0,6 mm; feldspato potássico anédrico (22%), de até 0,8 mm; opacos (5%) de até 0,2 mm; e anfíbio subhedral (2%), de até 0,2 mm, estas últimas às vezes oxidadas. A mineralogia da massa fundamental (65%) está composta de microlitos de plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e opacos. Às vezes apresentam, também, textura ofítica e traquítica e alteração hidrotermal com epidoto, clorita, calcita e sercita.

Andesitos

Apresentam textura holocristalina, inequigranular, porfírica e ofítica. A mineralogia dos fenocristais (15%) constitui-se de plagioclásio subhedral (60%); quartzo anédrico (15%); e feldspato potássico anédrico (25%). A mineralogia da massa fundamental (85%) está composta de microlitos de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. Às vezes apresentam uma forte alteração hidrotermal com epidoto e calcita e alguns dos agregados de epidoto têm como núcleo cristais de quartzo.

Andesito Hipoabissal

Este corpo apresenta textura holocristalina, inequigranular, porfírica e hipidiomórfica. A mineralogia dos fenocristais (25%) é caracterizada por plagioclásio subhedral (90%), de até 1,8 mm, com geminação polissintética, e opacos (10%), de até 0,4 mm. A mineralogia da massa fundamental (75%) está composta de microlitos de plagioclásio e opacos. A maior parte da seção delgada apresenta textura traquítica. Alguns dos fenocristais estão quase totalmente alterados para epidoto do mesmo jeito que a massa fundamental. Além disso, existem vênulas tardias, preenchidas com quartzo microcristalino e escassa clorita. A alteração hidrotermal que exhibe este corpo indica que ele poderia ser pré a sin-mineralização.

Geoquímica

Dois dacitos (PD-0022 e PD-0049) e um andesito (PD-0061) foram analisados para elementos maiores, traços e terras raras (Figs. 5.2, 5.3, 5.4, 5.5, 5.6 e 5.7).

Os dacitos e andesitos da Formação Ibañez apresentam teores de SiO_2 entre 56-61% e num diagrama de classificação TAS eles caem no campo dos andesitos e basalto-andesitos (Fig. 5.2), apresentando características de meio para alto K (Fig. 5.3).

Num diagrama triangular AFM elas manifestam-se como calcoalcalinas e mostram certa tendência de diferenciação (Fig. 5.4).

Num diagrama de terras raras (Fig. 5.5) estas rochas apresentam um enriquecimento relativo em terras raras leves em relação com as terras raras pesadas e uma suave anomalia negativa de Eu, que pode ser interpretada devido à cristalização fracionada de feldspato.

No diagrama triangular de discriminação tectônica ($\text{Ti}/100\text{-Zr-Y}^*3$), ainda que somente é utilizado para basaltos e andesitos, os dacitos caem no campo dos calcoalcalinos (Fig. 5.6).

Diagramas de correlação entre elementos maiores vs sílica (Fig. 5.7) insinua uma boa correlação positiva de SiO_2 com Na_2O e K_2O e negativa com CaO , ao passo que uma suave correlação negativa e manifestada com MgO e Al_2O_3 .

Assim estas rochas são, geoquimicamente, intermediárias para ácidas, de médio a alto K, calcoalcalinas, típicas de arcos vulcânicos de margens continentais ativas.

Figura 5.2. Diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989). Classificação química e nomenclatura de rochas vulcânicas das formações Ibañez e Pichicolo e do Complexo Vulcânico Cerro Díaz.

Figura 5.3. Diagrama K_2O vs SiO_2 (Peccerillo e Taylor, 1976). Classificação de rochas vulcânicas subalcalinas das formações Ibañez e Pichicolo e do Complexo Vulcânico Cerro Díaz.

Figura 5.4. Diagrama AFM exibindo os limites entre os campos calcoalcalinos e toleíticos (Irvine e Baragar, 1971). Rochas das formações Ibañez e Pichicolo e do Complexo Vulcânico Cerro Díaz.

Figura 5.5. Diagrama de terras raras para rochas vulcânicas das formações Ibañez e Pichicolo e do Complexo Vulcânico Cerro Díaz.

Figura 5.6. Diagrama de discriminação tectônica Ti-Zr-Y (Pearce e Cann, 1973) para rochas vulcânicas das formações Ibañez e Pichicolo e do Complexo Vulcânico Cerro Díaz.

Figura 5.7. Diagrama Harker de variação de óxidos de elementos maiores vs SiO_2 para rochas vulcânicas das formações Ibáñez e Pichicolo e do Complexo Vulcânico Cerro Díaz.

Formação Toqui (Titoniano-Berriasiano)

Uma seqüência sedimentar, de disposição subhorizontal, constitui-se de uma alternância de arenitos, arenitos fossilíferos e folhelhos pretos que sobrejazem, em concordância aparente, à Formação Ibañez (Fig. 5.1b). Esta seqüência é correlacionável com aquela definida mais para o sul, na Cordilheira Patagônica como Formação Toqui por Suárez e De La Cruz (1994).

Arenitos

São de cor cinza, de granulação média a fina e constituem-se de quartzo e fragmentos líticos. Ao microscópio, a proporção entre seus constituintes é de aproximadamente 80% de areia e 20% de silte. Apresentam uma seleção moderada, baixa esfericidade, clastos subangulosos e são matriz-suportados. Os clastos alcançam, aproximadamente um 80% do volume total da rocha, são polimícticos e constituem-se de quartzo (20%), feldspato (60%) e fragmentos líticos vulcânicos (20%). A matriz é de silte (20%) e o cimento não é observável.

Arenitos Fossilíferos

São de cor cinza escuro até café vermelho, de granulação média a fina e constituem-se de quartzo e fragmentos líticos. Ao microscópio, constituem-se de aproximadamente 20 % de seixos, 70% de areia e 10% de silte. Apresentam uma pobre seleção, baixa esfericidade, com clastos subarredondados e são clasto-suportadas. Os clastos alcançam, aproximadamente, um 70% do volume total da rocha, são polimícticos e constituem-se de quartzo (2%), feldspato (20%), fragmentos líticos vulcânicos e carbonatados (78%). A matriz é de silte (10%) e o cimento é calcita (15%), apresentando fósseis (5%) de bivalves e gástrópodes.

Folhelhos

São de cor cinza escuro a preto, finamente laminados e, localmente, apresentam abundante pirita. Ao microscópio, a proporção entre seus constituintes é aproximadamente 2% areia fina e 98% de argila. Apresentam uma seleção moderada, alta esfericidade, com clastos subarredondados e são matriz-suportados. Os clastos (2%) são de quartzo (80%) e feldspato (20%). A matriz está composta de silte (98%) e não é possível observar o cimento.

Complexo Vulcânico Cerro Díaz (pós-Berriasiano) e intrusões associadas

Unidade vulcânica definida por Suárez (1995) na localidade de Palena, constituída por uma alternância de andesitos e brechas andesíticas, que são intrudidas por andesitos hipoabissais e cortada por diques e corpos basálticos pre a sin-mineralização, além de *stocks* e pórfiros associados com o BNP (Figs. 5.1b e 5.1c).

Na área do prospecto, alternam seqüências de brechas vulcânicas com intercalações de lavas, de espessura aproximada entre 40-50 m e 10-20 m, respectivamente. A seqüência exibe uma estratificação generalizada homogênea com atitude $265^{\circ}/18^{\circ}$. Diques de 50 a 90 cm de espessura, e corpos subcirculares, de diâmetro entre 10 e 20 m, afaníticos e de composição básica, cortam toda a seqüência descrita. A orientação preferencial dos diques é $285^{\circ}/80^{\circ}$ e $70^{\circ}/75^{\circ}$ e, dado que eles cortam veios mineralizados são, provavelmente, pós-mineralização.

Andesitos

Os andesitos do Complexo Vulcânico Cerro Díaz apresentam uma textura holocristalina, inequigranular, porfirítica, hipidiomórfica e amigdaloidal. A mineralogia dos fenocristais (35%) é composta de plagioclásio (95%), subhedral, de até 2 mm e opacos (5%), de até 0,1 mm. A mineralogia da massa fundamental (65%) é composta de microlitos de plagioclásio e opacos. Observa-se uma importante alteração para epidoto na massa fundamental, para sericita nos fenocristais e as amígdalas estão preenchidas com clorita, zeolitas e calcita.

Brechas de Andesitos

As brechas são formadas por fragmentos líticos vulcânicos, centimétricos, subangulares para subangulosos. Textura holocristalina, inequigranular, porfirítica, traquítica e amigdaloidal. A mineralogia dos fenocristais (30%) é composta de: plagioclásio (90%), subédricos, com geminação e zonação, de até 1 mm; e ferromagnesianos alterados para clorita (10%), de até 0,5 mm. A massa fundamental (70%) é composta de microlitos de plagioclásio. As lâminas exibem alteração generalizada para clorita, calcita e raro epidoto, além de amígdalas, de até 0,5 mm, preenchidas por clorita. Observa-se uma matriz fina de cinza vulcânica, com fenocristais de plagioclásio de até 0,5 mm, alguns deles dobrados e fraturados.

Diques de Basalto

Os diques de basalto, colocados nas vulcânicas do Complexo Vulcânico Cerro Díaz, apresentam textura holocristalina, inequigranular, porfirítica e hipidiomórfica. Os fenocristais (35%) constituem-se de: plagioclásio subhedral (75%), de até 2 mm; olivina subhedral (15%), de até 1,6 mm e clivagem ausente; e opacos (10%) de até 0,6 mm. A massa fundamental (65%) é composta de microlitos de plagioclásio e opacos. A maioria dos feldspatos e a massa fundamental estão alteradas para sericita, epidoto e clorita.

Corpos Subcirculares de Basalto

Os corpos subcirculares de basalto, colocados nas vulcânicas da Formação Cerro Díaz, apresentam textura holocristalina, inequigranular, porfirítica, hipidiomórfica e amigdaloidal. A

mineralogia dos fenocristais (25%) é constituída de plagioclásio subhedral (90%), de até 1 mm, e opacos (10%), de até 0,5 mm. A mineralogia da massa fundamental (75%) é composta de microlitos de plagioclásio e opacos. As amígdalas são de até 4,4 mm e estão preenchidas com clorita, epidoto, zeolitas, quartzo e calcita. A mineralogia primária está parcialmente obliterada por alteração hidrotermal para clorita, epidoto e calcita na massa fundamental e para sericita nos plagioclásios.

Andesito Hipoabissal

Os corpos de andesito hipoabissal têm textura holocristalina, inequigranular, porfirítica e hipidiomórfica. A mineralogia dos fenocristais (35%) é composta de: plagioclásio subhedral (70%), de até 3 mm, algumas apresentam zoneamento; anfíbolio subhedral (15%), de até 3 mm; ortopiroxênio subhedral (5%), de até 0,4 mm, alguns com geminação; clinopiroxênios subhedral (5%), de até 0,4 mm; e opacos (5%), de até 0,2 mm. A mineralogia da massa fundamental (65%) é composta de microlitos de plagioclásio, anfíbolio, piroxênio e óxidos de Fe. Grande parte dos anfíblios e epidotos e, subordinadamente, clorita e alguns feldspatos, apresentam alteração para mica branca (sericita).

Geoquímica

Sete amostras, cinco de andesitos e brechas de andesitos com evidente alteração hidrotermal (PD-0005, PD-0006, PD-0010B, PD-0014B e PD-0025) e duas de andesitos e brechas de andesitos de aspecto fresco (PD-0046 e PD-0051) foram analisadas para elementos maiores, traços e terras raras (Figs. 5.2, 5.3, 5.4, 5.5, 5.6 e 5.7).

As rochas alteradas exibem diferenças notáveis com aquelas de aspecto fresco e sua geoquímica é discutida no capítulo de alteração hidrotermal. As duas amostras de aspecto fresco apresentam teores de SiO₂ da ordem de 59% e num diagrama de classificação TAS elas caem no campo dos traquiandesitos (Fig. 5.2) e apresentam características de alto K (Fig. 5.3).

Num diagrama triangular AFM elas manifestam-se no campo calcoalcalino (Fig. 5.4). Num diagrama de terras raras (Fig. 5.5) estas rochas apresentam um enriquecimento relativo em terras raras leves em relação com as terras raras pesadas e uma suave anomalia negativa de Eu, que pode ser interpretada devido à cristalização fracionada de feldspato.

No diagrama triangular de discriminação tectônica (Ti/100-Zr-Y*3) os andesitos e as brechas andesíticas caem no campo dos calcoalcalinos (Fig. 5.6). Diagramas de correlação entre elementos maiores vs sílica (Fig. 5.7) não mostram correlações de SiO₂ com os outros óxidos dado que as amostras são só duas e os teores de SiO₂ são, praticamente, os mesmos.

Assim, estas rochas são intermediárias a ácidas, de médio a alto K, calcoalcalinas, similares a aquelas de arcos vulcânicos de margens continentais ativas.

Batólito Norte-Patagônico (Cretáceo) e *stocks* associados

Na direção oeste do Prospecto Las Juntas afloram de maneira ampla e contínua plutons do Batólito Norte-Patagônico, que nesta área são predominantemente monzogranitos e granodioritos (Fig. 5.1a). Alguns deles contêm mineralização de pirita, calcopirita e molibdenita, num estilo tipo pórfiro de Cu-Mo (Fig. 5.1a).

Um corpo diorito tipo *stock*, de granulação média a fina, de extensão decamétrica, que intrude as vulcânicas do Complejo Volcánico Cerro Díaz, aflora na parte central do prospecto, ao passo que para o sul-oeste aflora um corpo de dacito hipoabissal, de extensão hectométrica (Fig. 5.1b). Suas relações com a mineralização ainda não é clara, embora possam representar apófises dos plutons cretácicos os quais são interpretados como associados diretamente à mineralização.

Monzogranitos

Os monzogranitos são arealmente dominantes nas localidades de Palena-Futaleufú. Apresentam textura holocristalina, inequigranular, fanerítica e hipídio-alotromórfica. A mineralogia constitui-se de: quartzo anédrico intersticial (35%), de 1 até 2 mm; plagioclásio subhedral (25%), de 1 até 1,5 mm, com geminação polissintética e algumas com zonação; feldspato potássico subhedral (25%), de 1 até 2 mm; biotita subhedral (10%), de 0,5 até 1 mm; e opacos (5%) de até 0,4 mm. Alguns dos feldspatos potássicos apresentam textura pertítica. Muitas das biotitas apresentam alteração para clorita e epidoto e, alguns dos feldspatos para mica branca. Algumas das seções observadas apresentam traços de zircão e turmalina. Uma datação U-Pb *SHRIMP* em zircão de um monzogranito de $110,0 \pm 9,6$ Ma é interpretada como a idade de cristalização.

Granodioritos

Os granodioritos são espacialmente subordinados na região de Palena-Futaleufú. Apresentam textura holocristalina, inequigranular, fanerítica e hipídio-alotromórfica. A rocha constitui-se de: plagioclásio subhedral (35%), de 0,4 até 2,4 mm, algumas apresentam zonação; quartzo anédrico intersticial (20%), de até 1,4 mm; feldspato potássico anédrico (20%), de até 2 mm; anfíbolio subhedral (10%), de até 2 mm; biotita subhedral (13%), de até 2 mm; e opacos (2%). Muitas das biotitas e dos anfíbolios estão fraturadas, além disso, alguns dos anfíbolios estão alterados para epidoto. Em algumas rochas, as biotitas estão deformadas e alguns dos minerais fraturados, evidenciando cataclase incipiente.

Stock de Piroxênio Diorito 'Las Juntas'

Apresenta textura holocristalina, inequigranular, fanerítica e hipidiomórfica. A mineralogia é composta de plagioclásio (50%) subhedral, de até 4 mm, com geminação polissintética e algumas com zonação; quartzo (10%) anédrico, intersticial, de até 0,5 mm; piroxênios (20%) euhedral a subhedral, de até 2,5 mm, alguns com textura poiquilíticos e geminados; anfíbolio (10%) subhedral, cloritizada, de até 1 mm; biotita (5%) subhedral, totalmente cloritizada, de até 1 mm; e opacos (5%) subhedral para anédrico. Anfíbolio e biotita estão fortemente cloritizadas, além de alteração para epidoto e calcita.

Uma datação U-Pb *SHRIMP* em zircões indica uma idade de $126,3 \pm 6,7$ Ma para este corpo (Duhart *et al.*, submetido a).

Dacito Hipoabissal 'Cerro Campana'

Apresenta textura holocristalina, inequigranular e porfirítica. A mineralogia dos fenocristais (30%) é composta de: plagioclásio (100%) subhedral, de até 2,5 mm. A mineralogia da massa fundamental (70%) é composta de microlitos de plagioclásio (50%), subhedral e de quartzo (50%) anédrico. Agregados de moscovita, às vezes radiais, de até 0,8 mm. A massa fundamental apresenta, também, hidróxidos de Fe.

Geoquímica

Seis amostras de rochas plutônicas e associadas do Cretáceo, três monzogranitos (PD-002, PD-0018 e PD-0042), um granodiorito (PD-0050), um corpo de diorito tipo *stock* (PD-0058) e um dacito porfirítico (PD-0062), foram analisadas para elementos maiores, traços e terras raras (Figs. 5.8, 5.9, 5.10, 5.11, 5.12 e 5.13).

Os monzogranitos e o granodiorito do Cretáceo apresentam altos teores de SiO_2 (>70%) e num diagrama de classificação TAS eles caem no campo dos granitos (Fig. 5.8) do mesmo jeito que a amostra do dacito porfirítico. Neste diagrama o diorito de piroxênio cai no campo dos sieno-dioritos.

Num diagrama triangular AFM as rochas distribuem-se no campo calcoalcalino (Fig. 5.9) e mostram certa tendência de diferenciação, assumindo que elas são cogenéticas, desde termos mais primitivos (diorito de piroxênio) para termos mais diferenciados (monzogranitos).

Um diagrama de índice de saturação de alumina vs índice de alcalinidade (Fig. 5.10) mostra que estas rochas são metaluminosas, ao passo que a amostra do dacito porfirítico exhibe uma tendência para o campo peraluminoso.

Num diagrama de terras raras (Fig. 5.11), estas rochas apresentam um enriquecimento relativo em terras raras leves em relação com as terras raras pesadas e uma anomalia

negativa de Eu. Este padrão é típico de granitos de margem continental ativa, onde cristalização fracionada de feldspato é a responsável pela anomalia negativa de Eu.

O diagrama de discriminação tectônica (Y+Nb) vs Rb mostra que as rochas plutônicas analisadas caem, tipicamente como é esperado, no campo de granitos de arco vulcânico (Fig. 5.12).

Diagramas de correlação entre elementos maiores vs sílica (Fig. 5.13) insinua uma boa correlação positiva de SiO_2 com K_2O , aumentando seus teores em rochas mais diferenciadas, e negativa com TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO e P_2O_5 , ao passo que não existe uma correlação significativa com Na_2O , que parece ser independentes do conteúdo de sílica.

Assim, preliminarmente, as rochas plutônicas analisadas apresentam, em geral, características geoquímicas típicas de granitos de margens continentais ativas.

Figura 5.8. Classificação química e nomenclatura de rochas plutônicas e associadas usando TAS. Diagrama de Cox *et al.* (1979) adaptado por Wilson (1989) para rochas plutônicas.

Figura 5.9. Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) exibindo os limites entre os campos calcoalcalinos e toleíticos para rochas plutônicas e associadas.

Figura 5.10. Diagrama de índice de saturação de alumina vs índice de alcalinidade para rochas plutônicas e associadas (Maniar e Piccoli, 1989). A: Al_2O_3 , C: CaO , K: K_2O .

Figura 5.11. Diagrama de terras raras para rochas plutônicas e associadas.

Figura 5.12. Diagrama de discriminação Y+Nb vs Rb para rochas plutônicas e associadas (Pearce *et al.*, 1984). Syn-COLG: granitos sincolisionais, VAG: granitos de arco vulcânico, WPG: granitos de intraplaca, ORG: granito de dorsal oceânica.

Figura 5.13. Diagrama Harker de variação de óxidos de elementos maiores vs SiO₂ para rochas vulcânicas e associadas.

5.1.3 Alteração Hidrotermal

As observações de campo e de laminas delgadas permitem identificar, localmente, alteração sílica±adularia e sílica±sericita±carbonato nas proximidades das áreas mineralizadas, e alteração propilítica, estendida em toda a área do prospecto, caracterizada pela coloração verde das rochas e pela presença da associação clorita±epidoto±calcita (Duhart *et al.*, submetido b).

Assim, a alteração hidrotermal reconhecida nas rochas vulcânicas encaixantes do depósito, pode ser resumida em três principais tipos de alterações: sílica-adularia, fílica e propilítica. Um outro tipo de alteração, de caráter mais local, consiste em silicificação tardia. Além disso, para o sul da área do prospecto, oxidação de pirita gera alteração de cor pardo-vermelho (Fig. 5.1c).

Alteração Sílica-Adularia

Microvênulas de quartzo com estrutura em pente estão constituídas de um agregado de cristais de quartzo com calcita e escassa clorita e hematita. Adularia é um mineral relativamente escasso, mas comumente está presente como cristais rômnicos intercrescidos com quartzo.

Alteração Fílica

Ao microscópio, ao redor das vênulas, veios, corpos de brechas e corpos maciços, ocorrem uma forte alteração fílica, caracterizada pela associação quartzo-sericítica (Fig. 5.1c). As rochas encaixantes estão fortemente alteradas, às vezes com texturas porfíricas preservadas e com as formas reliquias dos feldspatos. Os fenocristais de feldspato estão completamente sericitizados e, em parte, carbonitizados. Os minerais máficos estão alterados para clorita e menor carbonato e, às vezes, para sericita. A massa fundamental está alterada para um agregado fino de quartzo-sericita. As laminas delgadas observadas ao redor dos corpos de brechas mostram que o cimento é composto de um agregado de quartzo-calcita acompanhada de quantidades variáveis de adularia e sericita, além de escassa quantidade de baritina.

Alteração Propilítica

As lâminas delgadas exibem em toda a área do prospecto uma alteração propilítica com clorita, epidoto e calcita, associação que ainda perdura fora da área do prospecto apresentando um caráter mais regional.

Esta alteração afeta amplas áreas e não está restrita às zonas mineralizadas. Os fenocristais de plagioclásio encontram-se parcialmente substituídos por sericita e carbonato a partir das bordas e fraturas e, também, ocasionalmente, por epidoto. Os minerais máficos, hornblenda e piroxênio, são substituídos, principalmente, por clorita e carbonato, às vezes

por epidoto. Os minerais ferromagnesianos são substituídos, também, por clorita e calcita através dos planos de clivagem de forma pervasiva.

Geoquímica de Rochas Alteradas

As diferenças geoquímicas entre as rochas vulcânicas relativamente frescas e as hidrotermalmente alteradas, do Complexo Vulcânico Cerro Díaz, manifestam-se em quase todos os diagramas da figura 5.7, que evidenciam o empobrecimento generalizado em sílica, que foi, provavelmente, remobilizada e redepositada durante o evento hidrotermal. Observa-se o mesmo com o Na₂O.

Além disso, as rochas hidrotermalmente alteradas apresentam um enriquecimento relativo de Fe, Mn e Mg, um forte enriquecimento de Ca (Fig. 5.7) indicando que os fluidos hidrotermais eram ricos nestes elementos e foram introduzidos durante o evento hidrotermal.

Por outro lado, o diagrama de elementos de terras raras (Fig. 5.5) não exhibe diferenças entre as rochas hidrotermalmente alteradas com aquelas relativamente frescas, mostrando que elas são relativamente imóveis durante os eventos hidrotermais, de fato são considerados os elementos traços menos solúveis e uma resposta geoquímica destes elementos para o evento hidrotermal não deve ser esperada.

5.1.4 Mineralização

A mineralização no Prospecto Las Juntas é polimetálica sendo Cu-Pb-Zn os elementos principais e Au e Ag subordinados (Duhart *et al.*, submetido b). Mais distal reconhece-se mineralização de Cu-Mo.

Mineralização Metálica e Ganga

A mineralização observada ocorre em vênulas, veios, corpos de brecha e em forma maciça, com escassa disseminação nas encaixantes (Duhart *et al.*, submetido b). A mineralogia metálica primária é, principalmente, galena (Gn), esfalerita (Sph), calcopirita (Ccp), arsenopirita (Apy) e pirita (Py) e, mais raramente tetraedrita (Tt), bornita (Bn) e calcosita (Cs). Covelita (Cv) ocorre com textura de substituição e de enriquecimento secundário e, óxidos de cobre e hidróxidos de ferro são produtos da oxidação da mineralogia primária. A ganga principal está representada por quartzo (Qz) e calcita (Cc).

Vênulas

As vênulas são, desde milimétricas até dois centímetros de espessura, irregulares e constituídas por quartzo-calcita, com baixas quantidades de Gn e Sph, além de escassa Ccp e Py. Localmente, constitui um *stockwork* pouco denso e associam-se com disseminação na

rocha encaixante. Distribuem-se, preferencialmente, no lado sul da área do prospecto e representariam as partes mais externas e marginais do depósito.

Veios

A mineralização em veios ocorre, preferencialmente, nas orientações 75° e 105° que parecem constituir um sistema conjugado de fraturas associada com uma zona de cisalhamento de direção, aproximada, E-W (Fig. 5.1c). Corpos de brechas mineralizadas localizam-se próximos com estas estruturas, representando, provavelmente, intersecções de ambos sistemas (Fig. 5.1c). Reconhecem-se veios Cu e de Pb-Zn-Cu, de acordo com as fases metálicas dominantes.

Os veios de Cu têm uma espessura máxima de 0,1-0,2 m e, quando contínuos, atingem 10 a 15 m de comprimento. Os veios interrompidos podem alcançar até 100 m. Estão constituídas quase exclusivamente por Ccp-Py e raros oxidados de Cu.

Os veios de Pb-Zn-Cu alcançam entre 0,2-0,5 m de espessura e de 50-80 m de extensão visível. Estas se constituem de Gn-Sph-Ccp, acompanhadas por Qz e Cc.

Na área, também identificam-se raros veios de calcita-quartzo com mineralização de Apy, de 0,2-0,3 m de espessura, extensões de 15-20 m e orientação 130°/90°, que não evidenciam uma clara relação com o resto da mineralização descrita.

Corpos de Brecha

Os corpos de brechas parecem ser quase verticais, normalmente de seções elípticas, com alongamento paralelo à direção de cisalhamento. Distinguem-se corpos de brecha de Qz, de Cu e de Pb-Zn-Cu segundo o cimento dominante. Normalmente, os corpos de brecha apresentam dimensões em superfície de 150 a 300 m².

As brechas de Qz apresentam disseminação fina nos fragmentos líticos, ao passo que o cimento, predominantemente de quartzo, apresenta escassa mineralização. Grande parte do Qz apresenta estrutura em pente, com bordas internas de coloração obscura, similar ao quartzo enfumaçado.

As brechas mineralizadas em Cu estão constituídas quase exclusivamente de Ccp ao passo que as brechas mineralizadas em Pb-Zn-Cu estão constituídas de Gn, Sph, Ccp e Py.

Maciça

Mineralização maciça ocorre muito ocasionalmente e sua distribuição é irregular no depósito. Os corpos apresentam-se em superfície com uma extensão não maior que 25 m², provavelmente, constituindo bolsões. A mineralização constitui-se de Gn, Sph, Ccp e Py e raros óxidos de Cu.

Microscopia de Luz Refletida

Vênulas

As microvênulas, geralmente de espessura menor a 0,5 mm, estão constituídas, principalmente, de Gn e Sph, com conteúdos menores de Py e Ccp. Sph apresenta textura de exsolução de Ccp. Traços de Bn anédrica, perto das bordas das vênulas, ocorre de maneira disseminada nas encaixantes, a qual é substituída em suas bordas por Cs (Microfotografia 5.1). Observa-se também que Mag, subédrica para anédrica, disseminada, porosa e de tamanho menor que 0,1 mm, é parcialmente substituída por Hm através dos planos de clivagem octaédrico. Mag não está relacionada com o evento de mineralização e parece ser o mineral opaco constituinte das encaixantes.

Veios de Cu

Nos veios de Cu, a Ccp é maciça e ocorre em massas irregulares, porosas, com microfraturas preenchidas por hidróxidos de Fe, apresentando inclusões de Gn e Sph (Microfotografia 5.2). Py ocorre em grãos euédricos, com formas de cubos de até 5 mm, envolvida por Ccp. Os hidróxidos de Fe ocorrem em alteração rítmica dos sulfetos de Fe assumindo padrões coloformes (Microfotografia 5.3). Gn e Sph ocorrem, principalmente, como inclusões em Ccp e, raramente, em massas irregulares isoladas menores que 0.1 mm. As microinclusões de Sph exibem, também, exsolução de Ccp.

Veios de Cu, Pb e Zn

Nos veios de Cu-Pb-Zn ocorre abundante Ccp na forma de massas irregulares que apresenta inclusões de Gn e Sph. Além disso, observa-se Py em grãos subédricos para euédricos, com formas de cubos de até 0.4 mm e com microfraturas preenchidas por Ccp (Microfotografia 5.4). Cv ocorre nas bordas de Ccp com textura de substituição e enriquecimento secundário, precipitando, também, nos planos de clivagem de Gn (Microfotografia 5.5). Gn e Sph ocorrem na forma de microinclusões em Ccp, mas também ocorrem em massas irregulares pequenas, geralmente envolvidas por Ccp (Microfotografia 5.5). Sph contém Ccp com textura de exsolução. Microinclusões escassas de Tt ocorrem tanto em Sph enquanto Ccp. Os hidróxidos de Fe assumem padrões de texturas coloformes. Observa-se também, presença de raros óxidos de Cu (Microfotografia 5.6).

Veios de Apy

Nos veios, Apy ocorre em agregados irregulares de até 1 cm, com cristais subédricos para euédricos de formas rômbricas e tabulares (Microfotografia 5.7), mais raramente ocorre como microvênulas. Py ocorre em grãos subédricos para euédricos, porosos e microfraturados, de até 0,5 mm, muitas vezes isolados, ainda que algumas vezes é envolvida por Apy. Py também ocorre em microvênulas. Apy apresenta inclusões de Ccp,

esta última ocorre com pseudomorfos de Apy e também na forma de microvênulas em Apy, indicando que é claramente posterior em relação com Apy. Os veios de Apy também contêm disseminação e microvênulas com Sph, esta última com microinclusões de Ccp e Gn. As microvênulas de Apy são cortadas pelas microvênulas de Sph e muitos dos cristais são envolvidos completamente por Sph. Além disso, algumas microfraturas em Apy são preenchidas por Sph, indicando que Sph é claramente posterior (Microfotografia 5.8).

Brechas de Qz

O cimento das brechas é quase exclusivamente de Qz, com pequenas quantidades de Ccp e Py. O quartzo apresenta coloração obscura, no contato cimento-encaixante, pela presença de cristais de Hm tabulares e aciculares (Microfotografia 5.9) que são acompanhadas por cubos de Py de até 1 mm. Na rocha encaixante ocorre disseminação de Mt e Py.

Brechas de Cu

Brechas com cimento constituído predominantemente por Qz e Ccp. Ccp ocorre em massas irregulares, as quais preenchem microfraturas e envolvem cristais cúbicos de Py. Ccp apresenta microinclusões de Gn e Sph. Disseminação nas encaixantes de Ccp, Gn, Sph e Py. Cv ocorre com textura de substituição marginal nas bordas de Ccp.

Brechas de Cu-Pb-Zn

Brechas com cimento constituído, predominantemente, por Qz e Ccp-Gn-Sph, com estes minerais ocorrendo como massas irregulares. Grãos de Py subédricos para euédricos, de até 0,25 mm são envolvidos, às vezes, completamente por Ccp. Microvênulas de Py na rocha encaixante são cortadas por brechas. Gn apresenta microfraturas preenchidas por Sph-Ccp. Muita da Ccp precipita na interfase Sph-Gn (Microfotografia 5.10). Sph apresenta textura de exsolução de Ccp e inclusões de Gn.

Maciça

A mineralização está constituída por Py subédrica para euédrica, em cubos de até 5 mm e por massa irregulares de Ccp, Gn e Sph. Algumas microfraturas estão preenchidas por hidróxidos de Fe e, outras mais escassas, por Cv. Cv ocorre nas bordas de Ccp com texturas de substituição (Microfotografia 5.11) e, às vezes, precipita com texturas coloformes nas bordas e nos planos de clivagem de Gn. Sph apresenta exsolução de Ccp (Microfotografia 5.12). Gn apresenta inclusões de Sph e Ccp, enquanto ao passo que Ccp apresenta inclusões de Gn. Escassas microinclusões de Tt apresentam-se em Gn.

Microfotografia 5.1. Disseminação de Bornita (Bn), anedral, substituída marginalmente por Calcosina (Cs). Amostra PD-0077. Ocular 10x, objetiva 10x. N//.

Microfotografia 5.2. Calcopirita (Ccp) com inclusões de Esfalerita (Sph) e Galena (Gn), Hidróxidos de Fe (Hox.Fe) em microfraturas. Amostra PD-0008A. Ocular 10x, objetiva 10x, N//.

Microfotografia 5.3. Calcopirita (Ccp) com Hidróxidos de Fe (Hox.Fe) precipitando com textura coloforme em microfraturas. Amostra PD-0008A. Ocular 10x, objetiva 10x, N//.

Microfotografia 5.4. Calcopirita (Ccp) em contato com Esfalerita (Sph), microfraturas em Sph e em Pirita (Py) preenchidas por Ccp. Amostra PD-0010A. Ocular 10x, objetiva 10x, N//.

Microfotografia 5.5. Calcopirita (Ccp) envolvendo Esfalerita (Sph) e Galena (Gn). Covelita (Cv) substituindo Ccp e precipitando no clivaje de Gn. Microinclusões de tetraedrita (Tt) em Ccp. Amostra H-504. Ocular 10x, objetiva 10x, N//.

Microfotografia 5.6. Óxidos de Cu (Ox.Cu) precipitando nas bordas de cristal cúbico de Pirita (Py). Amostra PD-0009. Ocular 10x, objetiva 10x, N+.

Microfotografia 5.7. Agregado de cristais de arsenopirita (Apy) subhedrais para euhedrais. Amostra PD-0015A. Ocular 10x, objetiva 10x, N//.

Microfotografia 5.8. Microvênula de arsenopirita (Apy) cortada por microvênula de esfalerita (Sph). Sph com exsolução de calcopirita (Ccp). Amostra PD-0015B. Ocular 10x, objetiva 20x, N//.

Microfotografia 5.9. Cristais tabulares para aciculares de hematita (Hm) com cristais subhedrais de pirita (Py). Amostra PD-0015A. Ocular 10x, objetiva 10x, N//.

Microfotografia 5.10. Contato Esfalerita (Sph)-Galena (Gn). SI com textura de exsolução de calcopirita (Ccp). Ccp na interfase SI-Gn. Amostra PD-0014A. Ocular 10x, objetiva 10x, N//.

Microfotografia 5.11. Contato Galena (Gn)-Calcopirita (Ccp). Covelita (Cv) com textura de substituição marginal em Ccp, precipitando no clivaje de Gn. Amostra PD-0013. Ocular 10x, objetiva 10x, N//.

Microfotografia 5.12. Contato Esfalerita (Sph)-Galena (Gn). Sph com textura de exsolução de calcopirita. Amostra PD-0013. Ocular 10x, objetiva 10x, N//.

Seqüência Paragenética

A separação de mineralização em ocorrências tipo vênulas, veios, brechas e maciça obedece a critérios morfológicos das ocorrências e as subdivisões foram feitas com base nas fases minerais dominantes. Porém, as observações de seções polidas permitem distinguir texturas de envolvimento, de exsolução de Ccp em Sph, de substituição incipiente e marginal de Ccp por Cv e de oxidação e precipitação com texturas coloformes que são comuns em todas as ocorrências estudadas. Com base das relações de contato entre minerais e as texturas observadas é possível definir a seguinte seqüência paragenética resumida na Tabela 5.1 (Duhart *et al.*, submetido b).

Tabela 5.1. Seqüência paragenética proposta para o prospecto Las Juntas.

Mineral	Inicial	Tempo →				Tardia
	Fase I	Fase II	Fase III	Fase IV	Fase V	Fase VI
Pirita I	-----					
Pirita II		-----				
Hematita		-----				
Arsenpirita			-----			
Galena				-----		
Esfalerita				-----		
Calcopirita I				-----		
Calcopirita II					-----	
Tetraedrita				-----	-----	
Bornita					-----	
Calcosita					-----	
Ouro				-----		
Prata				-----		
Bismuto				-----		
Covelita						-----
Cu-óxidos						-----
Fe-hidróxidos						-----

Assim, identifica-se uma fase mineral primária com precipitação de Py euédrica, tanto disseminada, enquanto em vênulas, nas encaixantes vulcânicas, denominada Fase I. A Fase II identifica-se nas brechas onde Hm e Py precipitam no contato cimento-fragmentos líticos, as brechas cortam vênulas de Py da Fase I e são, portanto, posteriores. A Fase III consiste em precipitação quase exclusiva de Apy. A Fase IV corresponde com uma fase de precipitação de Pb-Zn nas formas de Gn e Sph, com quantidades subordinadas de Cu, o qual ocorre como exsolução de Ccp em Sph e é denominada Ccp I. A Fase V corresponde à precipitação de Cu na forma de Ccp II, com quantidades subordinadas de Pb e Zn que ocorrem em inclusões em Ccp nas formas de Gn e Sph, respectivamente, além de ocorrer em pequenas massas irregulares. A Fase VI corresponde a uma fase tardia de oxidação dos

minerais metálicos. As fases IV e V correspondem à fase de mineralização principal, as quais se associam estreitamente com Au, Ag e Bi

Observam-se de maneira geral, que os primeiros minerais em precipitar são sulfetos de ferro (Py) e óxidos de ferro (Hm), seguidos de sulfetos com ferro (Apy), depois sulfetos de chumbo (Gn) e zinco (Sph) e, finalmente sulfetos com cobre e ferro (Ccp, Bn).

5.2 Prospecto Pichicolo

O prospecto Pichicolo é um prospecto de Au, hospedado num corpo de microdiorito deformado, localizado no âmbito da Faixa 'Aurífera do Mioceno' (FAM) da Cordilheira Norte-Patagônica.

5.2.1 Generalidades

O Prospecto Pichicolo localiza-se na vertente ocidental da Cordilheira Patagônica Setentrional, ao sul-leste da cidade de Puerto Montt (UTM N: 5.349.500; UTM E: 699.650; Datum Sudamericano 56-Fuso 18), numa altitude entre os 400 e 500 m (Fig. 5.14a).

Este prospecto foi descoberto por meio de exploração geoquímica regional de sedimentos e concentrados pela Companhia Goldfield no início dos anos 90, que também construiu trincheiras de exploração. Porém, os dados obtidos por essa companhia são desconhecidos. Posteriormente, exploração geoquímica regional (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995) nesta mesma área, definiu anomalias geoquímicas de Au, Cu e As em sedimentos e a presença de partículas de Au com formas dendríticas, além de baritina, cromita e cinábrio nos concentrados. O tratamento estatístico dos dados definiu um polígono de influência que corresponde ao lugar geométrico da possível fonte da anomalia. Os trabalhos de prospecção mineral nas trincheiras definiram uma zona de alteração-mineralização numa quebrada ao norte do Fio de Pichicolo.

Figura 5.14. a) Esquema geológico regional da área dos Andes Patagônicos Setentrionais (41-44° S). b) Geologia esquemática da área do Prospecto Pichicó. c) Prospecto Pichicó com localização das trincheiras e teores de Au associados.

5.2.2 Geologia Local

A geologia local está dominada por xistos pelíticos, que representam o embasamento metamórfico do Paleozóico, em contato tectônico com sedimentares continentais, de provável idade triásica, estas últimas intimamente associadas com um corpo serpentinitico (Fig. 5.14b). A mineralização é hospedada por um corpo de microdiorito de idade devoniana (ca. 386 Ma, Duhart *et al.*, submetido a) em contato tectônico com o corpo serpentinitico. Estas rochas são cobertas, em aparente discordância, por rochas vulcânicas e brechas de andesitos conferidas à Formação Pichicolo do Jurássico (Fig. 5.14b). Rochas sedimentares marinhas, pertencentes à Formação Ayacara, de idade Eoceno-Mioceno?, sobrejazes às vulcânicas da Formação Pichicolo (Fig. 5.14b). Todas estas unidades são intrudidas por *sills* de andesitos, *stocks* de andesitos porfíricos e tonalitos associados ao magmatismo terciário do Batolito Norte-Patagônico (Fig. 5.14b). Datações radiométricas disponíveis, a oeste e leste da localidade de Pichicolo, indicam que o plutonismo ocorreu, predominantemente, no Mioceno e, mais raramente, no Plioceno Inferior (Duhart *et al.*, submetido a). Sedimentos glaciais são abundantes, cobrem grande parte das paredes dos vales, e representam os ciclos glaciais do Pleistoceno. Derrames de basaltos até andesitos do Pleistoceno-Holoceno, cobrem parte de estas seqüências e derivam nesta região, provavelmente, do Vulcão Apagado, situado imediatamente ao norte do Fiorde Pichicolo, as quais representam a posição do arco vulcânico atual. Depósitos fluviais do Holoceno dispõem-se nos fundos dos vales dos atuais cursos fluviais.

Nem todas as unidades mencionadas anteriormente contam com laminas delgadas, assim as descrições de detalhe somente são feitas para aquelas unidades de importância metalogenética, ou seja, se ela é considerada uma fonte ou uma encaixante da mineralização.

A mineralização metálica na área do prospecto tem sido observada, principalmente, em associação com um corpo de microdiorito foliado de idade devoniana e, raramente, em rochas sedimentares continentais do Triássico e em vulcânicas do Jurássico.

Microdiorito

Rocha de cor cinza obscuro, de granulação média a fina, foliada, com desenvolvimento de planos de clivagem em escala milimétrica e que constitui a rocha hospedeira da mineralização. Os planos de clivagem desenvolvem-se, mais facilmente, a expensas de clorita. A rocha apresenta intensa alteração quartzo-sericítica e epidoto-clorita. Algumas microvênulas de quartzo são afetadas por clivagem, ao passo que outras vênulas de quartzo apresentam contato difuso com a rocha encaixante com bordas de clorita acicular. Observam-se a presença de minerais opacos, alguns fraturados e outros não afetados por

faturamento. Microvênulas de quartzo não afetadas por clivagem são provavelmente tardias em relação com a deformação. Assim, interpreta-se que os plagioclásios da rocha original foram completamente alterados para sericita-quartzo e os ferromagnesianos para clorita-epidoto e que a rocha original foi, provavelmente, um microdiorito. Uma datação U-Pb *SHRIMP* em zircões magmáticos de $385,9 \pm 7,4$ Ma (Duhart *et al.*, submetido a), permite restringir este corpo ao devoniano, e constitui a idade mais antiga reportada para rochas magmáticas na região (Duhart *et al.*, submetido a).

Embasamento Metamórfico

A seqüência mais antiga reconhecida na região está representada pelo embasamento metamórfico, localmente, denominado Complexo Metamórfico Fiorde Comau (Cembrano, 1990) de provável idade Paleozóica superior. Nesta área o complexo aflora para o leste do Prospecto Pichicolo (Fig. 5.14b) e é constituído por xistos quartzo-micáceos, com vênulas de quartzo subparalelas com a foliação principal (S_2) os quais desenvolvem clivagem de plano axial incipiente (S_3).

Os xistos quartzo-micáceos constituem-se de bandas lepidoblásticas de muscovita, clorita e escassa biotita cloritizada que alternam com bandas granoblásticas de quartzo e plagioclásio, além de epidoto, esfeno e minerais opacos.

Esta composição mineral corresponde àquela típica de rochas metamórficas de protolito pelítico, metamorfizadas na fácies de xistos verdes.

Sedimentares Continentais e *sills* associados

Uma seqüência sedimentar, de caráter continental, foi descrita na região por estudos de SERNAGEOMIN-BRGM (1995) e, preliminarmente, definida para o Triássico por subjazer às rochas vulcânicas jurássicas da Formação Pichicolo. Perto da área do Prospecto Pichicolo, na borda oeste do Fiorde Pichicolo (Fig. 5.14b), aflora uma delgada alternância de arenitos e folhelhos pretos, de direção NS e quase vertical, as quais são intrudidas por um *sill* de andesito, de idade desconhecida, este último é descrito na parte final desta unidade. Estas rochas apresentam disseminação escassa de minerais metálicos perto das intrusões tipo *sill* e *stock*.

Arenitos

Os arenitos estão compostos, aproximadamente, de 90% de areia e 10% de silte. Sua seleção é moderada, com baixa esfericidade, os clastos são subangulares e a rocha é clasto-suportada. Os clastos estão compostos de quartzo (30%), feldspato (20%), fragmentos líticos vulcânicos (30%) e moscovita detrítica (10%). A matriz (10%) é de silte e o cimento é de sílica.

Folhelhos

São de cor cinza obscuro a preto, finamente laminados e, localmente, apresentam disseminação de pirita. Localmente, observam-se restos de matéria orgânica vegetal carbonizada. Ao microscópio, a proporção entre seus constituintes é de aproximadamente 5% areia fina e 95% de silte. Os clastos apresentam uma seleção moderada, alta esfericidade, são subarredondados e a rocha é matriz-suportada. Os clastos (5%) são de quartzo (60%) e feldspato (40%). A matriz está composta de silte (95%) e não é possível observar o cimento.

Sill de Andesito

Rocha de cor cinza claro e textura porfirítica, concordante com a estratificação de arenitos e folhelhos. Apresentam textura holocristalina, inequigranular, fanerítica, hipidiomórfica, porfirítica e ofítica. Os fenocristais (30%) são de plagioclásio subhedral, de até 5 mm, algumas apresentando textura pertítica. A massa fundamental (70%) apresenta uma textura ofítica, homogeneamente fina, com intercrescimento de quartzo e plagioclásio moderadamente sericitizado. Alguns dos plagioclásios apresentam alteração sericítica e outros para clorita-epidoto. Apresentam microvênulas de calcita. No contato com as encaixantes observa-se silicificação e disseminação fina de sulfetos.

Formação Pichicolo (Jurássico Inferior-Medio)

Unidade vulcânica do Jurássico (Duhart *et al.*, submetido a) de reduzida expressão areal, preservada como tetos pendentes (*roof pendants*) sobre os plutões do BNP (Fig. 5.14).

Andesitos

Rochas de cor cinza escuro e de granulação fina. Apresentam textura holocristalina, inequigranular, fanerítica, hipidiomórfica e porfirítica. Estão compostas de fenocristais (30%) de plagioclásio, subhedral, parcialmente alterada para sericita e epidoto, e até 1 mm, de composição andesina-labradorita, algumas geminadas e zonadas, e por anfibólio, subédrico, de até 1mm, cloritizado e epidotizado. A massa fundamental (70%) é composta por: microlitos de plagioclásio, parcialmente sericitizados, anfibólio, parcialmente cloritizado e por opacos. Alguns dos feldspatos apresentam textura pertítica, com cristais subhedrais de até 2,5 mm.

Brechas de Andesitos

Rocha formada por fragmentos líticos vulcânicos. Os fragmentos líticos apresentam textura holocristalina, inequigranular, fanerítica, hipidiomórfica e porfirítica. Os fenocristais são de: plagioclásio, subhedral, de até 2,5 mm, parcialmente sericitizado e epidotizado; anfibólios, subédricos, de até 1 mm, parcial a completamente alterados para clorita e

epidoto; e quartzo, anédrico, de até 0,1 mm. A massa fundamental é de microlitos de plagioclásio, parcialmente sericitizada, e de anfíbolios parcial a completamente cloritizados. A matriz da brecha é fina, composta de plagioclásio fraturado e de material afanítico.

Formação Ayacara (Eoceno-Mioceno?)

Seqüência vulcânica-sedimentar, de caráter marinho, descrita por Levi *et al.* (1966) que aflora para o sul oeste do área do Prospecto Pichicolo, principalmente na Ilha El Manzano (Fig. 5.14b). Consistem de conglomerados, arenitos, folhelhos e tufos. As capas apresentam direções variáveis N-NW com inclinações de até 70° para o sul e espessuras variam desde centimétricas até métricas. Os conglomerados são grossos, matriz suportados, com clastos de origem vulcânica e matriz de areia. Os arenitos alternam com níveis conglomeráticos, os clastos também são de origem vulcânica e a matriz é de areia fina e silte. Os tufos são vítreos com fragmentos líticos, pomes e cristais de quartzo e plagioclásio, com matriz vítrea de aspecto fluidal. Os folhelhos apresentam quartzo e plagioclásio e minerais opacos numa matriz argilosa que contêm fósseis de foraminíferos carbonatizados bem conservados.

Batólito Nor-Patagônico (Mioceno-Plioceno) e diques associados

Extensos afloramentos da margem ocidental do Batólito Norte-Patagônico afloram na região (Figs. 5.14a e 5.14b). Regionalmente dominam as fácies de tonalitos e dioritos, ao passo que andesitos porfíricos, posteriores à Formação Ayacara, associam-se com o magmatismo terciário prematuro do BNP.

Diorito Porfírico Pichicolo

Rocha porfírica, com textura holocristalina, inequigranular, fanerítica, hipidiomórfica, porfírica e ofítica. Constituem-se de fenocristais (40%) de plagioclásio subhedral (50%), de até 2,5 mm, tipo andesina-labradorita; quartzo anédrico (10%), de até 0,5 mm; e anfíbolio subédrico (40%), de até 4 mm. A massa fundamental (60%) apresenta uma textura ofítica, homogeneamente fina, com intercrescimento de quartzo e plagioclásio, esta última moderadamente sericitizada. Observa-se alteração sericitica dos plagioclásios e, em parte para epidoto, e hornblenda encontra-se quase completamente substituída por clorita, epidoto e calcita. Uma datação U-Pb *SHRIMP* em zircões magmáticos de $13,26 \pm 70,19$ Ma (Duhart *et al.*, submetido a), permite restringir este corpo ao Mioceno.

Biotita Tonalito

Os tonalitos são de granulação média, com textura holocristalina, inequigranular, fanerítica e hipidiomórfica para alotriomórfica. A mineralogia consiste de: plagioclásio subhedral (49%), de 1 a 5 mm, algumas com zonação; quartzo anédrico (22%), intersticial, de 0,2 a 2,5 mm; feldspato potássico anédrico (9%), de 0,2 a 1 mm; biotita subhedral (16%), de até 2,6 mm e opacos (4%). Algumas das biotitas apresentam alteração para clorita e, em

menor grau para epidoto, e alguns dos feldspatos para sericita. Como acessório, observa-se zircão.

Uma datação U-Pb *SHRIMP* em zircões magmáticos de $8,3 \pm 0,4$ Ma (Duhart *et al.*, submetido a), de um tonalito localizado ao norte da área do prospecto permite restringir a idade de este corpo ao Mioceno.

Estes tonalitos, para o norte da área do Prospecto Pichicolo (Fig. 5.14a), associam-se com mineralização de Cu-Mo e são cortados por diques andesítico-basálticos, de idade incerta os quais são descritos abaixo.

Diques de Andesito-Basalto

Os diques são de direção EW quase verticais. Apresentam textura holocristalina, inequigranular, porfírica, hipidiomórfica e traquítica. A mineralogia dos fenocristais (30%) é composta de: plagioclásio subhedral (75%), de até 1,8 mm, com geminação da albita e albita-carlsbad; hornblenda (20%), de até 2 mm e; óxidos de Fe (5%), de até 0,4 mm. A mineralogia da massa fundamental (70%) esta composta de microlitos de plagioclásio, anfibolito e óxidos de Fe. A maior parte dos fenocristais apresentam-se fraturados.

Geoquímica das Rochas Intrusivas

Três amostras de rochas intrusivas do Mioceno ou presumidas como associadas com o magmatismo desta idade, do *sill* de andesito (PD-0066), do diorito porfírico (PD-0070) e do tonalito (PD-0071) foram analisadas para elementos maiores traços e terras raras (Figs. 5.8, 5.9, 5.10, 5.11, 5.12 e 5.13).

Eles indicam uma composição de SiO₂ de 64,4%, 62,3 % e 68,0 %, respectivamente, e num diagrama de classificação TAS caem no campo das dioritos-granodioritos (Fig. 5.8). Num diagrama AFM amostram sua afinidade calcoalcalina (Fig. 5.9) com tendência de diferenciação assumindo que eles são cogenéticos, desde termos mais primitivos (diorito porfírico) para termos mais diferenciados (tonalito).

Um diagrama de índice de saturação de alumina vs índice de alcalinidade mostra a característica metaluminosa destas rochas (Fig. 5.10).

Num diagrama de terras raras (Fig. 5.11), estas rochas apresentam um enriquecimento relativo em terras raras leves em relação com as terras raras pesadas e uma anomalia negativa de Eu. Este padrão é típico de granitos de margem continental ativa, onde cristalização fracionada de feldspato é a responsável pela anomalia negativa de Eu.

O diagrama de discriminação tectônica de (Y+Nb) vs Rb (Fig. 5.12) mostra que as rochas intrusivas analisadas caem, tipicamente como é esperado, no campo de granitos de arco vulcânico.

Diagramas de correlação entre elementos maiores vs sílica (Fig. 5.13) insinua uma boa correlação positiva de SiO₂ com K₂O, aumentando seus teores em rochas mais

diferenciadas, e negativa com TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO e CaO , ao passo que não existe uma correlação significativa com FeO , Na_2O nem P_2O_5 , que parecem ser independentes do conteúdo de sílica.

Assim, as rochas plutônicas analisadas apresentam, em geral, características geoquímicas típicas de rochas intrusivas de margens continentais ativas.

Geoquímica das Rochas Vulcânicas

Três amostras, uma de um andesito (PD-0072) e duas brechas andesíticas (PD-0064A e PD-0068) da Formação Pichicolo, com alteração hidrotermal incipiente, foram analisadas para elementos maiores, traços e terras raras (Figs. 5.2, 5.3, 5.4, 5.5, 5.6 e 5.7).

Elas apresentam teores de SiO_2 de 55.2%, 54.7% e 53.7%, respectivamente, e num diagrama de classificação TAS (Fig. 5.2) elas caem no campo dos andesito-basaltos e apresentam características de baixo K (Fig. 5.3). Num diagrama triangular AFM (Fig. 5.4) elas manifestam-se no campo calcoalcalino.

Num diagrama de terras raras (Fig. 5.5) estas rochas apresentam um padrão de terras raras sub-horizontal, sem anomalia negativa de Eu, muito diferente das vulcânicas que se associam com o prospecto Las Juntas.

No diagrama triangular de discriminação tectônica ($\text{Ti}/100\text{-Zr-Y}^*3$) os andesitos e as brechas andesíticas caem no campo dos calcoalcalinos (Fig. 5.6).

Diagramas de correlação entre elementos maiores vs sílica (Fig. 5.7) não mostram correlações de SiO_2 com os outros óxidos dado que as amostras têm teores de SiO_2 muito semelhantes.

Assim estas rochas são intermediárias para básicas, de baixo K, calcoalcalinas, similares a aquelas de arcos vulcânicos de margens continentais ativos.

5.2.3 Alteração Hidrotermal

A rocha hospedeira da mineralização no prospecto apresenta intensa alteração quartzo-sericítica e epidoto-clorita (Duhart *et al.*, submetido b), a qual é afetada por desenvolvimento de planos de clivagem a escala milimétrica, preferencialmente, a expensas de clorita. A rocha apresenta, também, microvênulas de quartzo afetadas por clivagem e vênulas de quartzo, em contato difuso com a rocha hospedeira, não afetadas por clivagem, com desenvolvimento de clorita acicular nas bordas.

Alguns dos minerais opacos apresentam-se fraturados, provavelmente em relação com o evento de deformação e, outros não estão afetados por fraturamento, estes últimos considerados tardios em relação com este evento.

Assim, é possível interpretar uma etapa inicial de alteração hidrotermal quartzo-sericítica e epidoto-clorita com desenvolvimento de vênulas e microvênulas de quartzo acompanhadas de mineralização metálica. Durante a atividade hidrotermal associada à mineralização, ocorreu um evento tectônico que promoveu o desenvolvimento de planos de clivagem dos minerais neoformados. Portanto, a mineralização pode ser considerada pré a sincinemática.

Alteração hidrotermal associada com ocorrências minerais proximais ao prospecto, consiste de epidoto, clorita e calcita, acompanhadas de microvênulas de quartzo-epidoto.

5.2.4 Mineralização

A mineralização no Prospecto Pichicolo tem um caráter exclusivamente de ouro e, em algumas ocorrências proximais reconhece-se mineralização de Cu (Duhart *et al.*, submetido b) ao passo que mais distalmente reconhece-se mineralização de Cu-Mo.

Na área do prospecto, observa-se uma falha de orientação N35°E, quase vertical, que marca o contato entre o corpo de diorito e o corpo de serpentino (Fig. 5.14c). O corpo de diorito, situado ao leste de essa estrutura, é de granulação média a fina, com alteração hidrotermal evidente e com foliação tectônica irregular, contem um *stockwork* de quartzo-sulfetos e sulfetos disseminados na matriz. O corpo serpentinitico, situado a oeste, apresenta a mesma foliação que a estrutura principal, localmente com silicificação intensa, mas com mineralização ausente.

Mineralização metálica e ganga

A mineralização metálica observada no prospecto ocorre como vênulas densas que constituem um *stockwork* de quartzo-sulfetos e também ocorre na forma de disseminação de sulfetos na rocha hospedeira, que é constituída por um corpo de microdiorito. Próximo ao prospecto, ocorre mineralização disseminada em rochas vulcânicas e sedimentares. A mineralogia metálica primária no prospecto é constituída, principalmente, por arsenopirita (Apy) e pirita (Py) com escassa esfalerita (Sph), muito escassa calcopirita (Ccp) e pirrotita (Po). Na disseminação proximal reconhece-se pirita (Py), pirrotita (Po), calcopirita (Ccp), Bornita (Bn) e Covelita (Cv).

Stockwork

As vênulas têm uma espessura desde milimétrica até 3 a 4 cm, as quais constituem um *stockwork* pouco denso. As vênulas estão constituídas por quartzo que apresenta aspecto leitoso no contato com a rocha hospedeira, a qual grada mais internamente para uma estrutura em pente. As vênulas de quartzo apresentam grãos milimétricos de Apy e, mais raramente de Py. Ocasionalmente a mineralização adquire formas de microvênulas de Apy no quartzo.

Disseminada

A mineralização também ocorre de maneira disseminada no corpo de diorito, com cristais milimétricos de Apy e, mais raramente, Py, Po e Ccp.

Disseminada Proximal

A mineralização disseminada proximal do Prospecto Pichicolo ocorre na forma de pirita (Py), Pirrotita (Po), calcopirita (Ccp), Bornita (Bn) e Covelita (Cv), hospedada tanto nas vulcânicas jurássicas, quanto nas sedimentares triásicas.

Microscopia de Luz Refletida

Stockwork

Apy ocorre como cristais subhedrais, parcialmente porosos. A maior parte dos cristais tem formas rômnicas de até 0,25 mm (Microfotografia 5.13). Py ocorre como grãos subédrica, de maneira escassa, muito porosa, de até 0,25 mm, alguns dos grãos estão parcialmente limonitizados constituindo *boxworks* de Py (Microfotografia 5.14). Traços de Po ocorrem associados com as vênulas de quartzo.

Disseminada

A mesma mineralização presente nas vênulas de quartzo está presente na rocha hospedeira, em forma disseminada. A disseminação consiste de Apy euédrica, com formas rômnicas de até 0,2 mm (Microfotografia 5.15) e escassa disseminação de Py, porosa de até 0,25 mm. Observam-se traços de Ccp e Sph na rocha hospedeira.

Disseminada Proximal

Disseminação ocorre nas vulcânicas jurássicas, nas zonas de preenchimento de vesículas com calcita-epidoto. Consiste de Ccp em agregados de cristais anédricos menores que 0,1 mm, com traços de Bn anédrica (Microfotografia 5.16) com textura de exsolução de Ccp, além de textura de substituição marginal por Cv (Microfotografia 5.17). Observam-se também traços de Py.

Disseminação também ocorre nas sedimentares triásicas, é muito escassa e somente são observados traços da associação Ccp-Sph (Microfotografia 5.18) e traços de Po e Py anédricas, menor que 0,1 mm.

Seqüência Paragenética

A mineralização observada no prospecto é muito simples e consiste, basicamente, em Apy, fase mineral que se interpreta associada com Au. Esta mineralização desenvolve-se acompanhada de alteração quartzo-sericítica e clorita-epidoto com silicificação.

Microfotografia 5.13. Cristal euédrico de arsenopirita (Apy) em vênula de quartzo. Amostra H-570. Ocular 10x, objetiva 20x.

Microfotografia 5.14. Boxwork limonitizado de pirita (Py) em vênula de quartzo. Amostra H-568. Ocular 10x, objetiva 20x.

Microfotografia 5.15. Cristais euédricos de arsenopirita (Apy) disseminados na rocha hospedeira. Amostra H-570. Ocular 10x, objetiva 10x.

Microfotografia 5.16. Disseminação em cúmulos de cristais anédricos de calcopirita (Ccp), traços de bornita (Bn). Amostra PD-0063. Ocular 10x, objetiva 10x.

Microfotografia 5.17. Cristais anédricos de calcopirita (Ccp), disseminados na rocha hospedeira, com substituição marginal de covelita (Cv). Traços de bornita (Bn). Amostra PD-0063. Ocular 10x, objetiva 20x.

Microfotografia 5.18. Cristais anédricos de esfalerita (Sph) envolvidos por calcopirita (Ccp), disseminados na rocha hospedeira. Amostra PD-0065C. Ocular 10x, objetiva 10x.

VI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALFARO, G., 1982. Distribución de las mineralizaciones en la Cordillera de la Costa entre los 38° y 42° L.S. III Congreso Geológico de Chile, Actas 2, p. 38-59.
- ANTINAO, J. L.; DUHART, P.; CLAYTON, J.; ELGUETA, S.; McDONOUGH, M., 2000. Área de Ancud-Maullín, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Serie Mapas Geológicos, No. 17, 1 mapa escala 1:100.000.
- ARAYA, E., 1979. Estudio geológico preliminar del área ubicada entre los 42°30' y los 43°00' L.S. y los 72°30' y 73°00' L.W., comuna de Chaitén, Provincia de Chiloé, X Región. Memoria de Título (Inédita). Universidad de Chile, Departamento de Geología. 158 p.
- ARENAS, M.; DUHART, P., 2003. Área de Castro-Dalcahue, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 79, 1 mapa escala 1:100.000, 31 p.
- ARNDT, N. T.; GOLDSTEIN, S. L., 1987. Use and abuse of crust formation ages. *Geology* **15**: 893-895.
- BEA, F., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *Journal of Petrology* **37** (3): 521-552.
- BIRK, J. L.; ROYBARMAN, M.; CAPMAS, F., 1997. Re-Os measurements at the femtomole level in natural samples. *Geostandards Newsletter* **20**: 19-27.
- CARRASCO, V., 1995. Geología y Geoquímica del Batolito Nor-Patagónico y rocas volcánicas asociadas a la zona de falla Liquiñe-Ofqui, Andes del Sur (41°05'-41°40' S), X Región. Memoria de Título (Inédita). Universidad de Chile, Departamento de Geología. 127 p.
- CASTILLO, J. C., 1983. Geología del sector occidental de la Comuna de Futaleufú, Provincia de Palena, Décima Región de Los Lagos, Chile. Memoria de título (inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología. 137 p.
- CHESLEY, J. T.; HALLIDAY, A. N.; SCRIVENER, R. C., 1991. Samarium-Neodimium direct dating of fluorite mineralization. *Science* **25**: 949-951.
- CHESLEY, J. T.; HALLIDAY, A. N.; SNEE, L. W.; MEZGER, K.; SHEPHERD, T. J.; SCRIVENER, R. C., 1993. Thermochronology of the Cornubian batholith: Implications for pluton emplacement and protracted hydrothermal mineralization. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**: 1817-1837.
- CHESLEY, J. T., 1999. Integrative Geochronology of ore deposits: new insights into the duration and timing of hidrothermal circulation. In Application of Radiogenic Isotopes to Ore Deposits Research and Exploration (Lambert, D.; Ruiz, J.; editors). *Review in Economic Geology* **12**: 115-141.
- CEMBRANO, J., 1990. Geología del batolito norpatagónico y rocas metamórficas de su margen occidental. Memoria de Título (Inédita). Universidad de Chile, Departamento de Geología. 64 p.
- CEMBRANO, J.; HERVE, F.; LAVENUE, A., 1996. The Liquiñe-Ofqui Fault Zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* **259**: 55-66.
- CEMBRANO, J.; SCHERMER, E.; LAVENU, A.; SANHUEZA, A. 2000. Constrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, **319**: 129-149.
- CEMBRANO, J.; LAVENU, A.; REYNOLDS, P.; ARANCIBIA, G.; LÓPEZ, G.; SANHUEZA, A. 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antartica triple junction. *Tectonophysics* **354**: 289-314.

- COLLINS, P. L. F., 1979. Gás hydrates in CO₂-bearing fluids and the use freezing data for estimation os salinity. *Economic Geology* **74** (6): 1345-1444.
- CORFO (Corporación de Fomento de la Producción, Chile)., 1979. Primera etapa de prospección de los recursos mineros de la Provincia de Chiloé (Inédito). 194 p.
- COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
- CREASER, R. A.; PAPANASTASSIOU, D. A.; WASSERBURG G. J., 1991. Negative thermal ion mass spectrometer of Os, Re and Ir. *Geochimical et Cosmochimical Acta* **55**: 395-401.
- CRIGNOLA, P., 1999. Geología del Fiordo Reñihué y parte occidental de la Península de Huequi, Chiloé Continental, X Región, Chile. Memoria de Título (Inédita). Universidad de Concepción, Departamento de Geología. 110 p.
- CUMMING, G. L.; RICHARDS, J. R., 1975. Ore lead in a continuously changing earth. *Earth and Planetary Sciences Letters* **28**: 155-171.
- DE PAOLO, D. J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* **291**: 193-196.
- DE PAOLO, D. J., 1988. Neodymium isotope geochemistry: An introduction. New York, Springer Verlag.
- DE PAOLO, D. J.; LINN, A. M.; SCHUBERT, G., 1991. The Continental Crustal Age Distribution: Methods of Determining Mantle Separation Ages From Sm-Nd Isotopic Data and Application to the Southwestern United States. *Journal of Geophysical Research* **96** (B2): 2071-2088.
- DEWEY, J. F.; BIRD, J. M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research* **75**: 2625-2647.
- DIAMOND, L. W., 1992. Stability of CO₂ clathrate hydrate + CO₂ liquid + CO₂ vapour + aqueous KCl-NaCl solutions: Experimental determinations and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geochemical et Cosmochemical Acta* **56**: 273-280.
- DIAMOND, L. W., 1994. Salinity of multivolatile fluid inclusions determined from clathrate hydrate stability. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58** (1): 9-41.
- DICKIN, A., 1995. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press. 490 p.
- DOE, B. R.; ZARTMAN, R. E., 1979. Plumbotectonics 1, the Phanerozoic. In: H. L. Barnes (Ed.). Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Holt, Rihehart and Winston, New York.
- DUHART, P.; CRIGNOLA, P.; ORDOÑEZ, A.; MUÑOZ, J., 2000. Franjas Metalogenéticas en Chiloé Continental (41°-44° S). IX Congreso Geológico Chileno, Actas 1, p. 201-205.
- DUHART, P.; McDONOUGH, M.; MUNOZ, 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, ⁴⁰Ar/³⁹Ar y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile* **28** (2): 173-201.
- DUHART, P.; ADRIASOLA, A., 2008. New time-constraints on provenance, metamorphism and exhumation of the Bahía Mansa Metamorphic Complex on the Main Chiloé Island, south-central Chile. *Revista Geológica de Chile* **35** (1): 79-104.
- DUHART, P.; TASSINARI, C.; MUÑOZ, J.; PRIAN J. P.; HERVÉ, F.; MUNIZAGA F., Submitted a. Geocronología K-Ar, Ar/Ar y U-Pb y composición isotópica de Nd, Sr y Pb del Batolito Nor-Patagónico en Chiloé Continental (41-44° S), centro-sur de Chile.

- DUHART, P.; BELLO, R.; TASSINARI, C.; MUÑOZ, J., Submitted b. Mineralization, hydrothermal alteration and fluid inclusions in the Las Juntas and Pichicolo low-sulphidation prospects, North-Patagonian Cordillera, Chile.
- FAURE, G., 1986. Principles of Isotope Geology. Second Edition. John Wiley & Sons, New York. 589 p.
- FAURE, G.; POWELL, J. L., 1972. Strontium Isotope Geology. Monograph Series of Theoretical and Experimental Studies, 5. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York. 188p.
- FREYDIER, C.; RUIZ, J.; CHESLEY, J.; MCCANDLESS, T.; MUNIZAGA, F., 1997. Re-Os systematic of sulfides from felsic igneous rocks: application to base metal porphyry mineralization in Chile. *Geology* **25**: 775-778.
- FUENZALIDA, R., 1963. Reconocimiento geológico de Alto Palena (Chiloé Continental). Memoria de Título (Inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología, 131 p.
- FUENZALIDA, J. C., 1979. Estudio geológico preliminar de la Península de Huequi, X Región. Memoria de Título (Inédita). Universidad de Chile, Departamento de Geología. 158 p.
- FUZIKAWA, K., 1985. Inclusões fluidas: métodos usuais de estudo e aplicações. Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração, Contribuições à Geologia e Petrologia. Belo Horizonte, SBM/CBMM, p. 29-44.
- GARCIA, A.; BECK, M. E.; BURMESTER, R. F.; MUNIZAGA, F.; HERVE, F., 1988. Paleomagnetic reconnaissance of the Región de Los Lagos, southern Chile, and its tectonic implications. *Revista Geológica de Chile* **15** (1): 13-20.
- HALLER, M.; LAPIDO, O. 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **35** (2): 230-247.
- HALLER, M., 2000. Structure and Ore-Mineralization in the Patagonian Cordillera. *Canadian Society of Exploration Geophysicists* **1**: 354-357.
- HEIN, R., 1979. Geología del Valle California y de las areas mineralizadas de la región de Alto Palena, Chiloé Continental. Memoria de Título (inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología. 185 p.
- HENRIQUEZ, H., 1980. Prospecciones mineras Zona Sur-Chiloé Continental, Sierra de Las Ventanas. Informe Interno (Inédito). 26 p.
- HERVÉ, F.; ARAYA, E.; FUENZALIDA, J. L.; SOLANO, A., 1978. Nuevos antecedentes sobre la Geología de Chiloé Continental. VII Congreso Geológico Argentino, Actas 1, p. 629-638.
- HERVÉ, F.; ARAYA, E.; FUENZALIDA, J. L.; SOLANO, A., 1979. Edades radiométricas y tectónica neógena en el sector costero de Chiloé Continental, X Región. II Congreso Geológico Chileno, Actas 1, p. F1-F18.
- HERVE, F., 1988. Late paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes* **11** (3): 183-188.
- HERVE, F., 1994. The southern Andes between 39 and 44° S latitude. In: Reuter, Scheuber and Wigger (Eds.). The geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. Tectonic of Southern Central Andes. p. 243-248.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**: 533-544.
- JICA (Japan International Cooperation Agency), 1990. Report on the investigation of mineral potential in the Lonquimay Area and Region de Los Lagos and Aysén, Phase 1. 181 p.

- JICA (Japan International Cooperation Agency)., 1992. Report on the investigation of mineral potential in the Lonquimay Area and Region de Los Lagos and Aysén, Phase 2. 141 p.
- KAY, S.; RAMOS, V.; MPODOZIS, C.; SRUOGA, P., 1991. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology* **17** (4): 324-328.
- LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, J.; LE BAS, M.J.; SABINE, P.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STRECHSEISEN, A. ; WOOLEY, A. R.; ZANETTIN, B. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. Blackwell scientific publications. 193 p.
- LEVI, B.; AGUILAR, A.; FUENZALIDA, R., 1966. Reconocimiento geológico de las provincias de Llanquihue y Chiloé. Instituto de Investigaciones Geológicas. *Boletín* **19**, 45 p.
- LINARES, E.; CAGNONI, M.; CAMPO, M.; OSTERA, O., 1988. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquen and northwestern Rio Negro Provinces, Argentine Republic. *Journal of South American. Earth Sciences* **1**: 53-61.
- LOPEZ-ESCOBAR, L.; TAGIRI, M.; NOTSU, K.; HILDRETH, W.; HARMON, R. S.; DAVIDSON, J., 1985. Características Geoquímicas de la Zona Volcánica Sur (SVZ) de Los Andes, entre los 41°30" y los 46°00' S. *Comunicaciones* **35**: 137-141.
- LUDWIG, K. R., 1991. ISOPLOT: A plotting and regression program for radiogenic isotope data. U.S. *Geological Survey Open File Report* **9**: 1-26.
- LUDWIG, K. R., 2003. Isoplot 3.0. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication* **4**, 70 p.
- MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin* **101** (5): 635-643.
- MCCANDLESS, T. E.; RUIZ, J.; CAMPBELL, A. R., 1993. Rhenium behavior in molybdenite in hypogene and near-surface environments: implications for Re-Os geochronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**: 889-905.
- MERCER, J. H., 1976. Glacial history of the southernmost South America. *Quaternary Research* **6**: 125-166.
- MEZGER, E. J.; ESSENE, E. J.; HALLIDAY, A. N., 1992. Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets. *Earth and Planetary Science Letters* **113**: 397-409.
- MICHARD, A.; GURRIET, P.; SOUNDANT, M.; ALBAREDE, F., 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **49**: 601-610.
- MPODOZIS, C.; RAMOS, V., 1990. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, Cañas-Pinochet and Reynemund (Eds.). Geology of the Andes its relation to hydrocarbon and mineral resource, Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resource. *Earth Sciences Series* **11**: 59-90.
- MUNIZAGA, F.; HERVÉ, F.; DRAKE, R.; PANKHURST, R. J.; BROOK, M.; SNELLING, N. J., 1988. Geochronology of the Lake Region of South-Central Chile (39°-42° S). Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences* **1**: 309-316.
- MUÑOZ, J.; TRONCOSO, R.; DUHART, P.; CRIGNOLA, P.; FARMER, G.; STERN, C., 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* **27** (2): 177-203.

- NAGLER, T. F.; FREI, R., 1997. Plug in plug osmium distillation. *Schweiz Mineral Petrography Mitting* **77**: 123-127.
- NAKAI, S.; HALLIDAY, A. N.; KESLER, S. E.; JONES, H. D., 1990. Rb-Sr dating of sphalerite from Tennessee and the genesis of Mississippi Valley-type ore deposits. *Nature* **346**: 354-357.
- NAKAI, S.; HALLIDAY, A. N.; KESLER, S. E.; JONES, H. D.; KYLE, R. J.; LANE, T. E., 1993. Rb-Sr dating of sphalerites from Mississippi Valley-type (MVT) ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**: 417-427.
- NIEMEYER, H., 1975. Geología de la región comprendida entre el Lago General Carrera y el Río Chacabuco, Provincia de Aysén, Chile. Memoria de Título, (Inédita). Universidad de Chile, Departamento de Geología. 309 p.
- PALACIOS, C.; LAHSEN, A.; PARADA, M., 1996. Metallogenic belts in the chilean Patagonia, between 44° and 48° S. III International Symposium on Andean Geodynamics, Actas 2, p. 691-694.
- PANKHURST, R. J.; HERVÉ, F.; ROJAS, L.; CEMBRANO, J., 1992. Magmatism and tectonics in Continental Chiloé, Chile (42°-42°30' S). *Tectonophysics* **205**: 283-294.
- PANKHURST, R. J.; LEAT, P.T.; SRUOGA, P.; RAPELA, C. W.; MÁRQUEZ, M.; STOREY, B. C.; RILEY, T. R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in west Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **81**: 113-136.
- PANKHURST, R. J.; WEABER, S. D.; HERVÉ, F.; LARRONDO, P., 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of the Geological Society of London* **156**: 673-694.
- PANKHURST, R.J.; RILEY, T. R.; FANNING, C. M.; KELLEY, S. P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* **41** (3): 605-625.
- PARDO-CASAS, F.; MOLNAR, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* **6** (3): 233-248.
- PEARCE, J. A.; CANN, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth and Planetary Sciences Letters* **19**: 290-300.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* **25**: 956-983.
- PECCERILLO, R.; TAYLOR, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene aalc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **58**: 63-81.
- PÉREZ, Y., 1999. Geología del Fiordo Comau y parte oriental de la Península de Huequi, Chiloé Continental, Xª Región, Chile. Memoria de Título (Inédita). Universidad de Concepción, Departamento de Geología, 110 p.
- PETTKE, T.; DIAMOND, L. W., 1996. Rb-Sr dating of sphalerite based on fluid inclusion-host mineral isochrons: A clarification of why it works. *Economic Geology* **91**: 951-956.
- QUIROZ, D.; PALMA-HELDT, S.; DUHART, P.; MUÑOZ, J., 2003. El Terciario de Chiloé Insular, Chile: antecedentes paleobotánicos y paleofaunísticos de los Estratos de Chonchi. X Congreso Geológico Chileno, CD-Rom.
- RAMOS, V., 1989. El volcanismo Cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, Provincia de Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina* **43** (2): 210-223

- RAMOS, V., 2000. The Southern Central Andes. In: Cordani, Milani, Thomaz Filho and Campos, (eds.): Tectonic Evolution of South America, XXXI International Geologic Congress: 561-604. Brasil.
- ROEDDER, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy* **12**, 644 p.
- ROJAS, C.; BECK, M. E.; BURMESTER, R. F., 1994. Paleomagnetism of the Mid-Tertiary Ayacara Formation, southern Chile: Counterclockwise rotation in a dextral shear zone. *Journal of South American Earth Sciences* **7**: 45-56.
- ROMERO, G., 1983. Geología del sector costero Alto-Palena, Puerto Ramírez, Chiloé Continental. Memoria de Título (Inédita). Universidad de Chile, Departamento de Geología. 131 p.
- SANHUEZA, A., 1996. El complejo acrecionario y la zona de falla Liquiñe-Ofqui en los fiordos Reñihué y Comau (42-43° S), Chiloé Continental. Memoria de Título (Inédita). Universidad de Chile, Departamento de Geología. 93 p.
- SATO, K.; TASSINARI, C. C. G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L., 1995. O Método Geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas Aplicações. *An. Acad. Bras. Ci.* **67** (3): 313-336.
- SERNAGEOMIN-BRGM., 1995. Carta Metalogénica de la Xa Región Sur, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería-Bureau de Recherches Geologiques et Minieres. *Informe Registrado IR-95-05*: 4 Tomos, 10 Vols., 95 mapas.
- SHEPHERD, T. J.; RANKIN, A. H.; ALDERTON D. H. M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Glasgow, Blackie & Sons Limited. 239 p.
- SMOLIAR, M. I.; WALKER, R. J.; MORGAN J. W., 1996. Re-Os ages of Group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites. *Science* **271**: 1099-1102.
- SOLANO, A., 1979. Geología del sector Costero de Chiloé Continental, entre los 41°50' y 42°10' L.S. Memoria de Título (Inédita). Universidad de Chile, Departamento de Geología. 123 p.
- STACEY, J. S.; KRAMERS, J. D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Sciences Letters* **26**: 207-221.
- STEIN, H. J.; MARKEY, R. J.; MORGAN, J. W.; HANNAH, J. L.; SCHERSTEN, A., 2001. The remarkable Re- chronometer in molybdenite: how and why it works. *Terra Nova* **13** (6): 479-486.
- STERN, C., 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology* **19** (1): 78-81.
- SUÁREZ, M.; DE LA CRUZ, R., 1994. Estratigrafía y Paleogeografía Mesozoica de Aysén Nororiental (45°-46°S); Chile. VII Congreso Geológico Chileno, Actas 1, p. 533-537.
- SUAREZ, M.; DE LA CRUZ, R.; QUIROZ, D.; BELMAR M.; COVACEVICH, V., 1995. Estratigrafía y Ambiente Depositacional en las localidades de Futaleufú y Palena. Servicio Nacional de Geología y Minería-Chile. *Informe Registrado IR-95-15*: 21p.
- THIELE, R.; CASTILLO, J.C.; HEIN, R.; ULLOA, M., 1978. Geología del sector fronterizo de Chiloé Continental entre los 43°00' y los 43°45' L.S., Chile. VII Congreso Geológico Argentino, Actas 1, p. 577-592.
- THIELE, R.; HEIN, R., 1979. Posición y evolución tectónica de los Andes norpatagónicos. II Congreso Geológico Chileno, Actas 1, p. B33-B-46.
- TOWNLEY, B., 1996. Ore deposits, tectonics and metallogenesis of the continental Aysen region, Chile. Ph.D. Thesis, Queen's University, 246 p.

- TRAVISANY, V., 1980. Informe Geológico del yacimiento La Paloma, Futaleufú, Xa Región. Informe Interno (inédito). 3 P.
- ULLOA, M., 1980. Geología del sector suroriental de la Comuna de Futaleufú, X Región. Memoria de Título (Inédita). Universidad de Chile, Departamento de Geología. 126 p.
- VIVALLO, W.; GARDEWEG, M.; TASSARA, A.; ZANETTI, J.; MARQUEZ, M.; GONZALEZ, R. (1999) Mapa de Recursos Minerales del Área Fronteriza Argentino-Chilena, entre los 34°-56°S, escala 1:1.000.000. Publicación Geológica Multinacional No. 1. 62p.
- WILSON, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Seventh reprinted. Chapman and Hall. 467 p.
- WELLMER, F.; REEVE, E.; WENTZLAU, E., WESTERNBERGER, H., 1983. Geology and ore deposits of the Toqui district, Aysén, Chile. *Economic Geology* **78**: 1119-1143.
- YIN, Q. Z.; JAGOUTZ, E.; VERKHOVSKIY, A. B.; WANKE, H., 1993. ^{187}Os - ^{186}Os and ^{187}Os - ^{188}Os method of dating: an introduction. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**: 4119.
- YORK, D., 1969. Least square fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Sciences Letters* **5**: 320-324.
- ZARTMAN, R. E.; DOE, B. R., 1981. Plumbotectonics-The model. *Tectonophysics* **75**: 135-162.
- ZARTMAN, R. E.; HAINES, S. M., 1988. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs—a case for bi-directional transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**: 1327-1339.

VII. Geocronología K-Ar, Ar/Ar, U-Pb convencional y U-Pb SHRIMP en circones y composición isotópica de Nd, Sr y Pb del Batolito Nor-Patagónico en Chiloé Continental (41-44° S), centro-sur de Chile

(Artigo submetido à Revista Geológica de Chile)

Geocronología K-Ar, Ar/Ar, U-Pb convencional y U-Pb SHRIMP en circones y composición isotópica de Nd, Sr y Pb del Batolito Nor-Patagónico en Chiloé Continental (41-44° S), centro-sur de Chile

Duhart, P.^{1,2}; Tassinari, C.²; Muñoz, J.¹; Prian, J.P.³; Hervé, F.⁴; Munizaga, F.⁴

¹ Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 613, Puerto Varas, Chile.

pduhart@sernageomin.cl; jmunoz@sernageomin.cl

² Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, Cidade Universitária, São Paulo, Brasil.

pduhart@usp.br; ccgtassi@usp.br

³ Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Cedex 95060, Orléans, Francia.

jp.prian@brgm.fr

⁴ Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518, Santiago, Chile.

fherve@ing.uchile.cl; fmunizaga@ing.uchile.cl

ABSTRACT

In the Continental Chiloe region between 41-44° S are exposed extensive and continue plutonic rocks of the North-Patagonian Batholith north segment. During its evolution the most of granitic rocks were emplaced in a metamorphic basement, constituted by metapelites and mafic schists with oceanic affinity that represent accretionary processes happened in the Gondwana southwestern continental margin during the late Paleozoic-Triassic. Other parts of the batholith were emplaced in Late Jurassic-Berriasian volcanic rocks, Early Cretaceous sedimentary and volcanic rocks, Late Cretaceous volcanic rocks and Miocene sedimentary rocks.

The exposed plutonic rocks range mainly from diorites to granites and leucogranites, although the area is extensively dominated by intermediate to acid varieties. A detailed geologic mapping with an extensive geochronological program allowed know the spatial and temporal distribution of the plutonism in this region. Ninety-six K-Ar determinations have allowed to identify extensive and voluminous plutonic events during the late Lower Cretaceous (ca. 120-100 Ma) and Miocene (ca. 20-7 Ma) which described two N-S oriented belts, discrete during the Upper Jurassic (ca. 155 Ma) and the Upper Cretaceous (ca. 95-70 Ma), restricted during the early Pliocene (ca. 5-3 Ma) and a probably plutonism in Eocene times (ca. 54-34 Ma). Sixteen Ar/Ar determinations confirm the late Lower Cretaceous (ca. 126-100 Ma) and Miocene (ca. 19-9 Ma) magmatic events. Ten zircons conventional U-Pb

determinations indicate the probably inherited and loss of Pb reflected in the most of zircon fractions show discordant ages, although they confirm the late Lower Cretaceous (ca. 129-114 Ma) and Miocene (ca. 22-13 Ma) magmatic events. In addition, the zircons conventional U-Pb determinations shows the presence of pre-Andean Lower Devonian magmatic rocks (ca. 400 Ma) probably linked with rocks of the North-Patagonian Massif. Five zircons U-Pb SHRIMP determination were made to confirm the previous ages, two in the Mesozoic and two in the Cenozoic belts of the batholith and one in a tectonized microdioritic body. In all cases the cathodoluminescence images not show inheritance zircons and the results indicate 110.0 ± 9.6 Ma for a biotite monzogranitic pluton and 126.3 ± 6.7 Ma for a pyroxene dioritic stock, 8.4 ± 0.3 Ma for a biotite tonalitic pluton and 13.26 ± 0.19 Ma for hornblende andesitic porphyry, and 385.9 ± 7.4 Ma for the tectonized microdioritic body. Thus, the initial plutonic shallow emplacement in both belts seem represented by basic to intermediate small bodies, and the Devonian age confirm a magmatic event previously inferred by the zircons conventional U-Pb ages. The geochronological results indicate, in addition, a complex patterns of distribution ages, nevertheless allows to define, magmatic Cretaceous events located, preferably, to the E of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, magmatic Miocene events locate into and to the W of this structure, and magmatic Pliocene events locate in the main branch of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone. This age distributions with the Miocene plutonic activity backward to the trench is very different to the defined pattern for the north-central Chilean Andes, where is verified the magmatic arc migration to the E and the consequent diminution ages in this same direction.

The Sr and Nd isotopic compositions obtained for the North-Patagonian Batholith in the studied area show that none of the granitoids is derived mainly from the mantle. Instead a considerable amount of recycled older continental crust must be involved in their genesis. The low positive ϵ_{Nd} values (smaller than the Mantle Depleted values) together with ϵ_{Sr} between -4 and +7 (close to the Bulk Silicate Earth values) suggest that the North-Patagonian Batholith in the studied segment, have been composed from mixing of small amount of mantle derived or mafic lithospheric material with melting of lower continental crust, like is showed by previous work in neighboring areas. The Pb isotopic compositions of the feldspar, of the same dating samples by the U-Pb conventional method, varied with the age, plutons with $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ greater than 18.62 are Miocene, whereas those plutons with $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ less than 18.57 are Cretaceous, with an inverse relation between Miocene plutons, which is attributed to varying interaction grade with the metasedimentary basement.

Keywords. *geochronology, isotopic composition, batholith, south-central Andes.*

RESUMEN

En la región de Chiloé Continental, entre los 41-44° S, se exponen extensos y continuos afloramientos de rocas plutónicas del segmento norte del Batolito Nor-Patagónico. Durante su evolución, la mayor parte de las rocas graníticas se emplazaron en un basamento metamórfico constituido de rocas metapelíticas y esquistos máficos de afinidad oceánica, que en su conjunto representan procesos acrecionarios ocurridos en el margen continental suroccidental de Gondwana durante el Paleozoico superior-Triásico. Otras partes se emplazaron en rocas volcánicas del Jurásico Superior-Berriasiano, en rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico Inferior, en rocas volcánicas del Cretácico Superior y en rocas sedimentarias del Mioceno.

Las rocas plutónicas expuestas gradan, principalmente, desde dioritas a granitos y leucogranitos, aunque en el área dominan, extensamente, las variedades intermediarias a ácidas. Un detallado mapeo geológico con un extenso programa de determinaciones geocronológicas permitió conocer la distribución espacial y temporal del plutonismo en esta región. Noventa y seis determinaciones K-Ar, han permitido identificar eventos plutónicos extensos y voluminosos ocurridos durante el Cretácico Inferior alto (ca. 120-100 Ma) y Mioceno (ca. 20-7 Ma), los cuales describen dos cinturones de orientación N-S, discretos durante el Jurásico Superior (ca. 155 Ma) y el Cretácico Superior (ca. 90-75 Ma), restringido durante el Plioceno Inferior (ca. 5-3 Ma) y, un probable plutonismo en el Eoceno (ca. 54-34 Ma). Diez y seis determinaciones Ar/Ar confirman los eventos magmáticos del Cretácico Inferior alto (ca. 126-100 Ma) y Mioceno (ca. 19-9 Ma). Diez determinaciones U-Pb convencionales en circones indican la probable presencia de herencia y de procesos de pérdida de Pb, lo cual se refleja en que la mayor parte de las fracciones de circones analizadas presentan edades discordantes, aunque ellas también confirman los eventos magmáticos del Cretácico Inferior alto (ca. 129-114 Ma) y Mioceno (ca. 22-13 Ma). Adicionalmente, las determinaciones U-Pb convencionales en circones muestran la presencia de rocas magmáticas pre-Andinas del Devónico Inferior (ca. 400 Ma) probablemente ligadas con rocas del Macizo Nor-Patagónico. Cinco determinaciones U-Pb SHRIMP en circones fueron efectuadas para confirmar las edades previas, dos en el cinturón Mesozoico y dos en el cinturón Cenozoico del batolito y una en un cuerpo microdiorítico tectonizado. En todos los casos las imágenes de catodoluminiscencia no mostraron circones heredados y los resultados indican 110,0±9,6 Ma para un plutón monzogranítico de biotita y 126,3±6,7 Ma para un 'stock' diorítico de piroxeno, 8,4±0,3 Ma para un plutón tonalítico de biotita y 13,26±0,19 Ma para un pórfido andesítico de hornblenda y 385,9±7,4 Ma para la microdiorita tectonizada. Así, la actividad plutónica inicial, en las franjas del Mesozoico y Cenozoico, parece estar representada por pequeños

cuerpos básicos a intermediarios emplazados superficialmente, y la edad Devónica confirma el evento magmático previamente inferido por las edades U-Pb convencionales en circones. Los resultados geocronológicos indican, además, un complejo patrón de distribución de edades, pero que sin embargo permiten definir, de manera general, evento magmáticos en el Cretácico Inferior localizados, preferentemente, al E de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, eventos magmáticos en el Mioceno localizado en y al O de esta estructura y, un plutonismo Plioceno localizado en la traza principal de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Esta distribución de edades, con la actividad plutónica del Mioceno retrocediendo hacia la fosa, es muy diferente al patrón definido para los Andes del centro-norte de Chile, donde se verifica una migración del arco magmático hacia el E con el consecuente decrecimiento de edades en esta misma dirección.

Las composiciones isotópicas de Sr y Nd obtenidas para el Batolito Nor-Patagónico en el área de estudio muestran que ninguno de los granitoides es derivado principalmente del manto. En cambio, una considerable cantidad de corteza continental antigua reciclada podría estar involucrada en su génesis. El bajo y positivo valor de ϵ_{Nd} (menor que el valor del manto empobrecido) junto con ϵ_{Sr} entre -4 and +7 (ceranos al valor de la Tierra Silicatada) sugieren que el Batolito Nor-Patagónico, en el segmento estudiado, ha sido compuesto a partir de pequeñas cantidades de material derivado del manto o material máfico litosférico con fusión de corteza continental inferior, tal como es mostrado en trabajos previos en regiones vecinas.

La composición isotópica de Pb en los feldespatos, de las mismas muestras datadas por el método U-Pb convencional en circones, varía con la edad, esto es, plutones con una razón isotópica $^{206}Pb/^{204}Pb$ más altos que 18,62 son miocenos, mientras que aquellos que tienen una razón isotópica $^{206}Pb/^{204}Pb$ menor que 18,57 son cretácicos, con una relación inversa entre plutones del Mioceno, lo cual es atribuido a grados variables de interacción con el basamento metasedimentario.

Palabras clave. *geocronología y composición isotópica, batolito, Andes del centro-sur.*

INTRODUCCIÓN

Los Andes Chilenos del centro-sur corresponden a un segmento del margen continental de Sud-América afectado por subducción. Así, la actividad ígnea de esta parte de Los Andes está genéticamente asociada a subducción de corteza oceánica Pacífica bajo el continente Sudamericano. La actual actividad tectónica en el margen continental activo, se relaciona con la interacción de las placas de Nazca y Antártica, separadas por la Dorsal de Chile, con

la Placa Sudamericana, situación que define el Punto Triple de Chile a los 46°30' S (Fig. 1). Reconstrucciones de placas indican que, al menos durante el Cenozoico la convergencia se ha mantenido con cambios episódicos en la dirección E a NE (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). Al norte del Punto Triple de Chile, la estructura mas notable es la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, que alcanza una extensión cercana a los 1.000 km e interpretada como una estructura de rumbo dextral producto de subducción oblicua (Hervé, 1976; Cembrano *et al.*, 1996, 2000, 2002).

Gran parte de la actividad del arco magmático está representada en las rocas que constituyen el Batolito Nor-Patagónico (BNP) (Hervé, 1984; Munizaga *et al.*, 1984, 1988; Pankhurst *et al.*, 1992, 1999; Parada *et al.*, 1987), el cual se extiende, geográficamente, lo largo de toda la Cordillera Principal de Los Andes, desde el Punto Triple, hacia el norte, hasta los 41° S (Fig. 1). Entre los 41° y 44° S, los afloramientos se distribuyen de N a S de manera continua, alcanzando un ancho cartográfico máximo, de aproximadamente 80 km, al oeste de los poblados de Futaleufú y Palena. En esta área, el BNP incluye numerosos plutones y cuerpos graníticos con diferentes tipos de rocas plutónicas que gradan, mayoritariamente, desde dioritas hasta leucogranitos. De acuerdo con los datos disponibles, el BNP se ha emplazado y estructurado, episódicamente, desde el Jurásico Superior al Plioceno, aparentemente con cambios menores en la posición del arco magmático con respecto al actual margen continental. El desarrollo episódico del BNP parece estar correlacionado con períodos de incremento de la razón de convergencia a lo largo del margen Sudamericano (Pankhurst *et al.*, 1999), mientras que interrupciones en la actividad plutónica en el Paleógeno coincide con períodos de extensión asociados con volcanismo y generación de cuencas (Muñoz *et al.*, 2000).

El propósito de este trabajo es presentar los resultados de un extenso programa de investigación geocronológica realizado en el segmento estudiado del BNP, que incluyó 96 análisis K-Ar, 16 experimentos Ar/Ar de fusión total y de calentamiento por pasos, y 10 análisis convencionales U-Pb y 5 análisis U-Pb SHRIMP, ambos en circones. Así, se espera determinar la distribución temporal y espacial de los principales eventos plutónicos ocurridos en la región. Este estudio incluye, además, una veintena de análisis de composiciones isotópicas de Nd y Sr y una decena de composiciones isotópicas de Pb, los cuales permiten sugerir las probables regiones fuentes de derivación de los magmas y eventuales procesos de contaminación de magmas. Sobre la base de los datos anteriores, se plantean y discuten algunas ideas de la evolución magmática dentro del contexto geodinámico de la región y se compara con otros segmentos del Batolito Patagónico.

Fig. 1. Marco tectónico del centro-sur de Chile mostrando estructuras mayores, unidades geomorfológicas y el área de las figuras 2 y 3 (Modificado de Duhart y Adriasola, 2008).

TRABAJOS ANTERIORES

Investigaciones pioneras en el área, son la memoria de título de Fuenzalida (1963) y el reconocimiento de Levi *et al.* (1966), quienes sentaron los primeros precedentes geológicos para la región. Memorias de títulos posteriores, de fines de los 70 y comienzos de los 80, como las de Araya (1979), Fuenzalida (1979), Hein (1979), Solano (1979), Ulloa (1980), Castillo (1983) y Romero (1983), aportaron abundante información sobre las unidades geológicas presentes en el área. Trabajos de síntesis de la información de las memorias de título antes mencionadas, como los de Hervé *et al.* (1978), Hervé *et al.* (1979), Thiele *et al.* (1978) y Thiele y Hein (1979), presentaron las primeras visiones regionales de los

fenómenos metamórficos, ígneos y sedimentarios presentes en la evolución geológica de la región. Memorias de título posteriores de Cembrano (1990), Sanhueza (1996), Carrasco (1995), Alarcón (1995), Pérez (1999), Crignola (1999) y Rojas (2003) hicieron aportes notables al conocimiento geológico con nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos.

Trabajos de investigación realizados al norte del área de estudio (Munizaga *et al.*, 1988) y en el área misma de estudio (Munizaga *et al.*, 1984; Parada *et al.*, 1987; Pankhurst *et al.*, 1992), contribuyeron, significativamente, al entendimiento de la evolución magmática de la región. Otras investigaciones, realizada más al sur del área de estudio (Weaber *et al.*, 1990; Pankhurst *et al.*, 1999), ha permitido un entendimiento e integración aún más global del magmatismo Mesozoico-Cenozoico de la región.

Desde hace mas de una década, la Subdirección Nacional de Geología del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN-Chile), a través de su Oficina Técnica Puerto Varas, ha desarrollando proyectos de estudio e investigación sistemáticos en la zona centro-sur de Chile, particularmente en la Región de Los Lagos. El primer proyecto realizado fue en cooperación técnica con Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM-Francia), denominado 'Proyecto Carta Metalogénica de la X Región Sur (1993-1995)', que abarcó toda el área de Chiloé Continental (41-44° S). El objetivo principal este proyecto, fue el de realizar una investigación con el fin de identificar ocurrencias mineras, caracterizar tipologicamente las mineralizaciones identificadas, definir las espacial y temporalmente y, finalmente, representar la información en un mapa de síntesis metalogénico. La carencia de información geológica básica en la región (cartográfica, petrográfica, geoquímica y geocronológica), salvo contadas excepciones, obligó a potenciar esta debilidad con un fuerte programa de mapeo y muestreo geológico, que generó un importante volumen de información, la cual fue presentada como un informe registrado de carácter inédito (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). Sin embargo, la ausencia de trabajos que muestren la gran cantidad de datos recolectados de manera sintética y bajo una perspectiva de la evolución geológica y del contexto geodinámico de esta región, ha motivado a los autores a publicar, temáticamente, los resultados de la investigación realizada. Algunos trabajos de síntesis geocronológica de la región son los de Munizaga *et al.* (1997) y Hervé *et al.*, (1997).

A los trabajos mencionados, se suman investigaciones recientes realizadas en cooperación con el Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo, las cuales han aportado nuevos datos geocronológicos U-Pb SHRIMP en circones y composiciones isotópicas de Nd y Sr. Los datos U-Pb SHRIMP en circones han sido obtenidos en cooperación con la Universidad Nacional de Australia y la Academia de Ciencias de China.

MARCO GEOLÓGICO

En la vertiente occidental de la Cordillera Principal de Los Andes, a la latitud considerada en este trabajo, se distinguen de O a E tres unidades geomorfológicas, denominadas Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal (Fig. 1).

Cordillera de la Costa

Está representada al norte del Canal de Chacao y en la mitad O de la Isla Grande de Chiloé (Fig. 1) y constituida, mayoritariamente, de esquistos pelíticos y esquistos máficos, con escasas intercalaciones de metacherts (Fig. 2), que en su conjunto exhiben un metamorfismo en la facies de esquistos verdes (Saliot, 1969; Kato, 1976; Muñoz *et al.*, 1999; Duhart *et al.*, 2000a) y que constituyen parte del denominado Complejo Metamórfico Bahía Mansa (Duhart *et al.*, 2001; Duhart y Adriasola, 2008), el cual ha sido interpretado como un complejo acrecionario de subducción de edad Paleozoico-Triásico (Kato, 1976; Hervé, 1988; Duhart *et al.*, 2001; Duhart y Adriasola, 2008). Escasos diques y 'sills' dacíticos (e.g. Dacita Gamboa, Muñoz *et al.*, 2000) y 'stocks' granodioríticos (e.g. Plutón Metalqui, Arenas y Duhart, 2003) del Eoceno, intruyen a esquistos pelíticos del Complejo Metamórfico Bahía Mansa (Fig. 2). Localmente, emplazadas también en rocas metamórficas, se distingue la presencia de rocas volcánicas, de composición basáltica a andesítico-basáltica, y flujos piroclásticos riódacíticos (Fig. 2), del Oligoceno superior-Mioceno inferior (e.g. complejos volcánicos Ancud y Guapi-Quilán y Basaltos de Tepuhueico, Antinao *et al.*, 2000; Muñoz *et al.*, 2000; Quiroz *et al.*, 2004), las cuales forman parte del Cinturón Magmático Costero del Cenozoico (Muñoz *et al.*, 2000). Escasos afloramientos de conglomerados, areniscas y lutitas con finas láminas de carbón e improntas de hojas fósiles asignadas como pre-Oligoceno (e.g. Estratos de Caleta Chonos, Antinao *et al.*, 2000) son intruidas por diques y cuellos volcánicos del Complejo Volcánico Ancud. Areniscas, limolitas y arcillolitas fosilíferas marinas, del Mioceno Inferior a Medio (e.g. Formación Lacui, Antinao *et al.*, 2000; Estratos de Cucao, Quiroz *et al.*, 2004) y del Plioceno Inferior (e.g. Formación Caleta Godoy y Estratos de Ahuenco, Antinao *et al.*, 2000; Arenas y Duhart, 2003) afloran extensamente a lo largo de la región costera occidental de la Isla Grande de Chiloé (Fig. 2).

Depresión Central

Está representada inmediatamente al norte del Canal de Chacao y en la mitad E de la Isla Grande de Chiloé (Fig. 1), y en el conjunto de islas del mar interior y, por tanto, en la parte sumergida de los golfos de Ancud y Corcovado. Está constituida, mayoritariamente, por depósitos sedimentarios no consolidados de origen glacial, principalmente depósitos morrénicos, glaciofluviales y glacialacustres (Fig. 2), asociados a las glaciaciones Llanquihue y Santa María, las cuales afectaron a la región durante el Pleistoceno Medio-Superior (Heusser y Flint, 1977; Mercer, 1976; Porter, 1981; Heusser, 1990; Heusser *et al.*, 1999).

Los depósitos de la Glaciación Llanquihue están concentrados a lo largo de los lóbulos Reloncaví, Ancud, Castro y Quellón (Fig. 2) cuyas morfologías y composición de clastos sugiere que los sedimentos fueron transportados hacia el NO desde la Cordillera Principal. Escasos afloramientos de areniscas y limolitas fosilíferas marinas del Oligoceno-Mioceno (e.g. Estratos de Chonchi, Quiroz *et al.*, 2004) infrayacen a los depósitos no consolidados del Pleistoceno (Fig. 2).

Cordillera Principal

Está representada en la parte E del mar interior de Chiloé (Fig. 1) y consiste, mayoritariamente, de rocas plutónicas del Batolito Nor-Patagónico (BNP), que composicionalmente gradan desde dioritas a leucogranitos, con escasos cuerpos de gabros, cuyas edades geocronológicas registran eventos plutónicos voluminosos en el Cretácico Inferior alto y Mioceno (Cembrano, 1990; Pankhurst *et al.*, 1992; Carrasco, 1995). Pizarras del Devónico, de grado metamórfico bajo, (e.g. Pizarras de Buill, Levi *et al.*, 1966; Fortey *et al.*, 1992) y basaltos almohadillados y rocas ultramáficas, de grado metamórfico medio, del Paleozoico Medio-Superior (e.g. Complejo Metamórfico Comau-Huinay, Pérez, 1999; Crignola, 1999), afloran, preferentemente, hacia el margen O del BNP y, representarían, parte de fondo oceánico y sedimentos acumulados sobre este fondo que fueron acrecionados al continente (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). Estas rocas constituyen, en gran parte, el basamento en el cual se emplazó el BNP y sus diferentes unidades han sido agrupadas en el denominado Complejo Metamórfico Cordillerano (Fig. 2). Escasos afloramientos de rocas ígneas del Devónico Inferior (ca. 400 Ma, e.g. Metatonalita Chaitén, SERNAGEOMIN-BRGM, 1995; este estudio) y del Devónico Medio (ca. 385 Ma, e.g. Microdiorita Pichicolo, este estudio), tentativamente relacionadas con el Maciso Nor-Patagónico, también aparecen intruidas por plutones del BNP (Fig. 2). Por otra parte, en su margen E, el BNP intruye a formaciones volcánicas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (e.g. Formación Ibáñez) y del Cretácico Inferior (e.g. formaciones Toqui, Cerro Díaz, Katterfeld y Apeleg) (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995; Suárez *et al.*, 1995) (Fig. 2), ambas sucesiones mejor representadas en territorio argentino, en donde constituyen la denominada Gran Provincia Ígnea de Chon-Aike (Pankhurst *et al.*, 1998; 2000) y la Cuenca de Río Mayo (Aguirre Urreta y Ramos, 1981), respectivamente. Afloramientos restringidos, en la parte oeste de la Cordillera Principal, en las cercanías de Hornopirén, de andesitas y brechas andesíticas, agrupadas bajo la denominación de Formación Pichicolo (Fig. 2), del Jurásico Inferior-Medio (ca. 176 Ma, SERNAGEOMIN-BRGM, 1995), se consideran equivalentes, en parte, con rocas de la Formación Ibáñez y, representarían, los remanentes mas occidentales de la actividad volcánica intermediaria a ácida del Jurásico. También afloran, en el área de la Península de Ayacara, tobas, areniscas y lutitas con microfósiles marinos, de ambiente marino-continental, del Eoceno-Mioceno (e.g. Formación Ayacara, Levi *et al.*, 1966), que

representan, probablemente, sucesiones mas desarrolladas bajo la Depresión Central. Escasas exposiciones, aunque potentes, de areniscas y lutitas con fósiles marinos del Eoceno-Mioceno (e.g. Formación La Cascada, Castillo, 1983), confinados al ámbito intracordillerano (Fig. 2), representan cuencas intramontanas restringidas del Cenozoico desarrolladas, probablemente, en asociación con movimientos tempranos de la ZFLO en conjunción con una invasión Pacífica a través de estrechos canales. Cuencas restringidas, localizadas en la traza principal de la ZFLO y constituidas de sedimentos lacustre no deformados (e.g. Estratos La Silla, Araya, 1979), datados indirectamente en su parte superior, indican una edad mínima Pleistoceno Inferior para esta sucesión, lo cual sugiere, cierta inactividad en este segmento de la ZFLO, aunque indican un importante alzamiento generalizado para la región (Pankhurst *et al.*, 1992). La actividad volcánica del Pleistoceno-Holoceno se asocia con depósitos volcanoclásticos (e.g. Formación Llahuén, Levi *et al.*, 1966), estratovolcanes y conos monogénicos (Fig. 2) localizados sobre la traza principal (e.g. volcanes Yates, Hornopirén, Chaitén y Michinmahuida) y en segmentos oblicuos (e.g. Volcán Huequi) a la ZFLO, indicando que esta estructura ha favorecido el emplazamiento de magmas y jugado un rol relevante en la evolución tectónica de la región. Otros centros volcánicos se alinean al oeste de la ZFLO (e.g. volcanes Corcovado, Yanteles y Melimoyu), definiendo una estructura subparalela de orientación N-S.

Numerosas depresiones constituyen valles colgantes, con paredes estriadas, que fueron excavados por glaciares, otros muestran en sus laderas y en el fondo formas de acumulaciones y depósitos morrénicos y, otros, de fondos planos, evidencian antiguos lagos de obturación, todas estas formas y depósitos están asociadas con procesos glaciales del Pleistoceno, lo cual implica que las sucesivas glaciaciones ocurridas entre el Pleistoceno Medio y el Pleistoceno Superior fueron un importante agente de erosión de lo largo de Los Andes del centro-sur.

Fig. 2. Mapa geológico esquemático de Los Andes Chilenos del centro-sur entre los 41° y 44° S. Se agrupan unidades equivalentes y se muestran las principales unidades geológicas.

BATOLITO NOR-PATAGÓNICO (BNP)

Las rocas graníticas que constituyen el BNP se distribuyen de manera continua en el segmento estudiado, entre Puerto Montt y el Lago Palena (41-44° S), constituyendo áreas de extensos afloramientos (Fig. 2), solo interrumpidos por la exuberante vegetación costera. En consideración a la extraordinaria similitud petrográfica y geoquímica que exhiben las rocas graníticas entre los diferentes pulsos magmáticos y teniendo presente que la ZFLO es una estructura de primer orden que a grandes rasgos divide dominios magmáticos separados en el tiempo, para efectos de este trabajo los diferentes plutones son referenciados en relación a dos bloques, el oriental y el occidental, separados por la traza principal de la ZFLO. El bloque occidental está constituido de tres unidades principales: diorítica, tonalítica y granodiorítica; y el bloque oriental esta constituido de cinco unidades: diorítica, tonalítica, granodiorítica, leucogranítica y monzogranítica. Además, localmente, en el bloque oriental se distinguen 'stocks' dioríticos y riódacíticos, y en el bloque oriental se observan pórfidos andesíticos, en ambos casos los cuerpos son de reducidas dimensiones y emplazamiento superficial. Se observan, además, en el bloque occidental, cuerpos microdioríticos fuertemente tectonizados y metatonalitas de grano grueso.

Las unidades mayores, pueden ser diferenciadas de acuerdo con su distribución y relaciones de contacto. Sin embargo, unidades litológicamente equivalentes, en relación con los bloques, presentan características petrográficas y geoquímicas (de elementos mayores, trazas y tierras raras) similares, de manera que solo un detallado programa geocronológico puede permitir precisar la distribución temporal de las diferentes unidades intrusivas.

Distribución y Relaciones de Contacto

Unidad Diorítica Occidental

Esta integrada por conjunto de rocas plutónicas básicas, principalmente dioritas de hornblenda y biotita, de grano medio a fino, e incluye, una menor cantidad de cuerpos de gabros de hornblenda y piroxeno, y escasos cuerpos de meladioritas y gabronoritas, conjunto que es intruido por otras unidades más jóvenes de composiciones tonalíticas y graníticas, y por diques basálticos y pegmatíticos. La distribución de esta unidad es amplia en la parte norte del área de estudio y restringida en la parte sur, en donde, principalmente, se distribuye en el sector costero y el corredor principal de la ZFLO. Sus límites corresponden a contactos intrusivos con unidades metamórficas y con formaciones sedimentarias del Cenozoico y, a su vez, es intruida por plutones más jóvenes que las invaden, a menudo, de forma irregular. Esta unidad es equivalente, en parte, con la Unidad Cayutué definida en el sector del Estuario Reloncaví (Parada *et al.*, 1987; Carrasco, 1995) y con la Unidad Isla Pelada del sector de Hornopirén (Cembrano, 1990).

Unidad Tonalítica Occidental

La integran un conjunto de tonalitas foliadas y tonalitas de hornblenda y biotita de grano medio, e incluye, además, algunos cuerpos de dioritas cuarcíferas y granodioritas. Está muy bien representada hacia la parte norte del área de estudio y se vuelve subordinada hacia la parte centro y sur. Las rocas de esta unidad intruyen a unidades dioríticas y metamórficas y, son sobreyacidas, en parte, por rocas y depósitos volcánicos del Pleistoceno-Holoceno. Es común observar inclusiones máficas atribuidas a la Unidad Diorítica Occidental, además de diques básicos y pegmatíticos. Los afloramientos se distribuyen, preferentemente, a lo largo del sector costero, en donde se distingue: Grupo Lago Chapo, dominado por facies de tonalitas no foliadas, a veces leucocráticas, que gradan hasta granodioritas; Grupo Huequi-Chumildén, dominado por tonalitas foliadas que se desarrollan hacia el este de los afloramientos de rocas metamórficas de esta área; Grupo Chaitén, donde coexisten en igual proporción tonalitas no foliadas y foliadas, éstas últimas espacialmente próximas a gneises y anfibolitas; Grupo Tic-Toc-Santa Lucía, donde dominan las tonalitas no foliadas y se localizan, casi exclusivamente al oeste de la ZFLO, en afloramientos elongados en la dirección N-S, separados entre ellos por conjuntos metamórficos. Esta unidad es equivalente, en parte, con la Unidad Reloncaví definida en el sector del Estuario Reloncaví (Parada *et al.*, 1987; Carrasco, 1995).

Unidad Granítica Occidental

Comprende pequeños cuerpos intrusivos tipo 'stocks', diques y 'sills' intruyen a las unidades dioríticas y tonalíticas. Corresponden, principalmente, a granitos y leucogranitos de biotita con escasa muscovita, de grano medio a grueso. Localmente, se distingue un enjambre de pegmatitas-aplitas y diques y 'sills' dacíticos, asociados con 'stocks' graníticos, aunque como una fase magmática más tardía. Esta unidad es equivalente, en parte, a la Unidad Lago Chapo del sector del Estuario Reloncaví (Parada *et al.*, 1987; Carrasco, 1995).

Unidad Diorítica Oriental

Consiste de dioritas de anfíbola de grano medio a grueso, e incluye algunos cuerpos de leucogabros y gabronoritas. Corresponde a la unidad plutónica más antigua, desmembrada por intrusiones más jóvenes, presentando una mayor densidad de afloramientos hacia la parte norte del área de estudio. Aparece, además, como inclusiones y enclaves máficos en las tonalitas que las intruyen. Su distribución espacial calza, groseramente, con la extensión de las formaciones volcánicas y sedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico Inferior y, en algunos casos parece constituir el zócalo de estas formaciones. Esta unidad es equivalente, en parte, a la Unidad Cochamó definida en el sector Estuario Reloncaví (Carrasco, 1985).

Unidad Tonalítica Oriental

Esta unidad consiste de a tonalitas y tonalitas orientadas de hornblenda y biotita, estas últimas con evidencias de foliación magmática dada por la orientación de ferromagnesianos.

Presentan, además, inclusiones máficas de grano fino. Las tonalitas afloran de manera semicontínua en la dirección N-S, mientras que las tonalitas orientadas lo hacen, preferentemente, próximas a la traza principal de la ZFLO y, en ocasiones, en la parte central de algunos plutones. Esta unidad es equivalente, en parte, con la Unidad Cascajal, definida en el sector del Estuario Reloncaví (Carrasco, 1985).

Unidad Granítica Oriental

Integran esta unidad granitos de biotita de grano medio e incluye algunos cuerpos granodioríticos de hornblenda y biotita. Los plutones de esta unidad están espacialmente bien delimitados, dispuestos en la parte oriental de los plutones tonalíticos. Su distribución y relaciones de contacto, indican que este evento magmático es coetáneo a levemente tardío en relación con las tonalitas. En los sectores de Futaleufú y Palena, estos plutones intruyen a las formaciones del Jurásico Superior-Cretácico Inferior y son, a su vez, intruidos por plutones tardíos de leucogranitos y monzogranitos. Esta unidad es equivalente, en parte, con la Unidad Río Mariquita (Cembrano, 1990).

Unidad Leucogranítica Oriental

Esta unidad consiste de leucogranitos de biotita con escasa muscovita, de grano medio a fino. Aflora como plutones de varios km² en contactos intrusivos nítidos con las unidades que intruye, en particular, plutones dioríticos y tonalíticos. Presenta, hacia su periferia, un enjambre de filones leucocráticos subhorizontales.

Unidad Monzogranítica Oriental

Está integrada por monzogranitos de biotita con escasa anfíbola, de grano medio a grueso, y tonalidades rosadas. Esta unidad, exclusiva del sector cordillerano oriental, intruye a las unidades estratificadas volcánicas y sedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico Inferior. En el área de Futaleufú-Palena, los afloramientos de monzogranitos rodean e invaden a cuerpos tonalíticos, desarrollando, en su periferia, alteración hidrotermal, acompañada de ocurrencias minerales polimetálicas.

Litología y Petrografía

Dioritas

Comprende, principalmente, dioritas melanocráticas y dioritas, e incluyen pequeños enclaves de gabros y gabronoritas. Frecuentemente, presentan texturas hipidiomorfa granular, más o menos fina, en algunos casos a tendencia porfírica. Los gabros y gabronoritas presentan textura granular gruesa, localmente poikilitica y de aspecto cumulativo. La mineralogía se compone de plagioclasa tipo labradorita, hornblenda café, ortopiroxeno y clinopiroxeno, con escaso olivino y trazas de biotita. Las dioritas presentan textura granular de grano fino. La mineralogía se compone de plagioclasa dominante, hornblenda café y verde, biotita más o menos cloritizada, cuarzo intersticial en proporción

variable y de extinción ondulosa, y piroxenos relictos como núcleos dentro de anfíbola. Frecuente en esta unidad es la presencia de alteración hidrotermal incipiente, con desarrollo de 'stockworks' de cuarzo lechoso y disseminación de sulfuros como pirita, pirrotita y escasa calcopirita. La alteración hidrotermal se expresa, además, en la transformación de ferromagnesianos en agregados de actinolita y epidota, trazas de carbonatos y cloritización de biotita.

Tonalitas

Esta unidad comprende, principalmente, tonalitas, aunque también incluye reducidos enclaves de granodioritas y dioritas cuarcíferas. La textura dominante es hipidiomórfica granular y están compuestas de abundante plagioclasa, cuarzo variable, feldespato potásico escaso (ortoclasa peritítica), con hornblenda y biotita subordinadas, además esfeno, apatito y circón como minerales accesorios, y epidota y clorita como minerales de alteración. Las tonalitas presentan, localmente, deformación cataclástica a milonítica, y las tonalitas foliadas, muestran orientación mineral de origen magmático, conteniendo, además, inclusiones máficas almendradas y elongadas siguiendo el rumbo de la foliación magmática. El bandeamiento magmático se manifiesta en la orientación de los ferromagnesianos y en la alternancia de bandas ricas en plagioclasa con bandas ricas en ferromagnesianos.

Granitos

Esta unidad se compone de granitos de textura equigranular y de grano grueso a medio. La textura es, generalmente, hipidiomórfica granular, compuesta mayoritariamente de cristales de cuarzo, plagioclasas zonadas y feldespato potásico tipo microclina, con escasa biotita y rara vez hornblenda, esfeno, apatito y circón ocurren como minerales accesorios, observándose, además, epidota, clorita y sericita como minerales de alteración. Trazas de muscovita presenta rasgos de ocurrencia tardimagmática. Se observan inclusiones máficas aunque menos frecuentes que en las tonalitas.

Leucogranitos

Los leucogranitos están constituidos de escasos ferromagnesianos y, localmente, presentan trazas de muscovita. Presentando, además, algunas inclusiones redondeadas o prismáticas de microdioritas y tonalitas. Su textura es hipidiomórfica granular, de grano grueso a medio, con cuarzo y plagioclasa dominantes, además de feldespato potásico y biotita esparcida fina, con esfeno y circón como accesorios. Los filones asociados a esta unidad son leucocráticos, tipo aplita y granófiro.

Monzogranitos

Incluye, mayoritariamente, monzogranitos de hornblenada y biotita, con escasos enclaves de leucogranitos y granitos. Su textura es hipidiomórfica granular, con granulometría variando de gruesa a fina, y de acuerdo con el nivel de exposición, se observan variedades porfíricas en cuerpos más superficiales. Estos cuerpos son de color

rosado en varios tonos, reflejando la abundancia de feldespato potásico. Están constituidos de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, con menor biotita y escasa anfíbola, con esfero y circón como minerales accesorios. Localmente, se observan venas pegmatíticas con muscovita, turmalina, cuarzo y feldespato potásico y con mineralización metálica asociada de pirita, calcopirita y trazas de molibdenita.

RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS

Los estudios geocronológicos en rocas graníticas del segmento considerado del BNP incluyeron 96 determinaciones K-Ar en minerales y roca total (Tabla 1, Fig. 3), 16 experimentos Ar/Ar de fusión total y calentamiento por pasos en minerales (Tabla 2, Fig. 3), 10 determinaciones U-Pb convencional en circones (Tablas 3 y 4, Figs. 3 y 4) y 5 determinaciones U-Pb SHRIMP en circones (Tabla 5, Figs. 3 y 5).

Geocronología K-Ar y Ar/Ar

Las edades obtenidas por el método K-Ar tienen un significado físico similar a aquellas que se obtienen por fusión total en el método Ar/Ar, aunque, en general, estas últimas ofrecen una precisión mayor, así son tratadas en conjunto en este subcapítulo. El método Ar/Ar permite, además, realizar experimentos de calentamiento por pasos, capaces de detectar disturbios en el sistema y, si las condiciones son las apropiadas, obtener edades meseta. Estas edades reflejan el tiempo de enfriamiento que ha transcurrido por debajo de la temperatura de retención de Ar radiogénico (anfíbola: 550 ± 50 °C; muscovita 350 ± 50 °C; biotita: 300 ± 50 °C; McDougall and Harrison, 1988). Las dataciones K-Ar (Tabla 1) se efectuaron en el Laboratorio Geocronológico del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile y abarcaron las diferentes unidades litológicas reconocidas en los bloques occidental y oriental (Figura 3). El procedimiento analítico para las determinaciones geocronológicas K-Ar es descrito en Duhart *et al.*, 2001 (ver Apéndice, Protocolos Analíticos: K-Ar). Las dataciones Ar/Ar (Tabla 2) fueron realizadas en el Centro Geocronológico de la Universidad de Berkeley con el objeto de contar con un geocronómetro de control sobre el método K-Ar.

Unidad Diorítica Occidental

Se efectuaron 6 determinaciones K-Ar en anfíbola, biotita y plagioclasa (Tabla 1, Fig. 3). De éstas, 4 (P-078, P-044, W-016 y V-234c) resultaron en edades del Mioceno (9,7 a 15, 3 Ma) y 2 (P-173 y P-394b) en edades del Plioceno (3,8 y 4,0 Ma). Adicionalmente, fueron efectuadas 2 determinaciones Ar/Ar en anfíbola de muestras de esta unidad (P-160 y L-423), resultando ser una del Plioceno (4,69 Ma) y una del Mioceno (9,14 Ma) (Tabla 2, Fig. 3). En ambos casos, las edades por fusión total (TFA) y las edades mesetas de

calentamiento por pasos (WMPA) son muy próximas entre si (Tabla 2), indicando edades de enfriamiento bastante precisas. Los únicos antecedentes geocronológicos para esta unidad son las edades: Ar/Ar en anfíbola de 8,1 Ma obtenida por Cembrano (1990), la cual sitúa los afloramientos dioríticos en los alrededores de Hornopirén en el Mioceno superior; Ar/Ar en anfíbola de 16,8 Ma obtenida por Carrasco (1995) que sitúa los afloramientos dioríticos en los alrededores del Lago Todos Los Santos, en el Mioceno inferior; y Ar/Ar en hornblenda de 88,5 Ma (Urbina, 2001) que sitúa una pequeña área de afloramientos en el extremo sur del segmento estudiado, sobre la traza principal de la ZFLO, en el Cretácico Superior. Así, el conjunto de datos geocronológicos para esta unidad permite definir eventos magmáticos en el Mioceno, Plioceno y Cretácico Superior, aunque este último en y hacia el E de la ZFLO.

Unidad Tonalítica Occidental

Se efectuaron 25 determinaciones K-Ar en biotita, anfíbola y roca total (Tabla 1, Fig. 3), tanto en los plutones tonalíticos (19) como en las inclusiones máficas contenidas (3) y en los diques básicos (2) y pegmatíticos asociados (1). Los datos geocronológicos indican que la mayor parte de ellos (15) corresponden al Mioceno, en el rango de entre 7,8 y 19,7 Ma y una parte menor (8) corresponden al Plioceno, en el rango de entre 3,1 y 4,6 Ma. Dos muestras (P-081 y W-074) entregaron edades del Cretácico Superior, de 75 y 64 Ma, respectivamente (Tabla 1), ambas inmediatamente al O de la ZFLO, lo cual indica que ciertos remanentes del Cretácico se han preservado en las proximidades de la traza principal de la zona de falla. En una de estas muestra (W-074) se obtuvieron dataciones K-Ar en anfíbola de 64 ± 3 Ma y en biotita de $15,3 \pm 0,5$ Ma, lo cual indica, de acuerdo con las temperaturas de retención de Ar en estos minerales, la probabilidad que esta muestra del Cretácico haya sufrido un calentamiento parcial durante el Mioceno que reseteó totalmente el sistema de Ar en biotita y de manera parcial el sistema de Ar en anfíbola. Inclusiones máficas en tonalitas (Y-065a, P-476a y P-476b) fueron datadas por K-Ar en biotita y roca total (Tabla 1), entregando edades en el rango de 4,8 y 6,6 Ma. Diques básicos (P-398c y P-448) que cortan esta unidad (Tabla 1) dieron edades K-Ar en anfíbola y roca total de 13,7 y 4,2 Ma, respectivamente, mientras que biotita de un dique pegmatítico (Y-012) entregó una edad K-Ar de 8,3 Ma (Tabla 1) y edades Ar/Ar en anfíbola de fusión total (TFA) de 9,43 Ma y de meseta promedio (WMPA) de 9,30 Ma (Tabla 2, Fig. 3). Adicionalmente, se efectuó un experimento Ar/Ar en biotita de una granodiorita de hornblenda-biotita (P-848), la cual entregó una edad meseta (WMPA) de 19,53 Ma y una edad de fusión total (TFA) de 19,42 Ma (Tabla 2, Fig. 3).

Los datos disponibles para esta unidad son abundantes, aunque solo para la parte norte del área de estudio, en los alrededores de Lago Chapo, Lenca y Estuario Reloncaví, y consisten de dataciones K-Ar y Ar/Ar en biotita de plutones tonalíticos. Las dataciones K-Ar se muestras provenientes del sector sur de Lago Chapo entregaron edades de $12,2 \pm 0,7$ y

12,2±0,3 Ma, las de Lenca de 10,3±0,3, 10,5±0,3 y 12,8±0,3 (Munizaga *et al.*, 1984; 1988). Cuatro dataciones Ar/Ar entregaron edades en el rango de 10,7 a 18,3 Ma (Carrasco, 1995). Además, también han sido reportada dos isócronas Rb-Sr en roca total de 16±1 Ma y 26±16 Ma, obtenidas para muestra de la localidad de Lago Chapo (Parada *et al.*, 1987; Munizaga *et al.*, 1988; Carrasco, 1995), con una razón inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7045 y 0,7031, respectivamente. Así, la mayor parte de los datos geocronológicos obtenidos corresponden al Mioceno y un porcentaje menor al Plioceno. Solo dos muestras fueron datadas como del Cretácico Superior, aunque los resultados sugieren un probable reinicio de los sistemas isotópicos, pudiendo corresponder estas últimas al Cretácico Inferior.

Unidad Granítica Occidental

Se efectuaron 11 determinaciones K-Ar en biotita y roca total en los plutones graníticos de esta unidad (Tabla 1, Fig. 3). Los datos geocronológicos indican que la mayor parte de ellos (8) corresponden al Mioceno en el rango de entre 21,2 y 7,7 Ma (Tabla 1). La edad más joven de 7,7 Ma (P-673a), obtenida en biotita, exhibe microscópicamente, un incipiente grado de cloritización, por tanto, debe ser considerada como una edad mínima. Una parte menor de las edades obtenidas (3) corresponden al Plioceno (P-253, P-395a y P-410) en el rango de entre 3,1 y 4,6 Ma, todas ellas localizadas en la proximidad de la traza principal de la ZFLO (Fig. 3). Así, las edades K-Ar indican Mioceno para los granitos localizados al oeste de la ZFLO y Plioceno para los granitos localizados sobre la traza principal.

Unidad Diorítica Oriental

Se efectuaron 17 determinaciones K-Ar en biotita, anfíbola y roca total (Tabla 1), tanto en los plutones dioríticos (14) como en una inclusión máfica microdiorítica (P-278a) y en un dique básico asociado (P-419a). Los datos geocronológicos indican que la mayor parte de ellos (11) corresponden al Cretácico, en el rango de entre 83 a 136 Ma, tres (V-105b, P-419a y P-278a) al Mioceno entre 5,3 a 8,1 Ma, una (P-420a) al Plioceno de 4,1 Ma y una (V-116) al Eoceno (40 Ma). Adicionalmente, se realizaron tres determinaciones Ar/Ar en anfíbola de una gabronorita (P-932), de una diorita (P-280) y de una microdiorita (P-924), obteniéndose edades meseta (WMPA) de 118, 48 y 73 Ma y edades de fusión total (TFA) de 116, 47 y 45 Ma, respectivamente (Tabla 2, Fig. 3). Una datación K-Ar en plagioclasa de una gabronorita (Fig. 3) dió una edad Jurásica de 155±6 Ma (P-688).

Los datos geocronológicos disponibles para esta unidad son escasos y consisten de tres determinaciones Ar/Ar efectuadas en plutones de los alrededores del Estuario Reloncaví-Hornopirén: 121±4 Ma, en roca total; y 136±2 Ma en biotita (Cembrano y Hervé, 1993); y 119 Ma en biotita (Carrasco, 1995). La mayor parte de los datos geocronológicos obtenidos sitúan los afloramientos dioríticos en el Cretácico, con una escasa representación de edades en el Mioceno y Plioceno próximas a la estructura oblicua Paso El Bolsón-Lago

Todos Los Santos en relación a la ZFLO. La edad K-Ar en roca total del Eoceno debe considerarse con precaución ya que corresponde a una edad mínima.

Unidad Tonalítica Oriental

Se efectuaron 29 determinaciones K-Ar en biotita y anfíbola (Tabla 1, Fig. 3), tanto en los plutones tonalíticos (27) como en diques básicos asociados (2). Los datos geocronológicos indican que la mayor parte de ellos (18) corresponden al Cretácico, en el rango de entre 85 a 135 Ma, y un número importante de resultados (11) corresponden al Mioceno en el rango de entre 5,4 a 17,7 Ma. Adicionalmente, se efectuaron dos determinaciones Ar/Ar, una en anfíbola de una diorita cuarcífera (W-034a) y una biotita de una tonalita de biotita y hornblenda (P-917), obteniéndose edades meseta (WMPA) de 111 y 6 Ma, con edades de fusión total (TFA) de 100 y 5,9 Ma, respectivamente (Tabla 2, Fig. 3).

Los antecedentes previos disponibles para esta unidad son abundantes, aunque solo para el área del Estuario Reloncaví, y consisten de nueve determinaciones Ar/Ar en biotita, ocho de las cuales se sitúan en el Cretácico Inferior, en el rango de entre 108 y 124 Ma, y una de ellas arrojó una edad Paleocena de 59,7 Ma (Carrasco, 1995). Así, un porcentaje importante de las edades obtenidas para los plutones tonalíticos localizados al E de la ZFLO corresponden al Cretácico, con una fracción significativa del Mioceno. Estas últimas se localizan en las proximidades de la traza principal de la ZFLO (e.g. P-745a, 745b y H-078), en una estructura oblicua que va desde el Paso El Bolsón hacia el Lago Todos Los Santos (e.g. P-263a, P-268a, P-278c, y P-274) y, también corresponden a diques microdioríticos (P-412) emplazados en plutones tonalíticos.

Unidad Granítica y Leucogranítica Oriental

Se efectuaron 4 determinaciones K-Ar en biotita y muscovita (Tabla 1, Fig. 3), en los plutones graníticos y leucograníticos de estas unidades. Los datos geocronológicos indican que dos de ellos (P-736b y W-148) son del Cretácico con edades K-Ar en muscovita de 109 Ma y en biotita de 116 Ma, una corresponde al Mioceno con una edad K-Ar en biotita de 7,8 Ma, y una es del Paleoceno con una edad K-Ar en biotita parcialmente cloritizada de 53,9 Ma. Adicionalmente, se efectuaron dos determinaciones Ar/Ar, una en anfíbola de un granito de hornblenda y biotita (W-036) y una en muscovita de un dique pegmatítico (P-519) que intruye rocas metamórficas del Paleozoico, obteniéndose edades meseta (WMPA) de 126,6 y 19,5 Ma, y edades de fusión total de 124 y 19,5 Ma, respectivamente (Tabla 2, Fig. 3). Así, las rocas graníticas y leucograníticas de esta unidad corresponden al Cretácico, mientras que un plutón granítico del Mioceno se localiza en el lineamiento oblicuo a la ZFLO de Paso El Bolsón-Lago Todos Los Santos. También, diques pegmatíticos localizados en la traza principal de la ZFLO presentan edades K-Ar del Mioceno. La edad de 53,9 Ma, obtenida en biotita, debe ser considerada con precaución, debido a la incipiente cloritización que la afecta.

Unidad Monzogranítica Oriental

Se efectuaron 4 determinaciones K-Ar en biotita y anfíbola (Tabla 1, Fig. 3), en plutones monzograníticos de esta unidad. Los datos geocronológicos indican que uno de ellos (P-071) es del Cretácico con una edad K-Ar en anfíbola de 118 Ma, y los tres restantes (P-255, P-272 y P-273a) son del Mioceno con edades K-Ar en biotita en el rango de 9,5 a 14,4 Ma. Adicionalmente, se efectuó una determinación Ar/Ar (Tabla 2, Fig. 3), en biotita de un monzogranito de biotita (W-089) obteniéndose una edad meseta (WMPA) de 116,9 Ma con una edad de fusión total (TFA) de 120,4 Ma (Tabla 2, Fig. 3).

Antecedentes geocronológicos previos, consten de tres isócronas Rb-Sr en roca total, en muestras provenientes de las áreas de Futaleufú y Palena, que entregaron edades de 121 ± 4 , 110 ± 3 y 104 ± 5 Ma, con razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7044, 0,7041 y 0,7042, respectivamente (Pankhurst *et al.*, 1992). Así, la muestra mas oriental de esta unidad corresponde al Cretácico (P-071), mientras que plutones monzograníticos, que se localizan en el lineamiento oblicuo en relación a la ZFLO que sigue la dirección de Paso El Bolsón-Lago Todos Los Santos, serían del Mioceno.

Tabla 1. Resultados analíticos K-Ar para plutones del segmento norte del BNP.

No. Fig. 3	Muestra No.	Litología	Material datado	% K	Ar rad. (nl/g)	% Ar atm.	Edad (Ma $\pm 2\sigma$)
Unidad Diorítica Occidental							
1	P-078	Diorita hb	Anfíbola	1,082	0,646	54	$15,3 \pm 0,2$
2	P-044	Diorita hb-bt	Anfíbola	0,506	0,284	74	$14,4 \pm 3,3$
3	P-173	Diorita hb-bt	Biotita	6,752	1,055	86	$4,0 \pm 0,7$
4	P-394b	Diorita hb-bt	Biotita	6,903	1,033	64	$3,8 \pm 0,4$
5	W-016	Diorita px	Plagioclase	0,121	0,047	89	$9,9 \pm 3,4$
6	V-234c	Microdiorita hb	Anfíbola	0,809	0,305	80	$9,7 \pm 1,5$
Unidad Tonalítica Occidental							
7	P-081	Tonalita hb-bt	Biotita *	3,913	11,610	17	$75 \pm 3,0$
8	H-373a	Tonalita hb-bt	Anfíbola	1,205	0,658	55	$14 \pm 1,0$
9	H-373b	Tonalita hb-bt	Biotita	7,604	3,997	48	$13,5 \pm 0,6$
10	P-171	Tonalita hb-bt	Biotita	7,492	2,285	40	$7,8 \pm 0,6$
11	P-133a	Diorita cuarcífera hb-bt	Anfíbola	0,470	0,281	57	$15,3 \pm 2,2$
12	P-207	Tonalita hb-bt	Biotita	7,748	4,186	46	$13,8 \pm 0,7$
13	P-222	Granodiorita bt-hb	Biotita	7,861	2,394	46	$7,8 \pm 0,4$
14	P-341	Tonalita bt	Biotita	6,545	5,041	44	$19,7 \pm 0,8$
15	P-346a	Tonalita bt	Biotita	6,648	4,738	54	$18,2 \pm 1,1$
16	P-481	Tonalita hb-bt	Biotita	7,743	1,034	78	$3,4 \pm 0,4$
17	Y-065c	Monzodiorita bt	Biotita	8,133	0,980	75	$3,1 \pm 0,3$
18	Y-010	Granodiorita hb-bt	Biotita	7,033	1,270	54	$4,6 \pm 0,5$
19	Y-045	Diorita cuarcífera hb-bt	Biotita	6,005	2,575	51	$11 \pm 0,6$
20	P-664	Diorita cuarcífera hb-bt	Anfíbola	0,199	0,083	85	$10,6 \pm 2,8$
21	P-059a	Tonalita hb-bt	Biotita	8,032	1,319	86	$4,2 \pm 0,6$
22	Y-056	Diorita cuarcífera hb-bt	Roca total	0,363	0,069	90	$4,6 \pm 1,3$
23	Y-061	Tonalita hb-bt	Biotita	6,757	1,127	79	$4,3 \pm 0,6$
24	W-074	Tonalita hb-bt	Anfíbola	0,613	1,648	41	$64 \pm 3,0$
25	W-074	Tonalita hb-bt	Biotita	7,239	4,320	40	$15,3 \pm 0,5$
26	Y-065a	Microdiorita (inclusión máfica)	Biotita	8,414	1,557	90	$4,8 \pm 0,9$
27	P-476a	Metamicrodiorita (inclusión máfica)	Biotita *	3,931	0,977	69	$6,4 \pm 1,0$

28	P-476b	Metamicrodiorita (inclusión máfica)	Roca total	2,688	0,692	64	6,6 ± 0,4
29	P-398c	Dique diorítico hb	Anfibola	0,490	0,262	89	13,7 ± 3,1
30	P-448	Dique andesítico	Roca total	0,462	0,076	84	4,2 ± 1,4
31	Y-012	Dique pegmatítico bt	Biotita	7,331	2,365	58	8,3 ± 0,6
Unidad Granítica Occidental							
32	P-253	Granito bt-hb	Biotita	6,431	0,775	97	3,1 ± 2,1
33	H-368	Granito bt	Biotita	8,062	4,607	62	14,6 ± 0,6
34	H-371	Granito bt	Biotita	7,989	4,527	31	14,5 ± 0,6
35	H-372	Granito bt	Biotita	7,808	4,374	31	14,3 ± 0,5
36	P-459	Leucotonalita bt	Biotita	7,115	3,632	40	13,1 ± 0,8
37	P-460	Leucotonalita bt	Biotita	7,140	3,543	39	12,7 ± 0,7
38	P-395a	Granodiorita hb-bt	Biotita	5,825	0,764	64	3,4 ± 0,6
39	P-405	Tonalita hb-bt	Roca total	0,237	0,094	82	10,1 ± 0,5
40	P-410	Granodiorita hb-bt	Biotita	6,709	1,212	65	4,6 ± 0,5
41	P-828	Granito bt-hb	Biotita	6,700	5,566	47	21,2 ± 0,8
42	P-673a	Granodiorita bt	Biotita *	6,770	2,028	68	7,7 ± 0,7
Unidad Diorítica Oriental							
43	V-105b	Microgabronorita px	Roca total	0,402	0,081	80	5,3 ± 0,9
44	V-108b	Microdiorita hb	Anfibola	0,269	1,079	50	100 ± 7,0
45	V-116	Metamicrodiorita porfírica hb-bt	Roca total	0,462	0,727	50	40 ± 2,6
46	P-419a	Dique diorítico hb	Anfibola	0,225	0,072	92	8,1 ± 3,1
47	P-420a	Diorita hb-bt	Biotita	6,380	1,007	80	4,1 ± 0,5
48	P-305a	Microgabro hb	Anfibola	0,205	0,976	77	119 ± 10
49	P-308	Diorita cuarcífera hb-bt	Anfibola	0,317	1,737	35	136 ± 6,0
50	P-707	Diorita cuarcífera hb-bt	Anfibola	0,257	1,270	37	123 ± 5,0
51	P-739	Monzodiorita hb-bt	Anfibola	0,230	1,036	32	112 ± 5,0
52	P-724	Gabronorita	Anfibola	0,503	1,662	25	83 ± 3,0
53	P-726	Diorita hb-px	Plagioclasea	0,247	0,982	37	99 ± 4,0
54	P-726	Diorita hb-px-b	Biotita	6,350	34,379	7	134 ± 3,0
55	P-736a	Gabronorita hb	Anfibola	0,236	1,116	33	118 ± 4,0
56	P-738	Gabronorita hb	Anfibola	0,231	1,040	35	110 ± 5,0
57	P-924a	Microdiorita hb	Anfibola	0,240	0,927	44	97 ± 6,0
58	P-278a	Metamicrodiorita (inclusión máfica)	Biotita	6,533	1,994	74	7,7 ± 1,1
Unidad Tonalítica Oriental							
59	P-095	Granodiorita hb-bt	Biotita	6,278	21,300	11	85 ± 2,0
60	P-263a	Tonalita bt	Biotita	7,458	2,009	62	6,9 ± 0,4
61	P-060	Tonalita hb-bt	Anfibola *	0,399	1,905	48	119 ± 7,0
62	P-268a	Tonalita bt	Biotita	6,542	3,183	34	12,5 ± 0,5
63	P-278c	Tonalita bt	Biotita	7,291	2,372	52	8,3 ± 0,6
64	P-274	Granodiorita bt-hb	Biotita *	7,397	2,672	64	9,3 ± 0,5
65	P-186	Granodiorita bt-hb	Biotita	7,169	30,180	5	105 ± 3,0
66	P-917a	Tonalita bt-hb	Biotita	7,161			6,2 ± 0,6
67	P-917b	Tonalita bt-hb	Anfibola	0,735	0,193	86	6,7 ± 1,3
68	P-745a	Tonalita hb-bt	Anfibola	0,771	0,253	90	8,4 ± 1,9
69	P-745b	Tonalita hb-bt	Biotita	7,965	1,893	52	6,1 ± 0,3
70	H-407	Tonalita hb-bt	Anfibola	0,613	2,674	55	109 ± 5,0
71	P-999a	Tonalita hb-bt	Biotita	6,255	34,806	8	135 ± 3,0
72	P-999b	Tonalita hb-bt	Anfibola	0,682	3,285	117	117 ± 3,0
73	W-118a	Tonalita hb-bt	Biotita	6,829			123 ± 3,0
74	W-118b	Tonalita hb-bt	Anfibola	0,561	2,638	23	117 ± 4,0
75	V-108a	Leucotonalita b	Biotita *	5,227	3,614	29	17,7 ± 1,0
76	P-142a	Tonalita hb-bt	Biotita	4,697	16,361	12	90 ± 3,0
77	P-142b	Tonalita hb-bt	Anfibola	0,631	2,870	21	113 ± 4,0
78	P-148a	Tonalita hb-bt	Biotita	7,044	32,534	4	115 ± 3,0
79	P-148b	Tonalita hb-bt	Anfibola	0,690	2,961	33	107 ± 5,0
80	P-333	Granodiorita hb-bt	Anfibola	0,668	3,188	19	119 ± 4,0
81	P-320	Tonalita hb-bt	Anfibola	0,393	1,895	32	120 ± 8,0
82	H-078	Granodiorita bt-hb	Biotita	8,050	1,700	81	5,4 ± 0,5

83	P-321a	Tonalita bt-hb	Biotita *	7,416	33,360	22	112 ± 3,0
84	L-171	Tonalita bt	Biotita *	6,529	32,750	7	125 ± 3,0
85	P-717	Granodiorita bt-hb	Biotita	6,530	32,539	8	124 ± 3,0
86	P-264b	Dique microdiorítico hb-bt	Biotita	5,654	19,540	7	87 ± 0,2
87	P-412	Dique microdiorítico hb	Anfibola	0,368	0,133	89	9,3 ± 2,4
Unidad Granítica y Leucogranítica Oriental							
88	P-279a	Leucogranito bt-mv	Biotita	6,793	2,060	65	7,8 ± 0,7
89	P-736b	Granito mv	Muscovita	8,622	37,710	17	109 ± 3,0
90	P-318a	Leucogranito bt	Biotita *	3,525	7,700	16	53,9 ± 2,1
91	W-148	Granito hb-bt	Biotita	7,202	33,484	20	116 ± 3,0
Unidad Monzogranítica Oriental							
92	P-255	Monzogranito bt-hb	Biotita *	7,360	3,173	39	11,5 ± 0,5
93	P-071	Monzonita cuarcífera hb-bt	Anfibola	0,794	3,835	24	118 ± 3,0
94	P-272	Monzogranito bt-hb	Biotita	6,824	3,843	55	14,4 ± 0,8
95	P-273a	Monzogranito bt-hb	Biotita	7,221	2,665	86	9,5 ± 1,3
Gabronorita del Jurásico							
96	P-688	Gabronorita hb	Plagioclase	0,176	1,110	35	155 ± 6,0

* Indica incipiente cloritización en biotita, bt = biotita, hb = hornblenda, mv = muscovita, px = piroxeno

Tabla 2. Resultados Ar/Ar para plutones del segmento norte del BNP.

Muestra	Litología	Material datado	Edad Ar/Ar (Ma±2σ)	Edad K-Ar (Ma±2σ) _κ	Edad K-Ar (Ma±2σ) _¥
P-280	Diorita hb-bt-px	Anfibola (TFA)	47,91±0,50		
P-280	Diorita hb-bt-px	Anfibola (WMPA)	48,18±0,49		
P-160	Diorita cuarcífera hb-bt-px	Anfibola (TFA)	4,66±0,06		
P-160	Diorita cuarcífera hb-bt-px	Anfibola (WMPA)	4,69±0,05		
P-519	Pegmatita feldespática mv	Muscovita (TFA)	19,52±0,2		
P-519	Pegmatita feldespática mv	Muscovita (WMPA)	19,47±0,0		
P-917	Tonalita hb-bt	Biotita (TFA)	5,93±0,07	6,2±0,6 ¹	
P-917	Tonalita hb-bt	Biotita (WMPA)	6,01±0,07	6,2±0,6 ¹	
Y-012	Dique pegmatítico bt	Biotita (TFA)	9,43±0,09	8,3±0,6 ¹	
Y-012	Dique pegmatítico bt	Biotita (WMPA)	9,30±0,09	8,3±0,6 ¹	
P-924	Microdiorita hb	Anfibola (TFA)	45,42±0,83	97±6 ²	
P-924	Microdiorita hb	Anfibola (WMPA)	73,33±0,75	97±6 ²	
P-932	Gabronorita hb	Anfibola (TFA)	116,97±1,14		
P-932	Gabronorita hb	Anfibola (WMPA)	118,18±1,15		
P-848	Granodiorita bt-hb	Biotita (TFA)	19,42±0,19		21,2±0,8 ¹
P-848	Granodiorita bt-hb	Biotita (WMPA)	19,53±0,19		21,2±0,8 ¹
P-978	Granito bt-hb	Biotita (TFA)	8,05±0,08		
P-978	Granito bt-hb	Biotita (WMPA)	8,08±0,08		
W-034a	Diorita cuarcífera hb-bt	Anfibola (TFA)	100,62±1,07		109±5 ²
W-034a	Diorita cuarcífera hb-bt	Anfibola (WMPA)	111,23±1,02		109±5 ²
W-036	Granito bt	Anfibola (TFA)	124,87±1,21		112±5 ¹
W-036	Granito bt	Anfibola (WMPA)	126,64±1,22		
L-423	Diorita hb-bt	Anfibola (TFA)	8,88±0,10		
L-423	Diorita hb-bt	Anfibola (WMPA)	9,14±0,10		
L-428	Granito bt-hb	Biotita (TFA)	31,90±0,39		
L-428	Granito bt-hb	Biotita (WMPA)	52,48±0,53		
L-403	Tonalita bt-hb	Biotita (TFA)	22,08±0,25		
L-403	Tonalita bt-hb	Biotita (WMPA)	13,72±0,15		
W-063	Granito hb-bt	Biotita (TFA)	56,54±0,57		116±3 ¹
W-063	Granito hb-bt	Biotita (WMPA)	68,13±0,67		
W-089	Monzogranito bt	Biotita (TFA)	120,46±1,17		
W-089	Monzogranito bt	Biotita (WMPA)	116,89±1,13		

* indica incipiente cloritización en biotita, κ indica edad en la misma muestra, ¥ indica edad en el mismo plutón
¹, indica edad K-Ar en biotita, ² indica edad K-Ar en anfibola.
TFA: Edad de fusión total (Total Fusion Age); WMPA: Edad de meseta promedio (Weighted Mean Plateau Age)
bt = biotita, hb = hornblenda, mv = muscovita

Fig. 3. Mapa geológico esquemático regional, mostrando los antecedentes geocronología para el área estudiada.

Geocronología U-Pb convencional en circones

Geocronología U-Pb convencional en circones fue aplicada en diez plutones del segmento norte del BNP considerado en este estudio (Fig. 3). Este método geocronológico fue utilizado para asignar edades U-Pb a plutones de características petrológicas y geoquímicas similares, para contar con un geocronómetro independiente que permita corroborar las numerosas edades K-Ar y Ar/Ar realizadas en este estudio y estudios previos, y para determinar la extensión del magmatismo Cretácico y Mioceno previamente identificado en la región (Pankhurst *et al.*, 1992).

Los datos isotópicos U-Pb completos se presentan en la tabla 3, mientras que los resultados geocronológicos U-Pb son resumidos en la tabla 4, donde se comparan con datos geocronológicos K-Ar y Ar/Ar disponibles para el mismo plutón.

Técnica analítica, morfología y fuentes de incertidumbre

Circones fueron separados usando técnicas de separación gravimétrica y magnética en los laboratorios de SERNAGEOMIN. La purificación final de las fracciones de circones fue completada a través de cuidadosa separación manual. La digestión de circones, en un concentrado destilado de HF-HNO₃ y columna cromatográfica, siguió las técnicas convencionales (Krogh, 1973; Mattinson, 1987).

La morfología de los circones provee de un medio de primer orden de separación amplia de poblaciones de edad. En las diez muestras que constituyen este estudio, los circones se caracterizan por dos tintes de color. Circones transparentes, con tintes rosados brillantes, demostraron ser de edad miocena. Circones claros e incoloros son de edad cretácica. La Metatonalita Chaitén (F-283) constituye una excepción, ya que sus circones también presentan tonalidad rosada.

Dos son las fuentes mayores de incertidumbre en las edades convencionales U-Pb (Mattinson, 1987). Una es la cantidad de Pb común, reflejada en la razón $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, que está contenida en los circones y, la otra, es la composición isotópica de Pb del Pb común, particularmente el valor de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. En muchos estudios U-Pb, las composiciones isotópicas de Pb son asumidas como un efecto mínimo sobre las edades U-Pb cuando el Pb común en los circones es pequeño o despreciable. Sin embargo, en los casos donde hay abundante Pb común o los circones son muy jóvenes, como en este estudio, las correcciones de Pb común toman una importancia adicional y el valor para la roca, a la edad de cristalización, es usualmente obtenido por la determinación de la composición isotópica de Pb en feldespatos (ver Tabla 7), las cuales cambian poco en el tiempo debido a sus bajas concentraciones de U total.

La mayor parte de los circones analizados tienen edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ discordantes (Tabla 3). Eso es, que las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ no están de acuerdo, aunque ellas pueden estar de acuerdo dentro de su

precisión analítica. Normalmente, en fracciones discordantes, la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ es mas joven que la edad $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, la cual es a su vez más joven que la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Circones concordantes tienen edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ idénticas, o cercanamente idénticas, y sus edades U-Pb plotean sobre la concordia, la línea de igual edad en la serie de decaimiento ^{238}U - ^{206}Pb y ^{235}U - ^{207}Pb . Para circones que tienen edades U-Pb débilmente discordantes, la incertidumbre en sus edades, en muchos casos, se sobreimpone a la curva de concordia. Esto es particularmente común en los circones del Mioceno datados en este estudio, donde incertidumbres inherentes en la datación de rocas jóvenes tienden a aumentar la incertidumbre en la edad $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. En estos casos, la interpretación de la edad depende, sobretodo, de la sistemática isotópica U-Pb de múltiples fracciones de la misma roca.

Discordancias en los datos isotópicos U-Pb resultan de dos causas y, en algunos casos, de una combinación de éstas. Una es la presencia de circones heredados, ya sea como xenocristales o como núcleos con sobrecrecimiento de circón recientemente cristalizado. Estos circones son cristales residuales remanentes del lugar de generación de magmas, o cristales que fueron incorporados durante el ascenso o emplazamiento de magma en la corteza. En el caso del BNP, rocas sedimentarias paleozoicas, asignadas a diferentes complejos metamórficos, están expuestas en superficie (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). Algunas de ellas se consideran que han sido depositadas en el Devónico (Levi *et al.*, 1966; Fortey *et al.*, 1992; SERNAGEOMIN-BRGM, 1995; Duhart *et al.*, 2001). Pankhurst *et al.* (1994) muestran, usando análisis isotópicos Sm-Nd, que las rocas metasedimentarias fueron probablemente derivadas desde una corteza Mesoproterozoica o de edad Grenviliana (1.120-1.450 Ma). Así, se infiere que los circones heredados o xenocristales de las rocas plutónicas del BNP son, probablemente, de esta edad general. La segunda causa de discordancia, es la pérdida de Pb durante eventos más jóvenes, tales como alteración hidrotermal, meteorización o disturbios termales debido a la cercanía de intrusiones o metamorfismo. Pérdida parcial de Pb ha ocurrido en varias muestras, pero no en todas. El padrón general implica que la pérdida de Pb ocurrió en tiempos recientes o durante las intrusiones miocénicas.

Padrones complicados de discordia resultan cuando la pérdida de Pb es sobreimpuesta a circones con núcleos antiguos heredados. En estos casos, técnicas analíticas tales como lixiviación hidrotermal (Mattinson, 1994), abrasión por aire (Krogh, 1982) o análisis con microsonda electrónica son necesarios para determinar la edad de cristalización de la roca. Se realizaron experimentos de abrasión por aire en cinco fracciones de circones de tres de los plutones miocénicos, con grados variables de éxito.

Las incertidumbres en las edades U-Pb son, usualmente, aquellas que resultan del análisis estadístico de la línea de regresión que intercepta la concordia. Estas

incertidumbres son, en ocasiones, extremadamente grandes y geológicamente no razonables debido a que, aunque a través del tiempo geológico la concordia es una línea curva debido a las diferentes vidas medias de los dos isótopos de U, esta es esencialmente una línea recta a lo largo de cortos segmentos de la concordia. Así, cuando dos líneas rectas se interceptan a bajos ángulos, como ocurre en este caso, la incertidumbre estadística sobre esa intersección puede ser extremadamente grande.

Resultados Geocronológicos U-Pb

Granitoide Devónico

- Metatonalita Chaitén

Dos fracciones de circones de una metatonalita (F-283) tienen edades U-Pb discordantes (Fig. 4a). Crítico en la interpretación de estos datos discordantes es la excelente coincidencia en las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, las cuales son 397 y 399 Ma, respectivamente (Tabla 3). Esta concordancia de edad, argumenta que la discordancia resulta de una simple pérdida de Pb desde circones originalmente concordantes y que las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ podrían aproximarse, cercanamente, a la edad del plutón. El análisis de regresión de los datos U-Pb resultan en un intercepto superior con la concordia a los 404 ± 10 Ma y un intercepto inferior a los 41 ± 50 Ma. Como los datos U-Pb caen cerca del intercepto superior con la concordia, la edad de la metatonalita es inferida como del Devónico inferior. El intercepto inferior con la concordia indica pérdida de Pb durante el Cenozoico. Si se asume que la pérdida de Pb acompañó a la intrusiones miocénicas del BNP, entonces la edad de cristalización podría ser 400 ± 5 Ma, en una mejor coincidencia con el promedio de las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para las dos fracciones.

Granitoides Cretácicos

Tres rocas graníticas asignadas al Cretácico, son un monzogranito de biotita, una granodiorita de hornblenda y una tonalita de hornblenda-biotita. Los circones de cada una de estas rocas están caracterizados por una joven pérdida de Pb, que se infiere ocurrió durante la intrusión de rocas plutónicas del Mioceno o durante meteorización reciente.

- Monzogranito de biotita

Cuatro fracciones de circones de un monzogranito (S-039) tienen edades U-Pb levemente discordantes, que forman un arreglo paralelo a la concordia (Fig. 4b). Dos fracciones tiene edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ muy similares de 124 y 126 Ma, mientras que otras dos fracciones tienen edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mas antiguas de 134 y 141 Ma (Tabla 3). El rango de edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en circones sugiere la presencia de un componente heredado mas antiguo. Asumiendo, que por lo menos los circones discordantes representan circones cristalizados recientemente debido a su muy similar edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y que la pérdida de Pb ocurrió durante el intervalo de tiempo de 15 ± 15 Ma, entonces la línea de regresión a través de los datos U-Pb de estos circones, indica una edad de cristalización de 128 ± 5 Ma. Las

otras dos fracciones son sospechosas de contener pequeñas cantidades de Pb heredado, aunque sus edades U-Pb se sobreponen dentro de los límites de sus incertidumbres analíticas.

- Granodiorita de hornblenda

Circones de una granodiorita de hornblenda (P-928) tienen un similar padrón de discordancia (Tabla 3, Fig. 4c) que el monzogranito, aunque el rango de edades U-Pb es significativamente más grande. Tal como en la muestra S-039, se asume una pérdida reciente de Pb a los 15 ± 15 Ma. El análisis de regresión de las edades, de las dos fracciones menos discordantes, con esta restricción de edad del intercepto inferior, sugiere una edad de 127 ± 10 Ma, las otras dos fracciones se sobreponen dentro de los límites de sus incertidumbres. La gran incertidumbre se refleja en el bajo ángulo de intersección entre el arreglo de la discordia.

Una interpretación alternativa para la edad es que todos los circones contengan pequeñas cantidades de Pb heredado. En este caso, la edad interpretada de 127 ± 10 Ma podría ser una edad máxima. Una edad mínima es proporcionada por la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ más joven de ~ 112 Ma.

- Tonalita de hornblenda-biotita

En contraste con la granodiorita y el monzogranito, la tonalita de hornblenda-biotita (P-907) tiene una sistemática U-Pb simple y muestra el efecto de Pb heredado y pequeños grados de pérdida de Pb. Una fracción tiene edades concordantes U-Pb que indican una edad de cristalización de 114 ± 2 Ma (Tabla 3, Fig. 4d). Las otras fracciones tienen edades U-Pb levemente discordantes, aunque su elipse de incertidumbre intercepta la concordia. Estos datos caen bajo un modelo de línea de herencia dibujada a través de la fracción concordante y 1.200 ± 200 Ma, justamente el promedio de la edad modelo de Nd del manto empobrecido en metasedimentos del complejo acrecionario, el cual forma el campo de rocas del BNP (Pankhurst *et al.*, 1994). Desplazamientos de los datos U-Pb de las tres fracciones bajo el modelo del arreglo de discordia resulta de una pérdida de Pb, la cual se infiere ocurrió en el Mioceno (15 ± 15 Ma).

Granitoides Miocenos

Fueron datadas seis rocas graníticas asignadas al Mioceno. De estas, tres tienen suficiente separación en las edades U-Pb para dar edades U-Pb confiables, mientras que otras tres tienen restricciones geocronológicas, ya sea edades U-Pb discordantes o dieron insuficientes circones para definir una línea. Colectivamente, los datos U-Pb indican que pequeñas cantidades de Pb heredado está presentes en los granitos, a pesar de sus poblaciones de circones ópticamente homogéneos. El promedio inferido de edad heredada es Meso-proterozoico superior y es plenamente similar a la edad modelo de Nd de manto empobrecido para el basamento metasedimentario del BNP (Pankhurst *et al.*, 1994). Esta

restricción de la edad de herencia permite interpretar las edades U-Pb para otras rocas graníticas.

- Monzogranito

Cuatro fracciones de circones de un monzogranito (P-831) tienen, virtualmente, idénticas edades U-Pb discordantes (Tabla 3) y se representan en una agrupación en el diagrama de concordia (Fig. 4e). Del padrón de discordia, es evidente que los circones contienen un componente de Pb heredado más antiguo. Una fracción adicional fue sometida a abrasión por dos horas en un intento de acentuar la herencia, pero la edad U-Pb cambió solo levemente en una trayectoria paralela a la concordia. El análisis de regresión de los cinco datos puntuales entregó información geocronológica que no tiene significado geológico y la línea de regresión no es estadísticamente significativa.

Con los presentes datos, no puede ser extraída información de la edad directa sin hacer algunas suposiciones. Como la concordia es esencialmente una línea recta desde el comienzo del Mesozoico, las posiciones de los puntos discordantes, lejos de la concordia, argumentan la presencia de un componente heredado en circón. Sin embargo, también parece que el componente heredado puede no simplemente ser corteza antigua como es evidenciado por el resultado de experimentos de abrasión en una fracción única de circones (no magnética y $< 100\mu$, Tabla 3). La abrasión de circones remueve las partes externas del cristal, por medio de esto se realza la importancia geocronológica de los núcleos más antiguos del cristal de circón. Según lo observado anteriormente, la abrasión de una fracción única de circón mueve las edades U-Pb en una trayectoria subparalela a la concordia. Esto sugiere que partes del arreglo de herencia puede, en parte, resultar de circones Fanerozoicos. Análisis SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe) en circones podrían resolver este problema.

A pesar de la ambigüedad de la interpretación de los datos U-Pb, alguna información geocronológica con respecto al monzogranito puede ser extraída desde los datos. Si se asume que no hubo pérdida de Pb en los circones o que la pérdida fue limitada, que la componente de circones heredados es probablemente dominada por circones Mesoproterozoicos y que la edad promedio de la herencia es 1.200 ± 200 Ma, entonces el forzamiento de una línea de regresión a través del volumen de datos, sugiere que el monzogranito tiene una edad de 22 ± 2 Ma. Esta edad está de acuerdo con la edad K-Ar de 21.2 Ma en biotita del mismo plutón (Tabla 4). En este caso, las suposiciones usadas para interpretar las edades U-Pb son, aparentemente, válidas.

- Diorita

Cuatro fracciones de circones de una diorita (P-593) tienen edades U-Pb levemente discordantes, entre 15 y 17 Ma, dispersos a lo largo de la concordia (Fig. 4f, Tabla 3). Dos fracciones son cercanamente concordantes, mientras que las otras dos caen fuera de la

concordia. Una de estas fracciones (no magnética, $< 45\mu$) adolece de pobre precisión analítica y ha sido ignorada en el análisis siguiente. El padrón de edades U-Pb sugiere que hay un componente heredado en la diorita y también que ha habido pérdida de Pb en los circones. Adicionalmente, fracciones de circones, dos fracciones de grano fino no magnéticas, fueron sometidas a abrasión por dos horas para acentuar el padrón de herencia o pérdida de Pb. Una de estas fracciones sometidas a abrasión, circones que son $>45\mu$, tienen edades U-Pb cercanamente concordantes, mientras que la otra fracción, circones que son $>63\mu$, tienen edades U-Pb mas discordantes. La diferencia entre las edades U-Pb resulta de un componente heredado en los circones de grano grueso. Un simple análisis de regresión, a través de los datos U-Pb de las dos fracciones de circones sometidas a abrasión, sugiere una edad de herencia promedio de 1.380 ± 832 Ma, confirmando una dominante herencia Proterozoica en los circones.

El agrupamiento de las edades U-Pb de los circones sugiere que la diorita tiene una edad mínima de alrededor de 15 Ma. Como previamente fue notado, el hecho que los datos U-Pb caigan en un arreglo paralelo a la concordia requiere pérdida de Pb. Para el propósito de este análisis, podemos asumir que la pérdida de Pb ocurrió a los 5 ± 5 Ma, basados en la edad K-Ar de la diorita (Tabla 4). Aceptando este intervalo de tiempo de pérdida de Pb y usando los dos puntos más concordantes, una edad Mioceno Inferior de 19 ± 4 Ma puede interpretarse como la edad de cristalización de la diorita. Esta edad abarca el rango de edades U-Pb y las más jóvenes de las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 22 Ma para la mayor parte de las fracciones de circones concordantes.

La edad K-Ar, significativamente más joven, de 5 Ma (Tabla 1) sugiere que la diorita sufrió calentamiento significativo en el Mioceno superior o fue alzada desde profundidades del orden de 10 km a esa edad.

- Leucogranito Foliado

El leucogranito foliado (P-673) tiene tres fracciones con edades U-Pb discordantes que forman una línea de regresión que intercepta a la concordia a los 16 ± 2 Ma y 1.054 ± 235 Ma (Fig. 4g). La edad de Mioceno inferior del intercepto inferior es la edad de cristalización del leucogranito, mientras que la edad del intercepto superior es el promedio de edad de la componente de Pb heredado. Como es evidente de la tabla 4, la edad U-Pb de 16 ± 2 Ma es mas antigua que la edad K-Ar en biotita de 13,1 Ma, sugiriendo, ya sea un prolongado enfriamiento o subsecuente recalentamiento por sobre la temperatura de retención de Ar en biotita.

- Granito Lago Río Blanco

Cuatro fracciones de circones del granito Lago Río Blanco (F-286) tienen edades U-Pb levemente discordantes, agrupados próximas a la concordia (Fig. 4h). Como el limitado espaciamiento en los datos U-Pb impide la utilización de cualquier análisis de regresión,

fueron adicionadas dos fracciones, una fracción no magnética $>100\mu$ y otra no magnética $<100\mu$, las cuales fueron sometidas a abrasión por dos horas esperando acentuar el efecto de circones heredados. La cuidadosa inspección de los datos U-Pb demuestran que cinco de las seis fracciones forman un arreglo de alto ángulo con la concordia. Este arreglo es el resultado de pequeñas cantidades de Pb heredado de edad Proterozoica. La sexta fracción cae encima de este arreglo, posiblemente debido a un problema analítico desconocido o, tal vez, indicando la presencia de un componente de circón heredado del Fanerozoico, como fue sugerido para el monzogranito (P-831). Los datos U-Pb de esta fracción son ignorados en la interpretación siguiente de la edad U-Pb de la roca.

El análisis de regresión de cuatro de los cinco datos U-Pb discordantes, resulta en una cuerda que intercepta la concordia a los 15 ± 1 Ma y a los 1.854 ± 660 Ma (Fig. 4h). La quinta fracción sufre de una pobre precisión analítica en la medida de la razón $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, aunque la inclusión de este dato en el análisis no altera significativamente la interpretación de las edades U-Pb. El intercepto superior, aunque pobremente restringido, sugiere componentes heredados del Proterozoico.

La edad Mioceno inferior de 15 ± 1 Ma es interpretada como la edad de cristalización del granito basado en los datos de este estudio. Esta edad está en conflicto con la edad Ar/Ar de 19.4 Ma obtenida en biotita de este mismo plutón (Tabla 4). Hay dos posibilidades para conciliar este conflicto geocronológico. Una es que la edad Ar/Ar es mas antigua debido a un exceso de Ar en biotita. Esta posibilidad no ha sido bien evaluada debido a que los datos analíticos y espectro de edad no están disponibles. Una segunda interpretación es que la edad U-Pb es demasiado joven debido a pérdida de Pb en los circones durante eventos más jóvenes, como se ha concluido para la diorita de la muestra P-593. Esta interpretación se apoya en la sexta fracción del granito la cual tiene edades U-Pb cercanamente concordantes de 16,9, 16,9 Ma y 23 Ma, respectivamente, y caen débilmente sobre el arreglo de la concordia. La cercana concordancia y edades mas antiguas para esta última fracción puede reflejar el hecho que el padrón de la discordia resulta de la superposición de una pérdida de Pb joven en circones que contienen una pequeña cantidad de circones heredados.

- Tonalita de hornblenda-biotita

Cuatro fracciones de circones de una tonalita de hornblenda-biotita (Y-085) tiene edades U-Pb ligeramente discordantes o inversamente discordantes (Tabla 3, Fig. 4i). Tres de las cuatro fracciones tiene una incertidumbre muy grande que resultan de una determinación imprecisa de los valores $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Una regresión simple, de las cuatro fracciones, resulta en un intercepto en la concordia a la edad de 14 ± 1 Ma, la cual es controlada por al menos dos fracciones discordantes. El intercepto superior de la concordia de 676 ± 489 está pobremente restringida debido, principalmente, a la pobre precisión analítica. La edad U-Pb de 14 ± 1 Ma es considerablemente más antigua que la edad K-Ar en

biotita de 3.4 Ma (Tabla 4) y sugiere que la edad K-Ar refleja la edad de enfriamiento, ya sea de alzamiento o recalentamiento.

- Microdiorita

Solo una limitada cantidad de circón fue recuperada de una microdiorita (P-679). Estos circones fueron combinados en una fracción que entregó edades U-Pb discordantes. Como en varios de los otros plutones del Mioceno, una aproximación puede ser obtenida asumiendo que las edades U-Pb discordantes resultan solo de circones heredados antiguos, con un promedio de edad de 1.200 ± 200 Ma. Usando este criterio, una edad de 13 ± 1 Ma (Fig. 4e) es asignada a la microdiorita. Esta microdiorita tiene una edad K-Ar en bitota de 6.5 Ma (Tabla 4). Tal como en la tonalita de hornblenda-biotita (muestra Y-085), estas diferencias de edades sugiere que la edad K-Ar representa una edad de enfriamiento, ya sea por alzamiento o recalentamiento.

Tabla 3. Datos geocronológicos en circones de plutones del segmento norte del BNP.

		Razones observadas ^a				Razones atómicas ^{b,δ}				Edades (Ma)			
Muestra	Peso	²⁰⁶ Pb*	²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	
Fracción ζ	(μg)	(ppm)	(ppm)										
GRANITO DEVÓNICO													
Metatonalita Chaitén (F-283)													
M	5,7	37,60	799,0	10823,0	0,05591	0,0876	0,05432 (0,1)	0,40913 (0,2)	0,05463 (0,2)	341,0	348,3	397	
N	11,8	33,10	675,0	13333,0	0,05569	0,0978	0,05669 (0,1)	0,42733 (0,3)	0,05467 (0,3)	355,5	361,3	399	
GRANITOS CRETÁCIOS													
Monzogranito (S-039)													
N<45	4,9	12,40	844,0	1292,0	0,06014	0,2618	0,01703 (0,1)	0,11471 (0,7)	0,04886 (0,7)	108,8	110,3	1471	
N>80	10,0	12,70	854,0	491,0	0,07832	0,2905	0,01723 (0,1)	0,11533 (0,5)	0,04854 (0,4)	110,2	110,8	126	
M<45	4,2	18,80	1329,0	1242,0	0,06024	0,2640	0,01633 (0,1)	0,10920 (0,5)	0,04850 (0,5)	104,4	105,2	124	
M>80	4,6	17,60	1252,0	3537,0	0,05280	0,2259	0,01623 (0,1)	0,10903 (1,3)	0,04872 (1,2)	103,8	105,1	134	
Granodiorita de Hornblenda (P-928)													
N>100	7,1	2,10	99,2	721,0	0,06882	0,2022	0,01799 (0,1)	0,12046 (0,8)	0,04858 (0,7)	114,9	115,5	128	
N<45	5,3	7,80	564,0	1570,0	0,05802	0,2084	0,01592 (0,1)	0,10700 (0,3)	0,04875 (0,3)	101,8	103,2	136	
M<45	4,7	12,10	936,0	1637,0	0,05787	0,2188	0,01499 (0,1)	0,10123 (1,3)	0,04899 (1,2)	95,6	97,9	148	
M>80	4,8	5,50	438,0	890,0	0,06467	0,1969	0,01454 (0,1)	0,09677 (1,8)	0,04826 (1,7)	93,1	93,8	112	
Tonalita de Hornblenda-Biotita (P-907)													
N>130	8,8	5,90	285,0	1309,0	0,05957	0,1793	0,01787 (0,1)	0,11939 (0,8)	0,04845 (0,8)	114,2	114,5	121	
N<63	6,4	5,10	327,0	1587,0	0,05745	0,2102	0,01793 (0,1)	0,11932 (0,8)	0,04828 (0,7)	114,5	114,5	113	

M<63	4,9	4,50	293,0	1144,0	0,06150	0,2275	0,01781 (0,1)	0,11978 (2,2)	0,04877 (2,1)	113,8	114,9	137
M>100	4,1	3,30	211,0	765,0	0,06786	0,2101	0,01779 (0,1)	0,11968 (2,2)	0,04879 (2,1)	113,7	114,8	138
GRANITOS MIOCENOS												
Monzogranito (P-831)												
N<100	8,8	1,37	416,0	470,0	0,08043	0,2304	0,00381 (0,1)	0,02589 (0,6)	0,04927 (0,6)	24,5	26,0	161
N<63	11,7	1,92	620,0	657,0	0,07222	0,2049	0,00358 (0,2)	0,02468 (3,1)	0,04998 (1,3)	23,0	24,8	194
N>80	11,7	1,26	397,0	158,0	0,14208	0,3731	0,00367 (0,2)	0,02492 (2,8)	0,04932 (2,6)	23,6	25,0	163
M>80	12,2	1,48	471,0	468,0	0,08159	0,2219	0,00363 (0,2)	0,02519 (3,2)	0,05032 (3,1)	23,4	25,3	210
M<80	12,4	1,72	554,0	640,0	0,07265	0,2032	0,00360 (0,3)	0,02469 (4,7)	0,04982 (4,5)	23,1	24,8	187
Diorita (P-593)												
M>100	13,2	0,62	272,0	361,00	0,08707	0,2541	0,00262 (0,2)	0,01676 (2,7)	0,04646 (2,6)	16,9	16,9	22
N>63	9,0	0,56	248,0	167,00	0,13553	0,3804	0,00259 (0,1)	0,01717 (2,2)	0,04807 (2,0)	16,7	17,3	103
N>100	11,9	0,53	239,0	385,00	0,08621	0,2449	0,00257 (0,2)	0,01710 (2,6)	0,04821 (2,4)	16,6	17,2	110
N>45	8,8	0,52	273,0	478,00	0,07768	0,2541	0,00252 (0,1)	0,01632 (0,8)	0,04703 (0,8)	16,2	16,4	51
M<45	12,3	0,64	307,0	466,00	0,07812	0,2348	0,00241 (0,7)	0,01553 (10)	0,04668 (10)	15,5	15,6	33
M<80	15,5	0,48	228,0	242,00	0,10886	0,3268	0,00242 (0,2)	0,01612 (2,5)	0,04832 (2,3)	15,6	16,2	115
Leucogranito Foliado (P-673)												
N>80	8,0	3,00	744,0	26,70	0,60180	1,4700	0,00473 (0,3)	0,03881 (4,3)	0,05958 (4,3)	30,4	38,7	588
M	8,5	2,76	821,0	132,00	0,16710	0,3800	0,00389 (0,4)	0,03060 (5,8)	0,05709 (5,4)	25,0	30,6	495
M(3)	12,9	3,52	1342,0	758,00	0,07043	0,1444	0,00304 (0,4)	0,02143 (6,6)	0,05121 (6,2)	19,5	21,5	250
Granito Lago Río Blanco (F-286)												
M<45	11,8	0,38	132,0	175,00	0,13212	0,3176	0,00250 (0,1)	0,01667 (2,1)	0,04844 (2,0)	16,1	16,8	121

M>130	14,6	0,50	230,0	252,00	0,10508	0,2604	0,00251 (0,1)	0,01619 (2,8)	0,04688 (2,6)	16,1	16,3	43
N>100A	10,0	0,78	361,0	812,00	0,06644	0,1756	0,00248 (0,1)	0,01659 (1,2)	0,04847 (1,1)	16,0	16,7	122
N<45	13,0	1,22	576,0	441,00	0,08099	0,1998	0,00245 (0,2)	0,01616 (2,3)	0,04783 (2,2)	15,8	16,3	91
N>130	13,2	0,48	225,0	165,00	0,13674	0,3358	0,00244 (0,7)	0,01618 (1,1)	0,04803 (1,1)	15,7	16,3	101
N<100A	7,9	0,57	272,0	374,00	0,08823	0,2252	0,00244 (0,1)	0,01585 (1,8)	0,04708 (1,7)	15,7	16,0	53

Tonalita de Hornblenda-Biotita (Y-085)

N>100	9,2	0,55	302,0	376,00	0,08484	0,2182	0,00212 (0,3)	0,01366 (5,7)	0,04582 (5,4)	13,6	13,5	0
N<63	10,7	0,94	420,0	133,00	0,15923	0,4061	0,00260 (0,7)	0,01754 (12)	0,04934 (11,6)	16,6	17,7	164
M<63	12,2	1,16	540,0	806,00	0,06667	0,1763	0,00245 (0,1)	0,01642 (2,0)	0,04855 (1,9)	15,8	16,5	126
M>100	12,4	0,50	272,0	692,00	0,06920	0,1833	0,00210 (0,6)	0,01394 (10)	0,04809 (9,5)	13,5	14,1	104

Microdiorita (P-679)

N	4,1	4,12	2157,0	755,00	0,06836	0,4167	0,00221 (0,1)	0,01492 (1,8)	0,04902 (1,7)	14,2	15,0	149
---	-----	------	--------	--------	---------	--------	---------------	---------------	---------------	------	------	-----

* Pb radiogénico. Disolución de la muestra y química de intercambio iónico modificada de Krogh (1973) y Mattinson (1987).

^ξ: N, No magnético y M, magnético a 1,8° y 1° de inclinación en un separador isodinámico Franz a menos que esté indicado entre paréntesis.

^α: Las razones observadas, colectadas en recipientes Faraday, fueron corregidas en 0,125% por una, basados en análisis de duplicados NBS981 y 983.

Incetidumbres en las razones ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb y ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb son <0.1%, las incetidumbres en ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb son generalmente <5% (2σ).

Composiciones isotópicas medidas en espectrómetro de masas Finnigan-Mat MAT 262, colector múltiple.

^γ: Razones atómicas medidas usando la siguientes constantes: ²³⁸U/²³⁵U=137.88; ²³⁵U=0,98485x10⁻⁹ a⁻¹; ²³⁸U=0,155125x10⁻⁹ a⁻¹.

Correcciones de Pb común basado en las composiciones isotópicas de Pb, 208:207:206:204 medidas en feldespato de acuerdo con la Tabla 3.

^δ: Incetidumbres (2σ) porcentuales en las razones atómicas se muestran entre paréntesis.

Tabla 4. Resumen de edades U-Pb y edades K-Ar o Ar/Ar determinadas para la misma muestra.

Unidad (No. muestra)	Edad U-Pb	Edad K-Ar	Edad Ar/Ar
Metatonalita Chaitén (F-283)	400±5 Ma	n.d.	n.d.
Monzogranito (S-039)	129±5 Ma	n.d.	n.d.
Granodiorita de Hornblenda (P-928)	127±10 Ma	n.d.	n.d.
Tonalita de Hornblenda-Biotita (P-907)	114±2 Ma	112 Ma (biotita)	n.d.
Monzogranito (P-831)	22±2 Ma	21.2 Ma (biotita)	n.d.
Diorita (P-593)	19±4 Ma	5 Ma (biotita)	n.d.
Leucogranito Foliado (P-673)	16±2 Ma	13.1 Ma (biotita)	n.d.
Granito Lago Río Blanco (F-286)	15±1 Ma	n.d.	19.4 Ma (biotita)
Tonalita de Hornblenda-Biotita (Y-085)	14±1 Ma	3.4 Ma (biotita)	n.d.
Microdiorita (P-679)	13±1 Ma	6.5 Ma (biotita)	n.d.

(n.d.: no disponible)

Fig. 4a: Porción del diagrama de concordia mostrando los datos U-Pb en circones de la Metatonalita Chaitén (F-283). Las elipses de incertidumbre para cada dato puntual son mas pequeñas que los símbolos representados.

Figura 4b: Porción del diagrama de concordia mostrando los datos U-Pb en circones de un monzogranito del Cretácico Inferior (S-039). Incertidumbres de los datos analíticos son representados como elipses centradas sobre el dato puntual (Tabla 3). Cuadrados negros corresponden a las fracciones de circones usados en el análisis de regresión.

Figura 4c: Porción del diagrama de concordia mostrando los datos U-Pb en circones de una granodiorita de hornblenda-biotita del Cretácico Inferior (P-928). Incertidumbres de los datos analíticos son representados como elipses centradas sobre el dato puntual (Tabla 3). Cuadrados negros corresponden a las fracciones de circones usados en el análisis de regresión.

Figura 4d: Porción del diagrama de concordia mostrando los datos U-Pb en circones de una tonalita de hornblenda-biotita del Cretácico Inferior (P-907). Cuadrado negro representa la edad U-Pb concordante para la fracción no magnética de grano fino, los cuadrados blancos representan las edades U-Pb de las otras tres fracciones. Incertidumbres de los datos analíticos son representados como elipses centradas sobre dos datos puntuales (Tabla 3), en los otros dos casos las elipses son menores que el símbolo representado.

Figura 4e: Porción del diagrama de concordia mostrando los datos U-Pb en circones de un monzogranito (P-831, cuadrados) y de una microdiorita (P-679, diamante), del Mioceno. Incertidumbres de los datos analíticos son representadas como elipses centradas sobre el dato puntual (Tabla 3). a: representa la fracción de circones del monzogranito (P-831) no magnética, < 100 μ y sometida a abrasión.

Figura 4f: Porción del diagrama de concordia mostrando los datos U-Pb en circones de cinco de las seis fracciones analizadas de una diorita (P-593) del Mioceno. La sexta fracción muestra una pobre precisión analítica (Tabla 3) y ha sido omitida del diagrama y de la interpretación. Los cuadrados negros representan las dos fracciones de circones sometidas a abrasión con el tamaño de los granos etiquetado (micrones). Incertidumbres de los datos analíticos son representadas como elipses centradas sobre el dato puntual (Tabla 3).

Figura 4g: Porción del diagrama de concordia mostrando los datos U-Pb en circones de un leucogranito foliado del Mioceno (P-673). Incertidumbres de los datos analíticos son representados como elipses centradas sobre el dato puntual (Tabla 3).

Figura 4h: Porción del diagrama de concordia mostrando los datos U-Pb en circones de un granito foliado del Mioceno (F-286). Cuadrados negros representan las fracciones de circones sometidas a abrasión. Incertidumbres de los datos analíticos son representadas como elipses centradas sobre el dato puntual (Tabla 3).

Figura 4i: Porción del diagrama de concordia mostrando los datos U-Pb en circones de una tonalita de hornblenda-biotita (Y-085). Incertidumbres de los datos analíticos son representadas como elipses centradas sobre el dato puntual (Tabla 3).

Geocronología U-Pb SHRIMP en circones

Circones de cinco muestras (PD-0070, PD-0018, PD-0058, PD-0071 y H-572) de cuerpos intrusivos fueron separados mediante técnicas convencionales y montadas manualmente para su análisis puntual por el método U-Pb SHRIMP. Las tres primeras fueron analizadas en el Laboratorio Geocronológico de la Universidad Nacional de Australia, las dos restantes fueron analizadas en el Centro geocronológico de la Academia de Ciencias de China. Las muestras seleccionadas representan a los bloques occidental y oriental en relación a la ZFLO (Fig. 3).

Pórfido Diorítico Pichicolo (PD-0070)

Aunque no cuentan con un control geocronológico directo, algunos escasos pórfidos dioríticos de hornblenda, que ocurren al oeste de Puerto Montt, en la localidad de Pichicolo, han sido considerados como parte del BNP y asignados al Mioceno (Cembrano, 1990).

El Pórfido Diorítico Pichicolo se expone, principalmente, en los alrededores del fiordo homónimo y próximo a las ocurrencias minerales que definen el Prospecto Pichicolo (Duhart *et al.*, 2000b). Esta unidad está formada de pequeños 'stocks' no mayores de 500 m de diámetro y filones manto de una potencia máxima de 50 m, que intruyen a rocas sedimentarias miocenas de la Formación Ayacara (Levi *et al.*, 1966) y a rocas volcánicas jurásicas de la Formación Pichicolo (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995), con escaso desarrollo de aureolas de metamorfismo. Estudios petrográficos indican una textura porfírica holocristalina, con fenocristales hipidiomórficos y masa fundamental felsosídica. Los fenocristales (40%) son de plagioclasa subhedral (50%) de hasta 2,5 mm, cuarzo anhedral (10%) de hasta 0,5 mm y anfíbola subhedral (40%) de hasta 4 mm. La masa fundamental (60%) es de grano fino, homogénea, con intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa moderadamente sericitizada. Los fenocristales de plagioclasa presentan alteración a sericita y epidota, mientras que los de anfíbola (hornblenda) se presentan casi totalmente alterados a clorita, epidota y calcita. Como minerales accesorios se encuentran esfeno y circón.

Imágenes de catodoluminiscencia indican que la mayor parte de ellos (>90%) constituyen poblaciones de granos euhedrales, con relaciones de tamaño 2:1 y, mas escasamente, 3:1 y 5:1, con tamaño promedio de 300 a 400 μ y una marcada zonación de crecimiento (Fig. 5a). Algunos de los cristales no euhedrales representan fragmentos quebrados de cristales más grandes (Fig. 5a), lo cual es común en poblaciones de circones ígneos de rocas intermedias a máficas. Veinte análisis puntuales (Tabla 5), todos los cuales están dentro de la incertidumbre analítica, entregaron una edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $13,26 \pm 0,19$ Ma (Fig. 5f).

Monzogranito Palena (PD-0018)

Plutones monzograníticos de biotita son abundantes al O del poblado de Palena. Sobre la base de dataciones K-Ar en biotita (este trabajo) y Rb-Sr en roca total (Pankhurst *et al.*,

1992), han sido asignados al Cretácico. En esta área, los plutones monzograníticos se asocian íntimamente con ocurrencias de Cu-Mo (Duhart *et al.*, 2005; 2006).

El monzogranito Palena presenta una textura holocristalina, inequigranular, fanerítica e hipidiomórfica a alotromórfica. La mineralogía está compuesta de: cuarzo (35%) anhedral, intersticial, de 0.2 a 2 mm; plagioclasa (25%) subhedral, de 0.2 a 5 mm, con maclas polisintética y algunas zonadas, con incipiente sericitización; feldespato potásico (25%) subhedral, de 0.2 a 5 mm, algunos con textura perítica; biotita (10%) subhedral, de 0.5 a 1.5 mm, con incipiente alteración a clorita y epidota; y opacos (5%) de hasta 0.4 mm. Se observan algunos cristales de cuarzo euhedral, producto de recristalización. Circón constituye una fase mineral accesorio.

Imágenes de catodoluminiscencia indican que la mayor parte de ellos constituyen poblaciones de granos euhedrales, en ocasiones con porosidad evidente, y con relaciones de tamaño 2:1, 3:1 y 5:1 (Fig. 5b). El tamaño promedio es de 200 a 300 μ , con un acentuado color blanco de los cristales y una poco evidente zonación de crecimiento (Fig. 5b), lo cual se relacionaría con el bajo contenido de U en los cristales de circón. Seis análisis puntuales (Tabla 5), todos los cuales están dentro de la incertidumbre analítica, entregaron una edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $110 \pm 9,6$ Ma (Fig. 5g).

‘Stock’ Diorítico Las Juntas (PD-0058)

El ‘stock’ diorítico Las Juntas, de forma subcircular y de reducidas dimensiones en superficie, no mayor que 100 m de diámetro, intruye a rocas volcánicas del Cretácico Inferior de la Fm. Cerro Díaz (Suárez *et al.*, 1995) al sur del poblado de Palena, en el área del Prospecto Las Juntas (Duhart *et al.*, 2003). Aunque no se cuentan con un control geocronológico directo, sobre la base de las relaciones de contacto, varios cuerpos intrusivos de esta región, se les asigna una edad Cretácico Inferior y se les considera como las expresiones mas orientales del BNP.

El ‘stock’ diorítico Las Juntas presenta textura holocristalina, inequigranular, fanerítica e hipidiomórfica. La mineralogía consiste de: plagioclasa (50%) subhedral, de hasta 4 mm, con macla polisintética y algunas zonadas; cuarzo (10%) anhedral, intersticial, de hasta 0.5 mm; piroxenos (20%) euhedral a subhedral, de hasta 2.5 mm, algunos con textura poikilitica y maclados; anfíbola (10%) subhedral, cloritizada, de hasta 1 mm; biotita (5%) subhedral, totalmente cloritizada, de hasta 1 mm; opacos (5%). Se observa, además, epidota y calcita constituyendo mineralogía de alteración.

Escasos cristales de circón fueron obtenidos a partir de los concentrados de la muestra PD-0058. Imágenes de catodoluminiscencia muestran que la mayor parte de ellos son granos subhedrales parcialmente prismáticos, con algunos granos irregulares, normalmente con relaciones de tamaño 1:1 a 3:1 (Fig. 5c). La forma de los granos es atribuida a cristalización magmática intersticial tardía, lo cual es común en poblaciones de circones

ígneos de rocas máficas. El tamaño promedio es de entre 100 y 200 μ (Fig. 5c) con una moderada zonación de crecimiento. Cuatro análisis puntuales (Tabla 5), todos los cuales están dentro de la incertidumbre analítica, entregaron una edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $126,3 \pm 6,7$ Ma (Fig. 5h).

Tonalita Reloncaví (PD-0071)

Abundantes tonalitas de hornblenda-biotita afloran a ambos lados del Estuario Reloncaví, al O de Puerto Montt. Sobre la base de dataciones K-Ar en biotita, los afloramientos inmediatamente al N de Pichicolo han sido asignados al Mioceno. En esta área, plutones tonalíticos se asocian con ocurrencias de Cu-Mo (Duhart *et al.*, 2005; 2006).

La Tonalita Reloncaví presenta una textura holocristalina, inequigranular, fanerítica e hipidiomórfica a alotromórfica. La mineralogía está constituida de: plagioclasa (50%) subhedral, de 0,4 a 3 mm, algunas presentan zonación y maclas plosintéticas; cuarzo (25%) anhedral, de 0,3 a 2 mm; feldespato potásico (10%) anhedral, de 0,4 a 1,4 mm; biotita (10%) subhedral, de hasta 2,8 mm; anfíbola cloritizada (3) y opacos (2%). Algunas de las biotitas presentan alteración incipiente a clorita y epidota, y algunos feldespatos a sericita. Se observa, además, turmalina y circón como fases accesorias.

Imágenes de catodoluminiscencia indican que la mayor parte de ellos (>90%) constituyen poblaciones de granos euhedrales, con relaciones de tamaño 4:1 y 2:1, tamaño promedio de entre 200 y 300 μ y marcada zonación de crecimiento (Fig. 5d). Once análisis puntuales (Tabla 5), la mayor parte de los cuales están dentro de la incertidumbre analítica, dieron una edad promedio de $8,3 \pm 0,4$ Ma (Fig. 5i).

Microdiorita Pichicolo (H-572)

Escasos cuerpos microdioríticos han sido observados al N de la localidad de Pichicolo. Sobre la base de correlaciones con el magmatismo regional, han sido asignados al Mioceno (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). Estos cuerpos se asocian con ocurrencias de mineralización tipo As-Au (Duhart *et al.*, 2005; 2006).

Los afloramientos son de color gris oscuro, de grano medio a fino, con desarrollo de clivaje a escala milimétrica y presencia de abundantes vetillas de cuarzo. Secciones transparentes muestran una intensa alteración cuarzo-sericítica y epidota-clorita, además de microvetillas de cuarzo, en ocasiones, afectadas por clivaje. La mineralogía de alteración se desarrolla a partir de plagioclasas y ferromagnesianos.

Imágenes de catodoluminiscencia indican que la mayor parte de los circones constituyen poblaciones de granos euhedrales con relaciones de tamaño 1:1 y, mas escasamente 2:1 y 5:1, con tamaño promedio de 100 μ y evidente zonación de crecimiento (Fig. 5e). Ocho análisis puntuales (Tabla 5), todos los cuales están dentro de la incertidumbre analítica, entregaron una edad promedio de $385,9 \pm 7,4$ Ma (Fig. 5j).

Tabla 5. Resumen de resultados U-PB SHRIMP en circones.

Grano Punto	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	Razones Isotópicas							Edad (Ma)
							²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±
PD-0070														
1.1	719,9	165,5	0,2	1,34	0,0041	0,0011	460,03	7,03	0,0708	0,0028	0,002	0,000	13,6	0,2
2.1	173,7	65,0	0,4	0,33	0,0025	0,0024	449,35	11,48	0,1121	0,0076	0,002	0,000	13,1	0,4
3.1	182,1	82,8	0,5	0,35	0,0132	0,0038	442,60	10,90	0,1105	0,0071	0,002	0,000	13,4	0,4
4.1	254,3	113,9	0,4	0,50	0,0018	0,0010	439,23	9,46	0,0909	0,0053	0,002	0,000	13,8	0,3
5.1	101,7	40,8	0,4	0,20	0,0198	0,0072	442,40	14,41	0,1478	0,0115	0,002	0,000	12,7	0,5
6.1	127,2	57,2	0,4	0,24	0,0064	0,0044	459,30	13,55	0,1109	0,0089	0,002	0,000	12,9	0,4
7.1	188,3	87,2	0,5	0,35	0,0075	0,0033	468,66	11,89	0,1136	0,0073	0,002	0,000	12,6	0,3
8.1	111,4	46,6	0,4	0,22	0,0039	0,0037	441,60	13,79	0,1301	0,0114	0,002	0,000	13,0	0,5
9.1	200,6	78,8	0,4	0,37	0,0060	0,0024	470,85	11,81	0,0782	0,0059	0,002	0,000	13,1	0,3
10.1	112,9	55,8	0,5	0,22	0,0165	0,0059	447,68	21,11	0,1563	0,0220	0,002	0,000	12,4	0,7
11.1	263,2	138,5	0,5	0,49	0,0080	0,0026	457,35	10,27	0,0869	0,0054	0,002	0,000	13,4	0,3
12.1	145,0	63,5	0,4	0,28	0,0091	0,0038	441,49	12,58	0,1225	0,0102	0,002	0,000	13,2	0,4
13.1	90,2	41,2	0,5	0,18	0,0229	0,0077	422,25	14,49	0,1729	0,0179	0,002	0,000	12,8	0,6
14.1	178,9	75,5	0,4	0,34	0,0103	0,0037	449,79	12,14	0,1111	0,0078	0,002	0,000	13,1	0,4
15.1	147,7	52,7	0,4	0,29	0,0087	0,0035	433,86	12,09	0,1201	0,0085	0,002	0,000	13,5	0,4
16.1	116,7	50,4	0,4	0,22	0,0204	0,0062	450,42	14,32	0,1447	0,0109	0,002	0,000	12,5	0,4
17.1	150,1	58,1	0,4	0,29	0,0088	0,0040	444,85	12,42	0,1056	0,0096	0,002	0,000	13,4	0,4
18.1	178,3	71,2	0,4	0,36	0,0090	0,0029	422,48	10,93	0,1082	0,0080	0,002	0,000	14,0	0,4
19.1	132,6	61,3	0,5	0,25	0,0145	0,0055	454,63	13,87	0,1243	0,0125	0,002	0,000	12,8	0,5
20.1	385,3	280,8	0,7	0,71	0,0018	0,0012	463,64	9,05	0,0680	0,0041	0,002	0,000	13,5	0,3
PD-0018														
1.1	605,5	825,7	1,4	15,00	0,0000	0,0002	52,13	3,06	0,0500	0,0034	0,019	0,001	122,5	7,1
2.1	198,9	176,2	0,9	3,00	0,0024	0,0008	63,53	3,60	0,0253	0,0137	0,016	0,001	100,7	5,7
3.1	76,3	42,7	0,6	2,00	0,0000	0,0023	58,02	5,88	0,0761	0,0378	0,017	0,002	110,2	11,1
4.1	145,3	81,4	0,6	2,00	0,0020	0,0012	59,27	5,07	0,0326	0,0202	0,017	0,001	107,9	9,2
5.1	180,2	167,1	0,9	4,00	0,0004	0,0004	57,23	5,58	0,0515	0,0075	0,017	0,002	111,7	10,8
6.1	222,8	212,3	1,0	5,00	0,0011	0,0004	55,18	5,01	0,0425	0,0081	0,018	0,002	115,8	10,4
PD-0058														
1.1	601,9	822,5	1,4	14,00	0,0002	0,0002	53,79	4,12	0,0473	0,0036	0,019	0,001	118,7	9,0
2.1	541,8	794,9	1,5	14,00	0,0002	0,0002	51,31	3,04	0,0519	0,0036	0,019	0,001	124,4	7,3
3.1	534,0	633,1	1,2	13,00	0,0003	0,0001	50,35	3,21	0,0477	0,0024	0,020	0,001	126,8	8,0
4.1	1195,4	1510,1	1,3	30,00	0,0000	0,0001	49,29	1,95	0,0512	0,0016	0,020	0,001	129,5	5,1
PD-0071														
1.1	71,4	64,0	0,9	32,10	0,0146	0,000	588,86	4,00	0,2556	9,38	0,004	6,057	7,4	1,0
2.1	136,4	82,6	0,6	21,19	0,0106	38,893	582,23	4,37	0,1763	7,54	0,004	8,096	8,7	0,7
3.1	365,3	499,5	1,4	10,90	0,0052	66,509	714,52	2,00	0,1293	12,06	0,003	3,378	8,0	0,3
4.1	102,6	92,0	0,9	26,00	0,0212	6,773	579,13	3,25	0,2269	7,49	0,004	5,072	8,2	0,7
5.1	139,6	110,3	0,8	19,79	0,0250	29,028	570,02	2,74	0,1898	8,80	0,004	3,000	9,1	0,5
6.1	125,3	119,6	1,0	10,72	0,0149	21,555	621,36	3,02	0,1165	13,77	0,003	5,554	9,3	0,5
7.1	106,6	92,7	0,9	32,79	0,0273	29,455	501,63	2,93	0,2540	14,83	0,004	8,319	8,6	0,8
8.1	194,5	216,4	1,2	25,27	0,0115	33,395	586,70	2,62	0,1819	11,74	0,004	6,508	8,2	0,6
9.1	150,6	86,1	0,6	30,05	0,0179	41,793	545,27	2,54	0,2012	6,27	0,004	7,331	8,3	0,6
10.1	51,1	29,3	0,6	65,83	0,0358	19,681	340,18	3,55	0,4863	6,50	0,006	13,507	6,5	1,9
11.1	109,7	54,5	0,5	33,07	0,0300	27,936	512,74	2,93	0,2795	9,38	0,004	9,114	8,4	0,8
H-572														
1.1	246,7	180,9	0,8	1,29	0,0007	30,172	15,98	2,75	0,0650	5,44	0,160	2,721	386,2	12,3
2.1	324,4	274,3	0,9	2,26	0,0012	29,435	15,92	2,69	0,0693	5,39	0,163	1,743	387,2	12,1
3.1	263,9	186,4	0,7	1,87	0,0010	25,033	16,43	2,73	0,0741	6,89	0,150	1,013	373,3	12,3
4.1	410,4	424,4	1,1	1,59	0,0009	35,401	15,55	2,66	0,0650	3,79	0,175	2,209	399,4	12,5
6.1	428,4	340,5	0,8	1,30	0,0007	45,342	15,73	2,89	0,0669	3,39	0,140	1,361	391,7	12,9
7.1	485,2	519,9	1,1	1,53	0,0008	34,477	15,74	2,65	0,0640	5,07	0,172	0,874	393,6	12,4
8.1	296,0	228,3	0,8	2,83	0,0016	29,638	16,00	2,72	0,0688	8,60	0,168	1,120	386,5	12,1
9.1	417,9	374,4	0,9	1,94	0,0011	26,072	15,95	2,66	0,0619	5,41	0,165	1,447	387,8	12,0

Nota. Para las tres primeras muestras el Pb común es dado en partes por millón (ppm) y las incertidumbres analíticas en las determinaciones de razones isotópicas corresponden a valores absolutos. Para las dos muestras siguientes el Pb común es dado en porcentaje (%) al igual que las incertidumbres analíticas.

Fig. 5. a), b), c), d) y e) Imágenes de catodoluminiscencia de cristales de circón de las muestras PD-0070, PD-0018, PD-0058, PD-0071 y H-572, respectivamente. Los círculos indican el área analizada y el número correspondiente con la tabla 5. f), g), h) e i) Diagramas U-Pb Tera-Wasserburg (Ludwig, 2003) de las muestras PD-0070, PD-0018, PD-0058 y PD-0071, respectivamente, con incertidumbres representadas por cruces. j) Diagrama U-Pb Concordia (Ludwig, 2003) de la muestra H-572, con incertidumbres representadas por elipses. Todos los diagramas construidos a partir de los datos analíticos de la tabla 5.

GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Isótopos de Sr y Nd

Fueron medidas las composiciones isotópicas de Nd y Sr de veinte muestras provenientes de los bloques occidental y oriental del BNP, incluyendo dioritas, tonalitas, granitos y leucogranitos (Tabla 6).

Para granitoides del Cenozoico las razones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varían entre 0,512814 y 0,512570 con un promedio de 0,512692, y una razón inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en un rango de entre 0,70620 y 0,70392 con un promedio de 0,70506. El valor de ϵ_{Nd} varía entre +3,91 y -0,92 y el de ϵ_{Sr} entre +24,38 y -7,95 (Tabla 6). Para granitoides del Mesozoico las razones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varían entre 0,512641 y 0,512163 con un promedio de 0,512402, y una razón inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en un rango de entre 0,70411 y 0,70464, con un promedio de 0,70438. El valor de ϵ_{Nd} varía entre +3,07 y +0,07 y el de ϵ_{Sr} entre -3,57 y +3,86 (Tabla 6). Una muestra de un leucogranito con muscovita, entregó el mas alto valor de ϵ_{Sr} de 156,54 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0,7154$) con un ϵ_{Nd} inicial de -6,54 (Tabla 6).

Los datos isotópicos iniciales de Sr y Nd son plotados sobre un diagrama $\epsilon_{\text{Sr}}-\epsilon_{\text{Nd}}$ (Fig. 6). La mayor parte de los datos definen un arreglo lineal dentro del arreglo del manto (Fig. 6) con la excepción de los granitos del Mioceno y un leucogranito del Cretácico. Así, dioritas y tonalitas, tanto del Cretácico como del Mioceno, muestran valores de $\epsilon_{\text{Nd}} > 0$ y $\epsilon_{\text{Sr}} < 0$, sugiriendo su derivación a partir de un manto empobrecido. Los valores negativos de ϵ_{Nd} y positivos de ϵ_{Sr} para algunos granitos (Mioceno) y leucogranito (Cretácico) sugieren la presencia de un componente crustal en su génesis, el cual podría corresponder con el basamento metasedimentario. Sin embargo, en este estudio no se realizaron análisis isotópicos en rocas metasedimentarias del basamento que permitan corroborar lo anterior.

Isótopos de Pb

Feldespatos de diez plutones fueron separados usando técnicas de separación gravimétrica y magnética en los laboratorios del SERNAGEOMIN. Pb fue separado desde alícuotas de feldespato purificadas, después de disolver en un concentrado destilado de HF usando HBr sobre columnas de intercambio aniónico después de la disolución. Previo a la disolución, los feldespatos fueron lavados en ácidos diluidos, siguiendo el procedimiento de Ludwig y Silver (1977) para remover minerales de alteración o Pb voluble que no está contenido dentro de la celda de feldespato. Las composiciones isotópicas de Pb en feldespato de los plutones datados por el método U-Pb convencional se muestran en la tabla 7.

Tabla 6. Datos isotópicos de Sr y Nd para granitoides del segmento norte del BNP. Se incluyen razones iniciales con sus respectivos cálculos de valores iniciales de ϵ_{Sr} y ϵ_{Nd} .

Muestra	Litología	Rb	Sr	Sm	Nd	^{87}Rb	^{147}Sm	^{87}Sr	^{143}Nd	Edad	^{87}Sr	^{143}Nd	ϵ_{Sr}	ϵ_{Nd}
No.		(ppm)	(ppm)	(ppm)	(ppm)	^{86}Sr	^{144}Nd	^{86}Sr	^{144}Nd	(Ma)	^{86}Sr	^{144}Nd	(t)	(t)
P-273a	Diorita	114,0	249,0	5,795	22,64	1,325	0,1548	0,70438 ± 7	0,512812 ± 7	9,5 [†]	0,70420	0,512802	-4,07	3,45
C-574	Diorita	2,0	507,0	1,676	6,34	0,011	0,1597	0,70417 ± 6	0,512835 ± 6	15 [*]	0,70417	0,512819	-4,44	3,91
P-193	Gabro	0,6	522,0	0,314	0,75	0,003	0,2549	0,70415 ± 1	0,512841 ± 18	120 [*]	0,70415	0,512641	-2,94	3,07
P-133a	Granito	35,0	237,0	4,395	15,03	0,427	0,1769	0,70505 ± 7	0,512716 ± 6	15,3 [‡]	0,70496	0,512698	6,84	1,56
P-050	Diorita	56,0	338,0	3,525	15,06	0,479	0,1416	0,70473 ± 6	0,512699 ± 6	10 [*]	0,70467	0,512690	2,58	1,26
P-333	Granodiorita	63,0	437,0	3,564	14,63	0,417	0,1473	0,70481 ± 6	0,512717 ± 8	119 [‡]	0,70411	0,512602	-3,57	2,29
P-148	Tonalita	29,0	510,0	3,604	14,77	0,165	0,1476	0,70443 ± 5	0,512727 ± 6	115 [†]	0,70417	0,512616	-2,82	2,46
P-932	Gabronorita	22,0	320,0	3,330	11,90	0,199	0,1692	0,70470 ± 6	0,512722 ± 7	118 [‡]	0,70437	0,512591	0,09	2,05
W-148	Granito	108,0	260,0	3,614	15,68	1,202	0,1394	0,70661 ± 6	0,512656 ± 10	116 [†]	0,70464	0,512550	3,86	1,20
F-286	Tonalita	74,0	260,0	3,114	12,82	0,823	0,1469	0,70409 ± 1	0,512828 ± 8	15 [*]	0,70392	0,512814	-7,95	3,80
P-251	Diorita	34,0	476,0	5,137	21,35	0,207	0,1455	0,70447 ± 1	0,512665 ± 9	100 [*]	0,70418	0,512570	-2,92	1,18
P-673	Granito	98,0	139,0	4,182	21,17	2,040	0,1195	0,70651 ± 1	0,512583 ± 10	16 [*]	0,70605	0,512570	22,23	-0,92
P-736b	Leucogranito	169,0	61,0	0,828	2,97	8,034	0,1688	0,72784 ± 4	0,512283 ± 10	109 [‡]	0,71540	0,512163	156,54	-6,54
Y-035a	Diorita	36,0	249,0	3,365	16,83	0,418	0,1209	0,70421 ± 1	0,512818 ± 13	10 [*]	0,70416	0,512810	-4,68	3,61
P-928	Granodiorita	158,0	173,0	4,670	18,84	2,644	0,1499	0,70905 ± 1	0,512753 ± 7	123 [*]	0,70444	0,512632	1,11	2,98
P-851	Diorita	16,0	482,0	2,999	12,21	0,096	0,1486	0,70419 ± 1	0,512776 ± 9	10 [*]	0,70418	0,512766	-4,43	2,75
P-673a	Granito	100,0	143,0	4,447	11,08	2,024	0,2428	0,70665 ± 2	0,512820 ± 7	16 [*]	0,70620	0,512795	24,38	3,46
P-673d	Granito	99,0	146,0	3,911	19,16	1,962	0,1234	0,70649 ± 1	0,512587 ± 9	16 [*]	0,70605	0,512574	22,20	-0,85
P-907	Tonalita	69,0	326,0	3,806	23,23	0,612	0,0991	0,70520 ± 1	0,512569 ± 13	114 [*]	0,70421	0,512495	-2,23	0,07
P-896	Diorita	27,0	373,0	2,715	12,57	0,209	0,1306	0,70426 ± 1	0,512760 ± 16	10 [*]	0,70423	0,512751	-3,61	2,46

errores corresponden a dos desviaciones estandar y están referidos a la última cifra significativa.

[†] edad K-Ar en biotita, [‡] edad K-Ar en anfíbola, [‡] edad K-Ar en muscovita, [‡] edad Ar/Ar en anfíbola, * edad convencional U-Pb en circones.

^{*} denota edad estimada de relaciones de campo.

Tabla 7. Composición isotópica de Pb en feldespatos para granitoides del Devónico, Cretácico Inferior y Mioceno del segmento norte del BNP. Incertidumbres de las composiciones isotópicas son <0.1% (2 σ).

Unidad (No. muestra)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Mioceno			
Monzogranito (P-831)	18,711	15,645	38,720
Leucogranito Foliado (P-673)	18,711	15,632	38,716
Diorita (P-593)	18,668	15,603	38,548
Granito Lago Río Blanco (F-286)	18,668	15,598	38,465
Tonalita de Hornblenda-Biotita (Y-085)	18,652	15,609	38,506
Microdiorita (P-679)	18,627	15,628	38,706
Cretácico			
Monzogranito (S-039)	18,568	15,611	38,512
Granodiorita de Hornblenda (P-928)	18,561	15,605	38,478
Tonalita de Hornblenda-Biotita (P-907)	18,430	15,587	38,377
Devónico			
Metatonalita Chaitén (F-283)	18,625	15,609	38,876

La composición isotópica de Pb en los feldespatos varía con la edad (Tabla 7, Fig. 7). Esto es, plutones con una razón $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en feldespatos más altos que 18,62, son miocenos, mientras que aquellos que tienen una razón $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ menor que 18,57 son cretácicos. La excepción es la Metatonalita Chaitén (muestra F-283), la cual tiene una razón $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18,62 cuyas edades U-Pb en circón son interpretadas como indicativas de una edad de cristalización devónica inferior. Es notable además, la relación inversa existente en la razón $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre los diferentes plutones del Mioceno, con los mas antiguos (P-831) presentando una razón mas alta que aquellos mas juvenes (P-679).

Fig. 6. Diagrama $\epsilon_{\text{Nd}}-\epsilon_{\text{Sr}}$ inicial para rocas graníticas del segmento norte del BNP. Granitoides del Cretácico en rojo y del Mioceno en azul. Las cruces representan dioritas, los rombos tonalitas y los triángulos granitos. El rombo relleno de color rojo corresponde a un leucogranito de muscovita del Cretácico.

Figura 10. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para rocas graníticas del segmento norte del BNP. En azul son ploteados los granitoides miocenos, en rojo los cretácicos y en rombo con relleno rojo la Metatonalita Chaitén. Las cruces representan dioritas, los rombos tonalitas y los triángulos granitos. Se representan, además, los campos de la corteza superior, de los magmas de arco volcánico, de los basaltos tipo MORB y granitos del sur de Chile a los 48° L.S., estos últimos obtenidos de Weaber *et al.*, 1990.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El conjunto de edades K-Ar, Ar/Ar, U-Pb convencional y U-Pb SHRIMP en circones, ha permitido definir, a escala regional, la ubicación temporal y espacial de la actividad magmática Andina del segmento estudiado del BNP, además de poner en evidencia la presencia de rocas magmáticas pre-Andinas. Las composiciones isotópicas de Sr, Nd y Pb permiten sugerir las probables regiones fuentes de los magmas y edades modelo del manto empobrecido (T_{DM}) indican la edad de extracción del manto de los protolitos graníticos.

Las edades del Devónico obtenidas para la Metatonalita Chaitén (ca. 400 Ma) y la Microdiorita Pichicolo (ca. 386 Ma) obtenidas en circones son considerablemente más antiguas que las edades del Mioceno o Cretácico asignadas al plutonismo en la parte norte de la Cordillera Nor-Patagónica (Pankhurst *et al.*, 1992; este estudio) y, también, que las edades de otras rocas graníticas paleozoicas en la región (Munizaga *et al.*, 1988; Campos *et al.*, 1998; Rodríguez *et al.*, 1999). Son también, además, potencialmente más antigua que los pobremente restringidos complejos metamórficos Paleozoicos de la región y, probablemente, coetánea con tonalitas y leucogranitos expuestos en la parte oriental de la Cordillera Nor-Patagónica (ca. 386-419 Ma, U-Pb en circones; Varela *et al.*, 2005) y con tonalitas expuestas en el Macizo del Deseado (395±4 Ma, U-Pb SHRIMP en circones;

Pankhurst *et al.*, 2003) en Argentina. Así, estas rocas corresponderían a las rocas mas antiguas hasta ahora descubiertas en la parte occidental de la Cordillera Principal y sugieren una asociación con el basamento ígneo-metamórfico (Varela *et al.*, 2005) de los Andes Norpatagónicos en Argentina.

La existencia de rocas plutónicas del Jurásico (ca. 155 Ma), aunque escasas y restringidas, marcan el inicio del magmatismo Andino en la región e indican la existencia de un arco volcánico asociado a subducción, el cual está mejor representado hacia el norte (e.g. Batolito Panguipulli, Rodríguez *et al.*, 1999). Rocas sedimentarias marinas del Cretácico Inferior indican, por otra parte, la existencia de una cuenca de tras arco que representa una invasión marina, probablemente de un incipiente proto-Atlántico. Durante el Cretácico Inferior a medio (ca. 100-120 Ma) se registra una importante actividad plutónica durante la cual fueron emplazados grandes volúmenes de tonalitas-mozogranitos que intruyen a las unidades metamórficas, ígneas y sedimentarias previas, pudiendo haber continuado, localmente y de manera episódica, hasta el Cretácico Superior (ca. 90-75 Ma). Algunos escasos datos indican, además, la probable existencia de magmatismo Eoceno (ca. 54-34 Ma), lo cual no es descartable, dada la probada existencia de actividad magmática más al sur, en el Archipiélago de Chonos (Pankhurst *et al.*, 1999), así como también en el ámbito de la Cordillera de la Costa en la Isla Grande de Chiloé (Duhart y Adriasola, 2008). Cuencas relativamente extensas, que rellenan parte de la Depresión Intermedia y, otras más restringidas, desarrolladas sobre rocas graníticas cretácicas en la Cordillera Principal, evidencian depositación de potentes secuencias sedimentarias terciarias del Eoceno-Mioceno. Durante el Mioceno (ca. 13-8 Ma) y, probablemente, el Plioceno Inferior (ca. 4-3 Ma), se registra un importante actividad plutónica, que en parte intruyó a rocas sedimentarias neógenas. El magmatismo Neógeno se asociada espacialmente con la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, estructura que habría favorecido el emplazamiento de magmas, esto último es sustentado, además, en la existencia de estratovolcanes del Pleistoceno-Holoceno y abundantes conos monogénicos del Holoceno sobre su traza principal y algunas ramas laterales a ella. Cembrano (1990) sugiere emplazamiento sintectónico de granitoides del Plioceno a través de la ZFLO. Sin embargo, también ha sido sugerido un rejuvenecimiento de edades por actividad tectónica a lo largo de la ZFLO (Hervé, 1984).

Así, gran parte de la actividad magmática de la región corresponde a la evolución Mesozoica-Cenozoica de Los Andes relacionada a subducción activa en el margen continental de Sud-América. El análisis del conjunto de los datos geocronológicos acotados mas precisamente, indica un complejo patrón de distribución de edades, pero que sin embargo permite definir, de manera general, eventos magmáticos extensos y voluminosos en el Cretácico Inferior alto (ca. 100-120 Ma) localizados, preferentemente, el este de la ZFLO, en el Mioceno (ca. 13-8 Ma), localizado sobre la traza principal y al oeste de esta

estructura y en estructuras oblicuas, y un probable plutonismo en el Plioceno 5-3 Ma) localizado sobre la traza principal de la ZFLO. Los eventos magmáticos del Jurásico, Cretácico Superior, Paleoceno y Eoceno, son de reducida expresión areal, aunque no descartables, necesitan ser comprobados, ya que algunos de estos eventos podrían corresponder a reseteos parciales de los sistemas isotópicos. La distribución de edades discutida anteriormente, con la actividad magmática del Mioceno retrocediendo en dirección a la fosa, es muy diferente para los Andes del centro-norte de Chile, donde se verifica una migración del arco magmático hacia el E con el consecuente decrecimiento de edades en la misma dirección (Farrar *et al.*, 1970).

Usando composiciones isotópicas de Sr y Nd de variados plutones graníticos del Batolito Patagónico en el sur de Chile Weaber *et al.* (1990) y Pankhurst *et al.* (1999), mostraron que estas rocas son producidas por un complejo y variable mezcla de fuentes de magmas. Weaber *et al.* (1990) que contaminación crustal fue importante en los procesos petrogenéticos, donde los magmas parentales están compuestos de una mezcla de material principalmente derivado del manto con subordinados componentes crustales. Pankhurst *et al.* (1999) sugieren que los magmas han sido generados por fusión de manto en la base de la corteza ('underplate') y de corteza continental inferior. Las composiciones isotópicas de Sr y Nd obtenidas en este estudio para granitos del segmento norte del BNP (Fig. 6) muestran que ellos no son derivados principalmente del manto. Por el contrario, los bajos y positivos valores de ξNd junto con valores de ξSr entre -7 y +20 sugieren que estas rocas están compuestas por una mezcla por fusión de material del manto litosférico con corteza continental inferior, tal como ha sido mostrado por trabajos previos en regiones vecinas. Las edades modelo Sm-Nd (T_{DM}) para granitoides del mesozoico varían desde 1100 a 640 Ma y de los granitoides Cenozoicos entre 1340 a 520 Ma. En general, las edades modelo pueden representar la edad de extracción del manto de los protolitos graníticos, lo cual es indicativo de las edades de formación de corteza continental. Sin embargo, algunas veces, las edades modelo pueden representar mezclas entre eventos antiguos y jóvenes de formación de corteza. Así, las edades modelo obtenidas representan mezclas entre antiguos y jóvenes episodios de formación de corteza y se puede especular que el basamento Andino en esta área está compuesto de corteza continental joven (1300-500 Ma).

Altas razones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son comunes en granitos del Paleozoico medio-superior de Chile, incluyendo los de la región de Los Lagos (Tosdal, 1994), por tanto, la composición isotópica de Pb de la muestra F-283 no es inesperada para rocas de esta edad. Así, la composición isotópica de Pb común en los feldespatos es un control independiente de la edad relativa de los plutones. Es interesante notar que existe una relación inversa entre la razón isotópica de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en los feldespatos de los plutones miocenos y su edad U-Pb interpretada. Estos es, los plutones miocenos más antiguos (P-831) tienen las más altas

razones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, mientras que los plutones más jóvenes (P-679) tienen las mas bajas razones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Esta relación es opuesta de aquella que debiera ser esperada si los plutones fueron derivados desde una región fuente común evolucionante. La relación inversa reflejaría, presumiblemente, diferentes grados de interacción crustal con rocas antiguas, habiendo interactuado extensamente con altas razones crustales de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, las cuales son, probablemente, en este caso, el basamento metasedimentario.

Agradecimientos. Expresamos nuestros agradecimientos a las siguientes instituciones y personas que colaboraron en este estudio:

- Al personal profesional, técnico, administrativo y auxiliar del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN) y de Bureau de Recherches Geologiques et Minières de Francia (BRGM) que participaron del proyecto 'Carta Metalogénica de la X Región, Sur (1993-1995)';
- Al personal del Laboratorio de Análisis Químicos, en la persona de C. Espejo, al Laboratorio de Análisis Geocronológicos, en la persona de C. Pérez de Arce y, al personal del Taller de Cortes, todos ellos de SERNAGEOMIN;
- A E. Fonseca (SERNAGEOMIN) y V. Johan (BRGM) quienes participaron en la descripción de las numerosas secciones transparentes;
- Al personal del Laboratorio Geocronológico de la Universidad de Berkeley por las determinaciones Ar/Ar;
- Al personal del Laboratorio Geocronológico de Menlo Park del Servicio Geológico de Estados Unidos por las determinaciones convencionales U-Pb en circones y análisis isotópicos de Pb en feldespatos, en especial a R. Tosdal por su gran ayuda en la interpretación de los datos y edades convencionales U-Pb en circones;
- Al personal del Centro de Pesquisas Geocronológicas del Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo de Brasil por los análisis isotópicos de Nd y Sr;
- Al personal del Laboratorio de Geocronología de la Universidad Nacional de Australia por las determinaciones U-Pb SHRIMP en circones;
- Al personal del Laboratorio de Geocronología de la Academia de Ciencias de China por las determinaciones U-Pb SHRIMP en circones;
- A la Sociedad de Geólogos Económicos (SEG) quien a través del premio Hugh E. McKinstry Fund-2005 (P. Duhart) contribuyó en el financiamiento de una determinación U-Pb SHRIMP en circones.

Especial reconocimiento a los guías y arrieros de Chaitén, Futaleufú y Palena, que con gran entusiasmo nos acompañaron en las campañas de terreno.

Dedicamos este trabajo a la memoria de A. Campos (†), H. Conn (†) y H. Klenner (†), quienes trabajaron en la Oficina Técnica Puerto Varas de SERNAGEOMIN.

REFERENCIAS

- Antinao, J. L.; Duhart, P.; Clayton, J.; Elgueta, S.; McDonough, M. 2000. Área de Ancud-Maullín. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, No. 17, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Aguirre Urreta, M. A.; Ramos, V. 1981. Estratigrafía y Paleontología de la alta cuenca del río Roble, Cordillera Patagónica-Provincia de Santa Cruz. *In Congreso Geológico Argentino, No. 8, Actas*, Vol. 3, p. 101-138. San Luis.
- Araya, E. 1979. Estudio geológico preliminar del área ubicada entre los 42°30' y los 43°00' L.S. y los 72°30' y 73°00' L.W., Comuna de Chaitén, Provincia de Chiloé, X Región. *Memoria de Título (Inédita)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 158 p.
- Arenas, M.; Duhart, P. 2003. Geología del Área Castro-Dalcahue. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, No. 79, 31 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Alarcón, B. 1995. Geología del área comprendida entre los 41°45'-42°05' latitud sur y 72°25'-72°50' longitud oeste, Provincias de Llanquihue y Palena, X Región. *Memoria de Título (Inédita)*. Departamento de Geología, Universidad de Chile, 64 p.
- Campos, A.; Moreno, H.; Muñoz, J.; Antinao, J.; Clayton, J.; Martin, M. 1998. Área de Futrono-Lago Ranco. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, No. 8, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Carrasco, V. 1995. Geología y geoquímica del Batolito Norpatagónico y rocas volcánicas asociadas a la zona de falla Liquiñe-Ofqui (41°05'-41°40' L.S.), X Región. *Memoria de Título (Inédita)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 127 p.
- Castillo, J.C. 1983. Geología del sector occidental de la Comuna de Futaleufú, Provincia de Palena, X Región, Chile. *Memoria de Título (Inédita)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 136 p.
- Cembrano, J. 1990. Geología del batolito norpatagónico y rocas metamórficas de su margen occidental. *Memoria de Título (Inédita)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 64 p.
- Cembrano, J.; Hervé, F. 1993. The Liquiñe-Ofqui Fault Zone : a major Cenozoic strike-slip duplex in Southern andes. *In International Symposium on Andean Geodynamics*, No. 2. Actas, p. 175-178. Oxford.
- Cembrano, J.; Hervé, F.; Lavenue, A. 1996. The Liquiñe-Ofqui Fault Zone: a long lived intra arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, Vol. 259, p. 55-66.
- Cembrano, J.; Schermer, E.; Lavenue, A.; Sanhueza, A. 2000. Constrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, Vol. 319, p. 129-149.
- Cembrano, J.; Lavenue, A.; Reynolds, P.; Arancibia, G.; López, G.; Sanhueza, A. 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antartica triple junction. *Tectonophysics*, Vol. 354, p. 289-314.
- Crignola, P. 1999. Geología del Fiordo Reñihue y parte occidental de la Península de Huequi, Chiloé Continental, X Región, Chile. *Memoria de Título (Inédita)*. Universidad de Concepción, Departamento de Geología, 115 p.
- Duhart, P.; Adriasola, A. 2008. New time-constraints on provenance, metamorphism and exhumation of the Bahía Mansa Metamorphic Complex on the Main Chiloé Island, south-central Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 35, No. 1, p. 79-104.

- Duhart, P.; Barra, F.; Muñoz, J.; Nutman, A.; Ruiz, J.; Tassinari, C. 2006. Cretaceous and Miocene molybdenite Re-Os and U-Pb SHRIMP zircon ages for intrusives bodies in the Chilean North-Patagonian Andes. *In V South American Symposium on Isotope Geology, Abstracts*, Vol.1, p. 492-495. Punta del Este.
- Duhart, P.; Barra, F.; Muñoz, J.; Tassinari, C.; Ruiz, J. 2005. Re-Os ages of molybdenites associated with granites of the North Patagonian Batholith, Chilean Andes. *In International Symposium on Andean Geodynamics*, No. 6, Resúmenes Expandidos, CD-Rom. Barcelona.
- Duhart, P. 2003. Las Juntas, un Prospecto de Cu-Pb-Zn en la Franja Polimetálica del Cretácico Inferior. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 10, CD-Rom. Concepción.
- Duhart, P.; Muñoz, J.; Stern, C. 2000a. Geología de la Isla Grande de Chiloé, X Región de Los Lagos, Chile. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 1, p. 461-465. Puerto Varas.
- Duhart, P.; Crignola, P.; Ordoñez, A.; Muñoz, J. 2000b. Franjas Metalogénicas en Chiloé Continental (41°-44° S). *In Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 1, p. 201-205.
- Duhart, P.; McDonough, M.; Muñoz, J.; Martín, 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, Ar/Ar y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 28, No. 2, p. 179-208.
- Farrar, E.; Clark, A.H.; Haynes, S.J.; Quirt, G.S.; Conn, H.; Zentilli, M. 1970. K-Ar evidence for the Post-Paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile. *Earth and Planetary Sciences Letters*, Vol. 10, p. 60-66.
- Fortey, R.; Pankhurst, R. J.; Hervé, F. 1992. Devonian Trilobites at Buill, Chile (42° S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, No. 2, p. 133-144.
- Fuenzalida, R. 1963. Estudio geológico de Alto Palena, X Región. *Memoria de Título (Inédita)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología. 129 p.
- Fuenzalida, J.C. 1979. Estudio geológico preliminar de la Península de Huequi, X Región. *Memoria de Título (Inédita)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología. 158 p.
- Hein, R. 1979. Geología del Valle California y de las áreas mineralizadas de la región de Alto Palena, Chiloé Continental. *Memoria de Título (Inédita)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología. 185 p.
- Hervé, M. 1976. Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 1, Actas, Vol. 1, p. B39-B56. Arica.
- Hervé, F.; Araya, E.; Fuenzalida, J.L.; Solano, A. 1978. Nuevos antecedentes sobre la Geología de Chiloé Continental. *In Congreso Geológico Argentino* No. 7, Actas, Vol. 1, p. 629-638. Neuquén.
- Hervé, F.; Araya, E.; Fuenzalida, J.L.; Solano, A. 1979. Edades radiométricas y tectónica neógena en el sector costero de Chiloé Continental, X Región. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 2, Actas, Vol. 1., p. F1-F18. Arica.
- Hervé, F. 1984. Rejuvenecimiento de edades radiométricas y el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui. *Comunicaciones*, No. 34, p. 107-116.
- Hervé, F. 1988. Late paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes*, Vol.11, No.3, p. 183-188.
- Hervé, F.; Munizaga, F.; Prian, J.P.; Duhart, P.; Crignola, P.; Pérez, Y. 1997. Geochronology of the Paleozoic metamorphic complexes of the main Andean range (41°-44° S), Chile. *In South American Symposium on Isotope Geology*, No. 1, Abstracts, p. 140-142. Sao Paulo.

- Heusser, C.J.; Flint, R.F. 1977. Quaternary glaciations and environments of northern Isla de Chiloe, Chile. *Geology*, Vol. 5, p. 305-308.
- Heusser, C. J. 1990. Chilotan Piedmont Glacier in the Southern Andes during the glacial maximum. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, p. 3-18.
- Heusser, C.J.; Heusser, L.E.; Lowell, T.V. 1999. Paleoecology of the southern Chilean Lake District-Isla Grande de Chiloe during middle-late Llanquihue Glaciation and deglaciation. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, Vol. 81 A, No. 2, p. 231-284.
- Kato, T. 1976. The relationship between low grade metamorphism and tectonics in the Coast Ranges of Central Chile. Ph. D Thesis (Unpublished). University of California. 120 p.
- Krogh, T.E. 1973. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 37, p. 485-494.
- Krogh, T.E. 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 46, p. 637-649.
- Levi, B.; Aguilar, A.; Fuenzalida, R. 1966. Reconocimiento geológico de las provincias de Llanquihue y Chiloé. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 19, 45 p. Santiago.
- Ludwig, K.R. 2003. Isoplot 3.0 A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication*, No. 4. 70 p.
- Ludwig, K.R.; Silver, L.T. 1977. Lead-isotope inhomogeneity in Precambrian igneous K-feldspar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 41, p. 1457-1571.
- Mattinson, J. M. 1987. U-Pb ages of zircons: a basic examination of error propagation. *Chemical Geology, Isotope Geoscience Section*, Vol. 66, p. 151-162.
- Mattinson, J. M. 1994. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 116, p. 117-129.
- McDougall, I.; Harrison, T. M. 1988. Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method. *Oxford Monography on Geology and Geophysics*, No. 9. Oxford University Press. 212 p.
- Mercer, J. H. 1976. Glacial History of Southernmost South America. *Quaternary Research*, Vol. 6, p. 125-166.
- Munizaga, F.; Hervé, F.; Drake, R.; Pankhurst, R. J.; Brook, M.; Snelling, N.J. 1988. Geochronology of the Lake Region of South-Central Chile (39°-42° S). Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, p. 309-316.
- Munizaga, F.; Hervé, F.; Drake, R. 1984. Geocronología K-Ar del extremo septentrional del Batolito Patagónico en la región de Los Lagos, Chile. *In Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas*, Vol. 3, p. 133-145. Neuquén.
- Munizaga, F.; Hervé, F.; Prian, J.P.; Duhart, P.; Crignola, P.; Pérez, Y. 1997. K-Ar, Ar-Ar and U-Pb geochronology of the North Patagonian Batholith (41°-44° S), Chile. *In South American Symposium on Isotope Geology, No. 1, Abstracts*, p. 209-212. Sao Paulo.
- Muñoz, J.; Duhart, P.; Hufmann, L.; Massone, H.; Stern C. 1999. Geologic and structural setting of Chiloé Island, Chile. *In Congreso Geológico Argentino, No. 14, Actas*, Vol. 1, p. 182-184. Salta.
- Muñoz, J.; Troncoso, R.; Duhart, P.; Crignola, P.; Farmer, L.; Stern, C. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 27, No. 2, p. 177-203.

- Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; Loske, W.P.; Márquez, M.; Fanning, C. M. 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 16, p. 27-44.
- Pankhurst, R.J.; Riley, T.R.; Fanning, C.M.; Kelley, S.P. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, Vol. 41, No. 3, p. 605-625.
- Pankhurst, R.J.; Weaver, S.D.; Hervé, F.; Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of the Geological Society*, Vol. 156, p. 673-694.
- Pankhurst, R.J.; Leat, P.T.; Sruoga, P.; Rapela, C.W.; Márquez, M.; Storey, B.C.; Riley, T.R. 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in west Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 81, p. 113-136.
- Pankhurst, R. J.; Hervé, F.; Rapela, C. W. 1994. Sm-Nd evidence for the Grenvillian provenance of the metasedimentary basement of southern Chile and west Antarctica. *In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, p. 1414-1418. Concepción
- Pankhurst, R.J.; Hervé, F.; Rojas, L.; Cembrano, J. 1992. Magmatism and tectonics in Continental Chiloé, Chile (42°-42°30' S). *Tectonophysics*, Vol. 205, p. 283-294.
- Parada, M.A.; Godoy, E.; Hervé, F.; Thiele, R. 1987. Miocene calc-alkaline plutonism in the Chilean Southern Andes. *Revista Brasileira de Geociencias*, Vol. 17, p. 450-455.
- Pardo-Casas, F.; Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Late Cretaceous times. *Tectonics*, Vol. 6, p. 233-248.
- Pérez, Y. 1999. Estudio geológico preliminar de la Península de Huequi, X Región. *Memoria de Título (Inédita)*. Departamento de Geología, Universidad de Concepción, 150 p.
- Porter, S. C. 1981. Late Pleistocene Glaciation in Southern Lake District of Chile. *Quaternary Research*, Vol. 16, p. 263-292.
- Quiroz, D.; Duhart, P.; Crignola, P. 2004. Geología del Área Chonchi-Cucao. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, No. 86, 33 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Rodríguez, C.; Pérez, Y.; Moreno, H.; Clayton, J.; Antinao, J.; Duhart, P.; Martín, M. 1999. Área Panguipulli-Riñihue, Región de Los Lagos. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, No. 10, 1 mapa escala 1: 100.000. Santiago.
- Rojas, C. 2003. Estratigrafía, facies y paleomagnetismo de la Formación Ayacara, Provincia de Palena. *Memoria de Título (Inédita)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 83 p.
- Romero, G. 1983. Geología del sector costero Alto-Palena, Puerto Ramírez, Chiloé Continental. *Memoria de Título (Inédita)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 131 p.
- Saliot, P. 1969. Etude géologique dans l'île de Chiloé (Chile). *Bullettin Société Géologique Française*, Vol. 7, No. 11, p. 388-399.
- Sanhueza, A. 1996. El complejo accrecionario y la zona de falla Liquiñe-Ofqui en Fiordo Reñihue y Comau (42-43° S), Chiloé Continental. *Memoria de Título (Inédita)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 93 p.
- SERNAGEOMIN-BRGM. 1995. Carta Metalogénica de la X Región Sur, Chile. Informe Registrado IR-95-05 (Inédito). *Servicio Nacional de Geología y Minería-Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 4 Tomos, 10 Vols., 95 p.

- Solano, A. 1979. Geología del sector Costero de Chiloé Continental, entre los 41°50' y 42°10' L.S. *Memoria de Título (Inédita)*. Departamento de Geología, Universidad de Chile. 123 p.
- Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 Ma: Implications for mountains building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, p. 211-215.
- Suárez, M.; De la Cruz, R.; Quiroz, D.; Belmar, M.; Covacevich, V. 1995. Estratigrafía y ambiente depositacional en las localidades Futaleufú y Palena (Informe Inédito). *Servicio Nacional de Geología y Minería*, 21 p. Santiago.
- Thiele, R.; Hein, R. 1979. Posición y evolución tectónica de los Andes Norpatagónicos. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 2, Actas, Vol. 1, p. B33-B-46. Arica.
- Thiele, R.; Castillo, J.C.; Hein, R.; Ulloa, M. 1978. Geología del sector fronterizo de Chiloé Continental entre los 43°00' y los 43°45' L.S., Chile. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 7, Actas, Vol. 1, p. 577-592.
- Tosdal, R. M. 1994. Three Pb sources for Oligocene and Miocene precious metal deposits of the western Andean Cordillera, southern Peru, western Bolivia and northern Chile. *Comunicaciones*, No. 45, p. 77-80.
- Ulloa, M. 1980. Geología del sector suroriental de la Comuna de Futaleufú, X Región. *Memoria de Título (Inédita)*. Departamento de Geología, Universidad de Chile. 126 p.
- Urbina, O. 2003. Geología del curso medio del Río Palena, X Región. *Memoria de Título (Inédita)*. Departamento de Geología, Universidad de Chile. 120 p.
- Varela, R.; Basei, M.; Cingolani, C.; Siga, O.; Passarelli, C. 2005. El basamento cristalino de los Andes Patagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 32, No. 2, p. 167-187.
- Weaber, S. G.; Bruce, R.; Nelson, E. P.; Brueckner, H. K.; LeHuray, A. P. 1990. The Patagonian Batholith at 48° S latitude, Chile: Geochemical and isotopic variations. *Geological Society of America, Special Paper*, No. 241. p. 33-50.

VIII. Mineralization, hydrothermal alteration and fluid inclusions in the Las Juntas and Pichicolo low-sulphidation prospects, North-Patagonian Cordillera, Chile

(Artigo submetido à Mineralium Deposita)

Mineralization, hydrothermal alteration and fluid inclusions in the Las Juntas and Pichicolo low-sulphidation prospects, North-Patagonian Cordillera, Chile

Duhart, P.^{1,2}; Bello, R.¹; Tassinari, C. C. G.¹; Muñoz, J.²

¹ Geosciences Institute, Sao Paulo University, Rua do Lago 562, Sao Paulo, Brazil.

pduhart@usp.br; rosabell@usp.br; ccgtassi@usp.br

² Chilean Geological and Mining Survey, Avenida La Paz 406, Puerto Varas, Chile.

pduhart@sernageomin.cl; jmunoz@sernageomin.cl

Abstract

The mineralizations of the North-Patagonian Chilean Cordillera are hosted mainly in intermediate to felsic volcanic rocks, and scarcely in metamorphic and granitic rocks. Metal base-mineralization with gold and silver contains is mainly hosted in Cretaceous volcanic rocks and restricted to the Lower Cretaceous Polymetallic Belt and As-mineralization with gold contain is mainly hosted in Devonian microdiorite and Paleozoic metamorphic rocks and restricted to the Miocene Gold Belt, although the absolute age of the ore deposits is still unknown. Also, in both belts Cu-Mo occurrences have been reported in association with monzogranites and tonalities, respectively. Metal base and precious mineralizations in the Las Juntas Prospect are related to silicic-adularia and quartz-sericite alteration and deposition of pyrite, sphalerite, Ag-bearing and Bi-bearing galena, and chalcopyrite, and minor hematite, tetrahedrite, arsenopyrite, bornite and chalcocite, in vein, veinlets and minor breccia bodies, and scarce dissemination. The mineralization is hosted in Lower Cretaceous andesitic breccia and lava flows. Ore grades are variable, but in mineralized Cu-veins the values reach up 15% Cu, and in Pb-Zn-Cu breccias the values reach up 32% Pb, 23% Zn and 0.28% Cu, 1.4 to 1,300 ppm Ag and 0.02 to 3.9 ppm Au. Fluid inclusion data indicate homogenization temperatures varying between 140 to 230 °C, salinities ranging from 3 to 6 weight % NaCl equivalent, and metal base deposition during boiling and mixing events. As-mineralizations with gold contain in the Pichicolo Prospect are related to silicic and quartz-sericite alterations and deposition of arsenopyrite and pyrite, and minor pyrrhotite, chalcopyrite and bornite, in veinlets, stockwork and dissemination. The mineralization is hosted in a Devonian deformed microdiorite. Grades vary between 0.02 to 2.0 ppm Au. Fluid inclusion data indicate homogenization temperatures varying between 180 to 270 °C, salinities ranging from 3 to 5 weight % NaCl equivalent, and metallic deposition during boiling and mixing events. The mineralization, alteration and fluid inclusion data suggest for both studied prospects epithermal low-sulphidation features probably associated with Mesozoic and Cenozoic related arc-magmatic activity.

Keywords *Epithermal low-sulphidation . metal base and precious ore deposits . Chilean North-Patagonian Cordillera*

Introduction

The North-Patagonian Cordillera is a distinctive segment of the South American continental margin but the metallogenic evolution is still poorly known. The Andean evolution related to subduction magmatic arcs with hydrothermal systems powered by magmatic intrusions is a favorable environment for ore deposit formation. Thus, the geologic and tectonic evolution of this segment of the Andes has been favorable for deposition of ore minerals, although only medium to small size mineral deposits have already been discovered in the south part of the North-Patagonian Cordillera.

As the result of intensive geologic studies in the Chilean North-Patagonian Cordillera, between 41 and 44 °S, some mineral occurrences, prospects and geochemical targets have been discovered. Based on the ore deposit types and the spatial and temporal distribution of the known mineralization, two N-S metallogenic belts have been recognized in the Chilean North-Patagonian Cordillera (Duhart *et al.*, 2000), the Lower Cretaceous Polymetallic Belt (LCPB) and the Miocene Gold Belt (MGB), with the Liquiñe-Ofqui Fault Zone as the structural divide for these belts. In the LCPB are recognized porphyry, skarn, hydrothermal veins and probable volcanic exhalative type mineralizations, hosted in Upper Jurassic-Lower Cretaceous volcanic and sedimentary rocks and in Lower Cretaceous granitic rocks. In the MGB are recognized porphyry and hydrothermal veins type mineralizations, hosted in Paleozoic microdioritic and metamorphic, Jurassic volcanic and Miocene granitic rocks. These metallogenic belts are equivalent to those recognized to the south in the Aisén region and are genetically related to the climax of the Cretaceous and Miocene magmatic activity recognized in this studied segment, although mineralizations related to Jurassic magmatic activity should not be discarded.

The main purpose of this paper is to describe the geologic setting, mineralization and alteration and fluid inclusions of two selected prospects in the studied segment of the North-Patagonian Cordillera (Las Juntas and Pichicolo prospects) and discuss the fluid features, formation conditions and type of hydrothermal ore deposits.

Geological setting

Three main structural domains are recognized in the Andes at the considered latitude, Coastal Range, Central Depression and Main Cordillera. The studied region is located in the Chilean Main Cordillera, here named North-Patagonian Cordillera.

The oldest rocks in the region consist of two metamorphic Paleozoic units, one with epizonal features composed by pelitic schists, mafic schists, slates and metasandstones,

and other with mesozonal features composed of amphibolites and gneisses, which outcrop mainly in the coastal area (Fig. 1) (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). These units, related to accretionary processes which occurred in the southwestern margin of Gondwana (Hervé, 1988, Pankhurst *et al.*, 1992), were intensely intruded by plutons of the North-Patagonian Batholith, which generated a superimposed thermal metamorphism that partially reset the isotopic mineral systems related to the previous regional metamorphic events. Fine grain non deformed Permian-Triassic gabbros, spatially associated with the metamorphic rocks, probably represent a remnant upper Paleozoic magmatic arc.

Conventional dating U-Pb in zircons from restricted outcrops (Fig. 1) of a metatonalitic body in the Chaitén area (Chaitén Metatonalite) gave a Devonian age (ca. 400 Ma; Duhart *et al.*, submitted) and a microdioritic body in the Pichicolo area (Pichicolo Microdiorite) also gave a Devonian age (ca. 386 Ma; Duhart *et al.*, submitted). These ages are older than the metamorphic Paleozoic units and are coeval with tonalites and leucogranites exposed in the eastern part of the North-Patagonian Cordillera and tonalities of the Deseado Massif, in Argentina (Duhart *et al.*, submitted).

The Paleozoic rocks are unconformably overlying by Middle to Upper Jurassic volcanic succession rocks (Fig. 1) represented in the coastal area by andesitic breccia and lava flow of the Jurassic Pichicolo Formation (ca. 176 Ma, SERNAGEOMIN-BRGM, 1995) and in the Palena-Futaleufú area by dacitic lapilli, ash tuffs and lava flows of the pre-Tithonian Ibañez Formation (Suárez *et al.*, 1995). These volcanic successions would be associated to the Chon Aike Large Igneous Province related to the break up of Gondwana (Pankhurst *et al.*, 1998; 2000). The Ibañez Formation is overlying by sandstones, marine fossiliferous sandstones, limestones, shales and tuffs of the Tithonian-Berriasian Toqui Formation (Suárez *et al.*, 1995). This sedimentary unit is cover in the Palena village area by andesitic hypabyssal, breccia and lava flows of the post-Berriasan Cerro Diaz Volcanic Complex (Suárez *et al.*, 1995). The vertical sedimentary succession continues with marine fossiliferous black shales of the Hauterivian Katterfeld Formation and green sandstones of the Hauterivian-Barremian Apeleg Formation (Suárez *et al.*, 1995) (Fig. 1). These volcanic and sedimentary sucessions are overlying by andesitic hypabissal, piroclastic and lava flows of the post-Barremian Arroyo Pedregoso Formation (Suárez *et al.*, 1995) and andesitic lava flows, piroclastic and terrigeno-clastic rocks of the Cordón de Las Tobas Formation of probably Aptian-Albian in age (Suárez *et al.*, 1995) indicate the end of the Mesozoic record in this region (Fig. 1).

Scarce outcrops of sandstones, marine fossiliferous sandstones, claystone and limestones, with tuffs intercalations in the Huequi Peninsula, constituted the Eocene?-Miocene Ayacara Formation (Levi *et al.*, 1966) (Fig. 1), that apparently represent a Cenozoic intermontana basin best developed in the Central Depression. Conglomerates, sandstones

and marine fossiliferous claystones constituted the Miocene La Cascada Formation (Castillo *et al.*, 1983) to the east of the Yelcho Lake, which represent a restricted intramontane basin (Fig. 1). Non deformed lacustrine sediments along the main branch of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, near the Yelcho Lake, named La Silla Formation (Araya, 1979) (Fig. 1) of the Lower Pleistocene minimum age, reflect no fault-activity during this time, but suggest a generalized uplift for the region (Pankhurst *et al.*, 1992).

Dioritic, tonalitic, granodioritic and monzogranitic plutons of the North-Patagonian Batholith are the dominant outcrops in the studied region (Fig. 1). The climax of the magmatic activity is recorded by Lower Cretaceous (ca. 120-100 Ma) and Miocene (ca. 13-8 Ma) events (Duhart *et al.*, submitted), which are considered related to the hydrothermal activity response of the ore deposit forming. Jurassic plutonic activity is only recorded in a restricted area located to the east of the Huequi Peninsula (Fig. 1). Lower Cretaceous plutons mainly intruded volcanic and sedimentary Mesozoic successions and Miocene plutons mainly intruded metamorphic Paleozoic and sedimentary Eocene?-Miocene Ayacara Formation rocks.

The main regional structural feature is the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (Fig. 1), a major intra-arc dextral strike-slip fault zone related to oblique subduction (Cembrano *et al.*, 1996; 2000; 2002), which separates two main magmatic domains: Lower Cretaceous to the east and Miocene to the west. The LOFZ is also spatially related with some basaltic to andesitic Pliocene-Holocene volcanoes and monogenic cones (Fig. 1), and probably has been a favorable structure to the magma emplacement.

Glacial forms and glacial and glaciofluvial no consolidated deposits (Fig. 1) are associated to the different Pleistocene glaciations, which were an important erosion agent along the south-central Andes.

Fig. 1. Geological sketch map showing main mineralized areas, mineralizations types and metallogenic belts in the Chilean North-Patagonian Cordillera (modified from Duhart *et al.*, 2000). For more detailed geological explanation see Duhart *et al.* (submitted).

Analytical methods

Wall-rock alteration and ore assemblages were studied by optical mineralogy using a binocular Zeiss Axioplan transmitted and reflected light microscopy.

Scanning Electron Microscopy (SEM) studies using a Leo 440i Si-Li Oxford model were carried out in the Scanning Electron Microscopy Laboratory of the Geosciences Institute at São Paulo University. These studies were utilized for a better identification of mineral microinclusions and microfracture fillings in crystals previously identified by conventional microscope. Electron Backscattered Diffraction (EBSD) images and punctual semi-quantitative chemical composition analyses were obtained by Scanning Electron Microscopy (SEM) in a Leo 440i-Oxford model with Si-Li detector, with accelerating voltage of 20 kV and livetime of 100 seconds.

Primary and pseudosecondary fluid inclusions in quartz from Las Juntas and Pichicolo prospects were analyzed thermometrically using a Chaixmeca MTM85 heating (600 °C) and freezing (-180 °C) stage coupling with Newport 871 data register and Leitz Welzler binocular microscopy in the Fluid Inclusions Laboratory of the Geosciences Institute at São Paulo University. The stage was calibrated to the Merck Signotherm standard for low temperatures and Merck MSP standard for high temperatures.

Geochemical analyses were carried out in laboratories of the Chilean Geologic and Mining Survey by induced coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES) and Au was determined by atomic absorption spectrometry (AAS).

Geology, hydrothermal alteration and mineralization

Las Juntas Prospect

Geology

The local geology is dominated by dacitic lapilli, ash tuff and lavas of the Ibañez Formation, which is overlying by sandstones, fossiliferous sandstones, shales and tuffs of the Toqui Formation. This last unit is overlying by andesitic breccia and lava flows of the Cerro Díaz Volcanic Complex (Fig. 2).

Regionally, these stratified units are intruded by plutons of the North-Patagonian Batholith and, locally by dioritic stocks, andesitic to rhyolitic hypabyssal bodies and basaltic dikes (Fig. 2). Radiometric dating indicates that the main voluminous plutonic activity occurred in the Aptian-Albian (ca. 120-100 Ma; Duhart *et al.*, submitted) and the initial early shallow magmatism occurred in the Barremian times (ca. 126 Ma; Duhart *et al.*, submitted). The studied mineralized occurrences are mainly observed in andesitic breccias and lava flows of the Cerro Díaz Volcanic Complex. The volcanic succession displays a dominant stratification N85°E/18°N and is composed of 40-50 m thick of andesitic breccias with some scarce intercalations of 10-20 m thick of andesitic lava flows. Kilometric andesitic to rhyolitic hypabyssal bodies and a decametric dioritic stock that intruded the volcanic and sedimentary successions seem to have been a pre to sin-mineralization event. Centimetric basaltic dikes and metric subcircular bodies cut both the andesitic breccia and lava flow and the

mineralized veins. The rocks in the district are pervasively altered and the primary mineral components are obscured by hydrothermal alteration.

Fig. 2. Geologic sketch map showing the local geology of the Las Juntas Prospect, mineralized areas and associated values for Au, Ag, Cu, Pb and Zn. Age shown in the figure is a zircon SHRIMP U-Pb dating for a Lower Cretaceous pyroxene diorite (Duhart *et al.*, submitted).

Hydrothermal alteration

Silicic alteration related to open-space filling by quartz veinlets and veins is present in all the mineralized areas (Fig. 3A). The veinlets and veins normally exhibit crustification, symmetrical banding, coarsening of minerals from the walls to the center and comb structure (Fig. 3B) and are directly associated with the main metal base mineral deposition event. Microscopically, the veinlets and veins are constituted by a granular aggregate of quartz crystals accompanied by calcite and minor chlorite and hematite to the marginal parts near the host rock (Fig. 3C). Adularia is a relatively scarce alteration mineral and commonly rhombic crystals are intergrowth with quartz (Fig. 3D) and lattice calcite. Proximal to the silicic alteration and consequently surrounding the mineralized areas, the host rocks are pervasively affected by quartz-sericitic alteration (Fig. 3E). More distal to the mineralized zones epidote, calcite and chlorite assemblage defined an extended propylitic alteration affecting the host rocks (Fig. 3F). Patches of barren quartz in veinlets, veins and vesicles represent a later silicification stage.

Fig. 3. Macrophotographs (A and B). **A** Open-space filling texture. The arrows show areas with quartz filling. **B** Detail of veinlet. The arrow shows crustification and comb structure. Photomicrographs (C to F) under transmitted light. **C** Quartz veinlet with calcite to the central part, and radial-acicular chlorite aggregates and tabular hematite to the border (T-070, 4x, N+). **D** Adularia rhombs in quartz veinlet. Clustered euhedral adularia crystals ('diamond shape') surrounded by quartz crystals and radial-acicular chlorite aggregates (T-070, 10x, N+). **E** Quartz-sericitic alteration in plagioclase relict phenocrysts of a porphyric andesitic volcanic rock (H-450, 10x, N+). **F** Propylitic alteration in an andesitic volcanic breccia defined by the assemblage of granular epidote and irregular masses of chlorite and calcite (PD-0007, 10x, N+).

Mineralization

The metal base mineralization occurs in veinlets, vein, breccia bodies and scarce dissemination, hosted in andesitic breccia and lava flows of the Cerro Díaz Volcanic Complex.

The veinlets are millimetric to centimetric in thickness (Fig. 4A), are located preferentially in the external part of the deposit and near the veins and, locally, they can constitute a little dense stockwork. The veinlets are composed by low quantities of galena and sphalerite, scarce chalcopyrite and pyrite, and quartz and calcite are the main gangue minerals. Microscopically, sphalerite-chalcopyrite exsolution texture is observed (Figure 4D).

The veins are centimeter to metric (0.2 to 1.0 m) in thickness (Fig. 4B) and are located preferably in the central part of the deposit. They are subverticals and mainly oriented N75°E and N75°W in a conjugate joint system, and those constitutes can be distinguished mainly by chalcopyrite (Cu-rich veins), galena-sphalerite-chalcopyrite (Pb-Zn-Cu-rich veins) and arsenopyrite (As-rich veins), all accompanied by quartz and calcite. Microscopically, in the Cu-rich veins the chalcopyrite is massive, containing micropores and microfractures fillings by iron hydroxides and microinclusions of sphalerite and galena. Isolated cubic pyrite grains less than 5 mm are completely surrounded by chalcopyrite (Fig. 4E). Iron hydroxides are product of weathering and colloform zoned textures are common (Fig. 4F). In the Pb-Zn-Cu-rich veins galena and sphalerite were observed, normally accompanied by chalcopyrite (Fig. 4G), and cubic pyrite grains with microfractures filled by chalcopyrite. Chalcopyrite is partially replaced in its clivage and borders by supergenic covelite (Fig. 4H). Exsolution texture of chalcopyrite in sphalerite, tetrahedrite microinclusions in both sphalerite and chalcopyrite, and iron hydroxides and copper oxides with colloform zoned textures also were observed. As-rich veins are constituted almost exclusively by rhombic euhedral to subhedral arsenopyrite crystals (Fig. 4 I), accompanied by scarce cubic pyrite crystals surrounded by arsenopyrite. Also were observed microinclusions of chalcopyrite, sphalerite and chalcocite in arsenopyrite.

The breccia bodies (Fig. 4C) are elliptic in surface with elongation following the vein orientation, and they seem to have a vertical shape, distinguishing those in which the cement is constituted mainly by chalcopyrite-quartz and galena-sphalerite-chalcopyrite-quartz. The Cu-rich breccias are mainly formed by chalcopyrite and minor quantities of pyrite cubes with microfractures filling and surrounded by chalcopyrite (Fig. 4J) which contains microinclusions of sphalerite and galena and replacement by supergene covelite in the borders. The Pb-Zn-Cu-rich breccias are constituted by galena, sphalerite and chalcopyrite and also by cubic pyrite surrounded by chalcopyrite, which is located preferentially in the sphalerite-galena interphase. In the breccia bodies the quartz cement shows a smoky aspect due to the presence of tabular hematite crystals (Fig. 4K) always near the host rock fragments.

Disseminated mineralization is developed near the veinlets, veins and breccia bodies, which present the same mineralogy and mineralogical features, although scarce bornite partially replaced by chalcosite is also observed (Fig. 4 L).

Fig. 4. Macrophotographs (A to C). **A** Quartz veinlets. **B** Mineralized vein. **C** Breccia section with quartz cement and tabular hematite crystals in the border of the fragments (black). Photomicrographs (D to L) under reflected light. **D** Veinlet showing exsolution texture of chalcopyrite in sphalerite, and chalcopyrite crystals in the sphalerite-galena interphase (PD-0014A, 20x, N//). **E** Cu-rich vein with cubic pyrite crystals surrounding by chalcopyrite aggregates (H-502, 10x, N//). **F** Cu-rich vein with chalcopyrite accompanied by colloform zoned iron hydroxides (H-502, 10x, N//). **G** Pb-Zn-Cu-rich breccia with galena, sphalerite and chalcopyrite (H-505, 4x, N//). **H** Pb-Zn-Cu-rich breccia with galena, sphalerite and chalcopyrite partially replaced by covellite (H-504, 20x, N//). **I** As-rich vein with arsenopyrite rhombic crystals (PD-0015A, 10x, N//). **J** Cu-rich breccia with pyrite crystal surrounded by chalcopyrite (T-136, 10x, N//). **K** Cu-rich breccia showing cubic pyrite and tabular hematite near the border (PD-0060, 20x, N//). **L** Disseminated mineralization showing bornite partially replaced by chalcocite (PD-0077, 20x, N//).

In the Las Juntas Prospect, six samples were studied by SEM and twenty-four punctual semi-quantitative analyses with their respective EBS images were obtained (Fig. 5). They indicate microinclusions presence of galena, sphalerite and iron oxides in chalcopyrite for Cu-rich vein (Fig. 5A). Pyrite and galena microinclusions in chalcopyrite for Pb-Zn-Cu-rich vein are common, and also microfractures filling by iron hydroxides and copper oxides (Fig. 5B). Two microanalyses in arsenopyrite in areas with different gray tonalities for As-rich vein indicate a normal arsenopyrite composition (Fig. 5C) and the variations in the gray tonality can be explained by local changes of As contains. In the Pb-Zn-Cu-rich breccias microinclusions of chalcopyrite in sphalerite (Fig. 5D) and areas with different gray tonalities in the optically continuous galena crystals (Fig. 5E) were detected. The punctual semi-quantitative analyses indicate areas with normal galena composition and areas with Cu, Ag and Bi contains (Fig. 5E), in addition areas with chalcopyrite normal composition were detected. A semi-quantitative analysis in chalcopyrite of a massive mineralized sample of sphalerite-galena-chalcopyrite indicates microinclusions of sphalerite and intermediary member in the tetrahedrite-tenantite solid solution (Fig. 5F). Microfractures filling by iron hydroxides and copper oxides and probably, lead sulfates angelesite type are also common (Fig. 5F).

Fig. 5. Electron Backscatter Diffraction images (EBSD). **A** Chalcopyrite crystal from Cu-rich vein with randomly galena, sphalerite, and Fe-oxide microinclusions. **B** Chalcopyrite crystal from Pb-Zn-Cu-rich vein with randomly pyrite and galena microinclusions and microfractures filling by Fe-hydroxides and Cu-oxides. **C** Arsenopyrite crystal from As-rich vein showing different tonalities due probably to variations in As contains. **D** Sphalerite crystal from Pb-Zn-Cu-rich breccia with randomly chalcopyrite microinclusions. **E** Galena and chalcopyrite crystals from Pb-Zn-Cu-rich vein with galena and chalcopyrite with normal composition and galena with Cu, Ag and Bi contain. **F** Chalcopyrite crystal with sphalerite and tetrahedrite-tennantite solid solution microinclusions and microfracture filling by Fe-hydroxides, Cu-oxides and Pb-sulfates (anglesite?).

Textures and contact relationships of the ore minerals assemblages described for the Las Juntas Prospect define a paragenetic sequence in a early stage dominated by Fe-sulphides and Fe-oxides and As-sulphides, following a main mineralization Pb-Cu-Zn event accompanied by Au, Ag and Bi and a later mineralization stage related to supergenic Cu-sulphides, Cu-oxides and Fe-hydroxides (Table 1).

Table 1. Paragenetic sequence for the Las Juntas prospect.

Mineral	Early	Time →				Late
	Phase I	Phase II	Phase III	Phase IV	Fase V	Fase VI
Pyrite I	-----					
Pyrite II		-----				
Hematite		-----				
Arsenopyrite			-----			
Galena				-----		
Sphalerite				-----		
Chalcopyrite I				-----		
Chalcopyrite II					-----	
Tetrahedrite				-----	-----	
Bornite					-----	
Chalcosite					-----	
Gold				-----		
Silver				-----		
Bismuthe				-----		
Covelite						-----
Cu-oxides						-----
Fe-hydroxides						-----

Twenty six geochemical analyses by ICP-AES and AAS in chip samples of mineralized rocks are consistent with the observed mineralogy and indicated maximum grade of 15.7% Cu, 0.5% Pb and 0.04% Zn for Cu-rich veins and maximum grades of 32% Pb, 23% Zn and 0.28% Cu for Pb-Zn-Cu-rich breccias. Also, they indicate gold and silver presence, although free gold and silver were not observed. The gold grade varies between 0.02 and 3.9 ppm and the silver grade varies between 1.4 and 1,300 ppm. Au-Zn values show a good positive correlation, suggesting a possible association between gold and sphalerite. Lower Ag values show a good correlation with Cu and higher values exhibit a good correlation with Pb suggesting two mineralization stages, an early stage dominated by copper and a later stage dominated by Pb, and in addition, these results indicate the presence of Ag-bearing galena, which is confirmed by the SEM analyses. The geochemical analyses had also shown Mo traces.

Pichicolo Prospect

Geology

The oldest rocks in the Pichicolo Prospect area are constituted by a Devonian microdioritic body (ca. 386 Ma; Duhart *et al.*, submitted) in contact by fault with a pre-Triassic serpentinitic body, and by metapelitic rocks of a probably upper Paleozoic age (Fig. 6;

SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). The mineralization occurs essentially in the Devonian microdioritic body, which is strongly effected by a cataclastic process. The oldest rocks are in contact by fault with scarce outcrops of a marine sedimentary succession constituted by shales and sandstones assigned to Triassic (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). The Triassic sedimentary succession is overlying by a Jurassic (ca. 176 Ma; SERNAGEOMIN-BRGM, 1995) volcanic succession constituted by andesitic breccias and lava flows of the Pichicolo Formation (Fig. 6). Claystone, fossiliferous claystones, sandstones, limestones and tuffs of the Ayacara Formation were assigned to Eocene?-Miocene due to its foraminiferous fossiliferous content (Levi *et al.*, 1966) (Fig. 6). Miocene andesitic porphyric sills and stocks (ca. 13 Ma; Duhart *et al.*, submitted) intruded to the Ayacara Formation. Dioritic, quartz-dioritic and tonalitic plutons represent a part of the extended Miocene magmatic activity related to the North-Patagonian Batholith (ca. 13-8 Ma; SERNAGEOMIN-BRGM, 1995; Duhart *et al.*, submitted). Pleistocene-Holocene basaltic to andesitic lava flows and breccia (Fig. 6) are associated with volcanic activity of the Apagado Volcano located to the north, representing part of the current volcanic-arc. Glacial deposits (Fig. 6) are related to the upper Pleistocene Llanquihue glaciation (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995).

Fig. 6. Geologic sketch map showing the local geology of the Pichicolo Prospect, mineralized areas and Au values.

Hydrothermal alteration

Silicic alteration related to open-space filling by quartz veins and veinlets (Fig. 7A) is present in all the mineralized area. The veins normally exhibit crustification, symmetrical banding, coarsening of minerals from the walls to the center and comb structure (Fig. 7B). These quartz veinlets and veins are directly associated with the main As-mineral deposition event. Microscopically the veinlets and veins are constituted by a granular aggregate of quartz crystals accompanied by radial-acicular chlorite aggregates (Fig. 7C). Proximal to the silicic alteration and consequently surrounding the mineralized areas, the host rocks are pervasively affected by quartz-sericitic alteration (Fig. 7D) accompanied by chlorite masses. More distal to the mineralized zones epidote, chlorite (Fig. 7E) and calcite (Fig. 7F) assemblage defined an extended propylitic alteration affecting mainly the andesitic breccia and lava flows of the Jurassic Pichicolo Formation.

Fig. 7. Macrophotographs (A and B). **A** Open-space filling texture showing quartz veinlets in several direction. **B** Detail of a veinlet exhibit a comb structure. Photomicrographs (C to F) under transmitted light. **C** Quartz veinlet with radial-acicular chlorite aggregates (H-572, 10x, N+). **D** Quartz-sericitic alteration in plagioclase? relict crystal surrounded by chlorite aggregates and quartz crystals (H-572, 10x, N+). **E** Propylitic alteration in a andesitic rock (PD-0072, 10x, N+) characterized by chlorite and epidote assemblage. **F** Propylitic alteration in andesitic volcanic breccia defined by the presence of calcite accompanied by chlorite in the borders (PD-0068, 10x, N+).

Mineralization

The As-mineralization occurs mainly in veinlets and disseminated, with scarce veins, hosted in a Devonian microdioritic body.

The veinlets are millimetric to centimetric in thickness and locally can constitute a poorly dense stockwork, and are formed by quartz accompanied by arsenopyrite and pyrite. Microscopically, semi-porous arsenopyrite rhombic crystals less than of 0.5 mm (Fig. 8A), pyrite porous subhedral to euhedral crystals less than of 0.25 mm sometimes are limonitized constituting cubic boxworks (Fig. 8B), and scarce traces of anhedral pyrrhothite crystals are observed.

The disseminated mineralization occurs in a microdioritic body and is constituted mainly by arsenopyrite with minor quantities of pyrite, pyrrhotite and scarce chalcopyrite. Microscopically, semi-porous arsenopyrite rhombic crystals less than of 0.5 mm, pyrite porous subhedral to euhedral crystals less than of 0.25 mm, and scarce traces of pyrrhothite, chalcopyrite and sphalerite anhedral crystals are observed. More distally, and hosted in Jurassic andesitic breccias of the Pichicolo formation and in sandstones and lutites of Triassic sedimentary rocks, scarce dissemination of pyrite, pyrrhothite, chalcopyrite, sphalerite, bornite and covelite is recognized. Microscopically, the mineralization is observed in vesicles with calcite-epidote fillings, and consists of chalcopyrite less than of 0.1 mm, traces of anhedral bornite with exsolution textures of chalcopyrite, supergenic covelite (Fig. 8C) and pyrite. Dissemination in sandstones consists of chalcopyrite and sphalerite (Fig. 8D).

In the Pichicolo Prospect, four samples were studied by SEM and five punctual semi-quantitative analyses with their respective EBS images were obtained indicating a normal composition for arsenopyrite in areas with relatively different reflectivity (Fig. 9A) and also the presence of rutile microinclusions were detected (Fig. 9B).

Textures and contact relations of the ore minerals assemblages in the Pichicolo Prospect define a simple paragenetic sequence early dominated by Fe and As-sulphides associated with Au, followed by a restricted later Cu-mineralization event.

Fifteen geochemical analyses by ICP-AS and AAS in chip samples of mineralized rocks are consistent with the observed mineralogy and indicated grades of 217 ppm to 1.1% of As. Also they indicate gold presence, although free gold was not observed. The gold grade varies between 0.02 to 2.0 ppm. These grades show a good positive correlation between Au and As which suggests the presence of Au-bearing arsenopyrite. These geochemical analyses also show traces of Cu and Zn.

Fig. 8. Photomicrographs under reflected light. **A** Quartz veinlet showing rhombic arsenopyrite crystals (H-568, 10x, N//). **B** Quartz veinlet with cubic pyrite relict crystal limonitized (H-568, 20x, N//). **C** Dissemination of chalcopyrite-bornite with supergene covellite in an andesitic volcanic rock (PD-0063, 20x, N//). **D** Dissemination of chalcopyrite-sphalerite in a sandstone (PD-0065C, 20x, N//).

Fig. 9. Electron Backscatter Diffraction images (EBSD). **A** Rhombic arsenopyrite crystal from As-rich veinlet and the semi-quantitative analyze indicate a normal composition. **B** Arsenopyrite crystal from As-rich vein, the semi-quantitative analyzes indicates a normal composition (area 1) and randomly rutile microinclusions (area 2).

Fluid inclusions

The analyzed quartz samples in both prospects come from mineralized veinlets and veins and are related directly with the main sulfides mineralization event. The most observed fluid inclusions are small in size and constituted of aqueous fluids (L+V), with minor and scarce CO₂ contain. The salinity and other physical and chemical parameters of the fluid inclusions (e.g. density, molar volume and composition) were calculated using the bulk.exe and ice.exe programs following the procedure of Bakker (2003). In the statistical analyses the primary and pseudosecondary fluid inclusions were considered separately and are shown with different colors in the histograms and different symbols in the dispersion diagrams.

Las Juntas Prospect

About 230 fluid inclusions were studied in two samples (PD-0014B and PD-0014A) of quartz mineralized (Cu-Pb-Zn) veinlets and veins from the same level (1.370 m a. s. l.). In the PD-0014B sample nine regions were studied (1, 2, 5a, 5b, 5c, 5d, 17, 18 and 19) of a main vein and four regions (10, 11b, 11c and 16) of a lateral related veinlet, whereas in the PD-0014A sample seven regions (2, 4a, 4b, 5, 6, 10 and 11) were studied. The fluid inclusions are small in size (< 10 µm) and mainly exhibit a random distribution with scarce short trails in the inner portions of the quartz grains (Fig. 10A). The randomly and trail-bound fluid inclusions show dominantly irregular and rounded shapes with minor negative crystal forms (Fig. 10B). Some regions in the studied samples contain primary fluid inclusions with evidence of necking down (Figs. 10B and 10C) which not were considered in the statistical analyses. The most fluid inclusions (~ 95%) from the Las Juntas Prospect consist of two phases (H₂O_(l) and H₂O_(v)) with variations of the bubble volume in relation to the total volume of the inclusion. Only locally a few fluid inclusions (5%) were found containing CO_{2(g)} and H₂O_(l) (Fig. 10D) coexisting with aqueous fluid inclusions in the same area (sample PD-0014B, region 19). According to the variation in the phase proportions (volume vapor (bubble volume)/total inclusion volume), composition and distribution, five fluid inclusions types were distinguished. Type I: primary fluid inclusions with bubble volume < 10%; Type II: primary fluid inclusions with bubble volume between 15 to 25%; Type III: primary fluid inclusions with CO_{2(g)} and bubble volume > 80%; Type IV: pseudosecondary fluid inclusion with bubble volume < 10%; and Type V: pseudosecondary fluid inclusions with bubble volume ranging from 15 to 25%.

The microthermometric results show that the eutectic temperatures (Te) for aqueous inclusions cover a wide temperature range from -40 to -30 °C, indicating that probably more than one component is present in the system. However, most of the measured Te are in the range -38 to -32 °C. These ranges of Te are indicatives of aqueous systems with Fe (FeCl₃-H₂O, Te = -36.5 °C; Borizenko, 1978) and Mg (MgCl₂-H₂O, Te = -33.6 °C; Borizenko, 1978; Crawford, 1981), although only hematite and no Mg-bearing minerals were observed in the

paragenetic sequence. Although aqueous systems with Ca have a T_e stable in lower temperatures ($\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$, $T_e = -52.0\text{ }^\circ\text{C}$; Davis *et al.*, 1990) the presence of this element in the system is suggested for the T_e minimum. In fact, the measurement of the T_e minimum probably are lower as the small size of the fluid inclusion makes it difficult to observe the exact value of this parameter, and the presence of Ca has been suggested for T_e lower than $-40.0\text{ }^\circ\text{C}$ by Goldstein and Reynolds (1994) and Roedder (1984). The maximum T_e near $-30\text{ }^\circ\text{C}$ can indicate an aqueous system with Na and possibly K. The $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ system has stable eutectic at $-20.8\text{ }^\circ\text{C}$ (Crawford, 1981), but Davis *et al.* (1990) show metaestable values at $-28.0\text{ }^\circ\text{C}$ and observed T_e around $-21.1\text{ }^\circ\text{C}$ and varying from -28.0 to $-35\text{ }^\circ\text{C}$. The presence of K also can not be discarded, as the system $\text{H}_2\text{O-NaCl-KCl}$ presents a stable eutectic at $-22.9\text{ }^\circ\text{C}$ (Crawford, 1981), and a metaestable value at $-28\text{ }^\circ\text{C}$ (Davis *et al.*, 1990). Therefore, the Na and possibly K can be present in the aqueous solution.

The final homogenization to the liquid phase (T_h) occurred in a wide range of temperatures between 120 and $270\text{ }^\circ\text{C}$ ($n = 150$) (Fig. 11a). A mode of the whole set of investigated inclusions is observed at $160\text{ }^\circ\text{C}$ and most of the values ($\sim 90\%$) are in the 140 to $230\text{ }^\circ\text{C}$ (Fig. 11a). It is noteworthy to point out the pronounced skewness of the frequency histogram with the mode close to the lower homogenization temperature region (Fig. 11a) suggesting that the fluid inclusion would have trapped immiscible fluids (Loucks, 2000). The ice melting temperature (T_m) measurements ($n = 159$) of H_2O -rich inclusions allowed calculated salinities that cover a range between 0 to 8 weight percent NaCl equivalent, although most of the values ($\sim 90\%$) are in the 2 to 6 weight percent NaCl equivalent (Fig. 11b). Although the fluid inclusions with CO_2 permitted the determination of $T_{m\text{Cl}}$, their salinities and densities could not be calculated by the package of programs developed by Bakker (2003) because neither the observation of T_m ice nor of $T_h\text{CO}_2$ was possible.

Only in one region (19) of the PD-0014B sample scarce vapor-rich aqueous-carbonic inclusions, whose CO_2 was detectable by the clathrate formation, were observed. A few measurements indicate a melting point of CO_2 between -56.7 to $-57.4\text{ }^\circ\text{C}$ in rare CO_2 -rich inclusions, whose total homogenization to the CO_2 phase occurs between 310.1 to $364.3\text{ }^\circ\text{C}$. However, in these inclusions it was not possible to measure either the ice melting temperature (T_m) or the homogenization of CO_2 phase ($T_h\text{CO}_2$) and consequently it was not possible to calculate their salinities by the clathrate programs of Bakker (2003).

Pichicolo Prospect

About 200 fluid inclusions were studied in two samples (H-568 and H-570) of quartz mineralized (As) veinlets from the same level (255 m a. s. l.). In the H-568 sample nine regions (1, 2, 2a, 2b, 5, 11, 11b, 11c and 11d) were studied, whereas in the H-570 sample eight regions (7, 7b, 7c, 7d, 8, 8t1, 8t2 and 8a) were analyzed. The fluid inclusions are also small in size ($< 10\text{ }\mu\text{m}$), and mainly exhibit a random distribution (Fig. 12a) with some scarce

short trails in the inner portions of the quartz grains. The randomly and trail-bound fluid inclusions show dominantly irregular and rounded shapes with minor negative crystal forms and variable volumetric proportions between the liquid and vapor phases (Fig. 12b). Some studied regions contain aqueous monophasic fluid inclusions (Fig. 12c) that are suspected to have been modified (necking down) and not were considered in the statistical analyses. The most fluid inclusions (~ 88%) from the Pichicolo Prospect consist of two phases: vapor ($\text{H}_2\text{O}_{(v)}$) and liquid ($\text{H}_2\text{O}_{(l)}$). Locally, some fluid inclusions (12%) containing $\text{CO}_{2(g)}$ and $\text{H}_2\text{O}_{(l)}$ (Fig. 12d) coexisted with aqueous-rich fluid inclusions. According to the volumetric proportions between the phases (vapor volume (bubble volume)/total inclusion volume), composition and distribution, seven fluid inclusions types were distinguished, Type I: primary fluid inclusions with bubble volume < 10%; Type II: primary fluid inclusions with bubble volume between 15 to 25%; Type III: primary fluid inclusions with bubble volume > 30%; Type IV: primary fluid inclusions with bubble volume $\geq 80\%$; Type V: pseudosecondary fluid inclusions with bubble volume < 10%; Type VI: pseudosecondary fluid inclusions with bubble volume ranging from 15 to 25%; and Type VII: pseudosecondary fluid inclusions with bubble volume > 30%. CO_2 was identified by the clathrate formation in primary and pseudosecondary inclusions with variations in the bubble volume from 5 to 80% of the total volume inclusion.

The microthermometric results show that the eutectic temperature (T_e) for aqueous inclusions covers a temperature range from -32 to -27 °C, with a mode in -29 °C. This range of T_e is indicative of aqueous systems with Na and probably K as discussed earlier.

The final homogenization (T_h) of the aqueous-rich inclusions by the liquid phase occurred in a wide range of temperatures between 140 and 270 °C ($n = 74$) (Fig. 13a). A mode of the whole set of investigated inclusions is observed at 230 °C and most of the values (~ 90%) are in the 180 to 270 °C (Fig. 13a). The ice melting temperature (T_m) measurements ($n = 155$) allowed calculated salinities that cover a range between 1 and 6 weight percent NaCl equivalent (Fig. 13b), although most of the values (~ 90%) are in the 3 and 5 weight percent NaCl equivalent (Fig. 13b).

In both studied samples (H-568 and H-570) aqueous carbonic-rich inclusions with CO_2 detectable by the clathrate formation were observed. Some CO_2 -rich inclusions present a melting point of CO_2 between -56.6 and -58.0 °C, indicating variations in volatile composition. The data of total homogenization temperature of the aqueous carbonic-rich inclusions in the liquid and vapor phases cover a range of 223.0 to 299.5 °C. The scarce ice melting temperature (T_m) measurements allowed calculated salinities that cover a range between near 0 to 2.2 weight percent NaCl equivalent. As the partial homogenization ($T_{h\text{CO}_2}$) could not be observed, the salinity of these fluid inclusions was obtained using the ice program of

the clathrate package of Bakker (2003), considering the ice and clathrate melting temperatures and the volume fraction of the vapor bubble after the clathrate has melted.

Fig. 10. Photomicrographs showing distribution, shapes, processes and content of the fluid inclusions from Las Juntas Prospect. **A** Fluid inclusions showing random (right side) and trail distributions. **B** Fluid inclusions with irregular and rounded shapes. **C** Fluid inclusion affected by necking down process. **D** Fluid inclusion containing CO_{2(g)} and H₂O_(l).

Fig. 11. Frequency histograms showing the distribution of the microthermometric properties for the aqueous fluid inclusions. **A** Final homogenization temperatures (°C). **B** Salinity (wt. % NaCl equiv.). Data for primary (P) and pseudosecondary (PS) aqueous fluid inclusions in quartz from mineralized veinlets and veins of the Las Juntas Prospect.

Fig. 12. Photomicrographs showing distribution, shapes, processes and contain of the fluid inclusions from Pichicolo Prospect. **A** Fluid inclusions showing random distribution and irregular shapes with different bubble volume in relation to the total inclusion volume. **B** Fluid inclusions with irregular shapes and also variable bubble volume. **C** Monophase fluid inclusion affected by leakage? process. **D** Fluid inclusion containing $\text{CO}_{2(g)}$ and $\text{H}_2\text{O}_{(l)}$.

Fig. 13. Frequency histograms showing the distribution of the microthermometric properties for the aqueous fluid inclusions. **A** Final homogenization temperatures (°C). **B** Salinity (wt. % NaCl equiv.). Data for primary (P) and pseudosecondary (PS) aqueous fluid inclusions in quartz from mineralized veinlets of Pichicolo Prospect.

Discussion

The mineralization and alteration assemblages in both studied prospects are indicative of hydrothermal type ore deposits (Hedenquist and Lowenstern, 1994), which are the products of large scale hydrothermal convective systems driven by magmatic heat in the upper 5-10 km crust. In addition, the homogenization temperature and salinity ranges are characteristic of epithermal systems (Heald *et al.*, 1987) and also open space filling is

common at shallow depths where brittle rocks deform by fracturing rather than by plastic flow. At these shallow depths, ore bearing fluids may circulate freely within fractures, depositing ore and gangue minerals when sudden or abrupt changes in P and/or T take place.

The calculated fluid inclusion salinities of aqueous-rich inclusions in both prospects refer only to the dissolved salts expressed in terms of weight percent NaCl equivalent, without considering the presence of some evident quantities of CO₂. Hedenquist and Henley (1985a) showed that in most epithermal deposits CO₂ is present as a dissolved gas in fluid inclusions, sometimes in small not visible proportions, and also discussed the effect of these discrete CO₂ concentrations on melting point depression. On the basis of the low-temperature phase relations in the H₂O-CO₂ system Hedenquist and Henley (1985a) and Diamond (2003), showed that for CO₂ pressures less than 10.4 bar, this component acts like a simple dissolved species causing the ice melting point to be depressed to -1.48 °C, and clathrate is not observable during cooling. At this pressure, the concentration of CO₂ dissolved in the liquid phase is 0.85 molal, and can be lower due to the addition of some NaCl quantities. If the CO₂ pressure lies between 10.4 bar (0.85 molal CO₂) and about 45 bar (2.2 molal CO₂) the clathrate forms with cooling resulting in an increase in the apparent salinity of the remaining liquid, reflected by a decrease in the ice melting point, as also discussed by Collins (1979). Finally, if CO₂ pressure is greater than ~45 bar (concentrations greater than 2.2 molal CO₂ in pure water) the cooling of solutions results in the condensation of a CO₂ liquid phase. All the concentrations mentioned above are referring to H₂O-CO₂ system, and they become lower in saline fluids.

As can be seen from the discussions above, the presence of discrete CO₂ quantities, not observed in inclusions, contribute to the depression of the ice melting point of the fluids, resulting in apparent salinities higher than the values actually present. In the samples of both studied prospects the coexistence of essentially aqueous inclusions and some inclusions with CO₂ detectable by the clathrate formation was observed. This fact suggests that at least a few quantities of this component may be dissolved in aqueous inclusions, resulting in a decrease of their ice melting points, so that the true salinities of the aqueous-rich inclusions could be somewhat lower than those represented in Figs. 11b and 13b. Considering the presence of salts in the solutions, these data also indicate the maximum concentration of dissolved CO₂ <<0.85 molal in the studied aqueous-rich fluid inclusions. On the other hand, in the inclusions with larger vapor bubbles of the Pichicolo Prospect, which may be a result of the trapping of the vapor-richer phases during boiling, the concentration of dissolved CO₂, obtained by the ice program of Bakker (2003), ranged from 1.71 to 1.95 molal (XCO₂ from 0.030 to 0.034). Considering the bulk composition of these inclusions quantities of CO₂ between 1.80 and 9.66 molal were obtained (XCO₂ from 0.0344 to 0.232), the scarce richer

ones permitting the observation of the melting temperature of this component, although the ThCO_2 could not be detected.

The coexistence of aqueous carbonic and aqueous inclusions and the variable bubble volume in some regions of the samples studied could be explained by four mechanisms: successive trapping of different fluids; trapping of immiscible fluids; partial mixing and heterogeneous trapping of unrelated homogeneous fluids (Pichavant *et al.*, 1982; Ramboz *et al.*, 1982), and post entrapment modifications (Crawford and Hollister, 1986; Bakker and Jansen, 1990; Hollister, 1990; Johnson and Hollister, 1995). Petrographic, textural and paragenetic evidence appear to preclude the first and the last mechanism, as these types of inclusions occurred only locally, in limited regions of the same crystals, and the inclusions with evidences of leakage and necking down were not considered.

Ramboz *et al.* (1982) emphasized three criteria that may indicate that the two different types of inclusions resulted from the trapping of immiscible fluids.

1. *The two types of inclusions must occur in the same region of the same sample and there must be good evidence of contemporaneous trapping.* In all CO_2 -bearing analyzed regions the aqueous carbonic and aqueous inclusions occur associated forming individual populations and show evidences of contemporaneous trapping.
2. *The two types of inclusions must homogenize at the same range of temperature by opposite modes, reflecting contrasting densities: one type must homogenize via bubble expansion and the other type must homogenize to liquid.* In fact, as discussed by Bodnar *et al.* (1985), the vapor-rich inclusions homogenize in higher temperatures than the coexisting liquid-rich inclusions, because the first almost always trap some liquid. Due to the fact that the proportions of liquid and vapor trapped in these inclusions must be variable, the values of the homogenization temperatures will be very scattered (Bodnar *et al.*, 1985). This criterion could rarely be applied in the samples studied because the homogenization temperature of CO_2 -rich inclusions was difficult to obtain as their usually regular morphology and the high proportion of the gas phase preclude the exact observation of the final disappearance of the liquid phase. However, the homogenization of the few CO_2 -rich inclusions that it was possible to see, occurred by disappearance of the liquid film in somewhat greater temperatures than the liquid-rich inclusions.
3. *Although the pressures of the two types of inclusions before homogenization are not the same, this difference is generally not sufficient to cause decrepitation at very different temperatures. As a consequence, if one inclusion type decrepitates before homogenizing, the other type must behave similarly if their size and shape are similar.* In the samples studied decrepitation was observed only occasionally.

Further evidence of immiscibility is the systematic variation of the salinity of the aqueous phase with the proportions of the CO₂ present in fluid inclusions. Bowers and Helgeson (1983) state that although the exact composition of each phase of the fluid inclusion is a function of temperature and pressure, the aqueous-rich inclusions must be comparatively more saline than the CO₂-rich inclusions. This criterion cannot be applied in Las Juntas Prospect as the salinity of CO₂-rich inclusions could not be obtained, but can clearly be observed in the case of the Pichicolo Prospect where the calculated salinities of CO₂-rich inclusion vary between ~0 to 2 weight percent NaCl equivalent, whereas in the H₂O-rich inclusions most values range from 3 to 5 weight percent NaCl equivalent.

Thus, evidence of immiscibility is expressed by the existence of aqueous carbonic inclusions associated with aqueous-rich ones, observed occasionally in the Las Juntas Prospect and widely in the Pichicolo Prospect, and by the variations in the bubble volume in the aqueous-rich inclusions. It is notable that quartz crystals deposited under boiling conditions surrounded by quartz crystal without a record of boiling conditions have been observed in a centimeter scale (McInnes *et al.*, 1990). The existence of immiscibility is common in epithermal systems and can be caused by a sudden drop in the pressure related to opening and infilling fractures and later formation of mineralized veinlets and veins. Evidence of immiscibility also includes the presence of hydrothermal breccias that indicate hydraulic fracturing and pressure release as discussed by Hedenquist and Henley (1985b).

An additional criterion, also discussed by Loucks (2000), states that *the frequency histogram of total homogenization temperatures should be non-symmetrical, and flattened toward high temperatures, representing an exponential distribution*. It is noteworthy that in the Las Juntas Prospect samples the histogram of Th is non-symmetrical, presenting a tapering tail to higher temperatures (Fig. 11a), although there is a superposition of a subordinate quasi normal distribution, recognizable by the short tail on the low temperature side of the frequency peak. As the measured inclusions appear to be coeval and free of modifications by latter processes, then the higher temperatures may represent those that must have trapped not only liquid but also some quantities of gas. Such feature can indicate that at least in the Las Juntas Prospect this criterion can be generally applied and indicate that the fluid inclusions have trapped immiscible fluids, according to discussions of Loucks (2000), although the occurrence of some other processes may be suggested by the data situated in the low temperatures side of the diagram and responsible for the quasi normal frequency distribution. The Th frequency distribution of the Pichicolo Prospect considering the total population of inclusions is approximately symmetrical (Fig. 13a). However when the regions with strong evidences of immiscibility are considered separately, the Th histograms also show a short tail on the high temperature side of the frequency peak, although not too

well defined. This feature together with other evidence, also suggests trapping of immiscible fluids in some quartz crystals, but with strong influence of other processes superposed, which have masked the exponential distribution.

The occurrence of only a small quantity of detectable gas-rich inclusion containing CO₂ does not preclude the trapping from immiscible fluids. Hedenquist and Henley (1985b) stated that the absence of discernable vapor-rich inclusions would not be indicative of immiscibility absence. Bodnar *et al.* (1985) also showed that evidence of boiling might not be recorded by fluid inclusions, and refer to the existence of minerals deposited in a boiling solution containing only liquid-rich inclusions. There are several examples of inclusions that have trapped only one of the two coexisting fluid phases in boiling as can be seen in Roedder (1984). Loucks (2000) demonstrated that the proportions of liquid and vapor (or gas) phases is controlled by thermodynamic properties of the fluids and by the energy of crystal growth and of heterogeneous nucleation of the immiscible fluid phase and showed the difficulty in recognizing the heterogeneous entrapment of immiscible fluids. Discrete and important quantities of CO₂ in Las Juntas and Pichicolo prospects, respectively, indicate that at least one immiscibility episode may have occurred during the precipitation of quartz, although the association with some other mechanism such as mixing, could not be ignored.

During a boiling stage, if sufficient heat is supplied to the system, the temperature will remain constant until the conversion of liquid to vapor is complete (Shepherd *et al.*, 1985). However, also a loss of temperature in this process by adiabatic cooling is possible (Shepherd *et al.*, 1985). As the process continues the liquid phase becomes increasingly more saline and thus successive generations of inclusions will show a liquid trend towards higher salinities (Shepherd *et al.*, 1985; Wilkinson, 2001). The vapor phase will contain very small amounts of dissolved salts and hence trapping the co-existing vapor phase will give rise to low salinity, vapor-rich inclusions (Bowers and Helgeson, 1983; Shepherd *et al.*, 1985). On the other hand, fluid mixing with cooler and less saline fluids will result in a temperature and salinity decrease trend (Shepherd *et al.*, 1985; Wilkinson, 2001). The 14a, 14b and 14c diagrams represent the salinity and homogenization temperature data for primary and pseudosecondary aqueous fluid inclusions from the two studied samples (PD-0014B and PD-0014A) of the Las Juntas Prospect. Indeed, they show different trends of fluid evolution that suggest a combination of mechanisms involving boiling and mixing. The trend of decrease temperature with salinity increase, as is shown in Fig. 14a, can be interpreted as a boiling trend, in this case defined by the evolution through 2, 5a, 5b and 1 regions in the main vein for the sample PD-0014B. The Fig. 14b exhibits a trend of decrease in temperature accompanied by a decrease in the salinity (mixing trend) observed through the regions 11c, 11b and 10 of a lateral veinlet for the sample PD-0014B. In the Fig. 14c the boiling trend is not too evident, although it is also defined through the 5, 11 and 4a regions

for the sample PD-0014A. The Fig. 15 represents the salinity and homogenization temperature measurement data diagram for primary and pseudosecondary aqueous fluid inclusions from the two studied samples (H-568 and H-570) of the Pichicolo Prospect. These data show a fluid evolution from high to low salinity with decrease of temperature describing a robust mixing trend (Fig. 15) through 11d, 5, 7, 7c and 8 regions. However, if the calculated salinities of the CO₂-bearing inclusions are considered, a boiling trend can be described by the evolution of low salinity-high temperature CO₂-bearing inclusion to high salinity-low temperature aqueous inclusions (Fig. 15). In this case, the boiling trend seems to be strongly masked by the mixing trend. Thus, in salinity-homogenization temperature diagrams complex patterns could be the results of mixing and boiling combination processes, as shown in Figs. 14 and 15.

The data discussed above can also be interpreted on the basis of a strong decrease in salinity accompanied by a small decrease in temperature. This relation could represent the immiscibility of an originally aqueous carbonic fluid with consequent gas loss, that is, with CO₂ partitioning to the gas phase. As discussed by Hedenquist and Henley (1985a), the immiscibility and preferential loss of the gas phase to the bubble, in aqueous system with some quantities of CO₂ result in a small decrease of temperature accompanied by a great decrease in the apparent salinities. In this case the boiling trend seems to be strongly masked by the mixing trend.

In the Pichicolo Prospect the data of salinity and homogenization temperature could be explained by the existence of periods of boiling with gas loss beginning around 275 °C, recognized by the fluid inclusions characteristics in some region of the samples, and periods of dilution processes, extending to ~150 °C, recorded in adjacent areas, obliterating the evidences of immiscibility. In the Las Juntas Prospect the data also could be explained by boiling and gas loss at approximately 250 °C, whose evidence was masked by mixing with cooler more diluted solutions. But in this case the scattering of data may indicate a continuous combination of the two processes. Although, the scattering of points make the characterization of the mixing trend difficult, the data suggest a solution end member with temperature of about 150 °C. Both interpretations of the fluid inclusions data for the two prospects lead to association of boiling and mixing processes, which are also responsible for the obtained density variations of 0,76g/cm³ to 1,00g/cm³ considering the CO₂-rich and H₂O-rich fluid inclusions of the Pichicolo Prospect and 0,80g/cm³ to 1,19g/cm³ in the H₂O-rich inclusions of the Las Juntas Prospect.

Boiling induces a temperature decrease and a pH increase of the ore fluid as the acid volatile species, such as CO₂, partition into the vapor phase. A relative change in the redox state of the fluid can also occur. The removal of CO₂ with consequent increase in pH may lead to the deposition of sulfides, calcite and adularia (Drummond and Ohmoto 1985;

Hedenquist 1991; Hedenquist *et al.*, 2000; Simmons and Browne 2000). The temperature decrease related to boiling is also responsible for the concentration of dissolved species, such as silica. Additionally, the abrupt pressure drop changes inducing to boiling cause a very rapid decrease in quartz solubility (Rimstidt, 1997) leading to precipitation of this mineral. As discussed by Simmons and Browne (2000) mixing of boiling fluids with colder waters can also lead to the deposition of quartz as well as of calcite.

Mixing of boiling fluids with cooler steam-heated ground waters can result in CO₂-rich steam heated waters or in acid-sulfate steam-heated waters depending on the depth where the steam heating occurs: if it occurs below the vadose zone, the condensation of steam and absorption of CO₂ from deeply boiling fluids into cool ground waters gives rise to carbon dioxide-rich steam heated waters; on the other hand, acid-sulfate steam-heated waters form when the steam heating takes place in the vadose zone, where significant oxidation and acid conditions can occur (Hedenquist, 1991; Simmons and Browne, 2000).

Boiling fluids mixing with steam-heated waters will affect the mineral-fluid reactions. As discussed above, quartz, calcite and adularia can be formed by boiling fluids due to the loss of CO₂ to the vapor phase, resulting in an increase in the pH, although the two first minerals could also be precipitated by mixing of these fluids with CO₂-rich steam heated water close to saturation in both minerals (Simmons and Browne, 2000). Additionally, the interaction of boiling fluids with CO₂-rich steam heated waters can produce the stability of K-mica and interstratified clays in the alteration assemblage, commonly associated with low-sulphidation deposits. Alternatively, mixing with acid-sulfate waters results in the development of extensive kaolinite alteration, directly associated with ore deposit in high-sulphidation environment, where the mineralizing fluids are characteristically more oxidizing and acid. In low-sulphidation epithermal systems, kaolinite is generally not related to the ore deposition, being restricted to shallow depths (Hedenquist, 1991; Hedenquist *et al.*, 2000).

The most fluid inclusion studied in quartz from Las Juntas prospect showed homogenization temperatures between 140 to 230 °C and apparent salinities between 2 to 6 weight percent NaCl equivalent, whereas in the Pichicolo Prospect the homogenization temperatures are in the 180 to 270 °C range with apparent salinity between 3 and 5 weight percent NaCl equivalent. These temperatures are characteristic of the epithermal systems and the salinity of the fluids in all quartz crystals studied is low to moderate, suggesting dilution of the original fluid. Active boiling is recorded by the presence of CO₂-bearing and variable bubble volume fluid inclusions. Additionally, the salinity-homogenization temperature diagrams show relatively well-defined boiling and mixing trends. The boiling can be explained by a sudden depression in pressure which can be caused by opened fractures and the mixing can be explained by incursion of near surface waters, in this case the steam-heated ground water as the lower temperatures are at about 150 °C in both prospects. These results

suggested that both processes were important in the veins formation and in the developed alteration paragenesis: boiling dominating in the higher temperatures and mixing corresponding to cooling by steam-heated waters. Consequently, the crystallization of quartz could have started by boiling solutions in the higher temperatures and proceeding with the influence of cooling and mixing to temperatures extending to approximately 150 °C.

The minerals observed in the veinlets, veins and breccias of the Las Juntas Prospect (sulfides, quartz, adularia, calcite), and the alteration assemblage in and near the veins, including quartz-adularia and sericite, also provide evidences of immiscibility and mixing with cooler solutions. Boiling processes may be responsible for most sulfide deposition whereas quartz and calcite could have been formed by boiling fluids or by association of boiling and mixing with CO₂-rich steam heated waters. Adularia is a mineral characteristic of boiling zones, and constitutes further evidence that this process has occurred. Calcite and adularia are commonly observed in the boiling zones of low-sulphidation epithermal deposits (Hedenquist and Henley 1985; Hedenquist *et al.*, 2000). The association of adularia and K-mica in the alteration assemblage is indicative that the reaction that involves the two minerals ('muscovite + 6 silica + 2HCO₃⁻ + 2 K⁺ = 3 K-feldspar + 2 CO₂ + 2 H₂O') approaching to equilibrium, also suggesting association of processes of boiling and mixing with CO₂-rich steam heated waters causing deposition of K-feldspar and the further formation of sericite, respectively.

In the Pichicolo Prospect the strong influence of mixing of the boiling fluids with CO₂-rich steam heated waters may be responsible for the formation of sericite in proximal alteration, whereas sulfides and quartz of the veins were precipitated by episodes of boiling and mixing as discussed above. As Hedenquist (1991) emphasize the only clear distinction between the processes of boiling and mixing is the presence of K-feldspar, related to boiling, and K-mica formed by mixing and dilution. The author showed that the incursions of steam heated waters result in a dilution that causes a shift from adularia-albite to K-mica stability.

Wall-rock alteration assemblages in both prospects also include propylitic alteration characterized by the presence of chlorite, epidote and calcite, among others, in distal zones, which reflect the near neutral-pH and reduced composition of the ore fluid (Hedenquist *et al.*, 2000), and could reflect the processes of dilution by CO₂-rich steam heated waters.

Kaolinite is a common mineral formed during hydrothermal alteration occurring within the marginal argillic zone of high-sulphidation systems at pH around 3-4 (Thompson and Thompson, 1996). Kaolinite, as extensive alteration product associated with mineralized areas, was not observed in both prospects studied, precluding mixing of boiling fluids with acid-sulfate waters in the depths of ore formation.

The open filling textures observed in the veinlets and vein in both prospects are indicatives of hydrothermal fracturing. Thus, hydrostatic pressure conditions are assumed based on the presence of hydrothermal fracturing and in the fact that in the upper one to two kilometers of the crust, the pressure of hydrothermal fluids is generally hydrostatic (Hedenquist and Henley, 1985a). Hass (1971) calculated the effect of salinity on the temperature-depth relations of a brine of constant composition at hydrostatic pressure. Assuming that the deposition occurred in open fractures, the temperature of 250 °C, considered the beginning of boiling in the Las Juntas Prospect from salinity-Th diagrams, correspond to the depth of about 420 m when the maximum salinity is considered (6 wt. % NaCl equiv.) to 445 m when the minimum salinity is considered (2 wt. % NaCl equiv.) using the boiling-point curves. For the Pichicolo Prospect, considering the temperature of 275 °C as the beginning of boiling from salinity-Th diagrams, the depth of about 820 m when the maximum salinity is considered (5 wt. % NaCl equiv.) to 860 m considering the minimum salinity was obtained (3 wt. % NaCl equiv.). Thus, the Las Juntas and Pichicolo prospects were active near-surface hydrothermal systems operating about 400-450 m and 800-900 m below the paleosurface, respectively. Two important considerations must be made. In the calculated depths only the aqueous inclusions apparent salinities without considering the presence of some evident quantities of CO₂ dissolved were used. Consequently, the true salinities are slightly smaller and the boiling obtained depths must be considered as minimum. The boiling-point curves reported by Hass (1971) are calculated for a brine of constant composition, and in the two studied prospects the evidence suggests a evolving fluids with mixing processes, therefore it is only possible to suggest depths for the maximum homogenization temperatures.

Fig. 14. Salinity (wt. % NaCl equiv.)-Homogenization temperature (Th °C) diagrams for the Las Juntas Prospect. Circles represent primary fluid inclusions and the triangles represent pseudosecondary fluid inclusions. **a** PD-0014B sample showing boiling trend defined through regions 2 (red), 5a (orange), 5b (light green) and 1 (blue) for the main vein. **b** PD-0014B sample showing mixing trend defined through regions 11c (green), 11b (gray) and 10 (yellow) for the lateral veinlets. **c** PD-0014A sample showing boiling trend defined through regions 5 (blue), 11 (yellow) and 4a (light green).

Fig. 15. Salinity (wt. % NaCl equiv.)-Homogenization temperature (Th °C) diagram for the Pichicolo Prospect (H-568 and H-570 samples) showing boiling and mixing trends. Full squares represent primary fluid inclusions and open squares represent pseudosecondary fluid inclusions. Circles represent CO₂-rich inclusion. The mixing trend is defined through of 11d (gray), 5 (yellow), 7 (blue), 7c (red) and 8 (purple) regions for aqueous-rich inclusions, and the boiling trend is defined by the CO₂-rich inclusion to aqueous-rich inclusions.

Acknowledgments. This work is part of the senior author's doctoral research project. This research is supported by the Chilean Geologic and Mining Survey (SERNAGEOMIN) and the Sao Paulo University of Brazil. The fluid inclusion studies were done in the Fluid Inclusions Laboratory of the Geosciences Institute at the Sao Paulo University and the thin sections and polish surfaces were studied in the Puerto Varas Technical Office of the Chilean Geologic and Mining Survey. The Subdirección Nacional de Geología sponsors this publication.

References

- Araya E (1979) Estudio geológico preliminar del área ubicada entre los 42°30' y los 43°00' L.S. y los 72°30' y 73°00' L.W., Comuna de Chaitén, Provincia de Chiloé, X Región. Memoria de Título (Inédita). Universidad de Chile, Departamento de Geología, 158 p.
- Bakker RJ (2003) Package FLUIDS1. New Computer Programs for the analysis of fluid inclusions data and for modeling bulk fluid properties. *Chemical Geology* 194: 3-23.
- Bakker RJ, Jansen BH (1990) Preferential water leakage from fluid inclusions by means of mobile dislocation. *Nature* 345: 58-60.
- Bodnar RJ, Reynolds TJ, Kuehn CA (1985) Fluid inclusion systematic in epithermal systems. *Reviews in Economic Geology* 2: 73-97.
- Borizenko AS (1978) Study of salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Soviet Geology and Geophysics* 18: 11-19.

- Bowers TS, Helgeson HC (1983) Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ on phase relations in geologic systems: equation of state $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47: 1247-1275.
- Castillo JC (1983) Geología del sector occidental de la comuna de Futaleufú, Provincia de Palena, Décima Región de Los Lagos, Chile. Memoria de Título (Inédita). Universidad de Chile, Departamento de Geología, 137 p.
- Cembrano J, Hervé F, Lavenu A (1996) The Liquiñe-Ofqui Fault Zone: a long lived intra arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259: 55-66.
- Cembrano J, Schermer E, Lavenu A, Sanhueza A (2000) Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Southern Chilean Andes. *Tectonophysics* 319: 129-149.
- Cembrano J, Lavenu A, Reynolds P, Arancibia G, López G, Sanhueza A (2002) Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antartica triple junction. *Tectonophysics* 354: 289-314.
- Collins PLF (1979) Gas hydrates in CO_2 -bearing fluid inclusions and the use of freezing for estimation of salinity. *Economic Geology* 74: 1435-1444.
- Crawford ML (1981) Phase equilibria in aqueous fluids inclusions. In Hollister, L. S. and Crawford, M. L. Eds. *Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. Mineralogical Association of Canada Short Course, Handbook 6: 75-100.
- Crawford ML, Hollister LS (1986) Metamorphic fluids: the evidence from fluid inclusions. In Walther, J. V.; Wood, B. J. (Eds.). *Fluid-rock interaction during metamorphism*. Springer-Verlag: 1-35. New York.
- Davis DW, Lowenstein TK, Spencer RJ (1990) Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-growth halite crystal in the systems $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$, $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$, $\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ and $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 591-601.
- Diamond LW (2003) Introduction to gas-bearing aqueous fluid inclusions. In Samson, I.; Anderson, A.; Marshall, D. (Eds.). *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada Short Course, Series 32: 101-158.
- Drummond SE, Ohmoto H (1985) Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology* 80: 126-147.
- Duhart P, Tassinari C, Muñoz J, Prian JP, Hervé F, Munizaga F (Submitted) Geocronología K-Ar, Ar/Ar y U-Pb y composición isotópica de Nd, Sr y Pb del Batolito Nor-Patagónico en Chiloé Continental (41-44° S), centro-sur de Chile.
- Duhart P, Crignola P, Ordoñez A, Muñoz J (2000) Franjas Metalogénicas en Chiloé Continental (41°–44°S). Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas 1: 201-205. Puerto Varas.
- Goldstein RH, Reynolds TJ (1994) Systematic of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals. Society of Sedimentary Geology Short Course, Handbook 31, 199 p.
- Haas JLLr (1971) The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology* 66: 940-946.
- Heald P, Foley N, Hayba D (1987) Comparative anatomy of Volcanic-Hosted Epithermal Deposits: Acid-Sulfate and Adularia-Sericite Types. *Economic Geology* 82: 1-26.
- Hedenquist JW, Arribas A, González-Urrien E (2000) Exploration for Epithermal Gold Deposits. *SEG Reviews* 13: 245-277.

- Hedenquist JW (1991) Boiling and dilution in the shallow portion of the Waiatapu geothermal system, New Zealand. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 2753-2765.
- Hedenquist JW, Henley RW (1985a) Effect of CO₂ on freezing point depression measurements of fluid inclusions: Evidence from active systems and applications to epithermal studies. *Economic Geology* 80: 1379-1406.
- Hedenquist JW, Henley RW (1985b) Hydrothermal Eruptions in the Waiatapu Geothermal System, New Zealand. *Economic Geology* 80: 1640-1668.
- Hedenquist JW, Lowenstern JB (1994) The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature* 370: 519-527.
- Hervé F (1988) Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes* 11: 183-188.
- Hollister LS (1990) Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal of H₂O during crystal-plastic deformation. *Journal of Structural Geology* 12: 895-901.
- Johnson EL, Hollister LS (1995) Syndeformational fluid trapping in quartz: determining the pressure-temperature conditions of deformation from fluid inclusions and the formation of pure CO₂ fluid inclusions during grain-boundary migration. *Journal of Metamorphic Geology* 13: 239-249.
- Levi B, Aguilar A, Fuenzalida R (1966) Reconocimiento Geológico de las Provincias de Llanquihue y Chiloé. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 19. 41 p., 1 mapa escala 1:500.000. Santiago.
- Loucks RR (2000) Precise geothermometry of fluid inclusion populations that trapped mixtures of immiscible fluids. *American Journal of Sciences* 300: 23-59.
- McInnes B, Crocket J, Goodfellow W (1990) The Laforma deposit, an atypical epithermal-Au system at Freegold Mountain, Yukon Territory, Canadá. *Journal of Geochemical Exploration* 36: 73-102.
- Pankhurst RJ, Riley TR, Fanning CM, Kelley SP (2000) Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41: 605-625.
- Pankhurst RJ, Leat PT, Sruoga P, Rapela CW, Márquez M, Storey BC, Riley TR (1998) A Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctic: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81: 605-625.
- Pankhurst RJ, Hervé F, Rojas L, Cembrano J (1992) Magmatism and tectonics in Continental Chiloé, Chile (42°-42°30' S). *Tectonophysics* 205: 113-136.
- Pichavant M, Ramboz C, Weisbrod A (1982) Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. I. Phase Equilibria Analysis – A Theoretical and Geometrical Approach. *Chemical Geology* 37: 1-27.
- Ramboz C, Pichavant M, Weisbrod A (1982) Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of Fluid Inclusion Data in Terms of Immiscibility. *Chemical Geology* 37: 29-48.
- Rimstidt JD (1997) Gangue mineral transport and deposition. In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*: 487-515.
- Rodder E (1984) Fluid Inclusions. *Mineralogical Society of América, Reviews in Minealogy* 12, 644 p.

- SERNAGEOMIN-BRGM (1995) Carta Metalogénica de la Xa Región Sur, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería- Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Informe Registrado IR-95-05, 4 Tomos, 10 Vols., 95 mapas a diferentes escalas. Santiago.
- Shepherd TJ, Rankin AJ, Alderton DHM (1985) A practical guide to fluid inclusions studies. Blackie and Son Ltd., New York. 239 p.
- Simmons SF, Browne PRL (2000) Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Economic Geology* 95: 971-999.
- Suárez M, De La Cruz R, Quiroz D, Belmar M, Covacevich V (1995) Estratigrafía y Ambiente Depositacional en las localidades de Futaleufú y Palena (Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Interno. 21 p. Santiago.
- Thompson AJB, Thompson JFH (1996) Atlas of Alteration (Dunne KPE, Editor). Geological Association of Canada. Mineral Deposit Division. 119 p. Vancouver.
- Wilkinson J (2001) Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55: 229-272.

IX. Ages and source constraints for Cu-Mo, Pb-Zn-Cu $\pm$ (Au-Ag) and Au-As mineralizations in the Chilean North-Patagonian Cordillera

(Artigo para ser submetido à Mineralium Deposita)

Age and source constraints for Cu-Mo, Pb-Zn-Cu±(Au-Ag) and Au-As mineralization in the Chilean North-Patagonian Cordillera

Duhart, P.^{1,2}; Tassinari, C.²; Muñoz, J.¹; Barra, F.³; Ruiz, J.³; Pérez, C.¹

¹ Chilean Geologic and Mining Survey. La Paz 406, Puerto Varas, Chile.

pduhart@sernageomin.cl, cmunoz@sernageomin.cl, cperezd@sernageomin.cl

² São Paulo University. Rua do Lago 562, Cidade Universitária, São Paulo, Brazil.

pduhart@usp.br, ccgtassi@usp.br

³ Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, AZ 85721, USA

fbarra@email.arizona.edu, jruiz@email.arizona.edu

Abstract

Re-Os in molybdenites hosted in monzogranitic and tonalitic plutons have been used to determine timing of mineralizations for Cu-Mo occurrences in the North-Patagonian Cordillera. The obtained ages (ca. 119 and 9.1 to 8.2 Ma) suggest that the mineralization occurred in hydrothermal systems closely associated with late Lower Cretaceous and Miocene plutonic events, and for the Cu-Mo Miocene mineralization an hydrothermal system active during 0.9 Ma is suggested. In addition, these ages confirm the interpretation of the existence of the Lower Cretaceous and Miocene metallogenic belts proposed for the North-Patagonian Cordillera. In the Palena village and Reloncaví estuary Cu-Mo occurrences two Ar/Ar dating in biotite for each area were obtained. Biotite of the monzogranitic host rock directly related with the Palena village molybdenite mineralization was dated in 114.7 Ma, and near of the occurrence in 114.2 Ma. Biotite of the tonalite host rock directly related with the Reloncaví estuary molybdenite mineralization was dated in 8.53 Ma and near of the occurrence in 8.64 Ma. The proximity and superposition, within the analytical error, between the Ar/Ar biotite ages, in both areas, suggest that these ages can be interpreted as cooling ages and that the hydrothermal alteration mineralization-related was not extended, and probably represent a single event. The Rb-Sr isochron age of 125.7 ± 7.7 Ma obtained from hydrothermally altered rocks in a polymetallic prospect is interpreted as the age of the hydrothermal event associated with the mineralization in the Lower Cretaceous Polymetallic belt, which agrees with Re-Os ages. The Ar/Ar experiments in hydrothermal very fine grain sericite from Au-As mineralization shown Ar-redistribution by recoil effect and the integrated obtained age of 142 ± 2 Ma only suggests that the association between mineralization-Jurassic volcanic felsic magmatic activity should not be discarded, although their association with Miocene ore mineralization events is more probable.

Sr and Nd isotopic compositions of the host rocks and the probable source rocks of the mineralizations indicate that magmas are mainly mantle derived with variable crustal contamination. Pb isotopic composition of the ore minerals, host and magmatic-related rocks, for the two studied prospect, cluster near the orogene curve within a plumbotectonic model framework. On the orogene curve of Zarman and Doe (1981) on a $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plot, the ore minerals and the associated igneous units of the Las Juntas prospect are less radiogenic ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18.6$) than the Pichicolo prospect ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18.6$). This model is compatible with the absolute mineralization-age for the Las Juntas prospect and with the constraint mineralization-age for the Pichicolo prospect. The elongate trends of the ore minerals in the general cluster for both prospects indicate mainly an orogenic model fit, suggesting variable mixing of lead from different sources, mainly model upper crust.

Keywords North-Patagonian Cordillera. metallogenesis . ages . isotopic compositions

Introduction

The Chilean North-Patagonian Cordillera is a distinctive segment of the South American continental margin. Its geological evolution is different to the evolution of other segments to the north and its metallogenic features are poorly studied. Mineral occurrences and mineral deposits of medium to small size have been reported in the Patagonian Andes. They are not as abundant as in the Central Chilean Andes, although the subduction plate margin tectonic setting favorable for ore deposit genesis is also present in the area.

The studied area is located in the Chilean Andes between 41-44° S (Fig. 1). Based on the ore deposit types and spatial and temporal distribution of the mineralization, two metallogenic belts, separated by the Liquiñe-Ofqui fault zone, are recognized in this segment (Duhart *et al.*, 2000): a Lower Cretaceous Polymetallic Belt (LCPB) and a Miocene Gold Belt (MGB) (Fig. 1). Metal base-mineralization with Au and Ag contains is mainly hosted in Cretaceous volcanic rocks and restricted to the Lower Cretaceous Polymetallic Belt and As-mineralization with Au contain is mainly hosted in a Devonian microdiorite and Paleozoic metamorphic rocks and restricted to the Miocene Gold Belt. In both belts Cu-Mo occurrences have been reported associated with monzogranitic and tonalitic bodies, respectively (Fig. 1). In addition, in both belts reduced extensions of Jurassic non orogenic felsic volcanic rocks probably related with the Chon-Aike Large Igneous Province are recognized (Kay *et al.* 1989; Pankhurst *et al.*, 1998; 2000).

One fundamental question in metallogenesis is the age of the mineralization events, in order to understand the genesis of a mineral deposit. Additionally, temporal relationships of mineralization to specific rocks units and/or deformation or metamorphic events provide critical criteria for designing effective and successful exploration models. This matter is

generally addressed by indirectly dating silicates associated to the mineralization, using methods such as the K-Ar, Ar/Ar, Rb-Sr and U-Pb isotopic systems. These systems are used to determine the age of the hydrothermal alteration mineral assemblages (K-Ar, Ar/Ar, Rb-Sr) or the age of crystallization (U-Pb) of the intrusions and host rocks related with the mineralization. However, the Re-Os isotopic system has demonstrated to be a reliable geochronological tool in the determination of the age of mineral deposits (McCandless *et al.*, 1993; Stein *et al.*, 2001, Barra and Ruiz, 2003) by direct determination of the age of sulfide phases. However, it has been shown that through the application of multiple geochronologic techniques, the temporal relationship between igneous intrusions and associated hydrothermal mineralization can be refined (Chesley, 1999).

New Re-Os in molybdenite ages accompanied by Ar/Ar determinations are presented here to constrain the age of the Cu-Mo mineral occurrences in the North-Patagonian Andes, and its relation with the magmatism of the North Patagonian Batholith. Rb-Sr determinations in hydrothermal altered rocks associated with polymetallic mineralization and Ar/Ar determinations in hydrothermal sericite associated with Au-As mineralization allow constrain temporally the mineralization events and their relations with regional magmatic activity. Additionally, Sr, Nd and Pb isotopic composition determinations in the polymetallic and gold mineralization suggests the source of the metallic minerals and its relation with the country rocks.

Geological setting

Three main structural domains are recognized in the Andes at the considered latitude, Coastal Range, Central Depression and Main Cordillera. The studied region is located in the Chilean Main Cordillera, here named North-Patagonian Cordillera.

The oldest rocks in the region consist of two metamorphic Paleozoic units, one with epizonal features composed of pelitic schists, mafic schists, slates and metasandstones, and the other with mesozonal features composed of amphibolites and gneisses, which outcrop mainly in the coastal area (Fig. 1) (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995). These units, related to accretionary processes which occurred in the southwestern margin of Gondwana (Hervé, 1988, Pankhurst *et al.*, 1992), were intensely intruded by plutons of the North-Patagonian Batholith, which generated a superimposed thermal metamorphism that partially reset the isotopic mineral systems related to the previous regional metamorphic events. Fine grain non deformed Permian-Triassic gabbros, spatially associated with the metamorphic rocks, probably represent a remnant upper Paleozoic magmatic arc. Conventional dating U-Pb in zircons from restricted outcrops (Fig. 1) of a metatonalitic body in the Chaitén area (Chaitén Metatonalite) gave a Devonian age (ca. 400 Ma; Duhart *et al.*, submitted a) and a microdioritic body in the Pichicolo area (Pichicolo Microdiorite) also gave a Devonian age

(ca. 386 Ma; Duhart *et al.*, submitted a). These ages are older than the metamorphic Paleozoic units and are coeval with tonalites and leucogranites exposed in the eastern part of the North-Patagonian Cordillera and tonalities of the Deseado Massif, in Argentina (Duhart *et al.*, submitted a).

Fig. 1. Geological sketch map showing main mineralized areas, mineralization types, metallogenic belts and new mineralization ages in the Chilean North-Patagonian Cordillera (modified from Duhart *et al.*, 2000). For more detailed geologic explanation see Duhart *et al.* (submitted a).

The Paleozoic rocks are unconformably overlaid by Middle to Upper Jurassic volcanic succession rocks (Fig. 1) represented in the coastal area by andesitic breccia and lava flow of the Jurassic Pichicolo Formation (ca. 176 Ma, SERNAGEOMIN-BRGM, 1995) and in the Palena-Futaleufú area by dacitic lapilli, ash tuffs and lava flows of the pre-Tithonian Ibañez Formation (Suárez *et al.*, 1995). These volcanic successions would be associated with the Chon Aike Large Igneous Province related to the break up of Gondwana (Pankhurst *et al.*, 1998; 2000). The Ibañez Formation is overlaid by sandstones, marine fossiliferous sandstones, limestones, shales and tuffs of the Tithonian-Berriasian Toqui Formation (Suárez *et al.*, 1995). This sedimentary unit is covered in the Palena village area by andesitic hypabyssal, breccia and lava flows of the post-Berriasian Cerro Diaz Volcanic Complex (Suárez *et al.*, 1995). The vertical sedimentary succession continues with marine fossiliferous black shales of the Hauterivian Katterfeld Formation and green sandstones of the Hauterivian-Barremian Apeleg Formation (Suárez *et al.*, 1995) (Fig. 1). These volcanic and sedimentary successions are overlaid by andesitic hypabyssal, pyroclastic and lava flows of the post-Barremian Arroyo Pedregoso Formation (Suárez *et al.*, 1995) and andesitic lava flows, pyroclastic and terrigeno-clastic rocks of the Cordón de Las Tobas Formation of probable Aptian-Albian age (Suárez *et al.*, 1995) which indicate the end of the Mesozoic record in this region (Fig. 1).

Scarce outcrops of sandstones, marine fossiliferous sandstones, claystone and limestones, with tuffs intercalations in the Huequi Peninsula, constituted the Eocene?-Miocene Ayacara Formation (Levi *et al.*, 1966) (Fig. 1), that apparently represent a Cenozoic intermontana basin best developed in the Central Depression. Conglomerates, sandstones and marine fossiliferous claystones constituted the Miocene La Cascada Formation (Castillo *et al.*, 1983) to the east of the Yelcho Lake, which represents a restricted intramontane basin (Fig. 1). Non deformed lacustrine sediments along the main branch of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, near the Yelcho Lake, named La Silla Formation (Araya, 1979) (Fig. 1) of the Lower Pleistocene minimum age, reflect no fault-activity during this time, but suggest a generalized uplift for the region (Pankhurst *et al.*, 1992).

Dioritic, tonalitic, granodioritic and monzogranitic plutons of the North-Patagonian Batholith are the dominant outcrops in the studied region (Fig. 1). The climax of the magmatic activity is recorded by late Lower Cretaceous (ca. 126-100 Ma) and Miocene (ca. 13-8 Ma) events (Duhart *et al.*, submitted a), which are considered related to the hydrothermal activity response of the ore deposit forming. Jurassic plutonic activity (ca. 155 Ma, Duhart *et al.*, submitted a) is only recorded in a restricted area located to the east of the Huequi Peninsula (Fig. 1). Lower Cretaceous plutons mainly intruded volcanic and sedimentary Mesozoic successions and Miocene plutons mainly intruded metamorphic Paleozoic and sedimentary Eocene?-Miocene Ayacara Formation rocks.

The main regional structural feature is the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (Fig. 1), a major intra-arc dextral strike-slip fault zone related to oblique subduction (Cembrano *et al.*, 1996; 2000; 2002), which separates two main magmatic domains: Lower Cretaceous to the east and Miocene to the west. The LOFZ is also spatially related with some basaltic to andesitic Pliocene-Holocene volcanoes and monogenic cones (Fig. 1), and probably has been a favorable structure to the magma emplacement.

Glacial forms and glacial and glaciofluvial non consolidated deposits (Fig. 1) are associated with the different Pleistocene glaciations, which were an important erosion agent along the south-central Andes.

Mineralizations

In the North-Patagonian Chilean Cordillera metal base-mineralization with gold and silver contains mainly hosted in Cretaceous volcanic rocks and restricted to the Lower Cretaceous Polymetallic Belt and As-mineralization with gold contain mainly hosted in Devonian microdiorite and Paleozoic metamorphic rocks and restricted to the Miocene Gold Belt are recognized (Duhart *et al.*, submitted b). Also, in both belts Cu-Mo occurrences have been reported in association with monzogranites and tonalities, respectively. Two selected prospects, Las Juntas and Pichicolo, and two Cu-Mo occurrences were selected for geochronological and isotopic studies (Fig. 1).

Metal base and precious mineralizations in the Las Juntas Prospect are related to silicic-adularia and quartz-sericite alteration and deposition of pyrite, sphalerite, Ag-bearing and Bi-bearing galena, and chalcopyrite, and minor hematite, tetrahedrite, arsenopyrite, bornite and chalcocite, in vein, veinlets and minor breccia bodies, and scarce dissemination. The mineralization is hosted in Lower Cretaceous andesitic breccia and lava flows of the Cerro Díaz Formation (Duhart *et al.*, submitted a, b). Fluid inclusion data indicate homogenization temperatures varying between 140 to 230 °C, salinities ranging from 3 to 6 weight % NaCl equivalent, and metal base deposition during boiling and mixing events. As-mineralizations with gold contain in the Pichicolo Prospect are related to silicic and quartz-sericite alterations and deposition of arsenopyrite and pyrite, and minor pyrrhotite, chalcopyrite and bornite, in veinlets, stockwork and dissemination. The mineralization is hosted in a Devonian deformed microdiorite (Duhart *et al.*, submitted a, b). Fluid inclusion data indicate homogenization temperatures varying between 180 to 270 °C, salinities ranging from 3 to 5 weight % NaCl equivalent, and metallic deposition during boiling and mixing events. The mineralization, alteration and fluid inclusion data suggest for both prospects epithermal low-sulphidation features (Duhart *et al.*, submitted a, b).

Two localities with molybdenite occurrences have been reported in the study area (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995; Duhart *et al.*, 2000): at the Reloncaví Estuary and near the

Palena village. Near the Palena village, molybdenite occurs associated with Cretaceous monzogranites, and the mineralization consists of an assemblage of pyrite (partially oxidized)-chalcopyrite-molybdenite. Molybdenite appears as sparse disseminations in leafy heaps of up to 5 mm in the host rock and preferably in quartz rich zones (aplitic and pegmatitic dykes). In the Reloncaví Estuary, mineralization consists of pyrite-chalcopyrite-molybdenite associated with a Miocene biotite-tonalite intrusion. Molybdenite appears mainly in thick (3-10 cm) quartz veins as leafy radial aggregates and scarcely as small disseminations. In some cases, the veins are in sharp contact with the host rock, whereas in other cases the contacts are gradual. In both prospects non extended hydrothermal alteration is observed.

Analytical procedures

The dating molybdenite samples were processed and analyzed at the Arizona Geochronology Center. Approximately 0.12 g samples were hand-picked and loaded in the Carius tube and dissolved with 8 ml of reverse aqua regia. While the reagents, sample and spikes were still frozen, the Carius tube was sealed and then warmed to room temperature. The tube was heated to 240° C overnight, and the solution later treated in a two-stage distillation process for osmium separation (Nagler and Frei, 1997). Osmium was further purified using a microdistillation technique, similar to that of Birk *et al.* (1997), and loaded on platinum filaments with Ba(OH)₂ to enhance ionization. After osmium separation, the remaining acid solution was dried and later dissolved in 0.1 N HNO₃. Rhenium was extracted and purified through a two-stage column using AG1-X8 (100-200 mesh) resin and loaded on platinum filaments with Ba(SO)₄. Samples were analyzed by negative thermal ion mass spectrometry (NTIMS) (Creaser *et al.*, 1991) on a VG 54 mass spectrometer. All rhenium and osmium in molybdenite samples are measured with the Faraday collectors. Total measured osmium and rhenium in blanks for low concentration samples were 1 to 2 pg and 10 to 30 pg, respectively. Osmium blanks have an ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os ratio of 0.175. Molybdenite ages are calculated using a ¹⁸⁷Re decay constant of 1.666x10⁻¹¹ year⁻¹ (Smoliar *et al.*, 1996). The uncertainty in the age determination is calculated using error propagation, considering weighing errors, analytical errors, the uncertainty in the Re decay constant (0.31 %) and uncertainties in the ¹⁸⁵Re and ¹⁹⁰Os spikes calibrations (0.08 and 0.15 %, respectively). Blank corrections are insignificant for molybdenite.

The samples dated by Ar/Ar method were processed and analyzed at the Geochronology Laboratory of SERNAGEOMIN. The irradiation was performed at the HERALD reactor from the Comisión Chilena de Energía Nuclear (CCHEN) in La Reina (Santiago). The biotites were obtained by crushing and sieving the material to obtain one size fraction (0.25-0.5 mm). A selection of grains was made manually. The separates were placed in holes of an 18.5-cm-

diam aluminum tray to be irradiated. Single grains of standard sanidine from the Fish Canyon Tuff were also placed together with the sample grains. The irradiated sample grains and slices were loaded in copper planchettes fitted into vacuum chambers. Extraction systems were pumped and cleaned out with turbo pumps and getters at high temperature. Total ablation and step-heating experiments on grain separates were carried out with CO₂ laser. Possible variations in the neutron flux during irradiations were checked by determination of the J values of the standards. The determined variations are indistinguishable from the statistical error of these parameters, and the values could be used to correct for flux variations in the unknown samples. The correction factors $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$, and $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}}$ were determined by irradiation of samples of zero ages, pure calcium salt, and K-silicate glass. Decay constant and isotopic abundance ratios listed by Steiger and Jäger (1977) were used to calculate apparent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. Ages were obtained from all irradiated samples. Laser step-heating experiments were performed for five samples (PD-0002, PD-0017, PD-0019A, PD-0071 and H-572) and apparent age spectra in each case were obtained. Inverse isochron ages were calculated for four samples. Where errors do not exceed the uncertainties of the weighted mean plateau ages, inverse isochron ages are preferred because their calculation does not require an assumption of an atmospheric $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio.

Strontium, neodymium and lead isotopic analyses were carried at the Geochronological Research Center of the University of Sao Paulo. The Rb-Sr and Sm-Nd analyses were conducted by standard methods according to the analytical procedures described by Kawachita (1972) and Sato *et al.* (1995), which involve HF-HNO₃ dissolution plus HCL cation exchange separation. The strontium isotopic ratios were normalized to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$; replicate analyses of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for the NBS987 standard given a mean value of 0.71028 ± 0.00006 (2σ); with measured Sr blanks of 5 ng. Neodymium isotopic ratios were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.72190$. The averages of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ for La Jolla and BCR-1 standar were 0.511847 ± 0.00005 (2σ) and 0.512662 ± 0.00005 (2σ) respectively. The blanks measured were less than 0.03 ng Nd. Isotopic analyses of Sr and Nd were carried out on a multicollector VG 354 Micromass and Finnigan-MAT 252 mass spectrometers, respectively. The Pb isotopic analyses included washing samples with HCl+HNO₃ and dissolution with HCl in Parr type bombs. The Pb was separated using HCl and HBr in an AG1-X8 (200-400#) column. The procedural blank for Pb was 70 pg. Pb isotopic ratios were corrected relative to the values of the NBS981 standar by 1.0024 for $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 1.0038 for $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and 1.0051 for $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. The analytical errors for these isotopic ratios were 0.15 to 0.48%, 0.13 to 1.07% and 0.104 to 0.45%, respectively. Lead isotopic analyses were determined on a multicollector VG 354 Micromass mass spectrometer. For ^{235}U and ^{238}U the decay constants used were $9.8485 \times 10^{-10} \text{ year}^{-1}$ and 1.55125×10^{-10} , respectively.

Geochronology of the ore deposits

Cu-Mo mineralizations

Two localities with Cu-Mo porphyry type mineralization, associated with molybdenite occurrences have been reported in the studied area (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995; Duhart *et al.*, 2000): at the Reloncaví Estuary and Palena village (Fig. 1). In both occurrences no extended hydrothermal alteration is observed and the host rocks shown a fresh aspect.

Re-Os in molybdenite

The molybdenite mineral constitutes a particular case within the Re-Os system because it contains little or virtually no initial Os (common osmium), but contains high concentrations of Re (tens to hundreds of ppm) and ^{187}Os (ppb), the latter produced by the radioactive decay of ^{187}Re . Although the Re-Os system applied to molybdenites has proven to be a reliable dating tool, there is still controversy regarding the possible post-depositional disturbance of the Re-Os isotopic system (McCandless *et al.*, 1993; Suzuki *et al.*, 2000; Barra and Ruiz, 2003). To better determine if the ages obtained reflect a mineralization age or a disturbed age it is recommended to perform replicate analyses of samples or to compare the Re-Os ages with ages obtained by other systems (K-Ar, Ar/Ar or U-Pb) or by Re-Os age determinations of different co-genetic samples.

Near of Palena village, molybdenite occurs associated with Cretaceous monzogranites (Duhart *et al.*, submitted a), and the mineralization consists of an assemblage of pyrite (partially oxidized)-chalcopyrite-molybdenite (Fig. 2). Molybdenite appears as sparse disseminations in leafy heaps of up to 5 mm in the host rock and preferably in quartz rich zones (aplitic and pegmatitic dykes). Two samples of molybdenite were separated (PD-0017 and PD-0080) and dated by Re-Os techniques (Table 1). Sample PD-0017 was replicated to improve the reliability of the age (Table 1). In the Reloncaví Estuary, the mineralization consists of pyrite-chalcopyrite-molybdenite associated with a Miocene biotite-tonalite intrusion (Duhart *et al.*, submitted a). Molybdenite appears mainly in thick (3-10 cm) quartz veins as leafy radial aggregates (Fig. 2) and scarcely as small disseminations. In some cases, the veins are in sharp contact with the host rock, whereas in other cases the contacts are gradual. Three samples of molybdenite were separated (PD-0073, PD-0073R y PD-0075A) and dated (Table 1). One of them (PD-0075A) was replicated in order to determine if the difference of age between the two samples was due to different events or possible post-depositional disturbance of the Re-Os system (Table 1).

Fig. 2. Photographs of Cu-Mo occurrences. A. disseminated molybdenite in a monzogranitic pluton of Palena village accompanied by oxide pyrite. B. molybdenite from vein hosted in a tonalitic pluton of Reloncaví estuary accompanied by chalcopyrite-pyrite aggregate.

Table 1: Re-Os ages for molybdenites from Palena village and Reloncaví Estuary. Uncertainties for ages are absolutes (2σ).

Location	Sample	Type	Weight (mg)	Total Re (ppm)	^{187}Re (ppm)	^{187}Os (ppb)	Re-Os age (Ma)
Palena village	PD-0017 (1)	Disseminated	54	44.5	28.0	55.9	119.6 ± 0.6
Palena village	PD-0017 (2)	Disseminated	61	52.4	32.9	64.9	119.2 ± 0.6
Palena village	PD-0080	Disseminated	32	22.2	13.9	29.7	127.4 ± 0.6
Reloncaví Estuary	PD-0073	Vein	66	83.8	52.7	8.1	9.09 ± 0.05
Reloncaví Estuary	PD-0073R	Vein	82	178.5	112.2	17.1	9.13 ± 0.05
Reloncaví Estuary	PD-0075A (1)	Vein	88	146.0	91.8	12.6	8.21 ± 0.04
Reloncaví Estuary	PD-0075A (2)	Vein	80	65.4	41.1	5.7	8.25 ± 0.04

Ar/Ar in biotite

Ar/Ar method has been successfully used for the study of igneous, metamorphic and hydrothermal alteration processes and provides information about the time at which a mineral cools below the temperature where isotopic or elemental exchange between the mineral and its geochemical environment ceases. This temperature differs for various minerals (anfíbola: 550 ± 50 °C; muscovita 350 ± 50 °C; biotita: 300 ± 50 °C; K-feldspar: 200-350 °C; McDougall and Harrison, 1988; Chesley, 1999). Biotite separations of four different North-Patagonian Batholith plutons related with Cu-Mo mineralizations were dated by Ar/Ar step-heating method (Table 2).

Biotite separated from a monzogranitic pluton (PD-0002) located near of the Palena village Cu-Mo disseminated occurrence (Fig. 1) was dated by step-heating method (8 steps). The incremental-heating spectra age show a plateau age (75.03% gas) obtained between the C to H steps (6 steps) of 114.6 ± 0.7 Ma (MSDW=0.46) (Fig. 3a). However, because the apparent ages have equal radiogenic-Ar contents it is not possible to determine the inherited-Ar presence. Therefore, the reverse isochron of 114.2 ± 0.4 Ma (MSDW=0.38) excluding the A

step (Fig. 3b) is a reliable age. Biotite separated from a monzogranitic host Cu-Mo disseminated occurrence pluton (PD-0017, Fig. 1) was dated by step-heating method (7 steps). The incremental step-heating spectra age shows a plateau age (100% gas) obtained between steps A to G (7 steps) of 114.7 ± 0.6 Ma (MSWD=0.46) (Fig. 3c). Since the integrated ages, plateau and reverse isochron (Fig. 3d), are equal this age is considered reliable and representing of the sample.

Biotite separated from a granodioritic pluton (PD-0019A), located near of the Reloncaví Estuary Cu-Mo vein occurrence (Fig. 1) was dated by step-heating method (7 steps). The incremental step-heating spectra age shows a plateau age (70.25% gas) obtained between steps D to G (4 steps) of 8.77 ± 0.09 Ma (MSWD=0.91) (Fig. 3e). The L arrange of the spectra age suggests that the sample shows a slight Ar-excess. Therefore, it is advisable to use the reverse isochron age of 8.64 ± 0.05 Ma (MSWD=0.53) considering only the B to F steps (5 steps) (Fig. 3f). Biotite separated from a tonalitic host Cu-Mo vein occurrence pluton (PD-0073R, Fig. 1) was dated by step-heating method (6 steps). The incremental step-heating spectra age shows a plateau age (68.6% gas) obtained between steps C to F (4 steps) of 8.82 ± 0.16 Ma (MSWD=1.59) (Fig. 3g). The L arrange of the spectra age suggests that the sample shows a slight Ar-excess. Therefore, it is advisable to use the reverse isochron age of 8.53 ± 0.18 Ma (MSWD=0.69) considering only the B to F steps (5 steps) (Fig. 3h).

Table 2. Results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ experiments for biotites and sericite. Ages are reported with 2σ error.

Step	Power T° (w)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	Ca/K	% Cum ^{39}Ar	Apparent Age (Ma)	s.d. (Ma)
PD-0002 biotite, Lab. Code: 11077-01, $J = 0.001567 \pm 4.1 \times 10^{-6}$								
A	3	40.52843	0.02184	0.000465	0.02536	8.70	111.34	0.69
B	5	42.44687	0.00712	0.000160	0.00761	25.00	116.45	0.31
C	8	41.76036	0.00160	0.000038	0.01074	46.60	114.62	0.37
D	11	41.77944	0.00061	0.000014	0.00791	65.10	114.67	0.34
E	15	41.66750	0.00176	0.000042	0.02438	80.80	114.37	0.28
F	20	41.78142	0.00121	0.000029	0.02139	91.50	114.68	0.33
G	25	41.70471	0.00079	0.000019	0.01926	98.10	114.47	0.59
H	30	42.18183	0.00392	0.000090	0.06268	100.00	115.74	2.05
Plateau age: 114.6 ± 0.7 , MSWD: 0.46, % ^{39}Ar in plateau: 75.03%, plateau steps: C-H								
Inverse isochron age: 114.2 ± 0.4 , MSWD: 0.35								
PD-0017 biotite, Lab. Code: 11078-01, $J = 0.0015471 \pm 4.0 \times 10^{-6}$								
A	3	42.44000	0.03065	0.000595	0.01198	7.10	115.00	0.72
B	5	42.42373	0.00245	0.000057	0.00384	27.00	114.95	0.25
C	8	42.41475	0.00141	0.000033	0.00677	51.80	114.93	0.23
D	11	42.37158	0.00090	0.000021	0.00443	70.00	114.82	0.19
E	15	42.20242	0.00013	0.000003	0.00656	89.20	114.37	0.21
F	20	42.12383	0.00018	0.000004	0.00302	98.30	114.17	0.60
G	25	42.15848	0.00179	0.000042	0.02093	100.00	114.26	1.93
Plateau age: 114.7 ± 0.6 , MSWD: 0.46, % ^{39}Ar in plateau: 100.0%, plateau steps: A-G								
Inverse isochron age: 114.7 ± 0.3 , MSWD: 0.39								
PD-0019A biotite, Lab. Code: 11079-01, $J = 0.0014895 \pm 3.9 \times 10^{-6}$								
A	3	4.37022	0.13045	0.003040	0.02784	4.00	11.73	0.72
B	5	3.51452	0.00800	0.001361	0.00560	13.60	9.44	0.14
C	8	3.35664	0.00507	0.001045	0.00211	29.70	9.02	0.09
D	12	3.27193	0.00198	0.000514	0.00316	55.00	8.79	0.05
E	18	3.25814	0.00130	0.000356	0.00187	88.00	8.75	0.04
F	23	3.29479	0.00110	0.000305	0.00525	96.10	8.85	0.14
G	30	3.05604	0.00377	0.000904	0.00052	100.00	8.21	0.42
Plateau age: 8.77 ± 0.09 , MSWD: 0.91, % ^{39}Ar in plateau: 70.30%, plateau steps: D-G								
Inverse isochron age: 8.64 ± 0.1 , MSWD: 0.51								
PD-0073R biotite, Lab. Code: 11099-01, $J = 0.0014351 \pm 1.15 \times 10^{-5}$								
A	3	3.78777	0.03965	0.002557	0.01875	8.10	9.80	0.29
B	6	3.57052	0.00260	0.000599	0.00297	31.40	9.24	0.07
C	10	3.42494	0.00114	0.000303	0.00463	65.20	8.87	0.03
D	15	3.38636	0.00092	0.000250	0.01249	90.40	8.77	0.03
E	20	3.42071	0.00140	0.000363	0.03892	98.20	8.86	0.23
F	30	3.12846	0.00231	0.000600	0.17892	100.00	8.10	0.66
Plateau age: 8.82 ± 0.16 , MSWD: 1.59, % ^{39}Ar in plateau: 68.60%, plateau steps: C-F								
Inverse isochron age: 8.53 ± 0.09 , MSWD: 0.69								
H-572 sericite, Lab. Code: 11100-01, $J = 0.0013813 \pm 1.1 \times 10^{-5}$								
A	3	15.66954	0.01733	0.000833	0.04327	10.60	38.72	0.14
B	6	38.48861	0.00217	0.000055	0.01509	52.40	93.67	0.08
C	9	77.37119	0.00220	0.000028	0.01290	80.20	183.61	0.14
D	11	94.00815	0.00446	0.000047	0.02254	91.40	220.77	0.24
E	13	106.61708	0.00884	0.000081	0.02777	96.80	248.43	0.36
F	15	111.72742	0.01300	0.000112	0.07748	98.50	259.53	0.91
G	20	113.77531	0.01284	0.000109	0.09640	99.50	263.95	1.71
H	30	106.51507	0.01412	0.000128	0.03573	100.00	248.21	2.24
Integrated age: 142 ± 2

Fig. 3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apparent age spectra (a-c-e-g) and inverse isochron diagrams (b-d-f-h) for samples PD-0002 (a and b), PD-0017 (c and d), PD-0019A (e and f) and PD-0073R (g and h).

Pb-Zn-Cu±(Au-Ag) mineralizations

Metal base and precious mineralizations in the Las Juntas Prospect are related to silic-adularia and quartz-sericite alteration and deposition of pyrite, sphalerite, Ag-bearing and Bi-bearing galena, and chalcopyrite, and minor hematite, tetrahedrite, arsenopyrite, bornite and chalcocite, in vein, veinlets and minor breccia bodies, and scarce dissemination. The mineralization is hosted in andesitic breccia and lava flows of the Cerro Díaz Volcanic Complex. The mineralization, alteration and fluid inclusion data suggest for the Las Juntas prospect epithermal low-sulphidation features probably associated with hydrothermal event related to late Lower Cretaceous magmatic activity (Duhart *et al.*, submitted b).

Rb-Sr in hydrothermally altered rocks

The strong hydrothermal alteration can permit the complete isotopic rehomogenization in the Rb-Sr system, and occasionally can be obtained isochronic arranges. Therefore, the timing of the hydrothermal alteration event associated with the polymetallic mineralization can be determined.

Table 3. Whole rock Rb-Sr analytic results for hydrothermal altered host volcanic rocks.

Sample	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	error	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	error
PD-0005	93.60	240.90	1.1250	0.0140	0.706330	0.000071
PD-0010B	160.90	152.90	3.0460	0.0270	0.709695	0.000074
PD-0014B	203.50	120.00	4.9120	0.0450	0.712968	0.000021
PD-0006	30.80	377.73	0.2359	0.0019	0.704570	0.000050

The analytic data of table 3 falls on a straight line in an isochronic diagram (Fig. 3) and define an isochron of 125.7 ± 7.7 Ma with initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70423, which indicate that the Sr isotopic system was completely rehomogenized during the hydrothermal alteration event related to the polymetallic mineralization.

Fig. 4. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isochron diagram for hydrothermally altered volcanic rocks.

Au-As mineralizations

As-mineralization with gold contain is recognized in the Pichicolo Prospect and is related to silicic and quartz-sericite alterations and deposition of arsenopyrite and pyrite, and minor pyrrhotite, chalcopyrite and bornite, in veinlets, stockwork and dissemination hosted in a Devonian deformed microdiorite (Duhart *et al.*, submitted b). The mineralization, alteration and fluid inclusion data suggest for the Pichicolo prospect epithermal low-sulphidation features probably associated with hydrothermal activity related to Jurassic and/or Miocene magmatic events.

Ar/Ar in sericite

Hydrothermal sericite was separated from a microdioritic host Au-As mineralization pluton (H-572) and dated by Ar/Ar step-heating method (Table 2). The spectra age (Fig. 5) shows that it was not possible to obtain a plateau and only an integrated age of 142 ± 2 Ma was possible to calculate.

The thin sections of the same dated sample show relict plagioclase strongly replaced by very fine sericite with chlorite traces. The spectra age shows an increase in the apparent ages of individual steps with the Ar-released temperature (Fig. 5a), and a counterclock rotation points in the reverse isochron diagram (Fig. 5b).

Fig. 5. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apparent age spectra (a) with a respective inverse isochron diagram (b) for the sample H-572.

Sr, Nd and Pb isotopic compositions for Pb-Zn-Cu±(Au-Ag) and Au-As mineralizations

In the Las Juntas prospect seven samples by Sr isotopic composition were analyzed (table 4). The results indicate $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio of 0.7041 for an andesite of the Jurassic Ibáñez Formation, 0.7043 and 0.7042 for an andesitic breccia and andesite of the Lower Cretaceous Cerro Díaz Formation, 0.7035 e 0.7036 for late Lower Cretaceous monzogranites, 0.7042 for a Lower Cretaceous Las Juntas dioritic stock and 0.7046 for a Lower Cretaceous hipabissal dacitic body. Eleven samples by Nd isotopic composition were analyzed and the epsilon (ϵ) parameter was calculated for crystallization age (table 5). The

results indicate an initial ϵ_{Nd} of +1.89 for an andesite of the Jurassic Ibáñez Formation, between +1.31 to +1.92 for volcanic altered and non altered rocks of the Lower Cretaceous Cerro Díaz Formation, +2.40 and +2.58 for late Lower Cretaceous monzogranites, +1.85 for a Lower Cretaceous Las Juntas dioritic stock and +1.11 for a Lower Cretaceous hipabissal dacitic body. In the Pichicolo prospect six samples by Sr isotopic composition were analyzed (table 4). The results indicate $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial ratios between 0.7035 to 0.7037 for the volcanic rocks of the Jurassic Pichicolo Formation, 0.7051 and 0.7052 for a Miocene tonalite and andesitic porphyry, respectively, and 0.7067 for a Miocene sill. Six samples by Nd isotopic composition were analyzed and the epsilon (ϵ) parameter was calculated for crystallization age (table 5). The results indicate an initial ϵ_{Nd} between +4.04 to +4.79 for the volcanic rocks of the Jurassic Pichicolo Formation, +0.63 and +2.08 for a Miocene tonalite and andesitic porphyry, respectively, and -1.70 for a Miocene sill. In ϵ_{Nd} versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagrams all the samples show mantle affinity with moderate crustal contribution, especially for the Miocene intrusive rocks.

Lead isotopic compositions of ore minerals and related rocks from Las Juntas and Pichicolo prospects are listed on table 6. For both prospects the Pb isotopic compositions are very homogeneous. For ore minerals from Las Juntas prospect present-day $^{206}Pb/^{204}Pb$ values range from 18.478 to 18.627, $^{207}Pb/^{204}Pb$ from 15.601 to 15.778 and $^{208}Pb/^{204}Pb$ from 38.400 to 38.970, and for related igneous rocks $^{206}Pb/^{204}Pb$ values range from 18.547 to 19.127, $^{207}Pb/^{204}Pb$ from 15.594 to 15.644 and $^{208}Pb/^{204}Pb$ from 38.578 to 38.939, only one sample is an exception (PD-0058). For ore minerals from Pichicolo prospect present-day $^{206}Pb/^{204}Pb$ values range from 18.711 to 19.081, $^{207}Pb/^{204}Pb$ from 15.621 to 15.634 and $^{208}Pb/^{204}Pb$ from 38.679 to 39.157, and for related rocks $^{206}Pb/^{204}Pb$ values range from 18.597 to 18.766, $^{207}Pb/^{204}Pb$ from 15.595 to 15.641 and $^{208}Pb/^{204}Pb$ from 38.501 to 38.776.

Pb isotopic composition of the ore minerals, host and magmatic-related rocks, for the two studied prospect, cluster near the orogene curve within a plumbotectonic model of Zarman and Doe (1981). On the orogene curve in a $^{206}Pb/^{204}Pb$ versus $^{207}Pb/^{204}Pb$ diagram it is possible to observe that the ore minerals and the associated igneous units of the Las Juntas prospect are less radiogenic ($^{206}Pb/^{204}Pb < 18.6$) than the Pichicolo prospect ($^{206}Pb/^{204}Pb > 18.6$). This model is compatible with the absolute Cretaceous mineralization-age for the Las Juntas prospect and with the constraint Miocene mineralization-age for the Pichicolo prospect.

Table 4. Rb-Sr isotopic results for country and mineralization-related rocks from the Las Juntas and Pichicolo prospects.

Sample	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	T(Ma) $\lambda = 1.42$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
Las Juntas prospect								
PD-0002	Monzogranite	136.00	150.00	0.707995	0.000061	2.6244	120	0.70348
PD-0025	Andesitic breccia	42.00	234.00	0.705288	0.000018	0.5194	140	0.70425
PD-0018	Monzogranite	141.00	148.00	0.708340	0.000085	2.7577	120	0.70364
PD-0058	Dioritic stock	98.00	443.00	0.705331	0.000018	0.6402	125	0.70419
PD-0051	Andesite	101.00	577.00	0.705199	0.000018	0.5065	140	0.70419
PD-0061	Andesite	48.00	519.00	0.704714	0.000020	0.2676	160	0.70411
PD-0062	Dacitic hypabissal	103.00	438.00	0.705721	0.000081	0.6805	120	0.70456
Pichicolo prospect								
PD-0064A	Andesitic breccia	14.000	249.00	0.703908	0.000015	0.1627	160	0.70354
PD-0066	Andesitic sill	60.000	167.00	0.706856	0.000012	1.0398	13	0.70666
PD-0068	Andesitic breccia	10.000	251.00	0.703944	0.000013	0.1153	160	0.70368
PD-0070	Andesitic porphyry	48.000	304.00	0.705247	0.000025	0.4569	13	0.70516
PD-0071	Tonalite	80.000	236.00	0.705172	0.000020	0.9809	8	0.70506
PD-0072	Andesite	6.000	177.00	0.703945	0.000015	0.0981	160	0.70372

Table 5. Sm-Nd isotopic results for country and mineralization-related rocks from the Las Juntas and Pichicolo prospects.

Sample	Material	T ₁ Ma	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	Error	ϵ_0	f _{Sm/Nd}	$\epsilon(T_1)$
Las Juntas prospect										
PD-0002	Monzogranite	120.0	3.063	15.192	0.1219	0.512712	0.000021	1.44	-0.38	2.58
PD-0005	Andesita	140.0	4.447	19.263	0.1396	0.512684	0.000009	0.91	-0.29	1.92
PD-0006	Andesita	140.0	4.097	17.103	0.1449	0.512687	0.000013	0.95	-0.26	1.87
PD-0010B	Andesita	140.0	4.197	19.260	0.1318	0.512655	0.000009	0.34	-0.33	1.50
PD-0014B	Andesita	140.0	3.870	17.892	0.1308	0.512668	0.000010	0.59	-0.34	1.77
PD-0025	Andesitic breccia	140.0	4.128	17.297	0.1443	0.512657	0.000011	0.38	-0.27	1.31
PD-0018	Monzogranite	120.0	2.126	6.984	0.1841	0.512751	0.000009	2.20	-0.06	2.40
PD-0058	Dioritic stock	125.0	5.049	22.824	0.1338	0.512682	0.000009	0.85	-0.32	1.85
PD-0051	Andesite	140.0	4.224	20.321	0.1257	0.512650	0.000011	0.22	-0.36	1.49
PD-0061	Andesite	160.0	5.016	22.289	0.1361	0.512672	0.000013	0.66	-0.31	1.89
PD-0062	Dacitic hypabissal	125.0	4.179	22.146	0.1141	0.512627	0.000011	-0.21	-0.42	1.11
Pichicolo prospect										
PD-0064A	Andesitic breccia	160.0	2.027	7.518	0.1630	0.512848	0.000009	4.10	-0.17	4.79
PD-0066	Andesitic sill	13.0	4.026	17.357	0.1403	0.512546	0.000011	-1.79	-0.29	-1.70
PD-0068	Andesitic breccia	160.0	1.472	4.819	0.1848	0.512833	0.000011	3.80	-0.06	4.04
PD-0070	Andesitic porphyry	13.0	2.534	11.177	0.1371	0.512740	0.000011	1.99	-0.30	2.08
PD-0071	Tonalite	8.0	3.068	16.309	0.1138	0.512666	0.000010	0.55	-0.42	0.63
PD-0072	Andesite	160.0	2.279	7.797	0.1767	0.512851	0.000009	4.16	-1.00	4.57

Table 6. Pb/Pb results for ore minerals, country and mineralization-related rocks from the Las Juntas and Pichicolo prospects.

Sample	Material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	error (2 σ)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	error (2 σ)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	error (2 σ)
<i>Las Juntas prospect</i>							
PD-0002	Monzogranite (WR)	19.127	0.003	15.627	0.003	38.939	0.003
PD-0018	Monzogranite (WR)	18.977	0.006	15.619	0.006	38.850	0.006
PD-0042	Monzogranite (WR)	18.576	0.007	15.609	0.007	38.828	0.007
PD-0005	Andesitic breccia (WR)	18.620	0.004	15.613	0.004	38.587	0.004
PD-0006	Andesitic breccia (WR)	18.677	0.011	15.594	0.012	38.610	0.011
PD-0010B	Andesitic breccia (WR)	18.613	0.008	15.606	0.008	38.580	0.009
PD-0014B	Andesitic breccia (WR)	18.547	0.004	15.644	0.004	38.578	0.005
PD-0025	Andesitic breccia (WR)	18.633	0.012	15.611	0.012	38.597	0.012
PD-0051	Andesite (WR)	18.662	0.003	15.612	0.004	38.645	0.004
PD-0061	Andesite (WR)	18.560	0.009	15.613	0.009	38.574	0.010
PD-0062	Dacitic hypabissal (WR)	18.767	0.004	15.610	0.004	38.711	0.005
PD-0058	Dioritic stock (WR)	14.101	0.004	14.887	0.004	33.755	0.004
PD-0013C	Sphalerite	18.510	0.020	15.649	0.026	38.535	0.029
PD-0013B	Chalcopyrite	18.556	0.019	15.688	0.026	38.677	0.033
PD-0013A	Galena	18.478	0.014	15.601	0.015	38.400	0.016
PD-0008A	Chalcopyrite	18.506	0.003	15.629	0.004	38.482	0.005
PD-0009	Sphalerite	18.627	0.015	15.778	0.022	38.970	0.030
PD-0010A	Chalcopyrite	18.606	0.023	15.766	0.027	38.943	0.033
<i>Pichicolo prospect</i>							
PD-0071	Tonalite (WR)	18.720	0.006	15.632	0.007	38.703	0.007
PD-0070	Andesitic porphyry (WR)	18.742	0.007	15.622	0.006	38.645	0.002
PD-0066	Andesitic sill (WR)	18.766	0.010	15.641	0.010	38.776	0.011
PD-0064A	Andesitic breccia (WR)	18.613	0.012	15.610	0.012	38.553	0.012
PD-0068	Andesitic breccia (WR)	18.598	0.010	15.595	0.010	38.501	0.010
PD-0072	Andesite (WR)	18.597	0.006	15.599	0.005	38.515	0.005
H-568	Arsenopyrite	18.711	0.006	15.621	0.006	38.679	0.006
H-570	Arsenopyrite	19.081	0.005	15.634	0.005	39.157	0.005
H-572	Arsenopyrite	19.061	0.010	15.634	0.009	39.138	0.009

Fig. 6. ϵ_{Nd} versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagrams for igneous rocks associated with mineralizations. **a** ϵ_{Nd} versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagram for the Las Juntas prospect with calculated values for 119 Ma (blue triangle: Jurassic andesite, green triangles: Lower Cretaceous andesites, red boxes: late Lower Cretaceous monzogranites, red circle: Lower Cretaceous dacitic hipabissal body, orange diamond: Cretaceous dioritic stock). **b** ϵ_{Nd} versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagram for the Pichicolo prospect with calculated values for 9 Ma (blue triangles: Jurassic andesites, red box: Miocene tonalite, red circle: Miocene andesitic porphyry, red diamond: Miocene sill). DM: Depleted Mantle.

Fig. 7. Lead isotopic evolution diagrams **a** $^{208}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$, and **b** $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ comparing lead isotopic composition of ore minerals in intrusion-related Las Juntas prospect with the lead isotopic fields for the major igneous rock units (yellow boxes: sulphides, blue triangle: Jurassic andesite, green triangles: Lower Cretaceous andesites, red boxes: late Lower Cretaceous monzogranites, red circle: Lower Cretaceous dacitic hipabissal body, pink boxes: Cretaceous granites, and gray box: Devonian metatonalite). Lead isotopic evolution diagrams **c** $^{208}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$, and **d** $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ comparing lead isotopic composition of ore minerals in intrusion-related Pichicolo prospect with the lead isotopic fields for the major igneous rock units (yellow boxes: arsenopyrites, blue triangles: Jurassic andesites, red box: Miocene tonalite, red circle: Miocene andesitic porphyry, red diamond: Miocene sill, pink boxes: Miocene granites, and gray box: Devonian microdiorite). Cretaceous granites, Miocene granites and Devonian Metatonalite are feldspar lead isotopic composition, data from Duhart *et al.*, submitted a).

Discussion

In Palena village, field observations indicate that the molybdenite mineralization is closely related to the monzogranitic intrusion, and that the mineralization is possibly associated to a late magmatic event. Two different Re-Os ages (119 and 127 Ma) were obtained from two different samples within the same area. In order to determine if the ages obtained represent two different mineralization events or disturbed ages, a replicate analysis of sample PD-0017 was performed. The replicate analysis yielded the same age, within error, as the previous determination, attesting for the reliability of the age. Unfortunately, due to the limited amount of PD-0080 sample, no replicate analysis could be done on this sample. Although the reliability of the ~127 Ma age could not be assessed, the significant variation between the two Re-Os ages cannot be interpreted as the duration of a single hydrothermal event. Two alternatives can be evaluated in order to determine the significance of this older Re-Os age: (1) it might represent an older mineralization event or (2) the Re-Os system is disturbed in this sample. Previous K-Ar (123 ± 3 Ma in biotite, 117 ± 4 Ma in hornblende and 116 ± 3 Ma in biotite, all ages at 2σ level; Duhart *et al.*, submitted a) age determinations in the area and zircon U-Pb SHRIMP dating (110.0 ± 9.6 Ma, Duhart *et al.*, submitted a) of the host rock, overlap within error with the ~119 Ma Re-Os age. This suggests that the ~127 Ma age represents a disturbed age rather than a possible older mineralization event. It has been stated that Re loss would yield older ages (McCandless *et al.*, 1993), as may be the case here. Petrographic observations suggests that oxidation of pyrite and the consistent incorporation of iron oxides between molybdenite sheets maybe the cause of this disturbance by migration of Re into the iron oxides. Considering the estimated closure temperature for the Re-Os system in molybdenite (>500 °C; Suzuki *et al.*, 1996) and the Ar-blocking temperature in biotite (300 ± 50 °C; McDougall and Harrison, 1988), the new two precise Ar/Ar step-heating biotite dating of 114.2 ± 0.4 and 114.7 ± 0.7 indicate a relatively moderate cooling rate.

Field observations in the Reloncaví Estuary, *i.e.* the disseminated nature of the scarce mineralization, absence of widespread hydrothermal alteration and the gradual contact of some veins with the host rocks, indicate that the mineralization is also a late magmatic event, closely associated with the tonalitic pluton. The Re-Os ages obtained indicate two mineralization events within a very short period of time (0.9 Ma): one at ~9.1 Ma and a younger event at ~8.2 Ma. The reliability of the determinations was assessed by replicate analysis of sample PD-0075A, and by analyses of two different co-genetic samples (PD-0073 and PD-0073R). Field evidence suggest that these two molybdenite events are the result of a single hydrothermal event that remained active for ~0.9 Ma, rather than two independent hydrothermal episodes. The older episode (~9.1 Ma) barely overlaps with Ar/Ar ages in biotite of ~8.53 and ~8.64 Ma obtained in this study and with U-Pb SHRIMP in zircons age of

8.3±0.4 Ma (Duhart *et al.*, submitted a) from the mineralized tonalitic intrusion. The Ar-blocking temperature in biotite (300±50 °C; McDougall and Harrison, 1988) indicates that the system reached this temperature at ca. 8.5 Ma. This fact, coupled with the estimated closure temperature for the Re-Os system in molybdenite (>500 °C; Suzuki *et al.*, 1996) and the zircon crystallization temperature (700-800 °C; Chesley, 1999), suggests a very fast cooling for the tonalite intrusion. This observation is confirmed by zircon and apatite fission track thermochronology that indicate rapid cooling along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone in the late Miocene to Pliocene times (Adriasola *et al.*, 2006).

Near and within the Cu-Mo occurrences Ar/Ar biotite dating was obtained for the host rocks in both studied areas. The monzogranitic host rock directly related with the Palena village molybdenite mineralization was dated in 114.7 Ma, and near of the occurrence in 114.2 Ma. The tonalite host rock directly related with the Reloncaví estuary molybdenite mineralization was dated in 8.53 Ma, and near the occurrence in 8.64 Ma. The proximity and superposition, within the analytical error, between the Ar/Ar biotite ages, in both areas, suggest that these ages can be interpreted rather as cooling ages and consequently the hydrothermal alteration was not extended and the mineralization can represent a single event, coincident with the field observations.

The Rb-Sr obtained age of 125±8 Ma in the Las Juntas prospect can be interpreted as the hydrothermal alteration age in the ore deposit. Therefore, the hydrothermal event appears to have completely rehomogenized the Rb-Sr system in the host rock and would be directly related to the late Lower Cretaceous magmatism in the region (ca. 120-120 Ma, Duhart *et al.*, submitted a). Although, the mineralization event could be more directly associated with an early dioritic shallow stock mapping in the Las Juntas prospect area (ca. 126 Ma, Duhart *et al.*, submitted a, b).

The Ar/Ar experiments in a very fine grain of hydrothermal sericite sample related with Au-As mineralization result in an increase of the apparent age with the Ar-released temperature in a spectra diagram, and a counterclock rotation points in the reverse isochron diagram. This behavior is attributed to Ar-redistribution by recoil process, a phenomenon observed in samples of very fine grain mixing two phases, one rich and other poor in K. In this process the kinetic energy of the neutrons redistributes the ³⁹Ar produced from ³⁹K during the sample irradiation, resulting in a depletion of ³⁹Ar in the sericite (increase of apparent age) and an enrichment of ³⁹Ar in chlorite (decrease of apparent age). The differences in the Ar-released temperature between the two phases produce a stair shape spectra. In such cases, the integrated age can approach to the real age of the present minerals, unless there occurred a ³⁹Ar-loss in the sample. The study of X-ray diffraction of the separated minerals resulted in illite and kaolinite, which confirms the above. This suggests that the association between mineralization and the Jurassic volcanic felsic magmatic activity should not be discarded,

considering that the field mapping detected the presence of volcanic succession rocks of the Pichicolo Formation. Although, the available data set ages suggest their association with Miocene ore mineralization events is more probable.

Andesites are characteristic rocks of the subduction zone of active continental margins and their $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ was estimated in 0.7037 ± 0.0003 (Faure and Powell, 1972). This ratio is identical with the ratio estimated for oceanic island basalts, which would not be contaminated with crustal materials. In a ϵ_{Nd} versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram calculated at 119 Ma for the Las Juntas prospect (Fig. 6a) the volcanic Jurassic and Cretaceous rocks show values $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ near of 0.704 with a lower and positive ϵ_{Nd} values, indicating mantelic affinity with probable moderate to low crustal contamination. The same behavior is observed for the Jurassic rocks of the Pichicolo prospect (Fig. 6b) where the values were calculated at 9 Ma. The granitic rocks are generated in multiple geological settings and are associated with large batholiths. The large Phanerozoic batholiths of North America show average values $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ of 0.707 (Faure and Powell, 1972). This value is low to represent melting of crustal materials and high to represent mantelic material. Therefore, in a ϵ_{Nd} versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram calculated at 9 Ma for the Las Juntas prospect (Fig. 6a) the Cretaceous monzogranites seem to have been generated in the mantle with little crustal contamination, which is more evident in Cretaceous dacitic hipabissal and dioritic porphyry (Fig. 6a) due to their shallow emplacement. In the Pichicolo prospect (Fig. 6b) the $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) > 0.705$ with ϵ_{Nd} values near of zero for the Miocene tonalite and the Miocene andesitic porphyry indicate a greater effect by crustal contamination, which is more evident in the Miocene sill (Fig. 6b) with negative ϵ_{Nd} values probably due to their shallow emplacement. The obtained $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ values for Cretaceous and Miocene granites are similar to those obtained for Pankhurst *et al.* (1992) and Pankhurst *et al.* (1999) for the North-Patagonian Batholith.

Pb isotopic composition of the ore minerals, host rocks and the associated intrusive rocks for the two studied prospect cluster in a uraniumogenic and thorogenic diagrams near the orogene curve of a plumbotectonic model framework (Figs. 7 a, b, c and d). On the orogene curve of Zarman and Doe (1981) on a $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plot, is observed that the ore minerals and the associated igneous units of the Las Juntas prospect (Fig. 7b) are less radiogenic ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18.6$) than those of Pichicolo prospect ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18.6$) (Fig. 7d). This model is compatible with the absolute Cretaceous mineralization-age for the Las Juntas prospect and with the constraint Miocene mineralization-age for the Pichicolo prospect.

For the Las Juntas prospect both in the uraniumogenic and thorogenic diagrams (Figs. 7a and b) the magmatic units define elongated trends in the general cluster indicating mainly an orogenic model fit, suggesting variable mixing of lead from different sources, mainly from the upper crust and lesser mantle reservoirs, while the ore lead data in the general cluster define

a linear oblique trend toward an unknown upper crust rock unit enriched in $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ that played a significant role as Pb ore source during the main stage of mineralization. The high $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio suggest an older age for this upper crust rock unit. For other regions of the North Patagonian Cordillera the upper Paleozoic rock as the probable Pb source for other polymetallic mineralizations has been suggested (Palacios *et al.*, 1997). The proximity between some sulphide samples with feldspar from the Cretaceous granite cluster (Fig. 7b) suggests this rock unit as one of the lead source.

For the Pichicolo prospect both in the uranogenic and thorogenic diagrams (Figs. 7c and d) the magmatic units define a cluster indicating mainly an orogenic model fit, suggesting variable mixing of lead from different sources, mainly from of upper crust and lesser mantle reservoirs, while the ore lead data in the general cluster define a linear trend over the average orogenic crust growth curve suggesting that an unknown rock unit enriched in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. The proximity between arsenopyrite samples with the feldspar from the Miocene granite cluster (Fig. 7d) suggests this rock unit as the main lead source. The linear trend of the sulphides over the average orogenic crust growth curve allows two possibilities, sulphide remobilization by a later event or that the lead source was formed from two different members: the Miocene granites and an unknown member enriched in $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

The elongated trends in the general cluster for ore minerals in both prospects indicate mainly an orogenic model fit, suggesting variable mixing of lead from different sources, mainly from the upper crust, being the coeval granitic rocks an important part of the lead source.

Conclusions

As the result of intensive geologic studies in the Chilean North-Patagonian Andes numerous occurrences and ore deposits have been discovered. The mineralization is restricted to two metallogenic belts, which hydrothermal activity was focused along the respective magmatic arcs. Thus, the Lower Cretaceous Polymetallic Belt and the Miocene Gold Belt were defined for this segment of the North-Patagonian Andes (Duhart *et al.*, 2000).

New Lower Cretaceous and Miocene molybdenite Re-Os ages from Cu-Mo occurrences and Ar/Ar ages from granite-related mineralizations are in agree with these two metallogenic epochs and show the temporal relationship between magmatism-ore deposit genesis. The hydrothermal alteration in a polymetallic prospect restarted the host rock Rb-Sr isotopic system which is reflected in a Lower Cretaceous isochronic arrange. Ar/Ar from hydrothermal very fine grain sericite shows Ar-redistribution and the integrate age suggest that the association between mineralization-Juarassic volcanic felsic magmatic activity should not be discarded.

Sr and Nd compositions for the magmatic mineralization-related rocks suggest that they are mainly mantle derived with variable crust contamination.

Lead isotopic compositions of Mesozoic (Las Juntas prospect) and Cenozoic (Pichicolo Prospect) ore minerals and magmatic-related rocks vary systematically with age, which is reflected in the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio (<18.6 and >18.6, respectively). Lead of the ore minerals, in both prospects, is derived in part from the temporally related igneous rocks, although their linear arrangement suggests other sources, mainly upper crust for the Cretaceous and Miocene prospects.

Acknowledgments. This work is part of the senior author's doctoral research project. This research is supported by the Chilean Geologic and Mining Survey (SERNAGEOMIN) and the Sao Paulo University of Brazil. Re-Os analyses were performed at the University of Arizona. Rb-Sr, Sm-Nd and Pb/Pb analyses were done in the Geochronological Research Center of the Sao Paulo University. The Ar/Ar step-heating experiments were done in the Geochronological Laboratory of the Chilean Geologic and Mining Survey. The Subdirección Nacional de Geología sponsors this publication.

REFERENCES

- Adriasola AC, Thomson SN, Brix MR, Hervé F, Stöckhert B (2006) Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos Region of Chile, 41°-42°15' S. *International Journal of Earth Sciences* 95 (3): 504-528.
- Araya E (1979) Estudio geológico preliminar del área ubicada entre los 42°30' y los 43°00' L.S. y los 72°30' y 73°00' L.W., comuna de Chaitén, Provincia de Chiloé, X Región. Memoria de Título (Inédita). Universidad de Chile, Departamento de Geología. 158 p.
- Barra F, Ruiz J (2003) Contribuciones de la geocronología Re-Os en molibdenitas al estudio de la longevidad de depósitos tipo pórfido cuprífero. *X Congreso Geológico Chileno*. CD-Rom.
- Birk JL, Roybarman M, Capmas F (1997) Re-Os measurements at the femtomole level in natural samples. *Geostandards Newsletter* 20: 19-27.
- Castillo JC (1983) Geología del sector occidental de la Comuna de Futaleufú, Provincia de Palena, Décima Región de Los Lagos, Chile. Memoria de título (inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología. 137 p.
- Cembrano J, Herve F, Lavenue A (1996) The Liquiñe-Ofqui Fault Zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259: 55-66.
- Cembrano J, Schermer E, Lavenue A, Sanhueza A (2000) Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Southern Chilean Andes. *Tectonophysics* 319: 129-149.
- Cembrano J, Lavenue A, Reynolds P, Arancibia G, López G, Sanhueza A (2002) Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics* 354: 289-314.
- Chesley JT (1999) Integrative Geochronology of Ore Deposits: New Insights into the Duration and Timing of Hydrothermal Circulation. Application of radiogenic isotopes to ore deposits research and exploration (Lambert, D. and Ruiz, J. Edts.) *Reviews in Economic Geology* 12: 115-141.

- Creaser RA, Papanastassiou DA, Wasserburg GJ (1991) Negative thermal ion mass spectrometer of Os, Re and Ir. *Geochimical et Cosmochimical Acta* 55: 395-401.
- Duhart P, Tassinari C, Muñoz J, Prian JP, Hervé F, Munizaga F (Submitted a) Geocronología K-Ar, Ar/Ar, U-Pb convencional y U-Pb SHRIMP en circones y composición isotópica de Nd, Sr y Pb del Batolito Nor-Patagónico en Chiloé Continental (41-44° S), centro-sur de Chile.
- Duhart P, Bello R, Tassinari C, Muñoz J (Submitted b) Mineralization, hydrothermal alteration and fluid inclusions in the Las Juntas and Pichicolo low-sulphidation prospects, North-Patagonian Cordillera, Chile.
- Duhart P, Crignola P, Ordoñez A, Muñoz J (2000) Franjas Metalogénicas en Chiloé Continental (41°-44° S). IX Congreso Geológico Chileno, Actas 1, p. 201-205.
- Faure G, Powell JL (1972) Strontium Isotope geology. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 188p.
- Hervé F (1988) Late paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes* 11 (3): 183-188.
- Kawachita K (1972) O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as Bacias do Paraná e Amazonas. Ph D Thesis, Geosciences Institute, São Paulo University.
- Kay S, Ramos V, Mpodozis C, Sruoga P (1991) Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology* 17 (4): 324-328.
- Levi B, Aguilar A, Fuenzalida R (1966) Reconocimiento geológico de las provincias de Llanquihue y Chiloé. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín 19, 45 p.
- McCandless TE, Ruiz J, Campbell AR (1993) Rhenium behavior in molybdenite in hypogene and near-surface environments: implications for Re-Os geochronometry. *Geochimical et Cosmochimical Acta* 57: 889-905.
- McDougall I, Harrison TM (1988) *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. Oxford Press, 225p. New York.
- Nagler TF, Frei R (1997) Plug in plug osmium distillation. *Schweiz Mineral Petrography Mitting* 77: 123-127.
- Palacios C, Parada MA, Lahsen A (1997) Upper Jurassic Au-Zn mineralization in El Faldeo district, Chilean Patagônia. *Geological Rundschau* 86: 132-140.
- Pankhurst RJ, Riley TR, Fanning CM, Kelley SP (2000) Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41 (3): 605-625.
- Panankhurst RJ, Leat PT, Sruoga P, Rapela CW, Márquez M, Storey BC, Riley TR (1998) The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in west Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81: 113-136.
- Pankhurst RJ, Hervé F, Rojas L, Cembrano (1992) Magmatism and tectonics in Continental Chiloé, Chile (42°-42°30' S). *Tectonophysics* 205: 283-294.
- Sato K, Tassinari CCG, Kawachita K, Petronilho L (1995). O método Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais Academia Brasileira de Ciências* 67: 313-336.
- SERNAGEOMIN-BRGM (1995) Carta Metalogénica de la Xa Región Sur, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería-Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Informe Registrado IR-95-05.

- Smoliar MI, Walker RJ, Morgan JW (1996) Re-Os ages of Group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites. *Science* 271: 1099-1102.
- Steiger RH, Jäger E (1977) Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Sciences Letters* 36: 359-362.
- Stein HJ, Markey RJ, Morgan JW, Hannah JL, Schersten A (2001) The remarkable Re-Os chronometer in molybdenite: how and why it works. *Terra Nova* 13 (6): 479-486.
- Suárez M, De La Cruz R, Quiroz D, Belmar M, Covacevich V (1995) Estratigrafía y Ambiente Depositacional en las localidades de Futaleufú y Palena. Servicio Nacional de Geología y Minería-Chile. Informe Registrado IR-95-15: 21p.
- Susuki K, Kagi H, Nara M, Takano B, Nozaki Y (2000) Experimental alteration of molybdenite: evaluation of the Re-Os system, infrared spectroscopic profile and polytype. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64: 223-232.
- Zarman, RE, Doe BR (1981) Plumbotectonics – the model. *Tectonophysics* 75: 135-162.

X. CONCLUSÕES

10.1 Magmatismo

O conjunto de idades obtidas pelos métodos K-Ar, Ar/Ar, U-Pb convencionais e U-Pb *SHRIMP* em zircão, ajudaram a definir na escala regional, a distribuição temporal e espacial da atividade magmática Andina no segmento estudado do Batólito Norte-Patagônico (BNP), além de evidenciar a presença de rochas magmáticas pré-Andinas.

As idades devonianas obtidas para o Metatonalito Chaitén (ca. 400 Ma) e o Microdiorito Pichicolo (ca. 386 Ma) são consideravelmente mais antigas que as idades do Mioceno ou Cretáceo atribuídas ao plutonismo da porção norte da Cordilheira Norte-Patagônica e, são provavelmente concomitantes com tonalitos e leucogranitos expostos na porção leste da Cordilheira Norte-Patagônica, assim como com os tonalitos que afloram no Maciço do Deseado na Argentina. Assim, estas rochas seriam as mais antigas até agora descobertas na parte oeste da Cordilheira Norte-Patagônica, sugerindo uma associação com o embasamento ígneo-metamórfico dos Andes na Argentina.

A distribuição de idades apresenta um padrão complexo, mas, permite definir eventos magmáticos do Cretáceo (ca. 100-120 Ma), preferencialmente localizados, a leste da Zona de Falha Liquiñe-Ofqui (ZFLO) do Mioceno (ca. 13-8 Ma) no interior e a oeste desta estrutura, e do Plioceno (5-3 Ma) no traço principal da ZFLO. A atividade plutônica do Mioceno em direção a trincheira é diferente que o padrão definido para a região centro-norte dos Andes chilenos, onde se verifica a migração do arco magmático para leste com a conseqüente diminuição de idades no mesmo sentido. Os eventos magmáticos dos períodos Jurássico, Cretáceo Superior, Paleoceno e Eoceno, são de reduzida expressão em termos de área, mas não necessariamente de pouca importância. Por isto, os dados obtidos precisam ser verificados, devido que alguns destes eventos poderiam corresponder a re-homogeneização parcial dos sistemas isotópicos nas rochas.

A composição isotópica do Sr e Nd obtidos para granitos do segmento norte do BNP apresentam que a sua derivação não é principalmente a partir do manto. Entretanto, os baixos e positivos teores de ξ_{Nd} em um intervalo que apresenta variações de ξ_{Sr} entre -7 e +20 sugerem que estas rochas são compostas por uma mistura de material mantélico com uma contribuição menor de crosta continental, como tem sido demonstrado por trabalhos anteriores nas regiões vizinhas.

A composição isotópica do Pb no feldspato, das mesmas amostras analisadas pelo método U-Pb convencional variou com a idade, plutons com $^{206}Pb/^{204}Pb$ maior que 18,62 são do Mioceno, enquanto que aqueles plutons com $^{206}Pb/^{204}Pb$ menor que 18,57 são do Cretáceo Inferior, com uma relação inversa entre plutons do Mioceno o que é atribuído a interação variável com o embasamento metamórfico.

10.2 Mineralizações

Na Cordilheira Norte-Patagônica do Chile são reconhecidas mineralizações de metais base com conteúdos de Au e Ag hospedadas em rochas vulcânicas do Cretáceo Inferior e limitadas à Faixa Polimetálica do Cretáceo Inferior (FPCI), e mineralização de Au-As hospedadas, principalmente, no microdiorito do Devoniano e rochas metamórficas do Paleozóico e limitado à Faixa Aurífera do Mioceno (FAM). Além disso, em ambas as faixas, foram relatadas ocorrências de Cu-Mo em associação com monzogranitos e tonalitos. Dois prospectos, Las Juntas e Pichicolo, e dois ocorrências de Cu-Mo foram selecionados para estudos mineralógicos, geoquímicos, de inclusões fluídas e geocronologia.

10.2.1 Prospecto Las Juntas

No prospecto Las Juntas a mineralização de metais base e preciosos se relacionam com alteração sílica-adulária e quartzo-sericita, deposição de pirita, esfalerita, galena (com conteúdos de Ag e Bi) e calcopirita, e em menor proporção hematita, tetraedrita, arsenopirita, bornita e disseminação. A mineralização está hospedada em andesitos e brechas de andesito do Complexo Vulcânico Cerro Díaz, do Cretáceo Inferior. Também é observada alteração propilítica generalizada na área do prospecto. Um estudo de inclusões fluídas indica temperaturas de homogeneização entre 140 a 230 °C, salinidades entre 3 a 6% em peso de NaCl equivalente, e de deposição de metais durante eventos de ebulição e mistura. A mineralização, alteração e dados de inclusões fluídas sugerem para o Prospecto Las Juntas características de depósito epitermal de baixa sulfetação.

A idade isocrônica Rb-Sr obtida de rochas alteradas hidrotermalmente de 125 ± 8 Ma no prospecto Las Juntas, pode ser interpretada como a idade do evento de alteração hidrotermal do minério. Assim, o processo de alteração rehomogenizou completamente e o sistema Rb-Sr nas rochas hospedeiras e estaria diretamente relacionado ao magmatismo do Cretáceo Inferior na região (ca. 120-120 Ma). Embora a mineralização pudesse estar mais diretamente associada com um *stock* de piroxênio diorito (ca. 126 Ma) da área do prospecto Las Juntas.

10.2.2 Prospecto Pichicolo

No prospecto Pichicolo, mineralizações de Au-As estão relacionadas com alteração sílica e quartzo-sericita e deposição de arsenopirita e pirita, e menor pirrotita, calcopirita e bornita, em vênulas, *stockwork* e disseminação. A mineralização é hospedada num corpo de microdiorito do Devoniano. Também é observada, localmente, alteração propilítica. Um estudo de inclusões fluídas indica temperaturas de homogeneização entre 180 a 270 °C, salinidades entre de 3 a 5% em peso NaCl equivalente, e deposição metálica durante eventos de ebulição e mistura. A mineralização, alteração e dados de inclusões fluídas

sugerem para o Prospecto Pichicolo características de depósito epitermal de baixa sulfetação.

Análises Ar/Ar pela técnica *step heating* em sericita hidrotermal de granulação muito fina relacionadas com mineralização de Au-As no prospecto Pichicolo, apresenta um aumento da idade aparente com a temperatura de liberação de Ar num diagrama de espectro de idade com uma rotação horária num diagrama isocrônico. Este comportamento é atribuído ao processo de redistribuição de Ar. A idade integrada de 142 ± 2 Ma não é confiável, permitindo unicamente sugerir que a associação entre mineralização-magmatismo félsico Jurássico não deve ser descartada, embora os dados disponíveis sugiram como a idade mais provável da mineralização sendo Miocena.

10.2.3 Mineralizações de Cu-Mo

Duas localidades com ocorrências de molibdenita foram relatadas na área de estudo: no estuário Reloncaví e na aldeia de Palena. Na aldeia Palena, molibdenita ocorre associada a um pluton de monzogranito do Cretáceo, e a mineralização consiste de pirita (parcialmente oxidada), calcopirita e molibdenita. Molibdenita aparece como disseminação na rocha hospedeira em agregados de até 5 mm e, preferentemente, em zonas ricas em quartzo (diques aplíticos e pegmatitos). No estuário de Reloncaví, molibdenita ocorre associada com um pluton de tonalito, e a mineralização consiste de pirita, calcopirita e molibdenita associada a uma intrusão de um biotita-tonalito Mioceno. Molibdenita aparece em veios de quartzo de espessura entre 3 a 10 cm como agregados de folhas radiadas de até 7 cm e escassa disseminação. Em ambas das localidades com molibdenita não é observada alteração hidrotermal estendida.

Para a aldeia Palena duas diferentes idades Re-Os de 119 Ma e 127 Ma foram obtidas a partir de duas amostras distintas dentro da mesma área. Observações petrográficas sugerem que a oxidação de pirita e a incorporação de óxidos de ferro entre as folhas de molibdenita é a causa desta perturbação pela migração de Re com os óxidos de ferro, e a idade de 119 Ma é confiável. Considerando a temperatura estimada de encerramento para o sistema Re-Os na molibdenita (> 500 °C) e a temperatura de bloqueio de Ar em biotita (350 ± 50 °C), as duas novas idades Ar/Ar em biotita pelo método *step heating* de $114,2 \pm 0,4$ Ma e $114,7 \pm 0,7$ Ma indicam uma taxa de resfriamento relativamente moderada.

Para o estuário Reloncaví duas diferentes idades Re-Os de 9,1 Ma e 8,2 Ma foram obtidas, as quais indicam dois eventos de mineralização dentro de um período de tempo aproximado de 0,9 Ma. O episódio mais antigo ($\sim 9,1$ Ma) sobrepõe-se com idades Ar/Ar em biotita de 8,53 Ma e 8,64 Ma e com uma idade U-Pb *SHRIMP* em zircão de $8,3 \pm 0,4$ Ma obtidas para o pluton tonalítico hospedeiro. Considerando a temperatura de bloqueio de Ar em biotita (300 ± 50 °C) o sistema chegou para esta temperatura aos ca. 8,5 Ma. Juntando

este dado, com a temperatura de encerramento para o sistema Re-Os na molibdenita (> 500 °C) e a temperatura de cristalização de zircão ($700-800$ °C) sugerem um resfriamento muito rápido para o pluton tonalítico. Esta observação é confirmada por estudos de traços de fissão em zircão e apatita os quais indicam um resfriamento muito rápido ao longo da Zona de Falha Liquiñe-Ofqui.

10.3 Metalogênese Regional

O padrão de zonamento das ocorrências dos minerais de minério em conjunto com a distribuição das unidades geológicas tem permitido definir três províncias metalogenéticas com orientação N-S para a região estudada (Fig. 10.1). Estas províncias metalogenéticas são conhecidas como da Cordilheira de Costa (PMCC), da Depressão Intermediária (PMDI) e da Cordilheira Norte-Patagônica (PMCN), cada uma com épocas e faixas metalogênicas particulares e características.

10.3.1 Província Metalogenética da Cordilheira da Costa (PMCC)

Esta província inclui principalmente rochas metamórficas do Paleozóico-Triássico e corpos intrusivos do Cretáceo e Eoceno (Fig. 10.1). Na PMCC se reconhecem duas épocas metalogênicas de caráter polimetálico. Na Época Metalogênica do Paleozóico-Triássico incluem-se ocorrências de Cr, Mn e Cu-(Zn) e anomalias de Cr-Ni, Cu-Zn-(Pb), Au-Cu-Zn, Au-Co-Cr e Cu. As ocorrências de Mn e Cu-(Zn) se relacionam ao vulcanismo basáltico submarino e podem-se comparar com jazidas tipo sulfetos maciços, enquanto as de Cr se associam a rochas máficas e ultramáficas serpentinizadas. Na Época Metalogênica do Cretácico-Eoceno, incluem-se veios hidrotermais de Cu-(Ag) e Au-As-Sb alojadas em rochas metamórficas e estão relacionadas com rochas intrusivas assim como anomalias de Au-As, Au-(Pb), Cu-Pb-Zn-(Au-Co) e Au.

10.3.2 Província metalogenética da Depressão Intermediária (PMDI)

Esta província metalogenética compreende sedimentos quaternários principalmente de origem glacial, portadores de partículas de ouro detrítico (Fig. 10.1). O ouro tem-se concentrado em placers fluviais e glaciofluviais. Estudos morfoscópicos de partículas de ouro evidenciam prolongados transportes. A fonte primária do ouro corresponderia principalmente a mineralizações hidrotermais localizadas na Cordilheira Principal dos Andes. Assim, o ouro teria sido transportado ao oeste por mecanismos glaciares, e logo após ter sido liberado pela ação dos gelos durante as glaciações do Pleistoceno.

10.3.3 Província Metalogenética da Cordilheira Norte-Patagónica (PMCN)

Esta província inclui em essência rochas graníticas e vulcânicas do arco magmático Meso-Cenozóico (Fig. 10.1). Na PMCN individualiza-se uma faixa aurífera (FAM) e outra polimetálica (FPCI), limitadas pelo traço principal da Zona de Falha Liquiñe-Ofqui. A FAM, localizada a oeste da ZFLO, contém depósitos meso a epitermais de Au-(As) assim como veios e *stockwork*, hospedados em rochas vulcânicas jurássicas e intrusivas terciárias, que contém também, mineralização de Cu-Mo, cuja gênese se associaria ao magmatismo do Mioceno. A FPCI, localizada a leste da ZFLO, inclui mineralização de Cu-Mo e Cu-Pb-Zn±(Au-Ag) em forma de veios e vênulas, brechas, *stockwork* e disseminações, hospedada em rochas intrusivas, vulcânicas e sedimentares mesozóicas, que se associariam com depósitos de tipo *skarn*, veios hidrotermais e, provavelmente, de tipo pórfiro cuprífero, relacionadas geneticamente com o magmatismo do Cretáceo.

10.4 Avaliação do Potencial Metalogenético

Na região compreendida entre 41–44° de latitude sul têm sido identificados ocorrências e depósitos minerais de pequeno a mediano porte em comparação com os Andes do centro-norte chilenos, embora o ambiente de subducção com seus processos de magmatismo e deformação associados sejam favoráveis para a formação de depósitos minerais.

A análise da informação metalogênica disponível indica que na PMCC existe um limitado potencial para a exploração de depósitos de Cr, Mn e Cu-(Zn) devido principalmente, as reduzidas dimensões e baixos teores das ocorrências até agora descobertas. Mais atrativa poderia ser a prospecção de veios hidrotermais nas proximidades dos intrusivos do Cretáceo e/o Eoceno, onde as análises de geoquímica de rochas revelam valores anômalos de Au, As e Sb. O descobrimento nos últimos anos da existência de vulcanismo de tipo intermediário a ácido do Oligoceno-Mioceno na Cordilheira da Costa e na borda oeste da Depressão Intermediária com diferentes níveis de exposição, gera importantes expectativas na exploração de depósitos epitermais de ouro.

A existência de abundantes placers auríferos, principalmente na PMCC e na PMDI, e o conhecimento da sua extração desde épocas pre-hispânicas, tem incentivado sua exploração e persiste como um interessante alvo, embora os volumes envolvidos permitam somente sua exploração em pequenos garimpos ou eventualmente semi-industrial e a exploração tem sido orientada principalmente para a detecção das rochas fontes.

A PMCP oferece o maior interesse exploratório da região. A existência de rochas intrusivas com mineralização de Cu-Mo, nas duas faixas metalogênicas definidas nesta província, apresentam provavelmente, a parte basal dos sistemas mineralizados, sendo na maioria dos níveis superiores, que hospedaram depósitos minerais, erodidos por ação

glaciar. Aquelas áreas próximas aos intrusivos, que preservam uma cobertura metamórfica, vulcânica e/o sedimentar são de interesse exploratório. Assim, a região litoral desta província apresenta um bom potencial aurífero, embora a exploração seja enormemente dificultada pela ausência de estradas e acessos além da espessa cobertura vegetal. A região mais para o leste desta província apresenta interesse exploratório para metais base (Cu-Pb-Zn) e preciosos (Au-Ag), principalmente aquelas áreas nas quais se preserva a cobertura vulcânica e/o sedimentar do Jurássico-Cretáceo Inferior, sendo que estaria localizado nas áreas limítrofes e no território Argentino. Nesta província existem também depósitos de enxofre associados à fumarolas em centros vulcânicos quaternários e ocorrências de águas termais, com *geisers* e sulfataras, constituindo alvos para a exploração de energia geotérmica.

Fig. 10.1. Perfil esquemático E-W (41° S) da porção oeste da Cordilheira Norte-Patagônica indicando as principais unidades geológicas e os tipos de depósitos minerais associados (FAM: Faixa Aurífera do Mioceno, FPCI: Faixa Polimetálica do Cretáceo Inferior).