

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PETROGÊNESE, METAMORFISMO E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DOS  
XISTOS AZUIS E ROCHAS ASSOCIADAS DOS ANDES CENTRAIS,  
VI REGIÃO DO CHILE, PICHILEMU**

**Thais Nogueira Hyppolito**

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani  
Co-Orientador: Andrés Bustamante Londoño

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF –2007/44)**

SÃO PAULO  
2007

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900024362

**PETROGÊNESE, METAMORFISMO E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DOS  
XISTOS AZUIS E ROCHAS ASSOCIADAS DOS ANDES CENTRAIS,  
VI REGIÃO DO CHILE, PICHILEMU**

Thaís Nogueira Hyppolito



Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

Co-Orientador: MSc Andrés Bustamante Londoño

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-2007/44)

Departamento de Mineralogia e Geotectônica

SÃO PAULO  
2007

TF  
4998  
TN. P



## SUMÁRIO

1. IDENTIFICAÇÃO .....	5
2. RESUMO .....	6
3. ABSTRACT .....	7
4. INTRODUÇÃO .....	8
4.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	8
5. OBJETIVOS .....	9
5.1. JUSTIFICATIVAS PARA A PESQUISA.....	10
6. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA.....	11
6.1. METAMORFISMO E LITOTIPOS DA FÁCIES XISTO AZUL .....	11
6.1.1. Características das fases minerais.....	13
6.2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO DOS ANDES CENTRAIS.....	15
6.2.1. Ambiente Geológico.....	15
a) Tipos de Acresção .....	16
b) O contato entre as séries Oeste e Leste .....	17
6.3 GEOLOGIA DA ÁREA DE PICHILEMU .....	18
7. MATERIAIS E MÉTODOS .....	19
7.1. LEVANTAMENTOS BIBLIOGRÁFICOS.....	19
7.2. LEVANTAMENTOS EM CAMPO .....	19
7.3. PETROGRAFIA .....	20
7.4. QUÍMICA MINERAL.....	20
7.5. ESTUDOS GEOTERMOBAROMÉTRICOS .....	20
8. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO.....	21
8.1. AVALIAÇÃO DE PROGRESSO DO TRABALHO.....	21
8.2. CRONOGRAMA DE ATIVIDADES.....	21
9. ATIVIDADES REALIZADAS .....	22
9.1. ATIVIDADES DE CAMPO.....	22
9.1.1. Praia de <i>Infernillo</i> – Aspectos Gerais .....	22
a) Litotipos descritos .....	22
a.1) <i>Metabasitos</i> .....	22
a.2) <i>Metapelitos</i> .....	23
a.3) <i>Metachert</i> .....	23
a.4) <i>Metassedimentos ferruginosos</i> .....	23
a.5) <i>Mármores e metaconglomerados</i> .....	24
b) Feições estruturais e relações de contato .....	24
9.2. PETROGRAFIA .....	24
9.2.1. Metabasitos.....	25
a) Descrição macroscópica .....	25

b) Descrição microscópica .....	25
b.1) Metabasitos em fácies xisto azul.....	26
b.2) Metabasitos em fácies xisto verde.....	29
9.2.2. Quartzitos ( <i>metassedimento ferruginoso</i> ).....	32
a) Descrição macroscópica .....	32
b) Descrição microscópica .....	32
9.3. QUÍMICA MINERAL.....	33
9.3.1. Metabasitos.....	34
a) Anfibólios .....	34
b) Mica branca .....	36
c) Clorita, epidoto, estilpnometano e titanita.....	38
d) Plagioclásio.....	38
9.3.2. Quartzitos.....	39
a) Anfibólios .....	39
9.3.3. Vetores de substituição.....	39
9.4. GEOTERMOBAROMETRIA.....	41
9.4.1. Introdução à geotermobarometria .....	41
a) Aplicação .....	42
b) Geotermobarômetros internamente consistentes.....	44
c) Cálculos geotermobarométricos.....	44
c.1) Metabasito em fácies xisto azul ( <i>Amostra 151B</i> ) .....	44
c.2) Metabasito em fácies xisto verde ( <i>Amostra 135B</i> ).....	47
c.3) Metabasito em xisto verde ( <i>Amostra 139B</i> ) .....	48
9.5. GEOQUÍMICA.....	49
9.5.1. Elementos Maiores .....	51
9.5.2. Elementos traço .....	55
10. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	58
10.1. PETROGRAFIA E METAMORFISMO.....	58
10.1.2. Trajetórias metamórficas.....	59
10.2. GEOQUÍMICA.....	61
11. CONCLUSÃO.....	62
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	63

## ANEXOS

## AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho devo inicialmente agradecer ao meu orientador prof. Caetano Juliani pela oportunidade de me inserir numa área de trabalho tão satisfatória para mim. Apesar do ano “agitado” sua orientação foi precisa e todo conhecimento veio de forma gradual na hora correta, assim pude absorvê-lo de maneira mais produtiva. Devo agradecer principalmente ao inesquecível trabalho de campo realizado nos Andes chilenos, que somente depois de meses pude realmente apreciar a verdadeira beleza e importância daquela viagem. Aproveito para agradecer aos tripulantes do barco “Pinguin”: Andrés Bustamante Londoño, meu amigo, co-orientador impecável e paciente; e aos geólogos chilenos Fernando Sepúlveda por toda ajuda e amizade, e Paul Duhart pelo bom humor de sempre.

Ainda no âmbito do trabalho de formatura agradeço aos meus companheiros diários da sala B11 da pós-graduação (onde fui usar o computador uma vez e não saí mais), Carlos Marcello Fernandes (“Biru-biru, “Pará” ou “gato maracajá”), por toda ajuda com as micas e geoquímica, e ao Carlos Mario por sua amizade e confiança. Realmente uma dupla muito divertida que tornaram meus dias tensos em algo mais divertido. Agradeço também a geóloga Lucilene Martins pela ajuda nas inúmeras tentativas de acertar quando tudo parecia tão...errado. Obrigada, Lú! Aos professores Renato Moraes e Gergely Szabó por serem atenciosos comigo e com as minhas inúmeras dúvidas. Ao Marcos Mansuetto (Lab. MSE) pela grande paciência, amizade e trabalho eficiente. Ao Paulinho (Lab. MSE) por colar calmamente as minhas lâminas que quebrei quando tinham acabado de ficar prontas (literalmente)!!! E ao pessoal da gráfica meu muito obrigada, pois só o Relatório de Progresso encadernei e desencadernei 4 vezes!

É um pouco difícil juntar 5 anos num agradecimento só, mesmo porque espero ter agradecido no dia em que recebi o benefício e ter retribuído ao longo do tempo.

Bem, agradeço ao meu grupo de trabalhos de campo: Brenda Rocha, Jorge Nóbrega (“Bizarro”) e Maurício Guerreiro (“Borboleta”), com quem dei meus primeiros passos (literalmente) na geologia, e pela grande amizade que desenvolvemos ao longo do tempo. Às minhas amigas Pisa, Treme e Cachorra pela afeição que têm por mim, e às meninas do futsal da geologia pelo grande título que adquirimos: trocamos mais vezes de técnicos em 5 anos que todos os times da USP! Foi muito divertido meninas! Obrigada à turma de 2003 (inteira) por ter participado de uma importante e inesquecível fase da minha história. Agradeço também ao professor Schorscher pela sua desinteressada amizade, e pelo carinho em seus incansáveis conselhos de incentivo. Ao meu parceiro e namorado Paulo Haddad (“Rasgamãe” e/ou “Langão”) simplesmente por ser meu namorado o que já implica numa série de coisas... Que como todos sabem, algumas não têm nem explicação. Obrigada pela sua sincera amizade, e dedicação plena em fazer as situações melhorarem a cada dia.

Um agradecimento muito especial aos meus avós Zélia e Jurandir pelo esforço e carinho que tanto têm me ajudado desde muito pequena...

Pra finalizar tenho que agradecer a quem fez tudo começar, e quem faz tudo se manter vivo em mim: meus pais. Obrigada por todo amor que os fazem acreditar que tudo vai dar certo. Obrigada por respeitarem as minhas dificuldades e por me compreenderem em todas as fases de crescimento de maneira cautelosa e atenta. Sem vocês, nem começo, e é claro, nem fim.

## 1. IDENTIFICAÇÃO

**Instituição:** Instituto de Geociências – USP

**Nº do projeto:** 44.

**Nome do projeto:** Petrogênese, metamorfismo e evolução tectônica dos xistos azuis e rochas associadas dos Andes Centrais, VI região do Chile, Pichilemu.

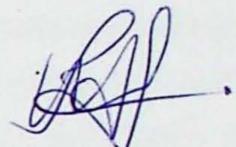
**Nome da aluna:** Thaís Nogueira Hyppolito.

**Nome do Orientador:** Dr. Caetano Juliani.

**Departamento de procedência:** GMG.

**Nome do co-orientador:** Msc. Andrés Bustamante Londoño.

**Departamento de procedência:** GMG.



## **2. RESUMO**

A grande importância do estudo dos xistos azuis deve-se ao fato de que os cinturões metamórficos de alta pressão e de baixa temperatura têm sua gênese relacionada às zonas de subducção e de colisão entre placas litosféricas.

No Chile, os xistos azuis afloram na VI Região próximo à cidade de Pichilemu, localizada na Cordilheira da Costa dos Andes Centrais, que por sua vez, caracteriza-se como um complexo paleozóico de subducção bem preservado.

Tradicionalmente o embasamento da Cordilheira da Costa tem sido subdividido em dois complexos metamórficos, denominados Série Oeste e Série Leste. Foi proposto que ambas as séries representem um cinturão metamórfico pareado, em que o cinturão originado sob condições P/T mais elevadas é representado pela Série Oeste; é nesta série que estão inseridos os metabasitos em estudo. A região de enfoque do trabalho é a praia de *Infernillo*, onde afloram tuhos maficos, lapilitos, e aglomerados vulcânicos metamorfizados em fácies xisto azul e xisto verde, associados a metacherts, metassedimentos ferruginosos, metapelitos e, de forma mais subordinada, a mármore e metaconglomerados.

Os cálculos geotermobarométricos, com bancos de dados internamente consistentes foram realizados mediante o software TWQ (versão 1.02) tanto para os metabasitos da fácies xisto azul como para os metabasitos da fácies xisto verde. A transição entre ambas as fácies, que está relacionada com o início do desenvolvimento da foliação de cisalhamento, também foi quantificada quanto às condições e evolução P-T. As paragêneses com anfibólio sódico resultaram em pressões entre 10,5 e 9,5 kbar e temperaturas que variam entre 355 e 420 °C. As paragêneses com anfibólio sódico-cálcico representam a característica associação transicional entre as fácies xisto azul e xisto verde, e mostram-se como formadas entre 8,0 e 6,3 kbar, a temperaturas entre 390 e 405 °C. Já os xistos verdes formaram-se entre 7,8 e 5,2 kbar, a temperaturas em torno de 390 e 405 °C.

As trajetórias P-T-t-d obtidas são retrometamórficas para os xistos azuis e apresentam sentido horário, com descompressão e pequeno incremento na temperatura relacionados ao desenvolvimento da foliação milonítica principal. Os dados obtidos não mostram as condições do pico metamórfico na fácies xisto azul.

### **3. ABSTRACT**

The great contribution in studying the blueschists is due to the high pressure and low temperature (HP-LT) metamorphic belts could be related to subduction zones and convergent limits between lithospheric plates. In Chile the blueschists outcrops at VI Region close to Pichilemu city, located at Coastal Cordillera in Central Chile and this is characterized by the well preservation of the Paleozoic subduction complex.

Traditionally the basement of the Coastal Cordillera in Central Chile has been subdivided into two metamorphic complexes: The Western and Eastern Series that constitute a paired metamorphic belt. The Western Series represents the highest P/T complex, and the metabasites currently in studying are inserted in this series. The target area is the *Infernillo* Beach which comprises mafic tuffs, lapilli tuffs and volcanic agglomerates metamorphosed in blueschist and greenschist facies, associated to metacherts, ferruginous metasediments, metapelites and minor marbles and rare metaconglomerates.

Geotermobarometry included an internally consistent geothermobarometers data and was carried out using the TWQ (1.02 version) software to metabasites in blueschists and greenschists facies. The transition between both facies with the development of the shear foliation, was also quantified for conditions and evolution P-T. The parageneses including sodic amphiboles yielded ranges pressures 10,5–9,5 kbar, and temperatures between 355 and 420 °C. The sodic-calcic amphiboles parageneses represent the characteristic transitional association between blueschists and greenschist facies, and show range 8,0–6,3 kbar, and 390–405 °C for pressure and temperature values respectively. Whereas the greenschists were formed at pressures between 7,8–5,2 kbar and the range of temperature is 390–405 °C.

The retrograde blueschists P-T-t-d paths were obtained and show clockwise with decompression and few increasing in the temperature related to the milonitic foliation development. The yielded data do not show conditions of metamorphic peak in blueschist facies.

## **4. INTRODUÇÃO**

Este Trabalho de Formatura está vinculado ao projeto de pesquisa da FAPESP “*Petrogênese, metamorfismo e evolução tectônica dos xistos azuis dos Andes da Colômbia, Equador e Chile*”, coordenado pelo Prof. Dr. Caetano Juliani. O projeto visa o estudo dos xistos azuis e rochas associadas aflorantes em regiões do Chile, Colômbia e Equador.

A região de enfoque desse Trabalho de Formatura são os xistos azuis de Pichilemu, cidade que situa-se na Região VI do Chile, localizada na Cordilheira da Costa dos Andes Centrais.

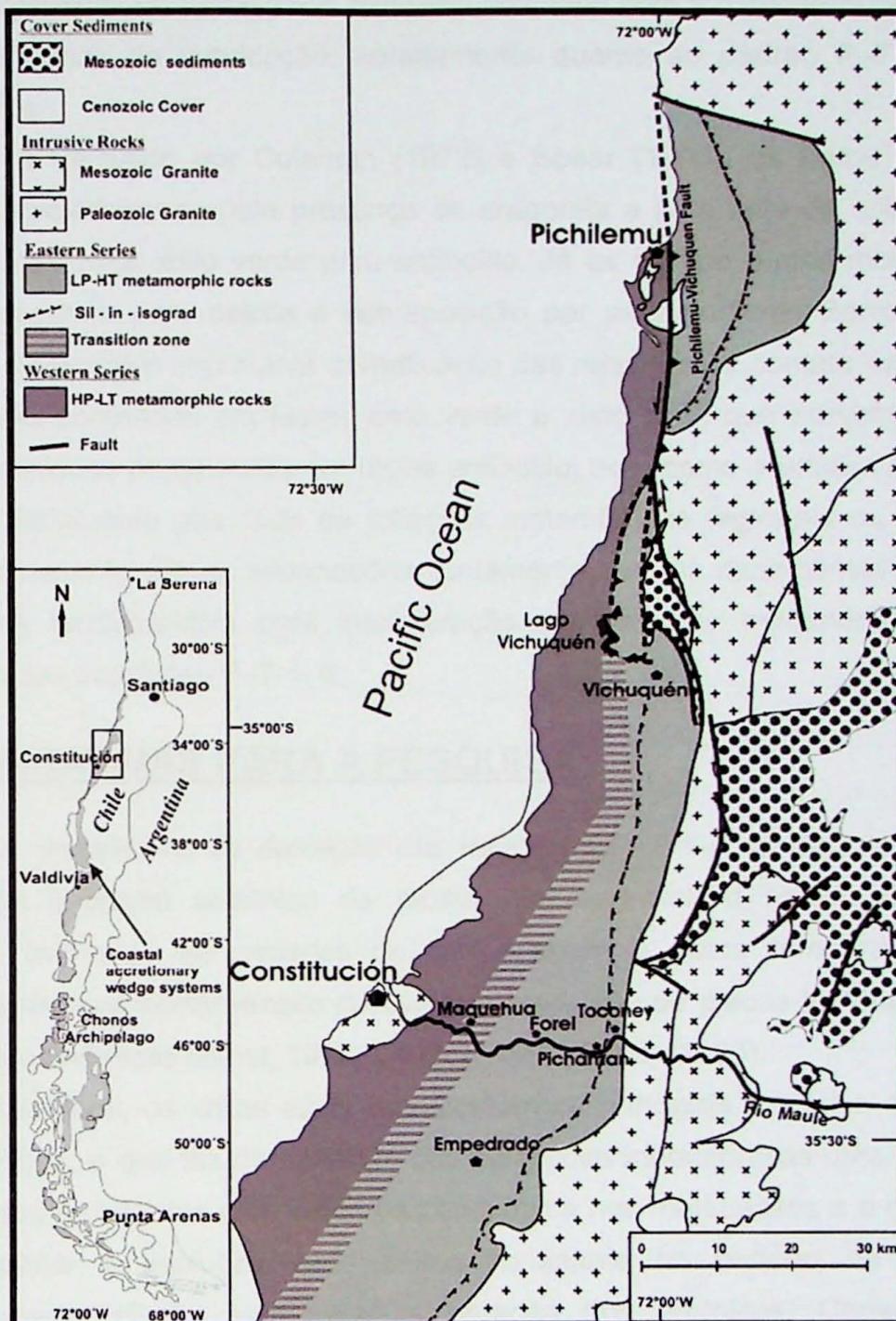
A grande importância do estudo dos xistos azuis deve-se ao fato de que os cinturões metamórficos de alta pressão e baixa temperatura se relacionam às zonas de subducção e colisão entre placas litosféricas (Bowes, 1989). Essas rochas são bem caracterizadas nas zonas orogênicas meso- e cenozóicas Circum-Pacíficas, no Caribe, Alpes e Himalaia (Miyashiro, 1961; Ernst, 1972; Maruyama *et al.*, 1996), dentre outros locais. A sua gênese e evolução, normalmente, estão relacionadas com a formação de eclogitos, que assim como os xistos azuis, também são de grande importância para o estabelecimento da evolução crustal desses ambientes. Segundo Spear (1993), para o entendimento do inter-relacionamento do metamorfismo com o fluxo térmico e com a tectônica é fundamental a definição das trajetórias metamórficas (P-T).

Por associar-se a antigos limites convergentes de placas tectônicas, o estudo dos eventos metamórficos e deformacionais registrados nos xistos azuis se faz fundamental para dedução do tipo de subducção, regimes colisionais e de exumação (Ernst, 1988; Smith *et al.*, 1999). As condições sob as quais essas rochas são geradas, altas pressões e baixas temperaturas, assim como a variação destas condições com o tempo, fazem com que os processos de exumação possam ser extremamente complexos, estando principalmente associados a eventos colisionais de natureza diversa ou a regimes transpressivos. Com isso, a identificação de xistos azuis no registro geológico apresenta importantes implicações tectônicas (Draper & Lewis, 1991; Ave-Lallement, 1996).

Nas áreas de Pichilemu os xistos azuis e litotipos associados estão geneticamente vinculados à orogênese paleozóica dos Andes do Sul (Hervé *et al.*, 1981).

### **4.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

No Chile, a área de ocorrência dos xistos azuis localiza-se na Cordilheira da Costa, na Região VI, próximo à cidade de Pichilemu. O acesso à área pode ser feito através da rodovia que liga a capital do Chile (Santiago) a San Fernando, e dessa, até o município de Pichilemu (Fig. 1), onde as rochas afloram na costa oceânica e na zona rural do município.



**Figura 1:** Mapa geológico esquemático da região centro-sul do Chile, com o embasamento da Cordilheira da Costa representado pela Série Leste e Oeste, e a zona de transição entre elas. Região de Pichilemu e arredores. Fonte: Richter et al. (2007).

## 5. OBJETIVOS

Este Trabalho de Formatura visou à caracterização petrográfica do grau metamórfico e a quantificação das condições do metamorfismo progressivo e retrógrado das rochas da área de Pichilemu e sua evolução, através do estabelecimento das variações temporais relativas (relações entre as foliações e fases minerais identificadas). A definição das trajetórias pressão–temperatura–tempo relativo–deformação ( $P-T-t-d$  paths) foi focada nos litotipos da fácie xisto azul e em suas gradações para metabasitos da fácie xisto verde.

A comparação dos resultados obtidos com os dados disponíveis das regiões

clássicas de ocorrência de xistos azuis objetivou contribuir com a caracterização de regimes tectônicos nas zonas de subducção, notadamente quanto ao padrão P-T da trajetória retrometamórfica.

Conforme discutido por Coleman (1972) e Spear (1995), os xistos azuis do tipo Franciscano caracterizam-se pela presença de aragonita e pela falta da sobreposição de metamorfismo da fácie xisto verde e/ou anfibolito. Já os do tipo Alpino mostram sempre inversão da aragonita para calcita e sobreposição por metamorfismo Barrowiano (Ernst, 1988). Assim, foi também importante a verificação das relações de contato existentes entre os terrenos metamorfizados em fácie xisto verde e xisto azul, que porventura poderiam apresentar associados metabasitos em fácie anfibolito; bem como a análise das estruturas em campo, notadamente dos tipos de foliações metamórficas regionais ou associadas a zonas de cisalhamento. Essas informações, juntamente com os zonamentos químicos dos minerais, foram fundamentais para interpretação das texturas metamórficas e para a caracterização das trajetórias P-T-t-d.

## **5.1. JUSTIFICATIVAS PARA A PESQUISA**

A maior importância da definição das trajetórias P-T-t-d reside no seu uso para modelagem da evolução tectônica da crosta. Em especial, o estudo de complexos metamórficos, formados em regimes de alta pressão e baixa temperatura, contribui significativamente para compreensão de eventos de colisão de placas tectônicas e para as modelagens geodinâmicas (Ernst, 1972; Yardley, 1989; Spear, 1995).

De modo geral, os xistos azuis representam os principais vestígios de eventos de subducção antigos, o que faz da definição das condições metamórficas uma das principais ferramentas, que juntamente com o uso da geoquímica nos metabasitos e a geocronologia, permite interpretar a evolução geodinâmica dominante no período da geração das associações metamórficas, assim com a geração dos protólitos. Conseqüentemente representa um bom suporte para o estabelecimento da evolução da tectônica Andina. Esses estudos revestem-se ainda de importância internacional, dada à vasta extensão desta cadeia, onde poucos estudos geotermobarométricos e de obtenção de trajetórias metamórficas em terrenos de xistos azuis foram efetuados, bem como sobre as implicações tectônicas deles derivados.

Este trabalho visa ainda dar continuidade ao estudo da evolução metamórfica dos Andes, iniciados pelo grupo de petrologia metamórfica do IGUSP (Bustamante & Juliani, 2002; Bustamante & Juliani, 2003; Bustamante, 2003; Jiménez-Mejía *et al.* (2006)).

## **6. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA**

Uma breve revisão sobre o metamorfismo da fácie xisto azul, a geologia dos Andes do Centro-Sul Chilenos e a constituição geológica da região de Pichilemu são apresentadas a seguir:

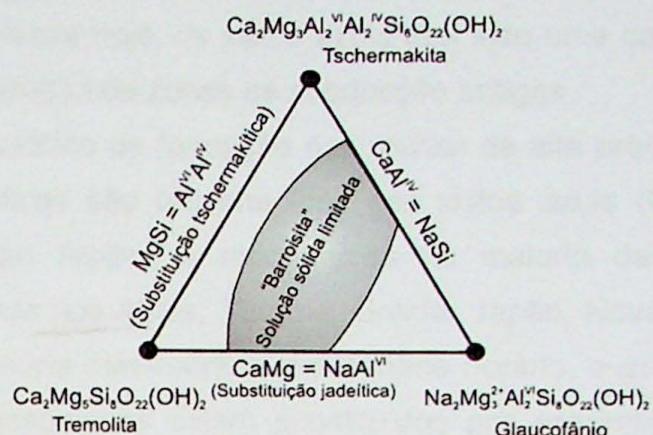
### **6.1. METAMORFISMO E LITOTIPOS DA FÁCIES XISTO AZUL**

O termo Fácie Glaucofânio Xisto foi proposto por Eskola (1939) e redefinido como Fácie Glaucofânio–Lawsonita por Fyfe & Turner (1966). Entretanto, a exata caracterização petrográfica da fácie xisto azul tem sido assunto de controvérsias em função da composição química variada dos protólitos ígneos e sedimentares presentes nas zonas de subducção. Apesar disso, há consenso sobre a típica assembléia de minerais que ocorre nos metabasitos metamorfizados em temperaturas semelhantes às da fácie xisto verde e em altas pressões, caracterizada pela presença de glaucofânio, lawsonita, clinopiroxênio sódico ou onfacita, muscovita fengítica e/ou fengita, pumpellyita e aragonita que ocorrem comumente em paragênese com actinolita, clorita, albite, epidoto, quartzo, paragonita e estilpnomelano (Spear, 1993).

O efeito mais característico do metamorfismo de alta pressão em rochas básicas é a substituição dos anfibólios cárquicos, típicos das rochas de terrenos Barrowianos, pelo anfibólio sódico, com alta proporção da molécula glaucofânio, presentes em volumes significativos nos xistos azuis (Yardley, 1989). O diagrama ternário da Figura 2 mostra os vetores de substituição que relacionam os anfibólios cárquicos tremolita e tschermakita ao glaucofânio.

Muito embora essas rochas geralmente sejam em amostras de mão cinza-azuladas ou esverdeadas, elas podem apresentar cor azul-lilácea, devido a quantidades significativas de anfibólios sódicos. Ao microscópio a cor azul é usualmente observada em riebeckita e outros anfibólios sódicos ferro-férreos, como crossita, uma vez que o glaucofânio puro não apresenta cor azul (Bowes, 1989).

Os cinturões de xistos azuis podem ser classificados em dois grupos, de acordo com seus protólitos, cujas principais características são resumidas na Tabela 1.



**Figura 2:** Diagrama temário de composição com vetores de substituição entre tschermakita e tremolita, entre tremolita e glaucofânio e entre glaucofânio e tschermakita. Os anfibólios que plotam nas porções intermediárias são genericamente chamados de "barroisita" (Spear, 1993).

**Tabela 1:** Protólitos e características dos cinturões de xistos azuis. Modificado de Maruyama et al. (1996).

Protólito	Tipo A	Tipo B
Sedimentos marinhos de águas rasas	Plataforma de carbonatos	Calcários orgânicos de recife
Sedimentos marinhos de águas profundas	Ausente	Cherts estratificados, nódulos de manganês
Rochas ígneas	Bimodal (basalto e dacito)	MORB
Embasamento continental	Presente (complexo granítico-gnáissico)	Ausente
Minérios	Tipo Kuroko (sulfetos maciços)	Originados em cadeia meso-oceânicas
Depósitos de turbiditos	Cobertura de plataforma (sedimentos peraluminosos)	Preenchimento de trincheiras (grauvacas, fluxo de vulcanoclásticas andesíticas).
Pressão máxima	45 kbar	12 kbar
Cinturão granítico associado	Raro ou ausente	Normalmente presente
Grau de reações retrógradas	Grande	Pequeno
Peridotitos regionalmente metamorfizados	Granada peridotito e espinélio peridotito	Espinélio peridotito e plagioclásio peridotito fortemente serpentinizados
Cinturões pareados	Ausente	Presente

Os metabasitos são especialmente importantes para o entendimento do metamorfismo em altas pressões e baixas temperaturas (HP/LT) pelo fato de serem mais susceptíveis às mudanças mineralógicas que os metapelitos, sendo portanto, bons representantes da intensidade do metamorfismo. Esta é a razão pela qual muitos nomes de fácies metamórficas são derivadas de assembléias minerais encontradas nesse grupo de rochas (e.g. xistos verdes, anfibolitos, granulitos, xistos azuis e eclogitos) (Bucher & Frey, 1994).

Por algum tempo, a ocorrência de glaucofânio foi considerada a única evidência para os processos de subducção no registro geológico, uma vez que os xistos azuis ocorrem

associados à zonas de subducção ativas ou em áreas de colisão continental, (Ernst, 1972; Bucher & Frey, 1994). Ainda hoje, os xistos azuis têm sido uma das principais associações utilizadas para caracterização de zonas de subducção antigas.

No ambiente tectônico de formação das rochas de alta pressão dois tipos principais de trajetórias metamórficas são reconhecidos nos xistos azuis (Ernst, 1988). A primeira delas, denominada Tipo Alpino, é reconhecida na maioria das zonas de subducção recentes, como verificado nos Alpes, Turquia, Grécia, Japão, Nova Zelândia e no norte da Ásia e China. Sua trajetória metamórfica tem sentido horário, o que faz com que os xistos azuis e os eclogitos associados sejam substituídos por assembléias minerais de fácies xistos verde e/ou epidoto-anfibolito. Este tipo de xistos azuis é formado em zonas de subducção nas quais ocorre descompressão aproximadamente isotermal, provocada por exumação muito rápida em regimes compressionais com forte erosão; alguns terrenos podem ainda ser continuamente aquecidos durante os primeiros estágios de descompressão. Segundo o mesmo autor essa trajetória pode estar relacionada à colisão de um arco de ilhas ou por um fragmento de crosta continental com o continente, resultando em rápido soerguimento e denudação dos xistos azuis. Alternativamente, este tipo de trajetória pode ser explicado pelo aumento de pressão causado nas rochas supracrustais acumuladas no prisma acrecionário de uma fossa com forte subsidência. Esse processo resulta na inserção dos sedimentos sob a crosta continental, seguido pela exumação em zonas de cavalgamentos, que por sua vez, é acentuada pela presença de bloco crustal superposto aos sedimentos durante a colisão (Platt, 1987).

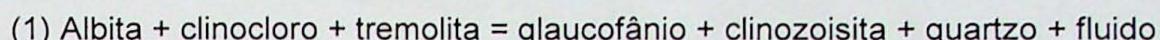
O segundo tipo, chamado de Franciscano, caracteriza-se por uma trajetória retrometamórfica quase coincidente com a trajetória progressiva P-T. É típico dos terrenos do Complexo Franciscano (Califórnia, EUA) e sua origem é atribuída a terrenos submetidos a longo e contínuo processo de *underflow* (aproximadamente 100 Ma) (Ernst, 1988) e que são resfriados durante a exumação. Tal resfriamento implica em soerguimento crustal relativamente lento, o que possibilita a transferência da energia térmica das cunhas tectônicas de rochas de alta pressão em zonas de *mélange*, para as encaixantes mais frias (Cloos, 1982).

Nota-se que os diferentes tipos e modelos derivados da interpretação das trajetórias metamórficas ocorrem sempre associados a zonas de subducção, mas sua evolução pode relacionar-se com a evolução do metamorfismo de soterramento a partir da colisão tectônica (segundo o modelo de Platt, 1987), com os ofiolitos (Ernst, 1972) e com a graduação para eclogitos (Spear, 1993).

### 6.1.1. Características das fases minerais

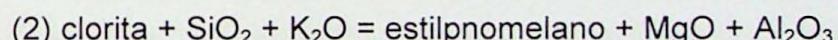
Optou-se neste subitem por apresentar uma breve revisão bibliográfica sobre três importantes fases minerais presentes nos xistos azuis em estudo.

A formação do **glaucofânio** inicia-se sob condições de temperatura e pressão que variam entre 300 e 600 °C e 8 e 11 kbar, quando há o consumo da assembléia de mais baixo grau segundo:



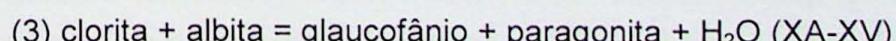
Essa reação corresponde à transição entre as fácies xisto verde e xisto azul. O mecanismo de consumo da assembléia de mais baixo grau se baseia na atividade do vetor glaucofânico (ou jadeítico)  $\text{Na}^{M4}\text{Al}^{VI}\text{Ca}_{-1}^{M4}\text{Mg}_{-1}$ , responsável pela substituição do Ca por Na no sítio M4 em pressões elevadas (Bucher & Frey, 1994). A presença de glaucofânio em paragêneses de alta pressão ocorre, em geral, devido ao favorecimento da coordenação octaédrica do alumínio ( $\text{Al}^{VI}$ ) em relação à coordenação tetraédrica ( $\text{Al}^{IV}$ ) sob tais condições (Spear, 1993). Outro fator influente é que a presença do anfibólio sódico não é dependente apenas das condições P-T a qual é submetido, mas também pela composição em volume da rocha. Este controle baseia-se nas relações  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}\text{Mn})$  e  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  existentes na composição total da rocha. A grande influência destas razões prevalece sobre os valores absolutos de Na e Al e não na razão entre eles (Jacobson, 1995).

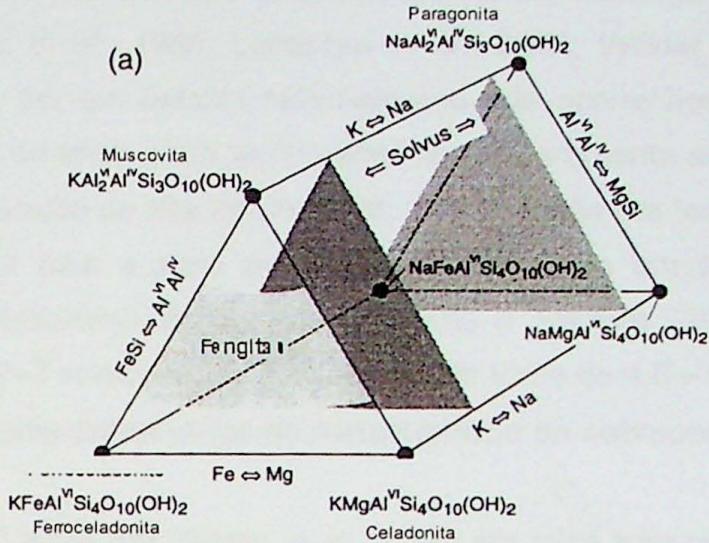
O **estilpnometano** é um mineral proveniente do metamorfismo regional de rochas maficas piroclásticas e ígneas, além de psamitos e pelitos enriquecidos em ferro e manganês (Deer *et al.*, 1967). Sabe-se que na presença de quartzo e mica branca é estável entre 350 e 400 °C, para pressões superiores a 5 kbar. Sua origem pode ser atribuída à clorita através da seguinte reação:



A presença de **mica branca** contribui favoravelmente para a assembléia de HP/LT, visto que fases minerais como celadonita (comumente chamada de fengita) e paragonita tornam-se estáveis com o incremento da pressão. Na Figura 3 estão representadas as principais substituições que ocorrem entre as variações de micas brancas, onde a substituição fengítica  $\text{MgSi} = \text{Al}^{VI}\text{Al}^{IV}$  é responsável pelo alto teor de Mg e Si na fengita.

A reação a seguir mostra a associação mica + anfibólio sódico gerada a partir da associação mineral de pressões menos elevadas sob condições de pressão e temperatura em torno de ~ 8 kbar e ~ 300 °C (Bucher & Frey, 1994):





**Figura 3:** Espaço composicional das micas dioctaédricas com os respectivos vetores de troca e os membros finais. O prisma mostra as substituições tschermakíticas e no sítio A (K-Na). Observa-se também a região de solvus entre muscovita e paragonita (Spear, 1993).

## 6.2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO DOS ANDES CENTRAIS

### 6.2.1. Ambiente Geológico

A cordilheira da Costa no Chile Central é caracterizada como um complexo de subducção paleozóico (Hervé, 1988). Enquanto este foi fortemente sobreposto no Norte do Chile durante a contínua atividade ao longo da margem convergente, a subducção pré-andina ocorre bem preservada no Chile Central (Fig. 1).

Tradicionalmente o embasamento da Cordilheira da Costa tem sido subdividido nos complexos metamórficos denominados Série Oeste e a Série Leste (Willner, 2005). Foi proposto que as duas séries representem um cinturão metamórfico pareado, onde a Série Oeste constitui o cinturão de fácies metamórfica de alta pressão, enquanto que a Série Leste teria sido gerada em regime bárico de baixa pressão (Aguirre *et al.*, 1972; Ernst, 1975; Kato, 1985; Hervé 1988; Willner *et al.*, 2005).

A Série Oeste, litoestratigraficamente posicionada sob a Série Leste, é composta por metagrauvacas e metapelitos de proveniência continental, com predomínio de depósitos turbidíticos, além de *metacherts*, metabasitos e serpentinitos de origem oceânica com idades entre 310 – 290 Ma. As condições metamórficas máximas relacionadas à acresção, obtidas por Willner (2005) e Willner *et al.* (2005), foram de 7 – 11 kbar e 380 – 420 °C.

Já a Série Leste é composta por metagrauvacas e metapelitos de origem continental, constituindo sucessões turbidíticas (Kato, 1985; Hervé, 1988). Rochas de origem oceânica como *metacherts*, metabasitos e serpentinitos não estão presentes e a falta desses litotipos tem sido fator de grande importância para a distinção entre as duas séries (Godoy & Kato, 1990; Glodney *et al.*, 2005). Na Série Leste as condições metamórficas relacionadas à acresção ocorrem mascaradas pelo último metamorfismo de contato de sobreposição

(Willner, 2005). A atividade intrusiva que deformou as rochas da Série Leste ocorreu em torno de 300 Ma (Hervé *et al.*, 1988; Lucassen *et al.*, 2004; Willner *et al.*, 2005). Tal atividade é representada por um batólito cálcio-alcalino que ocorre homogeneamente ao longo de toda a extensão da série, onde as intrusões foram claramente acompanhadas pelo metamorfismo de sobreposição de alta temperatura, (com pressão em torno de 3 kbar), que passa da zona da biotita para a zona da andalusita–sillimanita em direção ao batólito (Richter *et al.*, 2007). Entretanto Willner *et al.* (2000) e Marioth (2001) obtiveram as condições metamórficas P–T relacionadas à acresção, em torno de 4,5 – 6 kbar e 250 – 280 °C, em regiões relativamente preservadas do metamorfismo de sobreposição (latitudes 44, 46 e 26° S).

Datações Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>39</sup> feitas por Willner *et al.* (2005) em mica branca gerada durante o metamorfismo estático tardio resultaram em idades em torno de 296 – 301 Ma. Estas idades estão de acordo com as obtidas anteriormente por Hervé (1988) e Lucassen *et al.* (2004) em granitos, K–Ar em biotita (306 – 248 Ma) e Rb–Sr em rocha total (312 – 294 Ma), respectivamente.

### a) Tipos de Acresção

No complexo acrecional Franciscano, Aleutiano e Japonês, as rochas de mais alto grau repousam tectonicamente sobre as rochas de mais baixo grau metamórfico (Miyashiro, 1973; Suppe, 1973; Cowan, 1974; Platt, 1975; Moore & Allwardt, 1980).

Por outro lado, o cinturão acrecional da Nova Zelândia, o complexo de subducção da região oeste da América do Norte e a cunha acrecional da Costa do Chile apresentam as rochas de mais alto grau metamórfico em níveis tectônicos mais profundos, passando para rochas de mais baixo grau em direção aos níveis estruturais mais rasos (Hervé, 1988; Brandon & Calderwood, 1990; Mortimer, 1993; Deckert *et al.*, 2002). É exatamente na transição entre as rochas de mais alto grau e as de mais baixo grau que se encontram os aspectos mais obscuros, devido à possibilidade de estarem relacionadas a diferentes estágios de acresção (Richter *et al.*, 2007).

As diferentes arquiteturas refletem, provavelmente, as mudanças ocorridas durante o evento acrecional. Tais mudanças baseiam-se no conceito de “flow-field” (*fluxo de material*) de Feehan & Brandon (1999) e Ringo *et al.* (1999), que divide a acresção em dois estágios: acresção frontal e acresção basal.

Em geral, a acresção frontal causa um espessamento do fluxo de material caracterizado pela convergência das linhas de fluxo e consequente contração horizontal. O material arrastado horizontalmente ao longo da cunha deforma o acamamento através de dobras de plano axial verticalizado. Já a acresção basal causa o afinamento do fluxo de material caracterizado por linhas de fluxo divergentes, que refletem a extensão horizontal na

parte de trás de cunha. O encurtamento vertical é indicado pelo desenvolvimento da foliação sub-horizontal.

Com isso, distinguem-se os complexos acrecionários Franciscano, Aleutiano e Japonês dos Complexos em Torlesse, Olympics e Chile. No primeiro grupo, as rochas foram inicialmente subductadas, passando posteriormente a acresção frontal. Já as rochas do segundo grupo foram de início acrescidas frontalmente, para depois, desenvolverem falhamentos em profundidade (*underthrusting*) (Richter *et al.*, 2007).

### b) O contato entre as séries Oeste e Leste

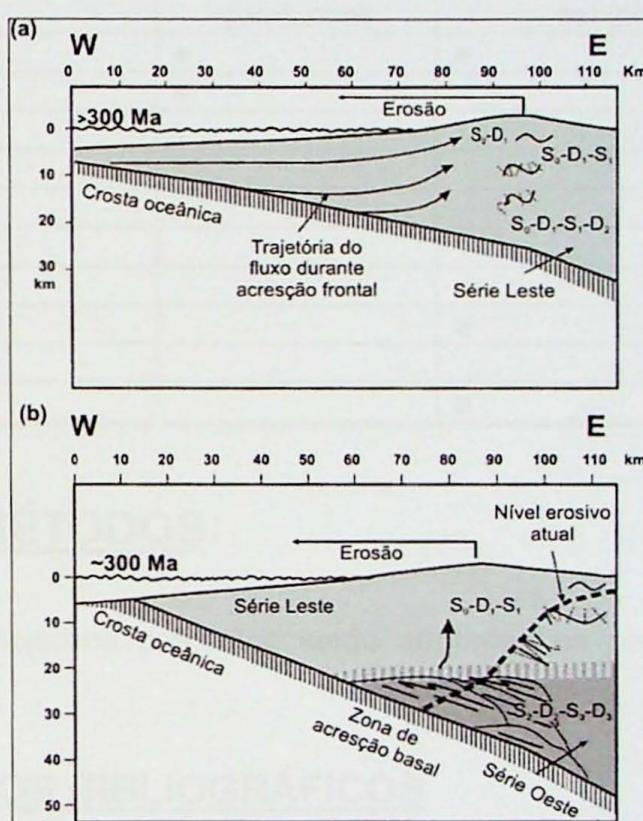
O contato entre as duas séries ocorre por mais de 1500 km com orientação geral norte-sul, entre as latitudes 31° e 50° S (Fig. 1). Esse contato tem sido alvo de discussões e pode ser interpretado como uma transição estrutural ou contato tectônico.

Aguirre *et al.* (1972) e Ernst (1975) sugerem que as séries Leste e Oeste são contemporaneamente e geneticamente associadas. Ernst (1975) refere-se ao contato como *Coast Range Suture*, argumentando em favor da existência de uma sutura que representaria um limite de convergência entre placas, o que implica em dimensões de placas tectônicas. Hervé (1988) seguiu o conceito iniciado por Ernst (1975) e propôs que as rochas da Série Leste representem a margem passiva devoniana que existia antes do início da subducção, e considera a Série Oeste como a cunha acrecionária. Willner (2005) adiciona que a Série Oeste é a própria trincheira de sedimentos da placa subductada que agora repousa na porção oeste da Série Leste, mais antiga e estável, localizada na atual área de retro-cunha. Entre as duas séries, próximo à cidade de Pichilemu, ocorre a falha Pichilemu–Vichuquén (Fig. 1), entretanto, essa falha que seria uma evidência para a sutura entre as séries, tem sido atualmente apontada como posterior à acresção (Willner *et al.*, 2005).

Richter *et al.* (2007) investigaram em detalhe o contato entre as duas séries ao longo de um perfil de cerca de 20 km no Rio Maule (Fig. 1). Para tal, foram realizadas estimativas de distensão finita (*finite strain*) através de análises com o método  $Rf/\phi$  em arenitos, e textura de goniometria em raios X (XTG) nas variedades ricas em filossilicatos. As estruturas ao longo do perfil mostram um suave e contínuo aumento da magnitude dos esforços de leste para oeste, manifestado através de uma contínua evolução de dobras verticais, que passam, da Série Leste para oeste, a dobras sub-horizontais e recumbentes, com forte transposição pela foliação horizontal. Com isso mostraram quantitativamente que não há quebra estrutural entre os limites das séries, e que a cunha acrecionária do final do Paleozóico no Chile Central representa uma secção estrutural contínua. A Figura 4 apresenta o modelo sugerido e mostra que as rochas da Série Leste foram frontalmente acrescidas antes de 300 Ma, promovendo o encurtamento horizontal e o desenvolvimento de dobras verticalizadas. Há aproximadamente 300 Ma o modo de acresção teria mudado

para a acresção basal, onde as rochas da Série Oeste teriam sido colocadas embaixo da cunha acrecional e metamorfisadas em condições de alta pressão. Segundo Willner (2005), enquanto o metamorfismo de contato de sobreposição afetava a Série Leste em crosta superior, entre 10 e 12 km de profundidade e pressão em torno de 3 kbar, as rochas da Série Oeste estavam sendo submetidas a pressões de cerca de 9 kbar, em profundidades entre 30 e 35 km.

Com isso Richter *et al.* (2007) sugerem que as duas séries pertencem ao cinturão acrecional pré-Andino do Chile, e as diferentes evoluções P-T-t-d refletem as diferenças no modo de acresção ao longo do tempo.



**Figura 4:** Evolução tectônica proposta para a cunha acrecionalária ao final do Paleozóico nos Andes do centro-sul chilenos com o modelo de linhas de fluxo (flow-lines) de Feehan & Brandon (1999) e Ringo *et al.* (1999). (a) Acresção frontal na Série Leste antes dos 300 Ma. O material é arrastado horizontalmente ao longo da cunha e o acamamento é deformado por dobras de plano axial vertical, causadas pelo encurtamento leste-oeste. b) Mudança para acresção basal, ocorrida por volta de 300 Ma evidenciada pelo metamorfismo de alta pressão nas rochas da Série Oeste. A mudança no tipo de acresção alterou o comportamento das linhas de fluxo, houve encurtamento vertical indicado pela foliação sub-horizontal. A consistente orientação da placa subductada obtida pelos indicadores cinemáticos, além da vergência para oeste das dobras geradas em porções profundas da cunha, sugere considerável tração basal, que levou ao imbricamento de pedaços da crosta oceânica em subducção. Nota-se que na Série Oeste as estruturas relacionadas à  $S_1$  ocorrem apenas como relíquias (Richter *et al.*, 2007).

### 6.3 GEOLOGIA DA ÁREA DE PICHILEMU

Os xistos azuis que afloram na região costeira de Pichilemu (Série Oeste) ocorrem por uma extensão de aproximadamente 5 km sem grandes descontinuidades litológicas ou estruturais (Hervé *et al.*, 1984). Nesta área predominam xistos verdes, metabasitos com

anfibólio azul, basaltos almofadados, filitos quartzosos, metacherts enriquecidos em estilpnومelano e alguns diques máficos pós-tectônicos (Hervé et al., 1984). A feição geral mais representativa dos afloramentos já observados são as intercalações entre xistas verdes e metabasitos em fácies xisto azul, que se alternam em pacotes de decímetros a metros de espessura. A mineralogia essencial de algumas rochas pode ser vista na Tabela 2.

**Tabela 2:** Mineralogia das rochas de alta pressão de Pichilemu (Hervé et al., 1984).

MINERAIS	ROCHA		
	Metabasitos	Filitos quartzosos	Metachert com estilpnومelano
Quartzo	■		■
Mica branca	■	■	
Anfibólio sódico	■		
Epidoto	■		
Clorita	■	■	
Actinolita	■		
Albita	■		■
Estilpnومelano	■		■
Calcita	■		
Opacos	■		■

## **7. MATERIAIS E MÉTODOS**

Para alcançar os objetivos propostos serão adotados os seguintes métodos de trabalho:

### **7.1. LEVANTAMENTOS BIBLIOGRÁFICOS**

A pesquisa bibliográfica foi realizada ao longo do desenvolvimento dos estudos de campo e laboratório por meio de consultas ao acervo da biblioteca do IGUSP e aos sistemas de buscas de dados, fornecidos pelo Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBi/USP), incluindo as bases de dados DEDALUS, SciELO, ERL, ProBE e Web of Science.

### **7.2. LEVANTAMENTOS EM CAMPO**

Foi realizado no mês de março de 2007 um trabalho de campo na praia de *Infernillo*, localizada na cidade de Pichilemu. Neste local foi levantado um perfil geológico-estrutural para a obtenção de informações quanto às relações de contato e geometria dos litotipos, além da amostragem destinada aos estudos petrográficos e geotermobarométricos.

### **7.3. PETROGRAFIA**

As descrições ao microscópio petrográfico foram efetuadas no Laboratório Didático do IGc/USP por microscopia em luz transmitida. Foram descritas as assembléias minerais, texturas, estruturas, e paragêneses dos litotipos, visando à identificação e definição do grau metamórfico, bem como de suas relações com as foliações metamórficas e com os domínios microestruturais. Em seguida foram selecionadas as amostras representativas para análises em microssonda eletrônica. A documentação fotográfica das seções estudadas foi feita no Laboratório de Óptica do GMG-IGc, com uma câmera digital acoplada ao microscópio Olympus.

### **7.4. QUÍMICA MINERAL**

A partir dos estudos petrográficos foram selecionadas 7 amostras para obtenção de análises químicas pontuais, tendo como principal objetivo a aplicação em cálculos geotermobarométricos. São elas: 3 xistos verdes, 1 quartzito e 3 xistos azuis.

As análises químicas pontuais quantitativas por espectrometria de dispersão de comprimentos de onda (WDS) das principais fases minerais (anfibólios, plagioclásio, micas, clorita, estilpnometano, epidoto e titanita) foram realizadas no Laboratório de Microssonda Eletrônica do GMG-IGc/USP. O equipamento utilizado é um *Jeol<sup>TM</sup>* modelo JXA-8600S, equipado de detector ED e cinco espectrômetros WD, cada qual com dois cristais analisadores (STE/TAP, TAP/PET, PET/LiF, PET/LiF, PET/LiF), e sistema de automação Voyager 3.6.1 da *Noran Instruments<sup>TM</sup>*. As análises foram efetuadas em seções delgadas polidas cobertas com uma fina película de 25 nm de C com evaporador da *Edwards<sup>TM</sup>*, modelo Auto 306. As composições químicas dos minerais metamórficos foram obtidas a partir de perfis compostionais visando à determinação de eventuais zonamentos químicos e suas relações de blastese com as foliações tectônicas presentes, para a determinação da cronologia relativa de cristalização.

Inicialmente os dados analíticos dos minerais foram utilizados para cálculos da distribuição catiônica segundo as fórmulas ideais dos minerais, usando-se principalmente o software Minpet 2.02 (Richard, 1995). Posteriormente os dados foram tratados em programas que realizam os cálculos geotermobarométricos.

### **7.5. ESTUDOS GEOTERMOBAROMÉTRICOS**

Os cálculos geotermobarométricos foram efetuados através dos pares ou associações de minerais por métodos e/ou calibrações diversas nos diferentes domínios microestruturais, em paragêneses com minerais de inclusões, além dos reequilíbrios de bordas em amostras de regiões de grau metamórfico variado visando a determinação das

trajetórias P-T-t-d.

As condições de pressão e temperatura dos litotipos selecionados foram obtidas utilizando-se do software TWQ versão 1.02 (Berman, 1991). Das 7 amostras analisadas em microssonda eletrônica somente 3 apresentaram bons resultados frente aos cálculos geotermobarométricos, as demais não apresentam proporção catiônica satisfatória e/ou possuem associações minerais em desequilíbrio.

## **8. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO**

### **8.1. AVALIAÇÃO DE PROGRESSO DO TRABALHO**

A realização do projeto ocorreu de acordo com o cronograma estabelecido e bem amparado pela metodologia adotada inicialmente. Os estudos petrográficos, aliados a levantamentos bibliográficos foram de suma importância para o melhor conhecimento e familiarização com as principais fases minerais, o que facilitou a realização das análises no decorrer do trabalho.

As principais dificuldades encontradas são inerentes às composições mineralógicas das rochas da fácie xisto azul da região de Pichilemu, que não apresentam grande variedade de minerais, o que poderia facilitar os cálculos geotermobarométricos. A granulação muito fina dos minerais presentes também dificultou a obtenção de resultados químicos de boa qualidade, limitando os cálculos geotermobarométricos efetuados.

### **8.2. CRONOGRAMA DE ATIVIDADES**

As pesquisas foram desenvolvidas seguindo-se o cronograma apresentado abaixo:

Meses	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Levantamento Bibliográfico	x	x	x			x	x			
Levantamento em Campo	x									
Petrografia		x	x	x	x	x	x			
Preparação de amostras			x	x						
Análises em microssonda eletrônica							x			
Química mineral							x	x		
Geotermobarometria								x	x	
Integração de dados			x	x	x	x	x	x	x	x
Elaboração de relatório							x	x	x	x

\*Onde o símbolo (x) refere-se às atividades realizadas.

## **9. ATIVIDADES REALIZADAS**

### **9.1. ATIVIDADES DE CAMPO**

Foi realizado em março de 2007 um trabalho de campo na região Andina do Chile, em suas porções sul e centro-sul. O trabalho teve como objetivo o estudo de afloramentos de rochas de alta pressão e litotipos associados, para a realização de amostragens sistemáticas, direcionadas por dados bibliográficos consultados anteriormente e por descrições geológico-estruturais obtidas no decorrer do trabalho de campo. O enfoque deste Trabalho de Formatura concentrou-se nos afloramentos da praia de *Infernillo*. Entretanto, vinculados ao projeto maior, também foram visitadas na região centro-sul do Chile, a ilha de Chiloé (41 e 42° S), e ao sul, na Patagonia Chilena, a ilha Diego de Almagro (51° S).

#### **9.1.1. Praia de *Infernillo* – Aspectos Gerais**

A atividade de campo estendeu-se ao longo da costa da praia de *Infernillo* (**Anexo I**), por cerca de 1200 m onde foram obtidos 90 pontos ao longo do caminhamento. Foi realizada uma amostragem sistemática dos litotipos diversos, descrição das rochas e caracterização dos contatos, além da obtenção de medidas estruturais, e espessura das camadas. A seguir é apresentada uma breve descrição das principais unidades observadas em campo, juntamente com fotos ilustrativas (**Anexo II**), para uma melhor contextualização do ambiente geológico em estudo.

#### **a) Litotipos descritos**

Os principais litotipos observados em campo foram: metabasitos, metapelitos, metacherts, metassedimentos ferruginosos, camadas locais de mármore e metaconglomerados.

##### **a.1) Metabasitos**

São representados pelas rochas na fácie xisto verde e xisto azul, e encontram-se freqüentemente intercalados em bandas centimétricas (Foto 1). O aspecto geral característico dos metabasitos dá-se pela intercalação de camadas milimetricamente laminadas de anfibólio azulado e metachert, com bandas de material tufítico esverdeado de aspecto mais xistoso e foliação penetrativa (Foto 2).

Foram observadas as variações metamórficas de tufo finos (fragmentos menores que 0,062 mm), tufo grossos (fragmentos entre 2 e 0,062 mm), lápili-tufo (fragmentos

entre 64 e 2 mm), e aglomerados vulcânicos (fragmentos > 64 mm) (Fotos 3, 4, 5, 6 respectivamente).

Estruturas de *pillow lavas* também foram registradas nessas rochas (Foto 7). Apresentam de 20 a 30 cm de diâmetro, e podem ocorrer com fraturas radiais em direção ao núcleo da *pillow*, eventualmente preenchidas por calcita. A *pillow* pode ainda ocorrer fragmentada, definindo leitos métricos de *pillow breccias*. Outra estrutura vulcanoclástica reliquiar é a presença de clastos de xistos verdes, maciços, amigdaloidais, em meio a matriz tufítica foliada. Outras feições observadas foram: estruturas de sobrecarga, que podem estar relacionadas aos processos deposicionais da seqüência vulcanoclástica (Foto 8), e nódulos de manganês em metachert (Foto 9).

É muito comum a presença de camadas ou zonas monominerálicas irregulares centimétricas a decimétricas, constituídas por epidoto (Foto 10) e clorita, assim como veios de quartzo, albita, calcita e mais localmente anfibólio ± albita (Foto 11). Os veios podem ocorrer concordantes com a foliação principal, ou ainda de forma discordante, truncando sub-verticalmente a foliação.

#### **a.2) Metapelitos**

São representados por dois litotipos de expressão mais localizada: quartzo-grafita xistos, e sericita xistos. O primeiro é constituído essencialmente por sericita e grafita, já o segundo, de ocorrência restrita, é constituído por uma mica muito fina de coloração esbranquiçada a marrom claro.

#### **a.3) Metachert**

Ocorre como lâminas milimétricas intercaladas nas rochas da fácies xisto azul, ou ainda como camadas de expressão decimétrica a métrica, intercaladas principalmente nos metabasitos e metapelitos. Apresentam coloração esbranquiçada, ou ainda levemente avermelhada. Observou-se, eventualmente, a presença de granada nos leitos de metachert de maior expressão.

#### **a.4) Metassedimentos ferruginosos**

São representados pelos quartzitos com estilpnometano e/ou anfibólio e por metassedimentos brechóides. O primeiro litotipo é caracterizado por apresentar textura predominantemente granoblástica, coloração alaranjada, e pela presença de cristais de estilpnometano em arranjos radiados (Foto 12). Já o segundo grupo foi descrito em campo como um meta-arenito brechóide; apresenta coloração marrom-alaranjada e brechas de coloração marrom-avermelhada com até 15 cm aproximadamente (Foto 13). Parte dessas rochas são, provavelmente, sedimentos químicos silicosos metamorfizados.

### **a.5) Mármore e metaconglomerados**

Apresentam ocorrência mais subordinada. O mármore ocorre como camadas locais intercaladas nos demais litotipos. Estão recristalizados e possuem coloração esbranquiçada a rosada. O metaconglomerado ocorre em contato com as rochas da fácie xisto verde, e caracteriza-se pela presença de matriz suportada, seixos e grânulos de quartzo e albita, levemente angulosos; e mais raramente, seixos de metabasitos arredondados (Foto 14).

### **b) Feições estruturais e relações de contato**

As rochas observadas apresentam uma foliação penetrativa bem pronunciada, em geral sub-vertical, que pode ocorrer transposta por uma foliação sub-horizontal observada nos leitos intensamente dobrados (Foto 15). Dobras intrafoliaias, que registram a presença de foliações anteriores, não são raras ao longo do perfil, assim como a presença de dobras macroscópicas (Foto 16).

As camadas apresentam em geral direção NE–SW, com mergulho ora para NW, ora para SE. As lineações minerais obtidas no plano da foliação milonítica ( $S_{n+1}$ ) apresentam cimento geral para S.

Os litotipos descritos acima se intercalam em camadas com centímetros a metros de espessura. Mais especificamente pode-se dizer que os xistos verdes apresentam as camadas contínuas mais extensas, chegando a 30 m de espessura; que os xistos azuis e metapelitos ocorrem em geral como camadas centimétricas a decimétricas; e que quartzitos e metassedimentos ferruginosos podem assumir expressão métrica. Já o metachert ocorre desde finas lâminas intercaladas nos metabasitos a camadas centimétricas a métricas intercaladas em todos os litotipos.

Os contatos entre os litotipos são, em geral, abruptos. No decorrer do perfil ocorrem trechos onde as rochas encontram-se intensamente dobradas, além de contatos com caráter claramente tectônico, gerados em zonas de cisalhamento. Foram observados fragmentos angulosos de metabasitos em metachert brechóide (Foto 17), e outras feições de caráter rúptil, como microfalhas (Foto 18), que devem estar relacionadas à falhamentos de maior expressão.

## **9.2. PETROGRAFIA**

Na petrografia das rochas da região de Pichilemu foram descritas 35 amostras de um total de 40, predominantemente da praia *Infernillo*, a qual representa um dos perfis mais contínuos da área de estudo. As figuras correspondentes às fotomicrografias obtidas estão disponíveis no **Anexo III**.

## 9.2.1. Metabasitos

### a) Descrição macroscópica

As rochas deste grupo caracterizam-se macroscopicamente por apresentarem cor cinza-esverdeada a cinza-azulada e granulação variando de muito fina a fina. São rochas com a foliação  $S_n$  bem definida pelos leitos nematoblásticos, granoblásticos, e lepidoblásticos, e eventualmente, são observadas crenulações incipientes a mais intensas, com transposição da foliação  $S_n$  para a foliação milonítica  $S_{n+1}$ , bem marcada nos xistos verdes por seu caráter penetrativo. Em algumas amostras é possível verificar a  $S_{n+1}$  crenulada.

Dentre as amostras selecionadas é possível distinguir rochas com textura predominantemente grano-nematoblástica, onde há alternância de leitos nematoblásticos constituídos por anfibólios verde-azulados, com leitos granoblásticos quartzo-feldspáticos. As porções lepidoblásticas são caracterizadas pela presença de mica branca e clorita, sendo essa última principalmente associada aos anfibólios esverdeados. A porcentagem dos minerais varia em torno de 30 a 50 % para os anfibólios, e de 30 a 50 % para os leitos quartzo-feldspáticos ou puramente feldspáticos, e entre 3 a 15 % para a clorita e mica branca. O epidoto é muito comum nos xistos verdes (10 – 40%), onde ocorre associado ao plagioclásio, anfibólio e, principalmente clorita. Em alguns casos, pode chegar a constituir leitos monominerálicos granoblásticos, eventualmente glomeroblastos.

Veios de carbonato são muito freqüentes, e em contato com eles comumente ocorre o desenvolvimento de anfibólios mais grossos. Esse contato, a olho nu, é caracterizado por limites retilíneos bem demarcados entre os cristais de anfibólio e os cristais de carbonato.

O outro grupo definido macroscopicamente são os metabasitos de textura porfiroblástica. Essa textura é definida pelos porfiroblastos arredondados de albita (~ 0,5 cm) em meio a matriz filítica cinza-azulada a esverdeada, constituída por anfibólios muito finos. Mais raramente, a textura porfiroblástica pode ser evidenciada por cristais fibrosos de anfibólios, ou ainda, por cristais fibro-radiados de estilpnometano, que semelhante a albita porfiroblástica, destaca-se em meio a matriz filítica.

### b) Descrição microscópica

Dando continuidade às descrições macroscópicas, é possível acrescentar às assembléias minerais, e consequentemente às texturas, mais detalhes com relação à variedade mineralógica, visto que, as amostras obtidas possuem granulação que variam, em geral, de muito fina a fina. A contribuição da microscopia permite dividir as rochas

metabásicas em dois grupos: metabasitos em fácies xisto azul e metabasitos em fácies xisto verde.

### **b.1) Metabasitos em fácies xisto azul**

As rochas desta fácies possuem textura predominantemente lérido-grano-nematoblástica, com variações na proporção das fases minerais características (Fotomicrografias 1 e 2). As paragêneses observadas são representadas pelos leitos biminerálicos anfibólio-estilpnومelano, anfibólio-mica branca, anfibólio-clorita e pela associação anfibólio-mica branca-albita.

A textura grano-nematoblástica é predominante e caracteriza-se pela ocorrência de cristais subidioblásticos a idioblásticos de anfibólio (20 a 50 %) orientados segundo a foliação  $S_n$  (Fotomicrografia 3). Cristais idioblásticos discordantes são freqüentes, e por vezes já estão orientados de forma a definir a  $S_{n+1}$ . Alternadamente ocorrem leitos granoblásticos constituídos essencialmente por quartzo + albita  $\pm$  carbonato (intersticial) em proporções variadas (10 a 50%) (Fotomicrografia 4). Quartzo e albita ocorrem recristalizados em cristais menores de extinção ondulante, e mantém entre si contato serrilhado ou apenas suturado. Esses leitos ocorrem freqüentemente como agregados lenticularizados (de até 2 mm de comprimento) orientados concordantemente com a foliação principal,  $S_n$ . Associados a essas lentes podem ocorrer cristais verde-azulados de anfibólio com hábito acicular e crescimento aleatório. As porções monominerálicas de textura granoblástica podem ainda ser constituídas por titanita  $\pm$  opacos, que formam "fitas" escuras de espessura milimétrica (Fotomicrografia 5).

Os leitos lepidoblásticos, de ocorrência mais subordinada, são representados pela mica branca (5 a 15 %) concordante com a  $S_n$ . A mica ocorre em geral, como cristais idiomórficos a subidiomórficos, intercrescida com o anfibólio.

A textura porfiroblástica ocorre nos filitos glaucofânicos, onde os porfiroblastos fibro-radiados de estilpnومelano (< 1,5 mm) apresentam-se dispersos, ou ainda constituindo bandas concordantes com a  $S_n$ , intercaladas aos leitos grano-nematoblásticos (Fotomicrografia 5).

Essas rochas estão freqüentemente cortadas por veios de carbonato, quartzo e albita, com cristais que variam de granulação fina a média. Os veios que truncam a  $S_n$  podem ocorrer deformados em decorrência do desenvolvimento da  $S_{n+1}$  (Fotomicrografia 6). Feições como ondulações são freqüentes, e localmente, constatou-se a presença de microfalhas em veios dessa natureza. Alguns veios estão lenticularizados e recristalizados em grãos menores com extinção ondulante.

A foliação predominante  $S_n$  pode eventualmente ocorrer definindo "lâminas" muito finas, e sua transposição para a  $S_{n+1}$  é observada através do desenvolvimento de

crenulações, que passam de ondulações suaves à crenulações mais apertadas. Arcos poligonais nos anfibólitos também são observados e exprimem a mimetização da  $S_n$ .

A associação mineral deste grupo é constituída por: anfibólito azul + estilpnómelano + epidoto + quartzo ± albita ± mica branca ± titanita ± magnetita ± rutilo ± calcita

O **anfibólito** característico desse grupo é o anfibólito azul. Sua granulação varia em torno de 0,02 a 0,05 mm nos filitos glaucofânicos e de 0,1 a 1,5 mm nos xistos (Fotomicrografia 7). São cristais em geral subidioblásticos a idiooblásticos, mas também podem ocorrer com hábitos que tendem a fibro-radiados, ou ainda, sob a forma de agregados de cristais xenoblásticos. A fórmula pleocróica obtida para esses anfibólitos aproximou-os do glaucofânio, sendo Z = verde-azulado a azulado, Y = azul-lavanda e X = incolor a amarelo bem claro. Apresentam  $2V_x$  em torno de 45°.

Freqüentemente observa-se zonamento composicional nesses anfibólitos, que em seus núcleos possuem cores azuladas a lilás (azul lavanda), passando a tons mais esverdeados em direção às bordas (Fotomicrografia 8). Nos "xistos azuis transicionais" é muito comum a coexistência de anfibólitos com tonalidades azuladas (azul-lavanda) e anfibólitos verdes e verde-azulados, sob a forma de intercrescimentos ou como núcleos reliquias dos primeiros nos segundos (Fotomicrografias 9 e 10).

O glaucofânio ocorre principalmente em contato com o estilpnómelano, albita, quartzo, mica branca, e epidoto. As relações entre essas fases minerais serão esclarecidas ao longo das descrições seguintes.

O **estilpnómelano** ocorre principalmente como porfiroblastos idiooblásticos, fibro-radiados, com granulometria variando entre 0,5 e 1,5 mm, podendo chegar a 2,5 mm. Estão intercrescidos com o glaucofânio, em sua borda, ou, de forma mais subordinada, como inclusões. Podem ocorrer preenchendo interstícios na matriz granoblástica, e constituem freqüentemente leitos monominerálicos, milimétricos a centimétricos, com cristais discordantes (Fotomicrografias 11 e 12). Possuem cor marrom-alaranjada, mas cristais verde-escuros podem ser observados nos xistos azuis transicionais.

O **quartzo** é constituinte das porções granoblásticas, possui hábito xenoblástico, extinção ondulante, recristalização em grãos menores, que mantém entre si e com a albita contatos serrilhados, por vezes mais retilíneos, que tendem a mosaicos poligonizados. A granulação do quartzo varia entre 0,01 e 1,3 mm.

Veios de quartzo são muito comuns. Ocorrem deformados pelo desenvolvimento da  $S_{n+1}$ , e frequentemente dobrados. Seus cristais também possuem extinção ondulante, com a concentração de cristais mais finos recristalizados na borda dos veios, indicando recristalização de fora para dentro. A associação quartzo-carbonato é muito comum, onde o primeiro ocorre como inclusões no carbonato proveniente de veio.

Na amostra 138K foram observadas inclusões de quartzo idiooblástico, fino a muito fino, em veios de carbonato (Fotomicrografias 13 e 14). Aparentemente o veio de carbonato

possibilitou a preservação das formas destes cristais, que diferem dos demais cristais de quartzo com hábito xenoblástico e forte extinção ondulante.

Petrograficamente é difícil a determinação exata do teor de anortita do **plagioclásio**, pois os cristais são em geral muito finos e a maioria não apresenta geminação polissintética. Entretanto, os cristais apresentam relevo negativo em relação ao bálsamo do Canadá, o que indica valores de anortita < 20, correspondendo, portanto a albita ou oligoclásio sódico. Nas análises em microssonda eletrônica as composições são sempre de albita pura.

A albita ocorre na porção granoblástica da rocha e assim como o quartzo está recristalizada em grãos menores de extinção ondulante, que variam entre 0,02 e 0,05 mm nos filitos glaucofânicos, e em torno de 0,5 a 2,5 mm nos xistos. Está freqüentemente associada ao quartzo, anfibólio e mica branca. Ocorre também sob a forma de veios lenticularizados e posteriormente ondulados, cortando quase que ortogonalmente a  $S_n$ .

A **mica branca** possui hábito idiooblástico a subidioblástico e granulação entre 0,05 e 0,2 mm. Este mineral ocorre principalmente associado aos anfibólios, ou ainda como leitos lepidoblásticos de expressão mais localizada.

A **titanita** constitui leitos monominerálicos de granulação muito fina (0,01 a 0,04 mm), que se destacam pelas "trilhas" muito escuras que constituem, ou ainda, pelos glomeroblastos. Normalmente apresentam-se como cristais xenoblásticos e em menor proporção subidioblásticos. Além de formar "trilhas" concordantes com a foliação, este mineral pode encontrar-se também disseminado nas amostras.

Os **minerais opacos**, representados por **magnetita/pirita** ocorrem como cristais idiooblásticos (Fotomicrografia 15) e eventualmente discordantes com a foliação. Alguns cristais de magnetita podem apresentar hábito esqueletal (Fotomicrografia 16). A granulação varia em torno de 0,5 a 2,0 mm e constituem cerca de 5 % em volume.

A **calcita** ocorre principalmente como veios com milímetros a centímetros de espessura. Os veios tendem a se disseminar nas porções granoblásticas, preenchendo interstícios, ou ainda mobilizam os constituintes da matriz que tendem a acumular-se nas bordas desses veios.

Quando constituinte primário da rocha, também ocorre nos interstícios das porções quartzo-feldspáticas, por vezes mostram contato serrilhado nos limites dos cristais.

**Apatita, zircão e rutilo** são as fases acessórias mais comuns, representadas por cristais ultrafinos (< 0,005 mm), com exceção para a apatita que pode chegar a 0,05 mm. Predominam cristais xenoblásticos arredondados disseminados por toda lâmina e, no caso do zircão e rutilo, podem formar agregados de cristais muito finos. O rutilo ocorre associado à borda do anfibólio e inclusos nesse. O zircão, quando inclusos nos anfibólios azuis forma halos pleocróicos marrons.

A **grafita** ocorre como cristais muito finos constituindo leitos concordantes com a  $S_n$ , ou ainda, de forma discordante, ao preencher descontinuidades (pequenas fraturas).

**Tabela 3:** Principais fases minerais dos xistos azuis e seus respectivos estágios de cristalização.

Mineral/Estágio de Cristalização	Sn	Pós Sn	Sn+1	Pós Sn+1
Anfibólio azul/Glaucofânio	-----	-----	-----	
Estilpnometelano	-----	-----		
Mica branca	-----	-----	-----	
Quartzo	-----	-----	-----	
Albita	-----	-----	-----	
Calcita	-----	-----	-----	
Opacos		-----	-----	
Titanita	-----	-----		

### **b.2) Metabasitos em fácies xisto verde**

Assim como os xistos azuis a textura geral é lérido-grano-nematoblástica, porém neste grupo, os leitos lepidoblásticos são muito freqüentes devido à cloritização dos anfibólidos. Bandas bi-minerálicas são muito comuns e as paragêneses observadas são: anfibólio-clorita, anfibólio-mica branca, clorita-mica branca, epidoto-clorita, epidoto-albita, e epidoto-anfibólio.

Os leitos nematoblásticos são caracterizados pela presença de anfibólio verde, subidioblástico a idiooblástico orientados segundo a foliação penetrativa  $S_{n+1}$ . Cristais discordantes mais desenvolvidos podem ocorrer ( $\sim 0,8$  mm), e por vezes são responsáveis pela textura fibrosa, comum nessas rochas, onde há ocorrência de aglomerados fibrosos de anfibólio. As porções granoblásticas são constituídas por quartzo (< 20 %), albita (10 a 40 %), além de epidoto, zoisita, clinozoisita (10 a 25 %) e carbonato (5 a 15%). Quartzo e albita ocorrem recristalizados em grãos menores de extinção ondulante e formam agregados lenticularizados (Fotomicrografias 17 e 18).

A textura porfiroblástica é principalmente caracterizada pelos porfiroblastos de plagioclásio (< 1,5 mm) (Fotomicrografias 19 e 20). Esses são arredondados e muito ricos em inclusões de anfibólio, epidoto, zoisita e clinozoisita. As inclusões estão orientadas e registram a presença de uma foliação interna  $S_i$  discordante da foliação externa  $S_i = S_e$ . Clorita, epidoto e restos de anfibólidos podem ocorrer nos interstícios desses porfiroblastos. Já as porções lepidoblásticas são constituídas por clorita e mica branca, que ocorrem como cristais individuais ou intercrescidos e, eventualmente, constituem porções intensamente crenuladas.

A instalação da foliação milonítica  $S_{n+1}$  é bem evidenciada nos xistos verdes (Fotomicrografias 21 e 22) onde a transposição da  $S_n$ , observada inicialmente nos xistos azuis, é quase completa, restando apenas algumas relíquias sob a forma de arcos poligonais ou crenulações localizadas. Freqüentemente observam-se leitos lenticularizados

concordantes com a  $S_{n+1}$ . Na lâmina 139B é possível observar uma forte deformação da  $S_{n+1}$  nos leitos lepidoblásticos a partir de um evento tardio com possível geração da  $S_{n+2}$  (Fotomicrografias 23 e 24).

A associação mineral deste grupo é constituída por anfibólito + clorita + epidoto + quartzo + albita ± mica branca ± titanita ± magnetita ± calcita. Incluem-se nesse grupo algumas amostras com núcleos reliquias de anfibólito sódico (azul-lavanda) em meio à associação retrometamórfica (epidoto + clorita) (Fotomicrografia 25), ou ainda relíquias de anfibólitos sódicos-cálcicos (verde-azulados) (Fotomicrografia 26).

Nos xistos verdes o **anfibólito** apresenta em geral fórmula pleocróica correspondente à actinolita com X = amarelo pálido, Y = amarelo-esverdeado e Z = verde escuro, com  $2V_x < 45^\circ$ . Nas rochas mais cloritzadas (xistos verdes típicos) os anfibólitos são verdes, com pleocroísmo variando entre verde, verde-claro, ou ainda verde-amarelado. Em algumas amostras o hábito fibroso do anfibólito, ou mesmo o intercrescimento com a clorita, dificulta a distinção entre hornblenda e actinolita. Mais raramente foram observados anfibólitos verdes com núcleos de anfibólito incolor, ou mesmo o intercrescimento entre eles. A granulação varia em torno de 0,02 a 0,25 mm para os anfibólitos concordantes com a  $S_{n+1}$ , já os cristais discordantes variam entre 0,8 a 1,2 mm. Possuem hábito predominantemente idiomálico a subidioblástico, mas tendem a ser xenoblásticos principalmente quando associados às bordas de veios de carbonato.

Os minerais do grupo do epidoto (**epidoto, clinzoisita e zoisita**), apresentam características semelhantes, embora algumas diferenças sejam claramente notadas. O epidoto apresenta zonamento óptico muito distinto, (observado pela presença de núcleos mais pleocrómicos), comparado com os demais minerais desse grupo. Formam cristais subidioblásticos a xenoblásticos arredondados, com granulação bem variada, entre 0,05 a 0,7 mm, podendo chegar a 1,5 mm quando assumem a forma de porfiroblastos.

Em rochas transicionais entre os xistos azuis e xistos verdes, o epidoto pode ocorrer sob duas formas: a) xenoblástico, sin-cinemático ( $S_{n+1}$ ), (concordante com a orientação preferencial dos anfibólitos) e contendo inclusões muito finas de anfibólito verde-azulado, b) a outra fase é caracterizada por cristais sin - a tardi-cinemáticos em relação à  $S_{n+1}$ . Os contatos com os grãos de anfibólito verde são retilíneos e, nesse contexto os cristais assumem hábito subidioblástico, e continuam a preservar inclusões muito finas de anfibólito verde-azulado. Clorita e epidoto ocorrem freqüentemente associados, definindo bandas biminerálicas (Fotomicrografia 27).

De forma mais subordinada que o epidoto estão inclusos nesse grupo, zoisita e clinzoisita, que ocorrem como cristais muito finos (~ 0,05 mm), subidioblásticos a idiomálicos.

A **clorita** freqüentemente substitui o anfibólito, parcialmente ou em sua totalidade, distribui-se em suas bordas ou ainda pode estar intercrescida com ele. Também é

observada intersticialmente no carbonato, quartzo e albita; intercrescida com a mica branca, ou ainda associada ao epidoto.

Foi observado de forma muito restrita e localizada cristais de **estilpnometano** associados a anfibólios verdes (actinolita).

O **plagioclásio** ocorre associada ao quartzo, como cristais muito finos a finos (0,05 a 1 mm) xenoblásticos, com extinção ondulante e contato suturados entre os cristais. Quando assumem a forma de porfiroblastos podem ocorrer de duas maneiras: a) constituindo leitos essencialmente feldspáticos com cristais subidioblásticos a xenoblásticos, b) ou ainda como porfiroblastos arredondados ricos em inclusões de anfibólio e minerais do grupo do epidoto.

Assim como nos xistos azuis, a maioria dos plagioclásios não apresenta a geminação polissintética o que dificultou a obtenção do teor de anortita pelo método de Michel-Levy. A partir da petrografia é possível assumir que o plagioclásio é a albita ou oligoclásio sódico ( $An_{<20}$ ), pois o relevo é negativo em relação ao bálsamo do Canadá. As análises pontuais em microssonda eletrônica mostram sempre composições de albita pura.

O **quartzo** apresenta hábito xenoblástico com limite dos cristais freqüentemente suturados. A extinção é ondulante e ocorre recristalização em grãos menores. Está sempre associado à albita da matriz, constituindo porções quartzo-feldspáticas de granulação muito fina, (o que dificulta muitas vezes a distinção entre essas duas fases minerais), e granulação entre 0,01 e 0,5 mm. Vênulas de quartzo são comuns e ocorrem lenticularizadas e recristalizadas em grãos menores com extinção ondulante.

A **titanita** é um mineral freqüente nesse grupo, e pode ser abundante em algumas rochas (~ 40 %), como na lâmina 133, onde dá origem a leitos escuros constituídos essencialmente por titanita ± opacos. Quando associada aos minerais opacos, formam grãos xenoblásticos, que correspondem à mistura de ilmenita e titanita, originando o leucoxênio. Glomeroblastos também podem ocorrer.

Os minerais opacos nestas amostras correspondem principalmente a **magnetita** e **pirita**, que ocorrem como cristais idiooblásticos, de granulação entre 0,5 e 1 mm. Encontram-se disseminados nas amostras, mas também é possível encontrá-los como inclusões em outros minerais deste grupo de rochas. Ocorrem de forma mais subordinada que nos xistos azuis (< 3%).

A **mica branca** é idiooblástica a subidioblástica, com granulação entre 0,05 e 0,2 mm. Pode ocorrer intercrescida com a clorita e anfibólio, ou ainda, formar leitos monominerálicos mais restritos. Os cristais são em geral concordantes com a foliação milonítica  $S_{n+1}$ , mas cristais discordantes podem ocorrer com o desenvolvimento da  $S_{n+2}$ , ou eventualmente, constituem leitos crenulados pós  $S_{n+1}$ .

A **calcita** ocorre intersticialmente na matriz quartzo-feldspática, ou ainda associada aos porfiroblastos de albita. Quando assim, pode dispor-se de forma controlada pela geminação polissintética desses porfiroblastos.

Veios de carbonato são freqüentes e possuem milímetros a centímetros de espessura. As bordas apresentam-se raramente retilíneas, tendo o contato veio/matriz aspecto serrilhado, e por vezes, ocorrem concentrações de anfibólio na borda desses veios (Fotomicrografia 28).

As fases acessórias mais comuns são **apatita**, **zircão** e **rutilo**, que ocorrem da mesma forma que nos xistos azuis.

**Tabela 4:** Principais fases minerais dos xistos verdes e seus respectivos estágios de cristalização.

Mineral/Estágio de Cristalização	Sn	Pós Sn	Sn+1	Pós Sn+1
Actinolita	-----	-----	-----	-----?
Clorita	-----	-----	-----	-----?
Epidoto/zoisita/clinozoisita		?-----	-----	---?
Mica branca	-----	-----	-----	---?
Quartzo	-----	-----	-----	---?
Albita	-----	-----	-----	---?
Calcita	-----	-----	-----?	
Opacos	-----	-----	-----?	
Titanita	-----	-----	-----	

## 9.2.2. Quartzitos (*metassedimento ferruginoso*)

### a) Descrição macroscópica

Macroscopicamente apresenta-se com granulação muito fina a fina, textura granoblástica e muito recristalizada. Porfiroblastos de anfibólio e estilpnومelano podem ser observados em amostra de mão. O primeiro ocorre como cristais discordantes, alongados, com até 3 mm, já o segundo como cristais fibro-radiados de granulação semelhante. Venulações milimétricas de feldspato podem ser observadas.

### b) Descrição microscópica

Apresentam textura nemato-granoblástica com cristais idioblásticos a xenoblásticos de anfibólio concordantes com a foliação  $S_n$ . Cristais discordantes são muito freqüentes e em geral mais desenvolvidos (Fotomicrografias 29 e 30). A matriz granoblástica é constituída essencialmente por quartzo (85 %), albita (< 2 %) e eventual carbonato (< 2 %). É muito freqüente a presença de estilpnومelano em arranjos radiados dispersos em matriz granoblástica, responsável pela atribuição "ferruginoso" ao litotipo (Fotomicrografias 31 e 32). Veios de quartzo e carbonato podem ocorrer. Na lâmina 138 C também foi verificada a presença de inclusões de quartzo idioblástico com secções hexagonais em vênulas ricas em carbonato, assim como na lâmina 138 K (metabasito em fácies xisto azul).

O **anfibólio** observado é o glaucofânio, com Z = verde-azulado a azul, Y = azul-lavanda, X = incolor a amarelo bem claro, e  $2V_x$  em torno de  $45^\circ$ . Apresenta granulação em torno de 0,2 mm, alguns cristais discordantes chegam a 2,5 mm. Quando o estilpnomelano está presente na associação mineral, ocorre em paragênese com o anfibólio em contato lateral ou ainda intercrescido e podem também ocorrer inclusões de anfibólio no estilpnomelano.

Nos quartzitos o **estilpnomelano** apresenta cor marrom-alaranjada ou marrom esverdeada, granulação em torno de 0,3 mm, com eventuais porfiroblastos fibro-radiados de 2,5–3 mm e ocorre freqüentemente associado ao anfibólio.

O **quartzo** é o principal constituinte da matriz granoblástica. Apresenta granulação entre 0,02 e 0,05 mm, extinção ondulante, e o contato entre os cristais varia entre suturado a retilíneo.

A **albita** está associada à matriz quartzosa e é possível distingui-la por seu relevo negativo em relação ao quartzo, e por raras geminações polissintéticas preservadas. Sua granulação está em torno de 0,03 mm.

O **epidoto** possui granulação muito fina (~ 0,005 mm) e está freqüentemente associado ao **leucoxênio**, constituindo “trilhas” concordantes com a foliação, ou ainda glomeroblastos.

A **calcita** apresenta-se xenoblástica com bordas serrilhadas. Pode também ocorrer como veios de milímetros de espessura com inclusões de quartzo.

Os acessórios mais comuns são **apatita** (~ 0,02 mm) e **zircão** (~ 0,005 mm) que ocorrem disseminados pela lâmina. É possível que haja **rutilo**, mas devido à granulação muito fina (~ 0,005 mm) e à alteração por opacos não se pode afirmar sua presença.

**Tabela 5:** Representação das principais fases minerais e seus respectivos estágios de cristalização.

Mineral/Estágio de Cristalização	Sn	Pós Sn
Glaucofânio	-----	-----
Quartzo	-----	-----
Albita	-----	-----
Epidoto	-----	-----
Calcita	-----	-----
Titanita/Opacos (leucoxênios)	-----	-----

### 9.3. QUÍMICA MINERAL

Foram realizadas em microssonda eletrônica as análises químicas dos 7 litotipos mais representativos e com as paragêneses mais adequadas aos estudos geotermobarométricos. Em relação à quantidade de pontos executados pode-se dizer que foi utilizado um pequeno número de análises, visto que para a obtenção de resultados

efetivamente representativos algumas foram descartadas devido à presença de proporções catiônicas inadequadas.

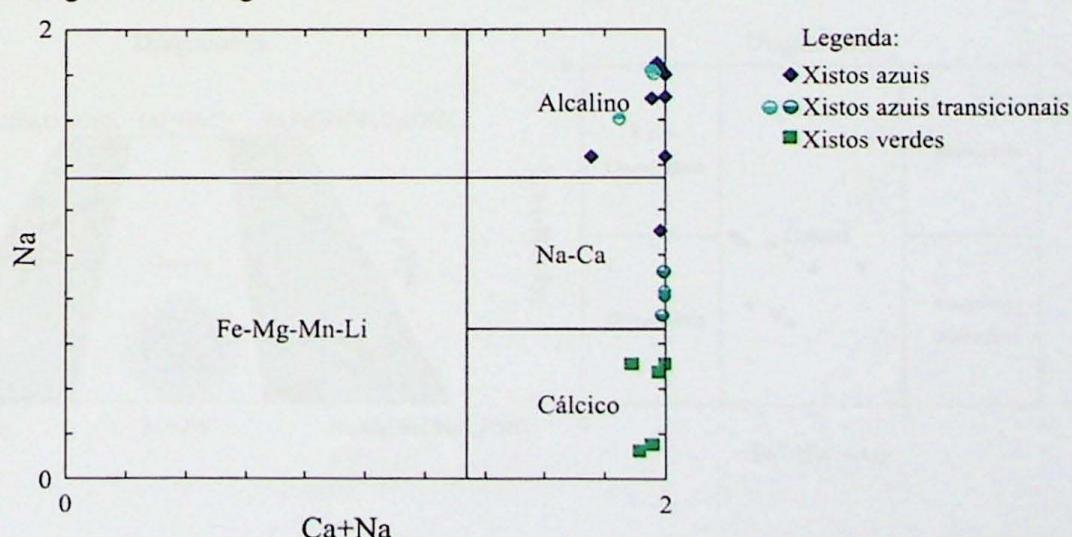
As principais fases minerais analisadas são constituintes dos metabasitos que compreendem litotipos em fácies xisto azul e xisto verde, são elas: anfibólio, mica branca, plagioclásio, clorita, estilpnometano, epidoto e titanita. Na única amostra de quartzito foram efetuadas análises em anfibólio, estilpnometano e num veio feldspáctico. A seguir estão apresentadas as principais características compostionais dos litotipos analisados.

### 9.3.1. Metabasitos

#### a) Anfibólidos

Os anfibólidos constituintes dos metabasitos são monoclinicos e se caracterizam pela presença de Na e/ou Ca no sítio B ( $M_4$ ). A Figura 5 apresenta o diagrama de classificação com os quatro principais grupos de anfibólidos onde é possível observar a distribuição dos pontos analisados entre os três grupos característicos: alcalinos (Na no sítio B), sódicos-cálcicos (Na e Ca no sítio B), e cálcicos (Ca no sítio B). Os dois primeiros grupos são representados pelos litotipos em fácies xisto azul, (onde o segundo corresponde aos litotipos caracterizados como “xistos azuis transicionais”), e o último grupo pelos metabasitos em fácies xisto verde.

Uma das questões levantada nas análises petrográficas refere-se à presença de rochas genericamente chamadas neste trabalho de “xistos azuis transicionais” onde predomina a presença de anfibólidos azulados intercrescidos com anfibólidos verde-azulados, ou até mesmo como já descrito, “núcleos reliquias de anfibólidos sódicos”. Tal fato é agora elucidado pela coexistência de anfibólidos alcalinos ( $Na^B = 1,10$  a  $1,85$  a.p.f.u. e  $Ca^B = 0,13$  a  $0,88$ ) e sódicos-cálcicos ( $Na^B = 0,81$  a  $0,92$  a.p.f.u., e  $Ca^B = 1,08$  a  $1,19$  a.p.f.u), como observado no diagrama da Figura 5.



**Figura 5:** Classificação dos quatro principais grupos de anfibólidos baseados na ocupação do sítio B ( $M_4$ ) segundo Leake et al. (1997). Nos xistos azuis transicionais os círculos azuis referem-se aos anfibólidos alcalinos e os círculos verdes aos sódicos-cálcicos.

A partir desta classificação geral seguem-se as classificações dentro dos principais grupos:

Nos anfibólios alcalinos a estimativa do teor de ferro férrico foi calculada a partir da normalização de todos os cátions para 15, exceto o K, onde todo Na é forçado no sítio B e o pouco Ca presente é colocado no sítio C (M1, 2 e 3). Esses anfibólios foram classificados em relação aos *end-members* glaucofânio e riebeckita segundo a classificação de Leake et al. (1997). Nota-se no diagrama da Figura 6 que os anfibólios são predominantemente magnésio riebeckita e, de forma subordinada, glaucofânio. A Figura 7 apresenta a classificação quadrilateral dos anfibólios sódicos, com os vetores de troca que relacionam os *end members* (diagrama A). Já o diagrama B (Fig. 7) apresenta a classificação dos anfibólios sódicos analisados como crossita, termo geral aplicado aos anfibólios que ocupam posições intermediárias entre os *end-members* glaucofânio e riebeckita (Spear, 1993).

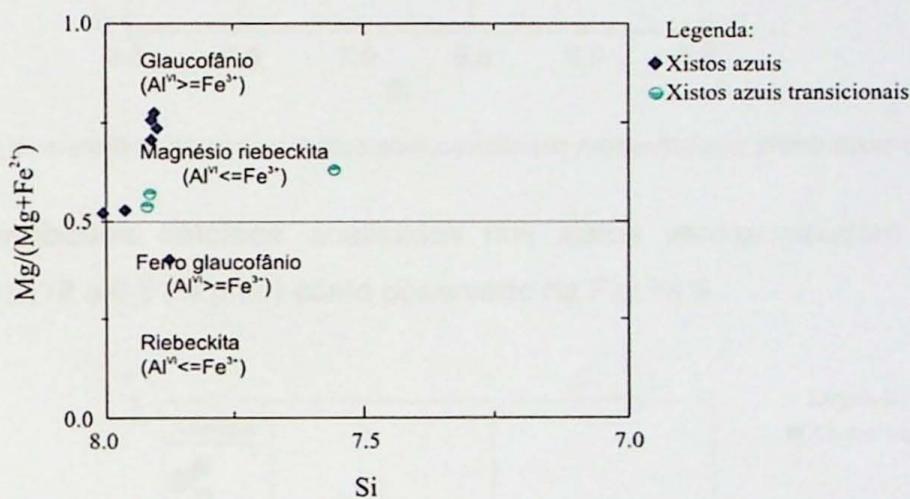


Figura 6: Classificação dos anfibólios sódicos segundo Leake et al., (1997).

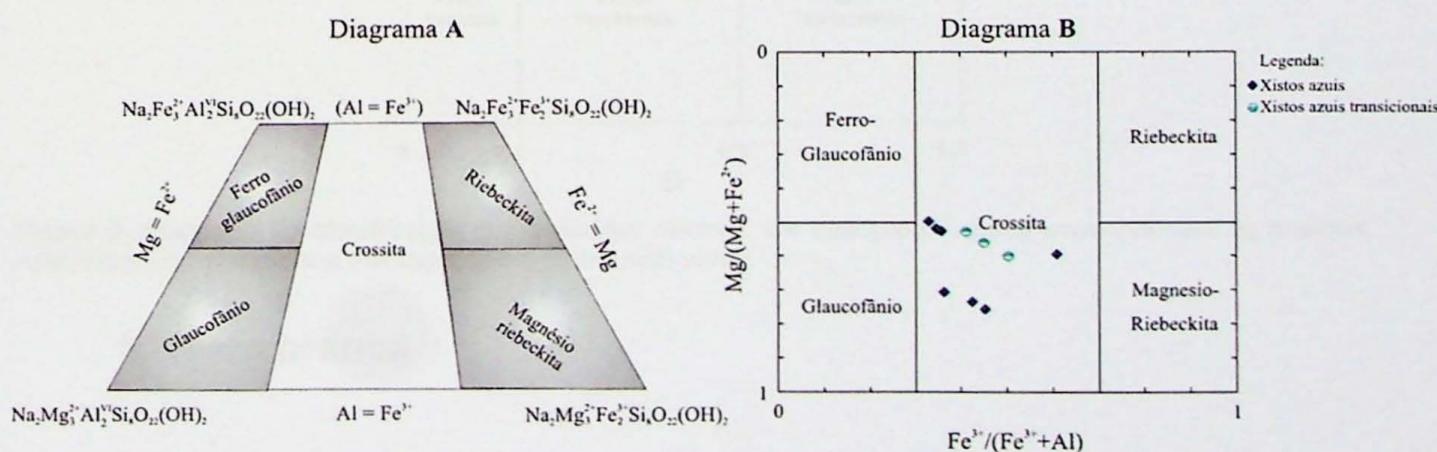
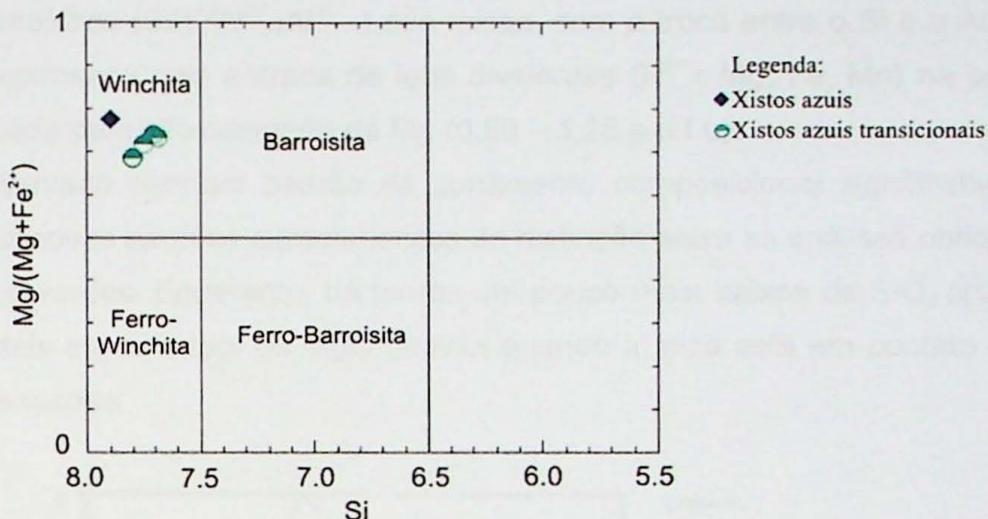


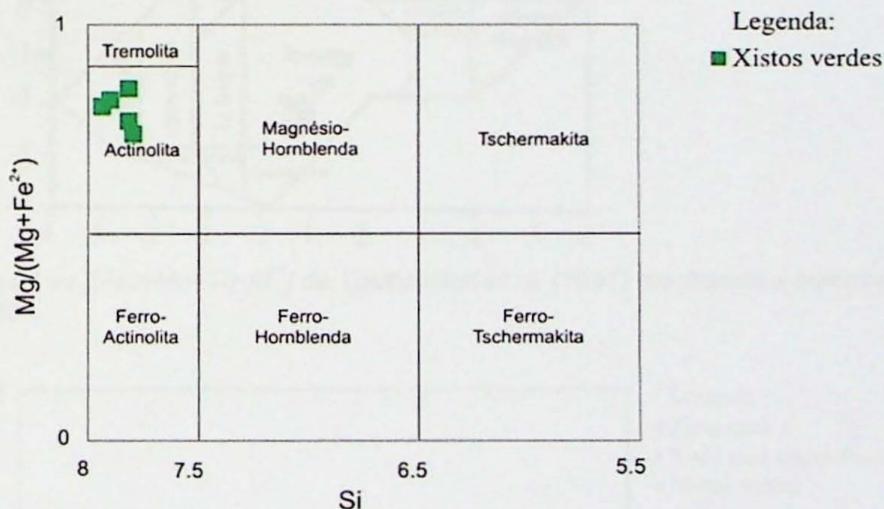
Figura 7: Diagrama A: Classificação quadrilateral dos anfibólios sódicos e os principais vetores de troca entre os *end-members*. Diagrama B: Classificação dos anfibólios sódicos, onde as composições intermediárias entre os *end members* glaucofânio e riebeckita são genericamente chamadas de crossita.

A estimativa do teor de ferro férrico nos **anfibólios cárpicos** foi obtida através da normalização de todos os cátions para 13, exceto Ca, Na e K, onde o Na é dividido entre os sítios A e B ( $M_4$ ), procedimento mais comum nos anfibólios enriquecidos em Ca (Robinson *et al*, 1981). O diagrama da Figura 8 apresenta a classificação dos anfibólios sódicos-cárpicos que plotam no campo da winchita.



**Figura 8:** Diagrama de classificação dos anfibólios sódicos-cárpicos presentes nos xistos azuis transicionais.

Já os **anfibólios cárpicos** analisados nos xistos verdes ocupam o campo da actinolita ( $Na^B = 0,12$  a  $0,51$  a.p.f.u) como observado na Figura 9.



**Figura 9:** Diagrama de classificação dos anfibólios cárpicos. Os quadrados verdes correspondem às análises realizadas em minerais dos metabasitos em fácies xisto verde.

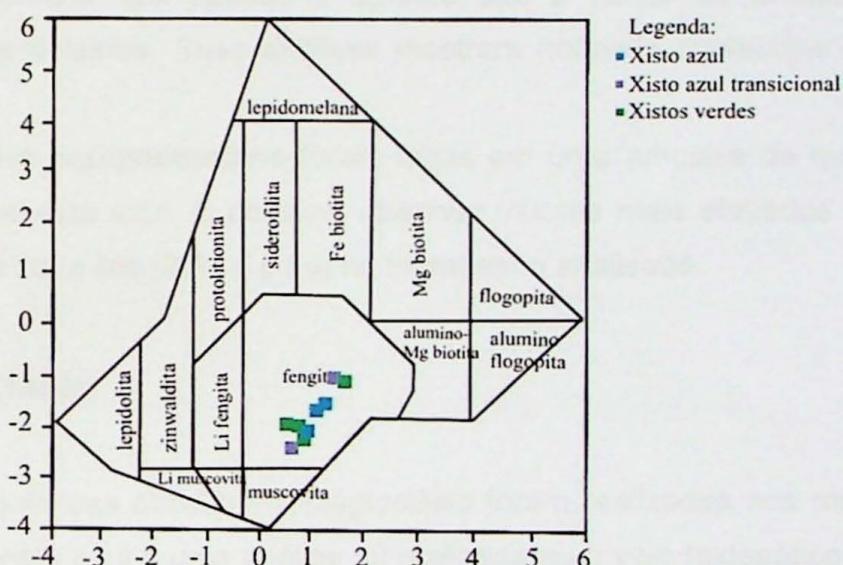
### b) Mica branca

A mica branca presente nos metabasitos está predominantemente associada ao anfibólio e à clorita, e apresenta composição fengítica. Como já visto na Figura 3 a série fengítica caracteriza-se por composições que se situam entre a muscovita, celadonita e ferroceladonita pertencentes ao grupo das mica dioctaédricas incolores. O diagrama da

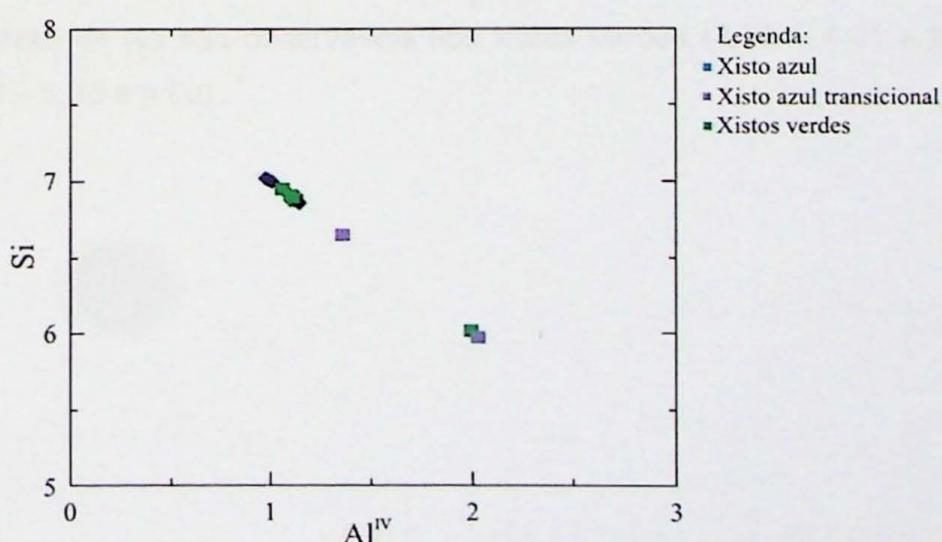
Figura 10 apresenta a distribuição composicional das micas analisadas e a classificação segundo Tischendorf *et al* (1997).

As análises químicas evidenciam o alto conteúdo de Si na mica dos metabasitos em fácies xisto azul (3,43 – 3,50 a.p.f.u), nos metabasitos transicionais (2,99 – 3,33 a.p.f.u) e nos metabasitos da fácies xisto verde (3,27 – 3,45 a.p.f.u). A Figura 11 mostra importante substituição tschermakítica ( $\text{SiR}^{2+}\text{Al}^{\text{IV}}\text{-}_1\text{Al}^{\text{VI}}\text{-}_1$ ) nas micas, com a troca entre o Si e o  $\text{Al}^{\text{IV}}$ , que por sua vez, é compensada pela entrada de íons divalentes ( $\text{R}^{2+} = \text{Mg, Fe, Mn}$ ) na posição octaédrica evidenciada pelo alto conteúdo de Mg (0,80 – 1,28 a.p.f.u).

Não foi observado nenhum padrão de zonamento composicional significativo nos cristais de mica, tampouco padrões característicos de distinção entre as análises obtidas em xistos azuis e xistos verdes. Entretanto, há teores um pouco mais baixos de  $\text{SiO}_2$  próximos às bordas dos cristais e que o teor de  $\text{MgO}$  diminui quando a mica está em contato com a actinolita nos xistos verdes.



**Figura 10:** Diagrama ( $\text{Mg}-\text{Li}$ ) vs  $[(\text{Fet}+\text{Mn}+\text{Ti})-\text{Al}^{\text{VI}}]$  de Tischendorf *et al.* (1997) mostrando a composição fengítica das micas nos metabasitos.



**Figura 11:** Substituição entre Si e  $\text{Al}^{\text{IV}}$  (tschermakítica) nas micas dioctaédricas que resultam no enriquecimento em Si e Mg, característico das micas fengíticas.

### c) Clorita, epidoto, estilpnometano e titanita

As análises obtidas nos cristais de **clorita** restringem-se aos metabasitos em fácies xisto verde. É possível dizer que há uma variação dos conteúdos de Mg e Fe<sup>2+</sup> entre os dois xistos verdes analisados, onde a amostra 139B apresenta conteúdos mais elevados de Mg (5,97 – 6,43 a.p.f.u) e mais baixos de Fe<sup>2+</sup> (3,06 – 3,16 a.p.f.u) em relação à amostra 135B (Mg= 5,27 a.p.f.u, e Fe<sup>2+</sup>= 4,19 a.p.f.u). Essa variação pode ocorrer como consequência da troca Mg Fe<sup>2+</sup>, onde temperaturas mais elevadas favorecem a substituição de Fe<sup>2+</sup> por Mg na estrutura do mineral.

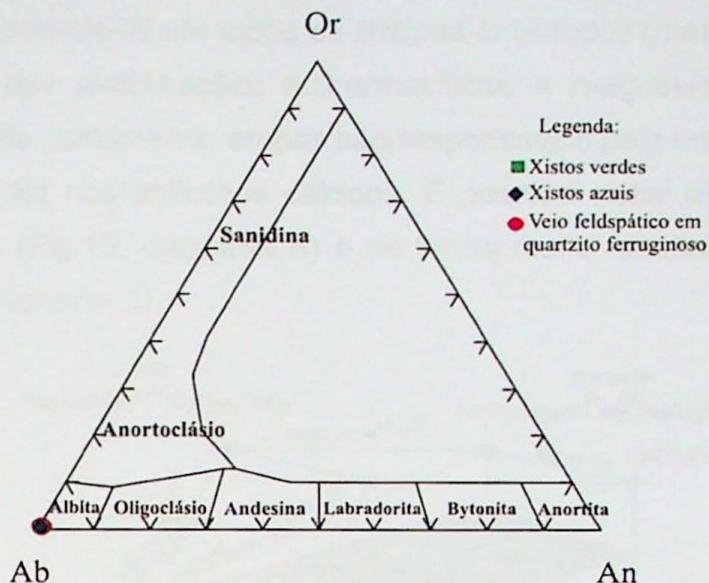
Apenas duas análises de **epidoto** granulação muito fina foram feitas em uma única amostra de metabasito em fácies xisto verde, que sugerem haver um pequeno incremento no teor de Fe<sup>3+</sup> (0,86 – 0,91 a.p.f.u) em direção à borda do cristal.

A **titanita** ocorre como fase acessória predominante nos metabasitos, está freqüentemente associada aos opacos e epidoto sob a forma de cristais muito finos arranjados em glomeroblastos. Suas análises mostram notáveis conteúdos de Fe<sup>3+</sup> (0,11 a.p.f.u).

As análises em **estilpnometano** foram feitas em uma amostra de quartzito e num metabasito em fácies xisto azul. É possível observar valores mais elevados de Fe<sup>2+</sup> (3,18 a.p.f.u), Mn (0,11 a.p.f.u) e Mg (2,46 a.p.f.u) no metabasito analisado.

### d) Plagioclásio

As análises químicas obtidas em plagioclásio foram realizadas nos metabasitos em fácies xisto verde e xisto azul e uma análise foi realizada num veio feldspáctico associado ao quartzito ferruginoso. Todos os pontos obtidos mostram composições correspondentes à albita pura como é possível observar no diagrama ternário da Figura 12. Pequenas variações nos teores de Na são observáveis nos xistos verdes (3,82 – 4,01 a.p.f.u) e nos xistos azuis (3,97 – 4,06 a.p.f.u).

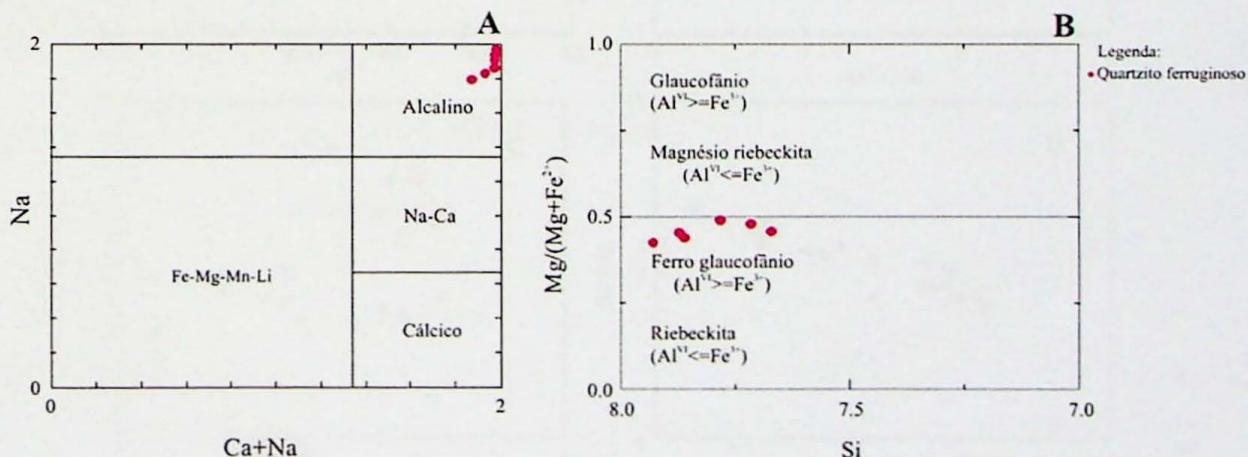


**Figura 12:** Diagrama de classificação do plagioclásio para os metabasitos analisados e o veio feldspáctico no quartzito ferruginoso.

### 9.3.2. Quartzitos

#### a) Anfibólios

Nos quartzitos os anfibólios analisados são em geral cristais idioblásticos a subidioblásticos freqüentemente associados ao estilpnometano. Suas composições plotam no campo dos anfibólios alcalinos (Fig.13, diagrama A) e distinguem-se dos anfibólios sódicos presentes nos metabasitos, pois plotam predominantemente no campo do ferro glaucofânio (Fig.13, diagrama B).

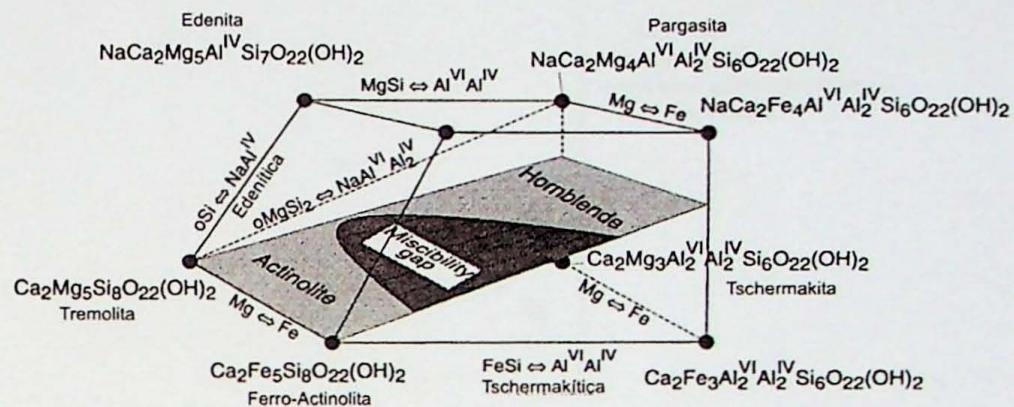


**Figura 13:** Diagrama A: Classificação dos anfibólios em quartzitos ferruginosos que plotam no campo dos anfibólios alcalinos. Diagrama B: Classificação segundo os end members glaucofânio e riebeckita de Leake et al., (1997).

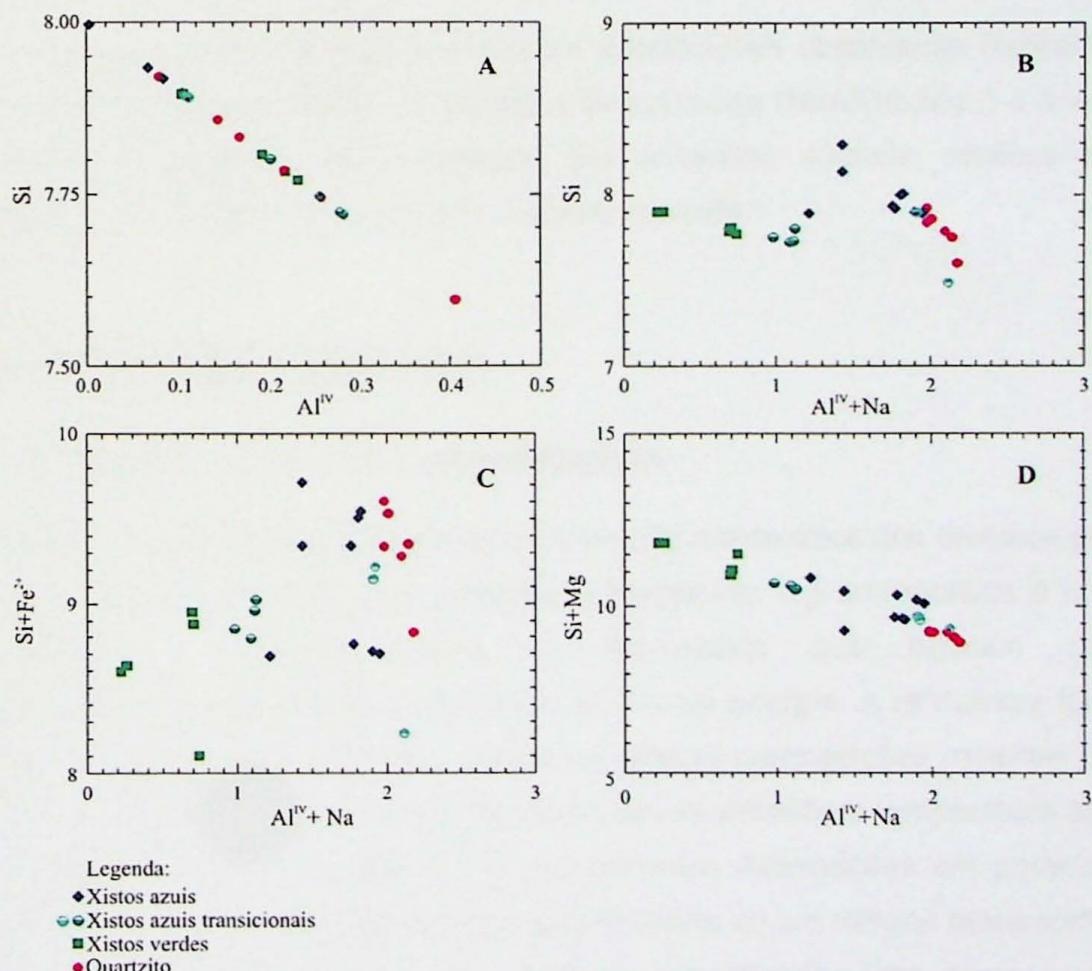
### 9.3.3. Vetores de substituição

Segundo Spear (1993), os anfibólios cálcicos freqüentemente apresentam relação linear entre as substituições edenítica e tschermakítica, caracterizada como substituição

pargasítica (Fig.14). Observa-se em todos os litotipos analisados (metabasitos e quartzito) a grande contribuição das substituições tschermakíticas e magnésio-pargasíticas (Fig.15, diagramas A e D), onde, juntamente, ambas são responsáveis pelo enriquecimento em Mg e Si em detrimento do Na nos anfibólios cálcicos. É possível notar alguma contribuição da substituição edenítica (Fig.15, diagrama B) e de forma muito restrita da substituição ferro-pargasítica (Fig.15, diagrama C).

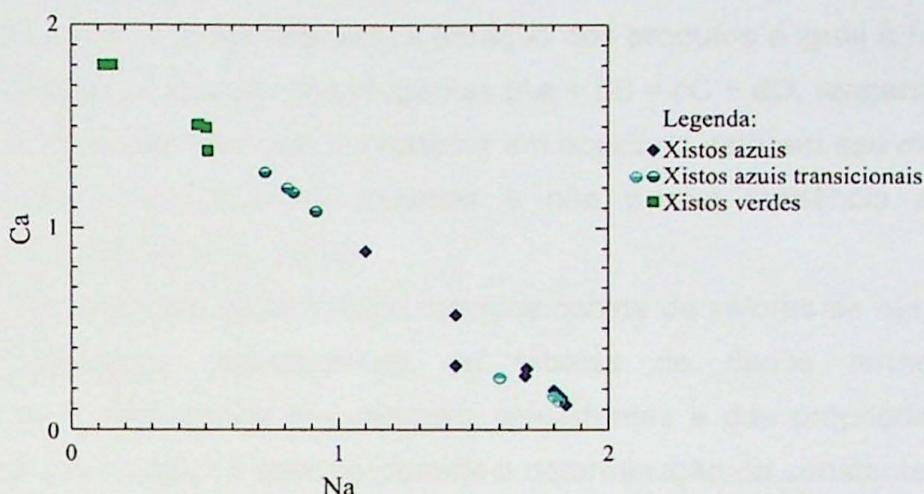


**Figura 14:** Espaço compositinal para os anfibólios cálcicos com os vetores de troca relacionando os anfibólios cálcicos com baixo Al e Na (actinolita) com os anfibólios cálcicos com alto Al e Na (hornblenda), e a troca Mg–Fe entre tremolita e ferro-actinolita (Spear, 1993).



**Figura 15:** Substituições tschermakítica (A), edenítica (B), Fe-pargasítica (C) e Mg-pargasítica (D) nos metabasitos. Nos xistos azuis transicionais os círculos azuis correspondem aos anfibólios sódicos e os círculos verdes ao anfibólio sódico-cálcico.

A substituição entre Ca e Na a partir da troca do plagioclásio ( $\text{NaSiCa}_{1,1}\text{Al}_{1,1}$ ) ocorre de forma expressiva, observada principalmente nos anfibólios sódicos e sódicos-cálcicos dos xistos azuis e xistos azuis transicionais, apresentando-se como mecanismo responsável pela coexistência de ambos (Fig.16).



**Figura 16:** Diagrama indicando a troca entre Na e Ca a partir da substituição acoplada  $\text{NaSi} = \text{CaAl}^V$  (vetor plagioclásio), responsável pela coexistência dos anfibólios sódicos e sódicos-cálcicos nos xistos azuis transicionais.

Nota-se que a soma das duas principais substituições observadas (tschermakítica e plagioclásio) nos anfibólios resulta na substituição onfácitica ( $\text{NaAlCa}_{1,1}\text{Mg}_{1,1}$ ) o que explica a maior parte das variações composticionais dos anfibólios sódicos, sódicos-cálcicos e cálcicos (glaucofânio, winchita e actinolita, respectivamente.)

## 9.4. GEOTERMOBAROMETRIA

### 9.4.1. Introdução à geotermobarometria

Sabe-se que a termodinâmica visa à correlação matemática dos diversos parâmetros do estado (extensivos, e.g volume e entropia, e intensivos, e.g temperatura e pressão) os quais permitem o desenvolvimento de expressões que buscam caracterizar quantitativamente as variações das diferentes formas de energia. A relevância fundamental adotada a partir deste ponto refere-se ao fato de que as composições minerais podem ser indicadores sistematicamente sensíveis às condições de pressão e temperatura atuantes ao longo das trajetórias metamórficas P-T e proporcionam informações em potencial para o estudo da evolução química mineral e consequentemente de um terreno metamórfico.

A geotermobarometria pode ser resumida simplificadamente como o cálculo de temperaturas e pressões de equilíbrio as quais são formados os minerais, tendo como regimento principal a dependência de ambos os parâmetros de estado com a constante de equilíbrio. Entretanto, a aplicação de qualquer relação de equilíbrio implica que todas as

fases envolvidas estejam em equilíbrio, sendo este o fator de difícil confirmação. Geradora da maior parte dos erros, esta limitação é elucidada por Spear (1989), quando afirma a grande facilidade em se provar que fases minerais não estão em equilíbrio e a impossibilidade de provar-se que uma associação mineral está em equilíbrio termodinâmico.

Entende-se aqui que o estado de equilíbrio de um sistema é alcançado quando a razão de reação entre os reagentes para a geração dos produtos é igual à razão de reação entre os produtos para a geração dos reagentes ( $Aa + bB = cC + dD$ , reagentes = produtos) (Wernick, 2004). Pode-se dizer que um sistema em equilíbrio está em seu menor estado de energia em relação às condições atuantes e não possui tendência a se modificar espontaneamente (Candia et al., 2003).

A base dos métodos geotermobarométricos consta de valores de  $\Delta H$ ,  $\Delta S$ ,  $\Delta C_p$  e  $\Delta V$  obtidos por calibrações experimentais ou tabelas de dados termodinâmicos. O conhecimento das composições dos minerais coexistentes e das propriedades caloríficas das substâncias envolvidas no sistema permite a determinação da constante de equilíbrio a partir da aplicação de modelos de atividade (Equação 1) (Spear, 1993).

A constante de equilíbrio define por si só uma linha num diagrama P-T ao longo da qual o sistema em estudo deve ter sido equilibrado. Como os equilíbrios de *end-members* ou de diferentes fases minerais em paragênese ocorrem como reações com diferentes taxas de inclinação nos diagramas P-T, a intersecção de dois ou mais equilíbrios pode ser usada na estimativa das condições P-T de equilíbrio das reações, o que representa a formação e/ou reequilíbrio das fases minerais das rochas (Spear, 1993). Bons geotermômetros são representados por equilíbrios pouco dependentes das variações de pressão, ao passo que bons geobarômetros são relativamente insensíveis à temperatura (Spear, 1993). Segundo Spear (1989; 1993) as reações utilizadas como geotermômetros baseiam-se no conceito de trocas catiônicas (*exchange reactions*) e geotermometria com base em *solvus*, já a geobarometria utiliza das reações de transferência (*net transfer*).

$$0 = \Delta H(T_R, P_R) + \int \Delta C_p T - T(\Delta S(T_R, P_R)) + \int ((\Delta C_p/T)dT) + \Delta V_s (P-1) + RT \ln K_{eq} \quad (1)$$

onde:

$\Delta H$ =Entalpia,  $T_R$ =Temperatura de referência,  $P_R$ =Pressão de referência,  $\Delta C_p$ =Capacidade de troca calorífica da reação,  $T$ =Temperatura,  $\Delta S$ =Entropia,  $\Delta V_s$ =Mudança de volume dos sólidos,  $P$ =Pressão,  $R$ =Constante dos gases,  $K_{eq}$ =Constante de equilíbrio.

### a) Aplicação

Foge do escopo do presente trabalho desenvolver com detalhes as passagens matemáticas que regem os cálculos geotermobarométricos. Desta forma seguem-se 5 equações retiradas de Londoño (2003) com o objetivo de formalizar os conceitos utilizados na abordagem dos dados deste trabalho.

A viabilidade de utilização de um equilíbrio para a geotermobarometria deve ser considerada a partir da dependência de temperatura e pressão em relação a constante de equilíbrio, como observado nas equações 2 e 3.

$$0 = [R\ln K_{eq} - (\Delta S(T_R, P_R) + \int(\Delta C_P/T)dT)dT + \Delta V_s dP + RT d\ln K_{eq}] \quad (2)$$

$$0 = \frac{(\Delta H(T_R, P_R) + \int(\Delta C_P dT + \Delta V_s(P-1)) dT + \Delta V_s dP + R\ln K_{eq})}{T} \quad (3)$$

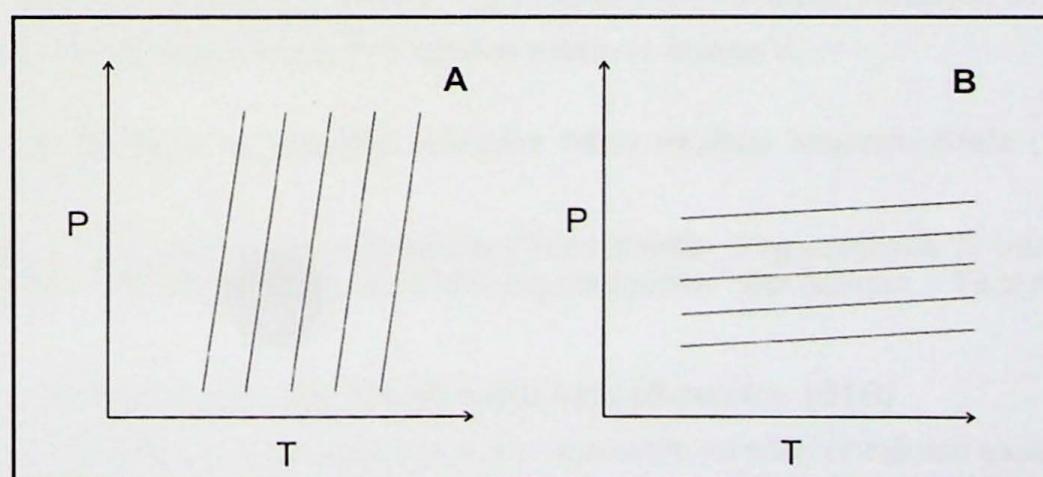
A partir da derivada total da lei de ação de massa obtem-se:

$$\frac{(dP/dT)_{InK_{eq}}}{\Delta V} = \frac{(R\ln K_{eq} - \Delta S(T_R, P_R) - \int(\Delta C_P/T)dT)}{\Delta V} = \frac{(\Delta H(T_R, P_R) + \int(\Delta C_P/T)dT + \Delta V_s(P-1))}{\Delta V} \quad (4)$$

$$\frac{(dP/dT)_{InK_{eq}}}{RT} = \frac{(R\ln K_{eq} - \Delta S(T_R, P_R) - \int(\Delta C_P/T)dT)}{RT} = \frac{(\Delta H(T_R, P_R) + \int(\Delta C_P/T)dT + \Delta V_s(P-1))}{RT} \quad (5)$$

$$(dP/dT)_{InK_{eq}} = \frac{\Delta V_s}{RT} \quad (6)$$

A equação 4 indica que a inclinação de uma isopleta é função da entropia e do volume dos sólidos presentes numa reação. Em geral um equilíbrio com grande  $\Delta S$  apresenta fortes inclinações na  $R\ln K_{eq}$ , enquanto que um equilíbrio com grande  $\Delta V$  possui inclinações mais suaves (Fig. 17) (Spear, 1993). Já as equações 5 e 6 confirmam a importância da dependência da temperatura e pressão em relação à constante de equilíbrio para determinações precisas das condições P-T a partir das inclinações das isopletas. Pode-se deduzir que um grande  $\Delta H$  indica alta dependência da temperatura e um  $\Delta V$  elevado é exigido para uma forte dependência da pressão.



*Figura .17: Diagramas esquemáticos P-T mostrando equilíbrios com inclinações de isopletas representativas de reações utilizadas como geotermômetros (A) e geobarômetros (B). Segundo Spear (1993).*

## b) Geotermobarômetros internamente consistentes

Muitos autores (e.g. Berman, 1988, 1991; Powell & Holland, 1985, 1988) iniciaram a utilização de um conjunto de termômetros e barômetros internamente consistentes seguida de atualizações e aprimoramentos (e.g. Berman, 1993) com objetivo de obter estimativas de pressão e temperatura cada vez mais precisas e coerentes. Foram utilizados neste trabalho geotermobarômetros internamente consistentes apresentados pelo programa computacional TWQ 1.02 (Berman, 1991).

O conjunto de calibrações internamente consistentes utiliza os mesmos dados termodinâmicos e modelos de atividade para todas as fases minerais ou foram calibrados a partir do mesmo conjunto de dados empíricos (Spear, 1993). A consistência interna tende a eliminar ou pelo menos identificar as calibrações com grandes erros sistemáticos, pois estes devem tornar-se visíveis (Spear, 1993).

## c) Cálculos geotermobarométricos

Os cálculos geotermobarométricos foram realizados mediante o uso do software TWQ e as análises químicas utilizadas encontram-se disponíveis no **Anexo IV**. A versão utilizada do software é a 1.02 (com calibrações de Berman, 1988) por ser o único conjunto de Berman (1991) que inclui as calibrações com anfibólios.

Os dados geotermobarométricos foram obtidos a partir dos minerais de três secções delgadas analisadas em microssonda eletrônica, quais sejam: anfibólio, mica branca, plagioclásio, epidoto e clorita. As análises utilizados incluem as paragêneses minerais e/ou cristais de um mesmo domínio microestrutural para aumentar a possibilidade de um equilíbrio termodinâmico e maior coerência nos cálculos das condições P-T às quais foram submetidos os litotipos em estudo. Os símbolos de minerais utilizados encontram-se na Tabela 6 e parte dos gráficos P-T obtidos estão no **Anexo V**.

**Tabela 6:** Símbolo de minerais utilizados neste capítulo segundo Kretz (1983) e Spear (1993).

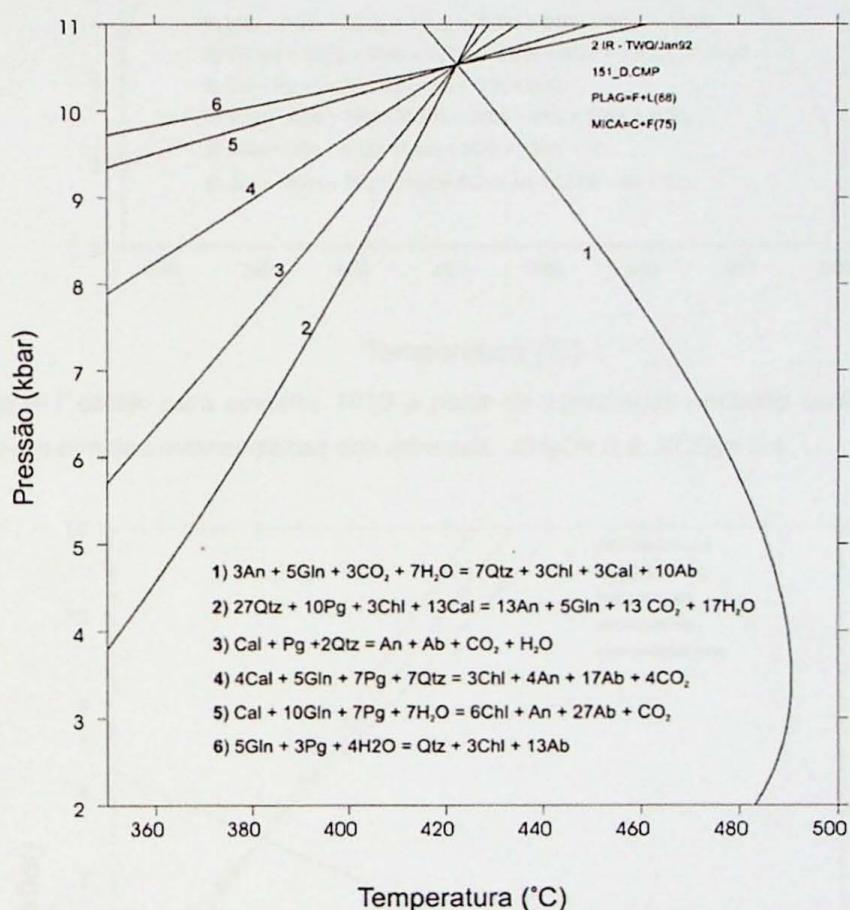
<b>Ab</b> albita	<b>Cal</b> calcita	<b>Czo</b> clinzoisita	<b>LTrd</b> tridimita	<b>Prg</b> pargasita	<b>Tr</b> tremolita
<b>An</b> anortita	<b>Chi</b> clorita	<b>Gln</b> glaucofanio	<b>Pg</b> paragonita	<b>Qtz</b> quartzo	<b>Ts</b> tschermakita

### c.1) Metabasito em fácies xisto azul (Amostra 151B)

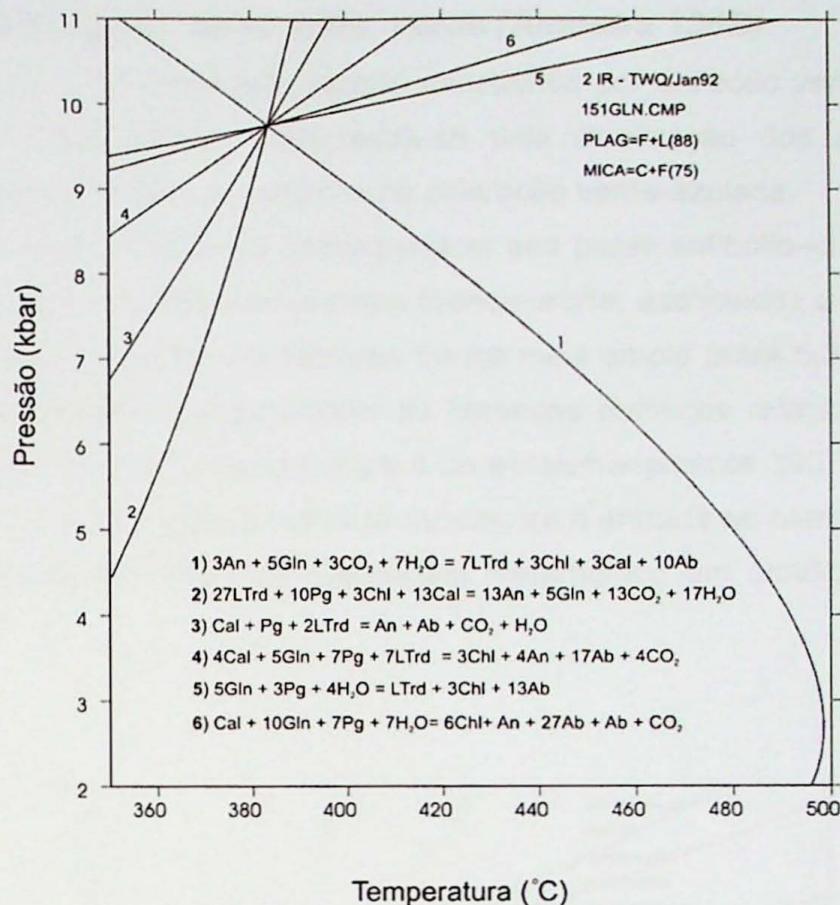
A amostra 151B corresponde a um metabasito foliado constituído essencialmente por anfibólios azuis e verdes azulados associados ao estilpnometano, mica branca, albita e quartzo. As paragêneses analisadas são representadas pelos pares anfibólio-mica branca,

anfibólio-albita e pela associação anfibólio-mica branca-albita, relacionadas ao domínio da foliação  $S_n$  e início do desenvolvimento da foliação milonítica  $S_{n+1}$ .

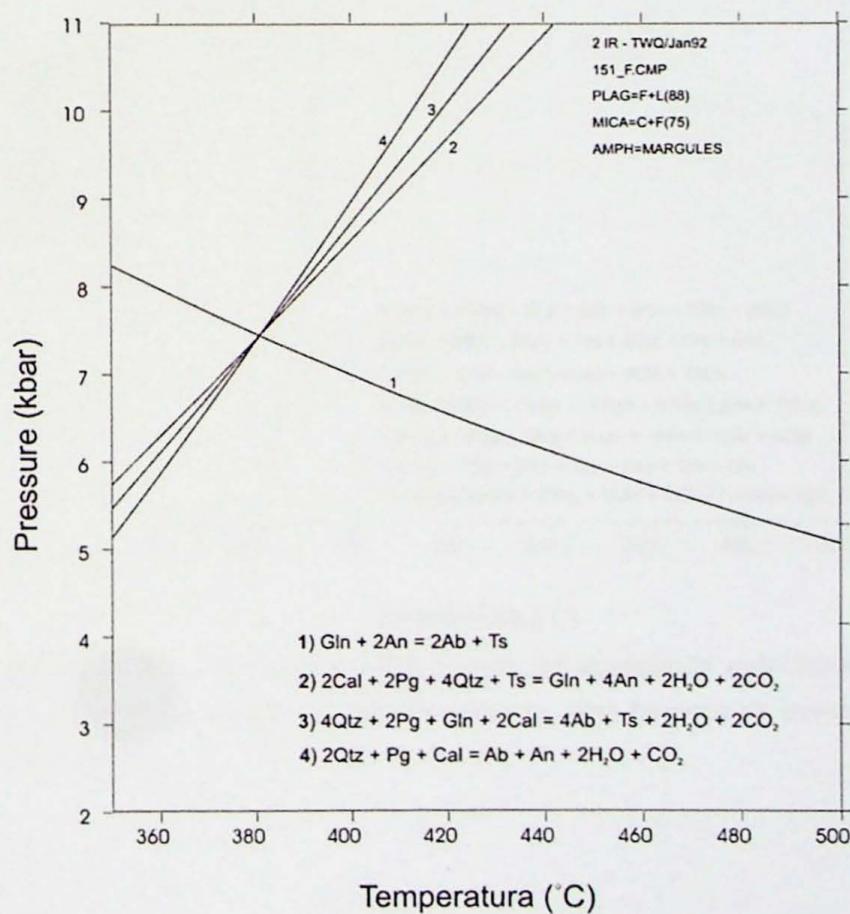
As paragêneses que envolvem o anfibólio sódico registram as razões P-T mais elevadas e correspondem ao campo de estabilidade da fácie xisto azul. O intervalo bárico calculado está entre 9,5 e 10,5 kbar, com temperaturas que variam entre 355 e 420 °C (Fig. 18 e 19). Já as paragêneses que envolvem o anfibólio sódico-cálcico representam a associação transicional característica entre a fácie xisto azul e xisto verde com descompressão calculada em torno de 6,3 e 8,0 kbar e temperaturas entre 390 e 405°C (Fig. 20). Os demais diagramas P-T obtidos encontram-se no Anexo V.



**Figura 18:** Diagrama P-T obtido para amostra 151B a partir da associação anfibólio sódico-mica branca-albita com análises nos núcleos dos minerais.  $XH_2O = 0.6$ ,  $XCO_2 = 0.4$ .



**Figura 19:** Diagrama P-T obtido para amostra 151B a partir da associação anfibólio sódico-mica branca-albita com análises obtidas em porções intermediárias dos minerais.  $X\text{H}_2\text{O}=0.6$ ,  $X\text{CO}_2=0.4$ .

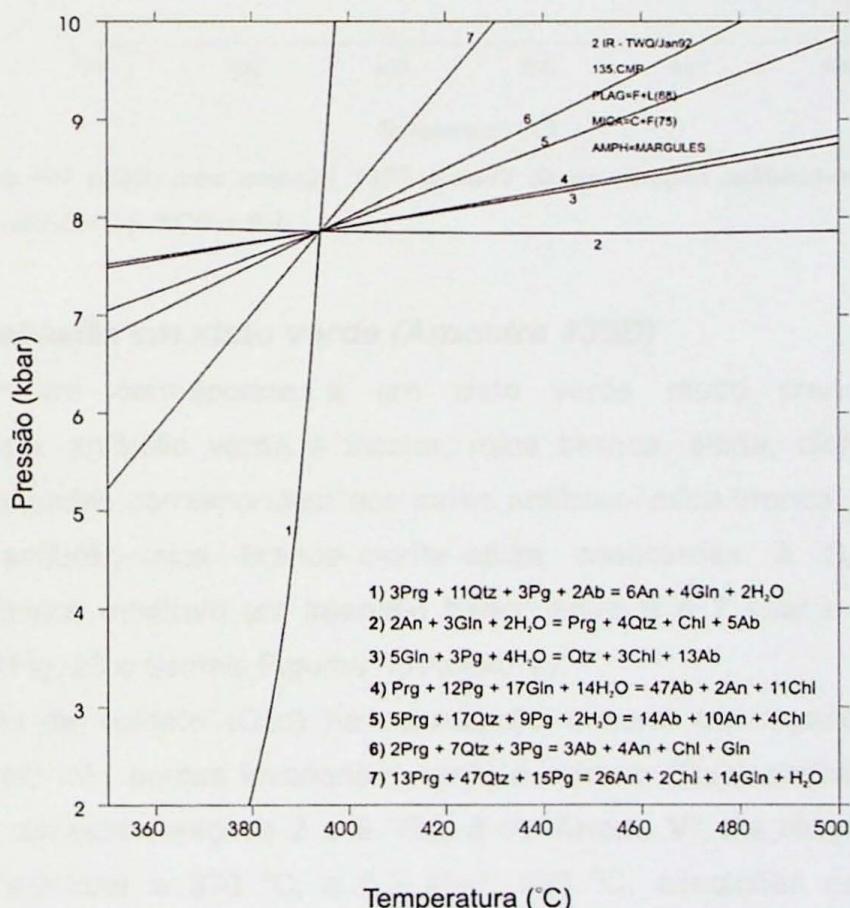


**Figura 20:** Diagrama P-T obtido para amostra 151B a partir de análise em borda de anfibólio sódico já substituída por anfibólio sódico-cálcico.  $X\text{H}_2\text{O}=0.6$ ,  $X\text{CO}_2=0.4$ .

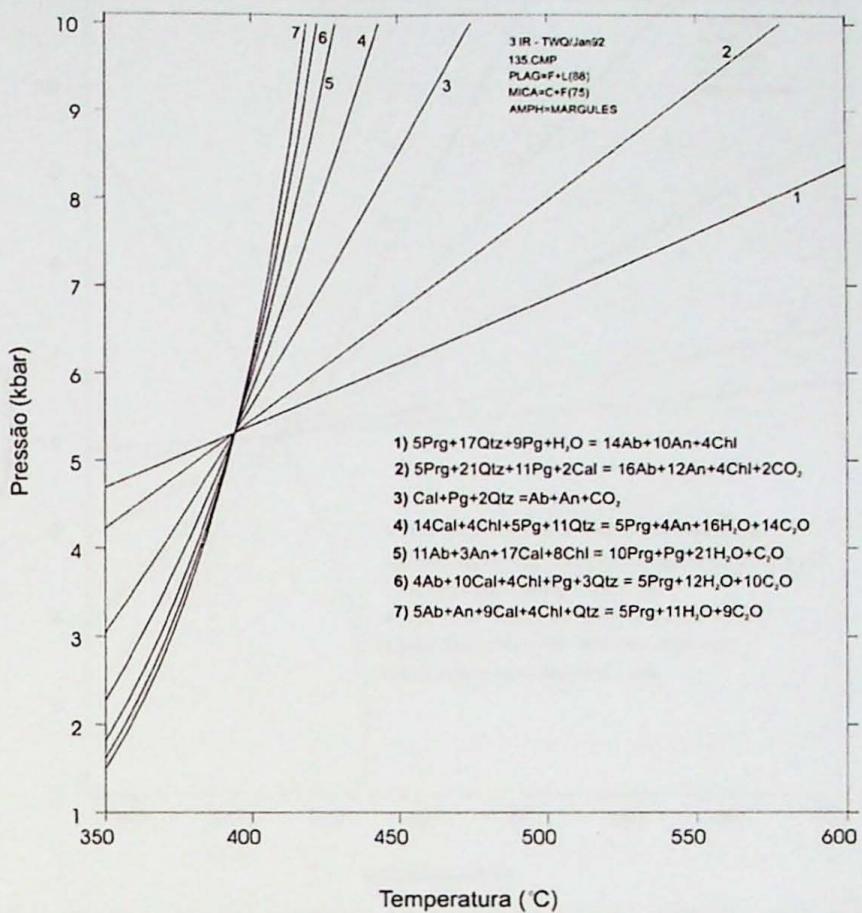
### c.2) Metabasito em fácies xisto verde (Amostra 135B)

Corresponde a um metabasito foliado constituído por anfibólio verde, clorita, albita, calcita, quartzo e mica branca. Caracteriza-se pela cloritização dos anfibólidos e pela presença de cristais reliquias de anfibólio de coloração verde-azulada.

As paragêneses observadas correspondem aos pares anfibólio-clorita, clorita-mica branca e à associação anfibólio-clorita-mica branca-albita, associados à  $S_{n+1}$ . Os cálculos geotermobarométricos mostram um intervalo bárico mais amplo entre 5,3 e 7,8 kbar, onde as pressões mais elevadas correspondem às heranças químicas relacionadas ao evento metamórfico de alta pressão. A temperatura é de aproximadamente 390 °C sem variações significativas (Fig. 21 e 22). Essa amostra já caracteriza a entrada no campo de estabilidade da fácies xisto verde com início do reequilíbrio metamórfico em condições de pressões intermediárias.



**Figura 21:** Diagrama P-T obtido para amostra 135B a partir da associação anfibólio-mica branca-albita nos núcleos dos minerais, evidenciando através da pressão elevada, uma herança do evento metamórfico de alta pressão.  $X\text{H}_2\text{O}=0.6$ ,  $X\text{CO}_2=0.4$ .

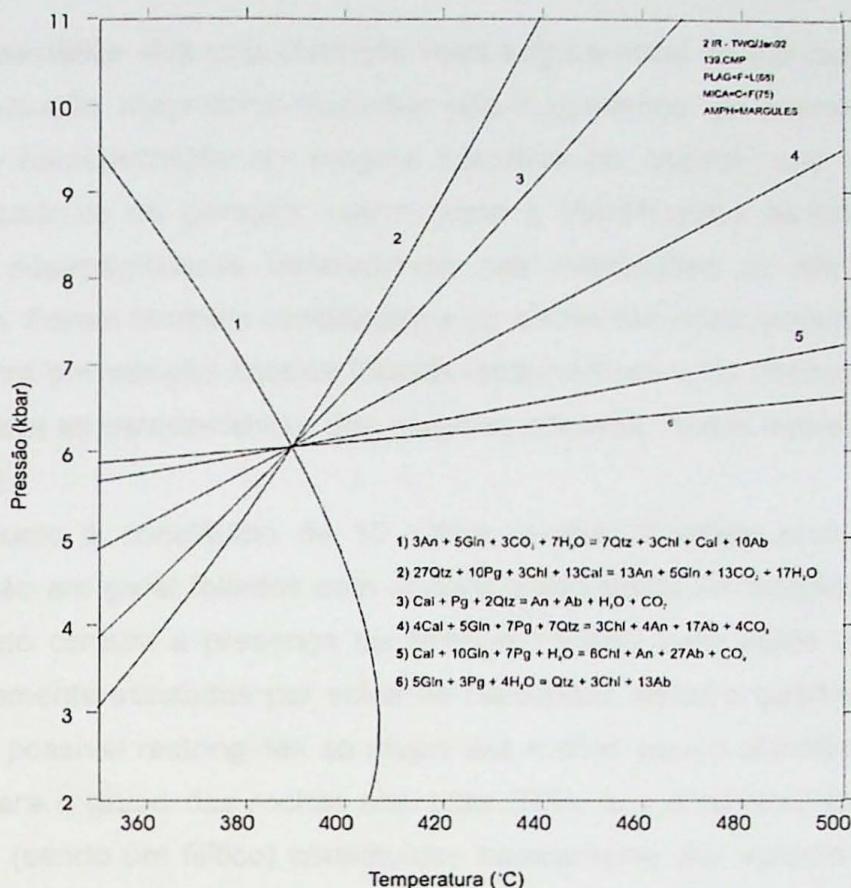


**Figura 22:** Diagrama P-T obtido para amostra 135B a partir da associação anfibólio-mica branca-albita nas bordas dos minerais.  $XH_2O = 0.6$ ,  $XCO_2 = 0.4$ .

### c.3) Metabasito em xisto verde (Amostra 139B)

Essa amostra corresponde a um xisto verde muito crenulado constituído essencialmente por anfibólio verde a incolor, mica branca, albita, clorita e epidoto. As paragêneses analisadas correspondem aos pares anfibólio-mica branca, anfibólio-clorita e à associação anfibólio-mica branca-clorita-albita associadas à  $S_{n+1}$ . Os cálculos geotermobarométricos mostram um intervalo bárico entre 6 e 7 kbar e temperaturas em torno de 390 °C (Fig. 23 e demais Figuras no Anexo V).

A inclusão de epidoto (Czo) na associação mineral em equilíbrio resultou num diagrama P-T com três pontos invariantes, onde o epidoto (Czo) participa da reação em dois barômetros distintos (reações 2 e 9, Fig. 8 do Anexo V). As reações mostram dois intervalos P-T: 8,2 kbar e 370 °C, e 5,2 kbar, 400 °C, condições essas que indicam desequilíbrio termodinâmico associado à passagem do metamorfismo na fácie xisto azul para xisto verde. Soma-se isso às relações petrográficas observadas em que a ocorrência do epidoto inicia-se nos metabasitos em fácie xisto verde, (que ainda possuem alguns núcleos reliquias de anfibólios sódicos-cálcicos) e evoluem nos xistos verdes mais cloritizados.



**Figura 22:** Diagrama P-T obtido para amostra 139B a partir da associação anfíbólio-mica branca-albita nas bordas dos minerais.  $XH_2O=0.6$ ,  $XCO_2=0.4$ .

## 9.5. GEOQUÍMICA

Este capítulo contempla os principais parâmetros geoquímicos dos metabasitos em estudo. Tem como finalidade a caracterização da sua tipologia, natureza, afinidades geoquímicas bem como ressaltar a sua importância petrogenética e avaliar eventuais alterações hidrotermais superimpostas, com base em diagramas discriminantes e de correlação confeccionados a partir dos dados químicos apresentados no **Anexo VI**.

Com base nos estudos petrográficos foram selecionadas 15 amostras de rochas da praia de *Infernillo* para análises químicas, envolvendo elementos maiores ( $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ , e  $P_2O_5$ ), traço (Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ta, U, P e Ni) (com Ti e K calculados) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb e Lu). Os elementos maiores e menores foram obtidos por ICP-ES e os elementos traço, incluindo terras raras, por ICP-MS. Todas as análises foram realizadas no laboratório ACTLABS (Ontário, Canadá).

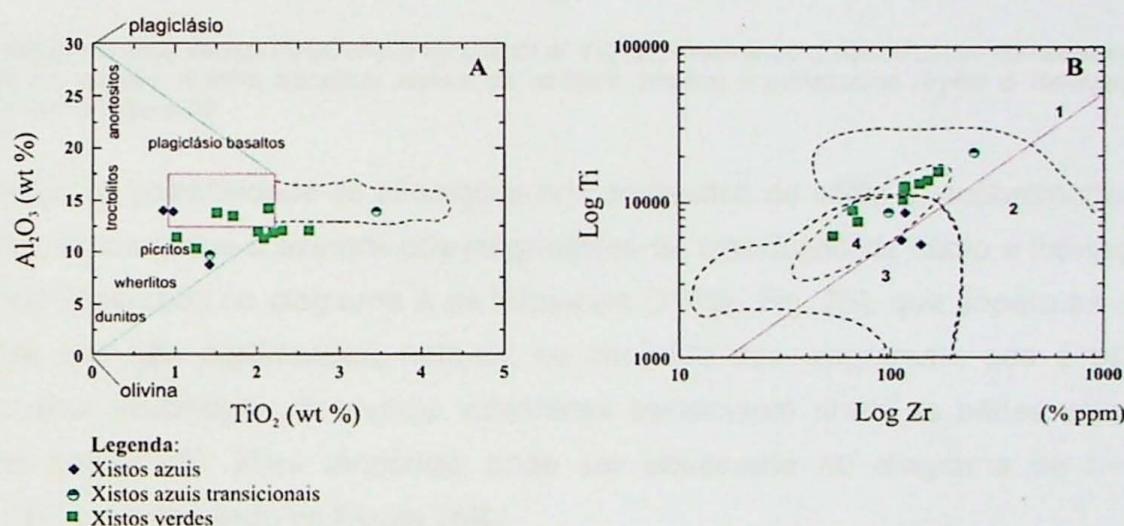
Segundo a sistemática elaborada por Juliani et al. (1993) a realização da petroquímica de metabasitos deve respeitar alguns procedimentos preliminares com intuito de se evitar conclusões errôneas ou incoerentes, além de fornecer subsídios geoquímicos dentro do conjunto global de informações geológicas e petrográficas conhecidas (Pearce,

1987). Essa sistemática visa uma distinção mais segura entre os eventos verdadeiramente oriundos da evolução magmática daqueles pós-magmáticos de alterações hidrotermais. Desta forma a caracterização do magma basáltico de origem, sua correlação com o ambiente geotectônico de geração, assim como a identificação de possíveis alterações magmáticas e pós-magmáticas basearam-se nas correlações de elementos maiores e elementos traço. Foram também considerados os elementos relativamente imóveis que não entram facilmente em solução aquosa (fluidos metamórficos e/ou intempéricos) de forma a manter registradas as características dos magmas originais. Neste trabalho são eles: Ti, Zr, Y, Ni, Nb e REE.

Tal conjunto é constituído de 10 xistas verdes, 3 xistas azuis e 2 xistas azuis transicionais. São em geral foliados com textura grano-lépido-nematoblástica e granulação muito fina, sendo comum a presença de filitos em fácies xisto verde e fácies xisto azul. Estão freqüentemente truncados por veios de carbonato, albita e quartzo. Quanto ao grau de alteração, é possível restringi-las ao grupo das rochas pouco alteradas (RPA), restando apenas duas para o grupo das rochas alteradas (RA), que é representado por dois xistas verdes foliados (sendo um filítico) constituídos basicamente por epidoto e clorita. É válido ressaltar que a região amostrada compreende uma zona de *mélange* metamorfizada em fácies xisto azul e xisto verde. Portanto, apesar do desenvolvimento de paragêneses minerais e microtexturas metamórficas, sabe-se através do reconhecimento de estruturas e texturas reliquias características de uma seqüência vulcanoclástica, que as amostras apresentam protolito comum, o que possibilita uma interpretação conjunta dos dados obtidos.

A identificação de composições compatíveis com a de líquidos basálticos torna-se mais difícil em rochas metamorfizadas sem as texturas originais preservadas. Para tal, se faz necessária a adoção do diagrama de Pearce (1982), modificado por Juliani & McReath (1993). Neste, a composição dos líquidos basálticos dos mais diversos ambientes tectônicos modernos é delimitada pela área do retângulo rosa. As amostras que plotam dentro do retângulo são diferenciadas das demais, pois apresentam composições mais próximas do líquido basáltico inicial e devem representar, embora com reservas, a assinatura geoquímica original. As intersecções inferior e superior na ordenada correspondem à composição da olivina e plagioclásio, respectivamente. Portanto, em direção à composição dos plagioclásios estão representados os plagioclásios basaltos, e em direção à olivina estão os picritos, wherlitos e dunitos. Na Figura 23 (diagrama A) observa-se que as amostras incidem na metade inferior do retângulo e no campo dos picritos, o que pode indicar algum fracionamento de olivina nas rochas originais, ou lixiviação de bases, com enriquecimento relativo de magnésio durante o metamorfismo, ou até mesmo durante a espilitização dos basaltos em fundo oceânico, quando a remoção do cálcio e sua substituição pelo sódio leva a enriquecimentos relativos em ferro e magnésio.

A caracterização do magma basáltico com base no teor de  $\text{SiO}_2$  nem sempre pode ser adotado com segurança, visto que sua lixiviação ou introdução de elementos químicos é muito comum durante os processos de alteração hidrotermal e metamorfismo (Juliani *et al.*, 1993). Assim para a caracterização do magma basáltico foi utilizado o diagrama Log Zr vs Log Ti de Pearce *et al.* (1981), onde estão delimitados os campos de distribuição das rochas vulcânicas de diversos ambientes tectônicos, com a composição basáltica delimitada acima da reta (Fig. 23, diagrama B). Quando lançadas no mesmo, as amostras plotam em sua grande maioria o campo das “lavas de cadeias meso-oceânicas” (campo 4), com duas amostras compatíveis com ambiente de “arco de ilhas” (campo 3), o que indica que, de modo geral, as rochas têm como protólitos basaltos, nos quais as alterações hidrotermais não afetaram os teores e as proporções dos elementos imóveis de interesse petrogenético. As amostras que plotam fora do campo delimitado no diagrama A serão discriminadas em alguns diagramas deste capítulo com símbolo correspondente ao quadrado aberto.

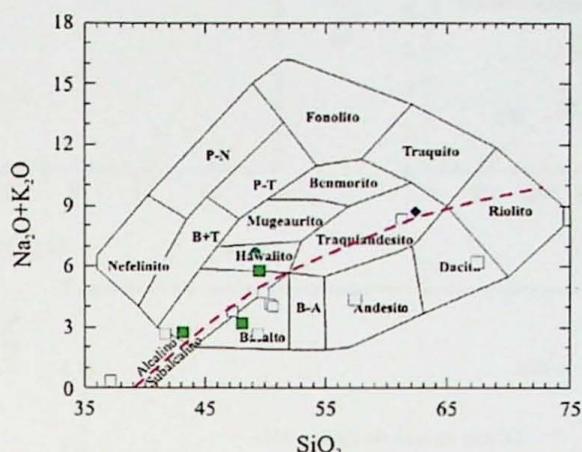


**Figura 23:** Diagramas de discriminação das amostras que apresentam composições compatíveis com a de líquidos basálticos. No diagrama A as amostras compatíveis com líquidos basálticos plotam no retângulo rosa, no diagrama B plotam no campo 4 (MORB). Os campos 2 e 3 correspondem à lavas intraplacas e lavas de arco de ilhas respectivamente, já o número 1 representa o limite das rochas de composição basáltica das demais.

### 9.5.1. Elementos Maiores

O diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979; Fig. 24) constitui uma boa base para a classificação composicional das rochas vulcânicas, e baseia-se na correlação entre a sílica e os álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ). Quando lançadas nesse diagrama as amostras plotam em sua maioria no campo dos basaltos e hawaiítos transicionais entre saturados e supersaturados em sílica, e 4 amostras adentram o campo das rochas vulcânicas de composições intermediárias saturadas em sílica, andesito, traquiandesito e dacito. Esta ampla dispersão pode estar relacionada à introdução pós-magmática de sílica sob a forma de fluidos

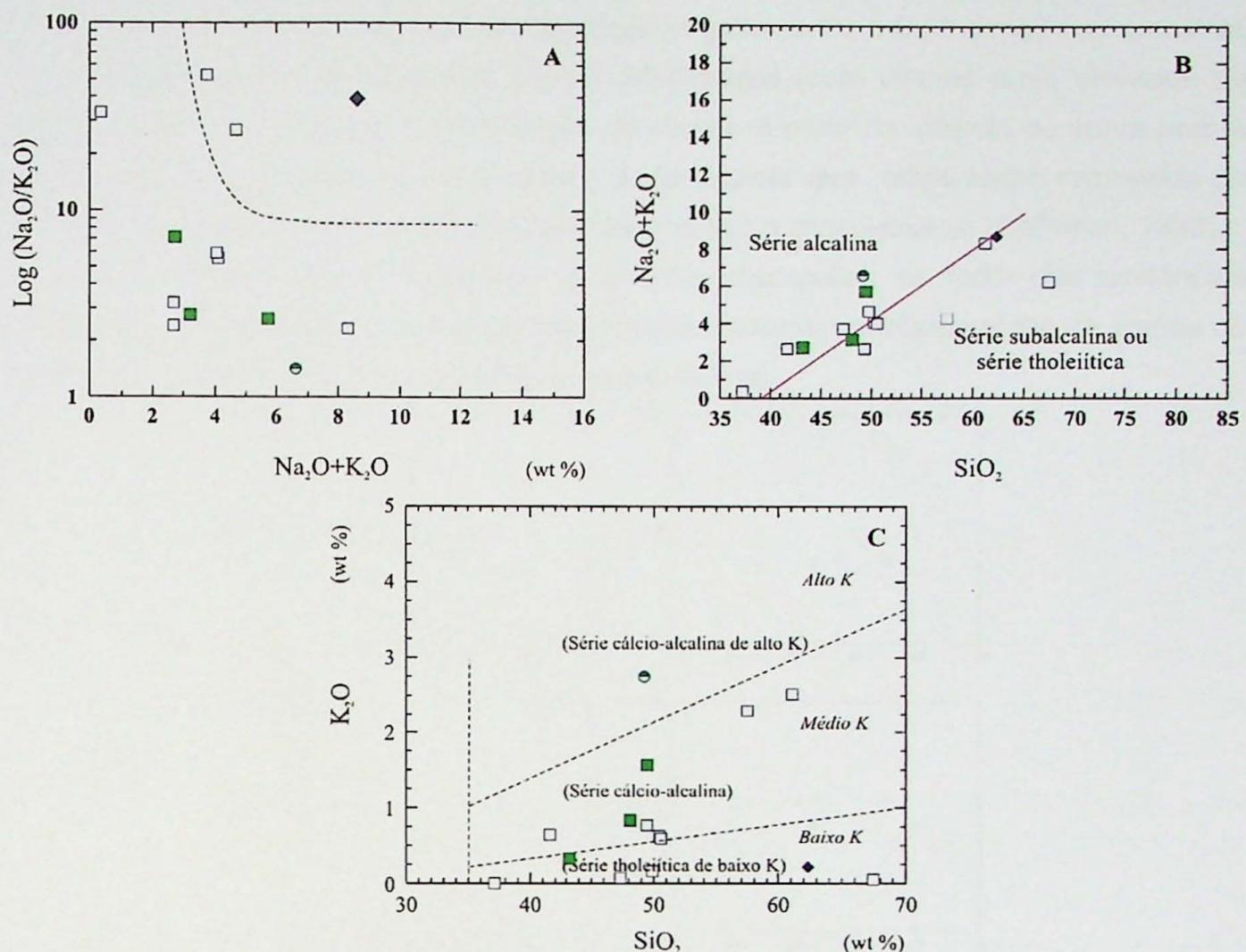
metamórficos ou enriquecimento relativo vinculado à alteração hidrotermal. No mesmo diagrama a tendência transicional pode se observada pela proximidade à linha que separa os campos alcalino e subalcalino de Irvine & Baragar (1971). Entretanto, a tendência alcalina verificada nessas rochas pode ser devida a enriquecimentos em álcalis, em especial de sódio, durante as alterações hidrotermais em fundo oceânico geradoras de espilitos.



**Figura 24:** Diagrama  $\text{SiO}_2$  versus  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  de Cox et al. (1979), mostrando a classificação composicional das metabásicas em estudo. A linha tracejada separa os campos alcalino e subalcalino (Irvine & Baragar, 1971) Símbolos conforme Figura 23.

Apesar da possibilidade de alterações nos conteúdos de sódio e, subordinadamente de potássio, relacionados a eventos pós-magmáticos de introdução de sódio e lixiviação de cálcio (como observado no diagrama A de Miyashiro (1975), Fig. 25), que separa as rochas espilitizadas das não espilitizadas, nota-se, no conjunto dos diagramas, que é possível interpretar uma associação de rochas vulcânicas transicional entre as séries alcalina e subalcalina (tholeiítica). Essa tendência pode ser observada no diagrama de Irvine & Baragar (1971) apresentado na Figura 25B.

Os teores de potássio em algumas das rochas são muito elevados para rochas de ambiente de MORB e, segundo Pecerillo & Taylor (1976), essas rochas apresentam composição predominantemente no campo da série tholeiítica de baixo K e cálcio-alcalina (Rickwood, 1989) ou baixo K e médio K (Le Maitre et al., 1989), como pode ser visto na Figura 25C. Essas rochas apresentam comumente fengita e os teores de potássio podem ser devidos não somente à composição das rochas ígneas, como também (possivelmente predominantemente) a metassomatismo durante a deformação, já que são abundantes as intercalações de metapelitos, que podem ter disponibilizado o potássio para os fluidos hidrotermais circulantes.



**Figura 25:** Diagramas para discriminação entre as séries alcalina e subalcalina considerando as possíveis alterações pós-magmáticas nos conteúdos de álcalis. Diagrama A (Miyashiro, 1975): As amostras que plotam acima da curva tracejada apresentam alterações nos conteúdos de sódio e potássio devido à introdução e/ou retirada destes elementos; diagrama B (Irvine & Baragar, 1971): Divisão das séries alcalinas e subalcalinas; diagrama C: Subdivisão para rochas vulcânicas da série subalcalina (série tholeitica) em séries tholeitica de baixo K e cálcio-alcalina (Rickwood, 1989), ou baixo K e médio K (Le Maitre et al., 1989). Símbolos conforme Figura 23.

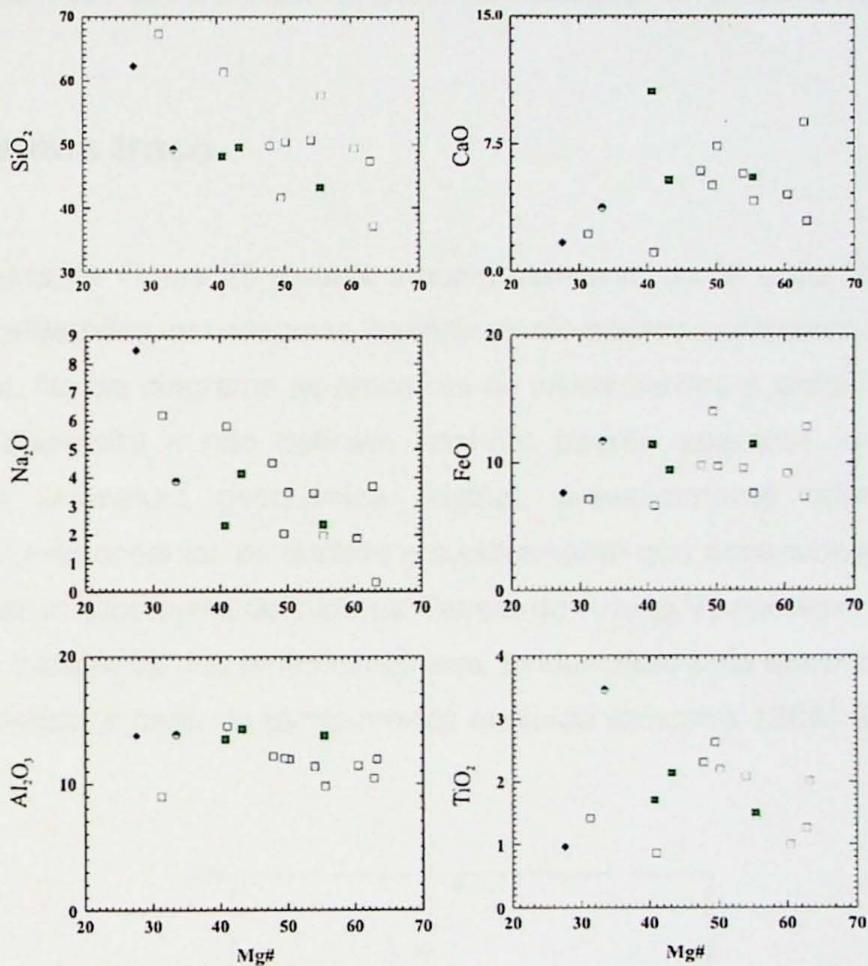
Os diagramas bivariantes foram obtidos plotando-se os principais óxidos *vs* o mg# ( $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ ) com o objetivo de obter variações através de correlações positivas e negativas entre os elementos maiores disponíveis (Rollinson, 1993).

Nos diagramas da Figura 26 (óxidos *vs* mg#) é possível observar um *trend* de correlação negativa entre os óxidos  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{SiO}_2$  *vs* mg#. A despeito da possibilidade de um enriquecimento pós-magmático em  $\text{Na}_2\text{O}$ , este pode ser decorrente dos processos associados à evolução magmática. Da mesma forma o *trend* negativo da  $\text{SiO}_2$  *vs* mg# ocorre como resultado do aumento da acidez das rochas durante o processo de evolução magmática.

Já a dependência não linear entre  $\text{FeO}$  e mg# pode indicar uma coprecipitação de  $\text{MgO}$  e  $\text{FeO}$ , compatível ao que ocorre em uma série cálcio-alcalina, onde a razão  $\text{FeO}/\text{MgO}$  é praticamente constante durante toda evolução magmática (Wernick, 2004).  $\text{CaO}$  e  $\text{TiO}_2$

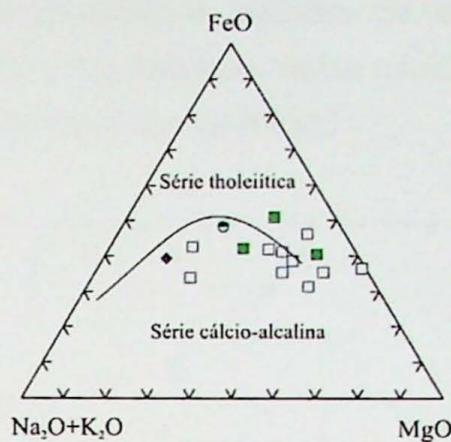
mostram um *trend* curvilíneo, onde a correlação com o mg# é positiva (abaixo de 50% mg#) e negativa (acima de 50% de mg#). A correlação negativa entre o CaO e mg# nas amostras correspondentes ao líquido residual menos diferenciado (com valores mais elevados de mg#) pode estar relacionado à cristalização de olivina. A partir da inflexão da curva para a esquerda a correlação positiva entre ambos pode indicar que estes foram removidos do líquido através da co-precipitação de plagioclásio cálcico e clinopiroxênio (Rollinson, 1993).

No conjunto desses diagramas, as grandes dispersões ao redor das tendências evolutivas, em especial dos elementos mais móveis, reforçam a interpretação de efeitos de alterações hidrotermais e metassomáticas nessas rochas.



**Figura 26:** Diagramas bivariantes de correlação com os principais óxidos ( $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  e  $FeO$ ) vs mg# ( $MgO/MgO+FeO$ ). Símbolos conforme Figura 23.

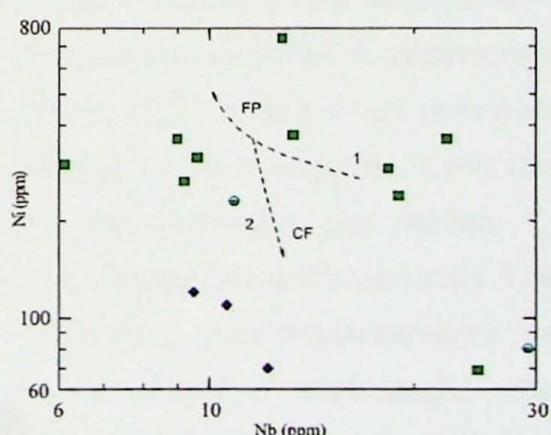
Quando lançadas no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), as amostras de xistos verdes, xistos azuis transicionais e xistos azuis mostram uma tendência evolutiva compatível com uma série cálcio-alcalina, traduzida pelo aumento progressivo de álcalis acompanhado por razões  $FeO^*/MgO$  praticamente constantes (Fig. 27). É digno de nota externar que tal evolução ocorre na transição entre os campos cálcio-alcalino e tholeiítico, mas a tendência cálcio-alcalina é claramente definida. Contudo, processos de metamorfismo e alteração hidrotermal podem ter remobilizado os álcalis, modificando dessa forma a assinatura geoquímica original.



**Figura 27:** Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971) para os metabasitos em estudo. Símbolos conforme Figura 23.

### 9.5.2. Elementos traço

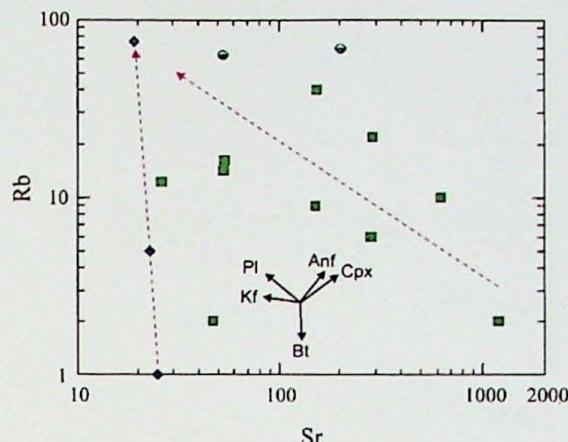
O diagrama da Figura 28 mostra o comportamento do Ni e do Nb nos metabasitos em estudo, considerados em magmas basálticos elementos compatíveis e incompatíveis, respectivamente. Nesse diagrama as amostras de xistos verdes e xistos azuis transicionais revelam certa dispersão e não definem nenhum padrão aparente, o que sugere uma modificação da assinatura geoquímica original, provavelmente oriunda da alteração hidrotermal em fundo oceânico ou durante o cisalhamento que desenvolveu a  $S_{n+1}$ . Por outro lado, os xistos azuis (conforme definido na Tabela do Anexo V) apontam para um processo de cristalização fracionada dos protólitos ígneos, evidenciado pela correlação negativa entre esses dois elementos a partir do termo menos evoluído (amostra 138A) até o mais evoluído (amostra 138).



**Figura 28:** Diagrama Nb versus Ni para os metabasitos em estudo. Os trends indicam o mecanismo reinante na diferenciação dos protólitos. FP=fusão parcial; CF=cristalização fracionada. Símbolos conforme Figura 23.

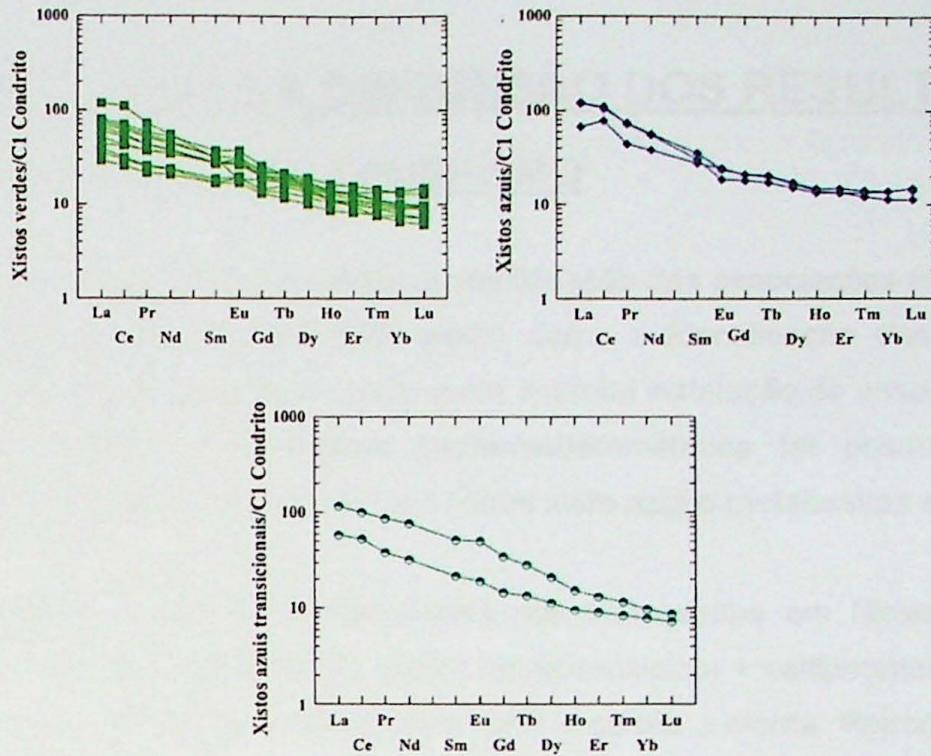
No diagrama Rb vs Sr da Figura 29 são plotados vetores que indicam as modificações na composição do líquido residual em função do fracionamento de anfibólio, biotita, plagioclásio, feldspato potássico e clinopiroxênio. Apesar das dispersões dos dados, a exemplo do anterior, é possível observar a presença de dois *trends* que sugerem a

participação acentuada de plagioclásio e anfibólio na evolução dos protólitos (*trends* pontilhado). Com baixa dispersão dos dados os xistos azuis mostram aumento no conteúdo de Rb, com Sr mantendo-se praticamente constante.



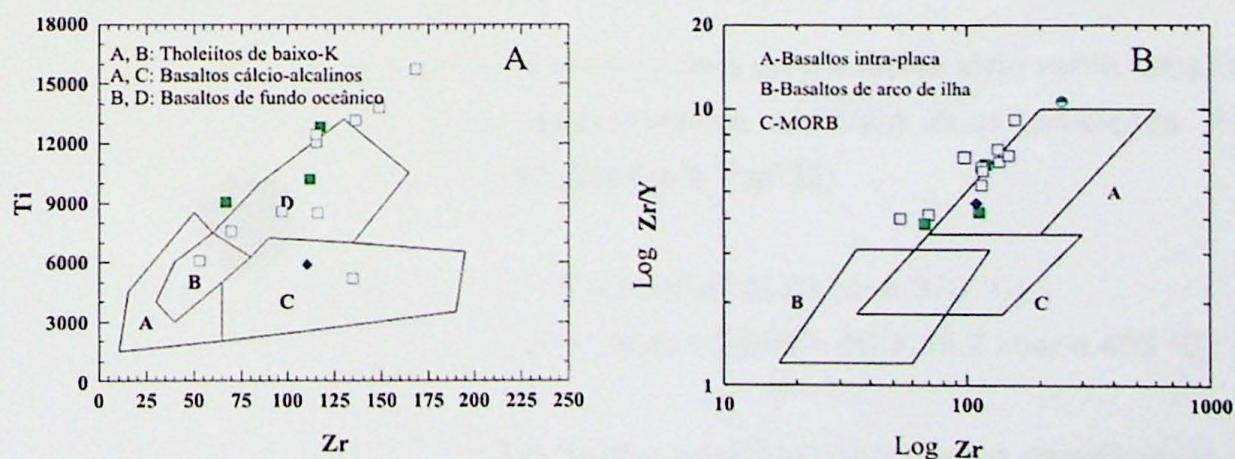
**Figura 29:** Diagrama Rb vs Sr para os metabasitos em estudo. Os trends indicam o mecanismo reinante na diferenciação dos protólitos indicando uma participação acentuada de plagioclásio e anfibólio na evolução dos protólitos (trends pontilhados). Vetores compilados de Wernick (2004). Símbolos conforme Figura 23.

No que se refere às concentrações de elementos terras raras (ETR), bem como de seus padrões de distribuição normalizados para o condrito C1 de Taylor & McLennan (1985), observam-se diferenças significativas entre os três grupos de rochas (Tabela do Anexo V) como observado na Figura 30. Os xistos verdes exibem teor médio de ETR situado entre 52,34 ppm e 113,37 ppm, enquanto os xistos azuis transicionais situam-se entre 49,51 ppm e 161,64 ppm. Os xistos azuis revelam uma variação mais restrita, 105,88 ppm a 149,75 ppm. Em todos esses metabasitos os elementos terras raras leves (ETRL) mostram-se enriquecidos em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), desenhando uma inclinação das curvas para a direita. Os xistos verdes possuem maior inclinação nos ETRP, com razão média  $(La/Yb)_N$  situando-se entre 3,90 e 11,93. No caso dos xistos transicionais e azuis essa inclinação é relativamente menos pronunciada, com razão média  $(La/Yb)_N$  situada entre 3,01 ppm e 11,61 ppm para o primeiro, e intervalo mais restrito entre 6,01 ppm e 8,86 ppm para o segundo. Com relação ao Eu os xistos verdes mostram anomalias positivas representadas por razões  $1,11 < Eu/Eu^* < 1,35$ . O mesmo comportamento é observado nos xistos azuis transacionais  $1,07 < Eu/Eu^* < 1,20$ . Por sua vez, os xistos azuis mostram anomalias predominantemente negativas, representadas por  $0,80 < Eu/Eu^* < 1,01$ . Tal fato demonstra a participação importante dos feldspatos no fracionamento de Eu, o qual se comportou como compatível durante a fusão/diferenciação do protólito, visto que os minerais desse grupo possuem maior afinidade pelo  $Eu^{2+}$  se comparado aos outros ETR trivalentes (Miller & Mittlefehd, 1982).



**Figura 30:** Diagramas com as concentrações de elementos terras raras (ETR), bem como de seus padrões de distribuição normalizados para o condrito C1 de Taylor & McLennan (1985), onde é possível observar as diferenças entre os três grupos de rochas (Tabela do Anexo V). Símbolos conforme Figura 23.

Pearce & Cann (1973) e Pearce & Norry (1979) desenvolveram diagramas que utilizam elementos traço para a determinação da afinidade geoquímica e do ambiente tectônico de formação de rochas básicas,  $Zr$  versus  $Ti$  e  $\log Zr$  versus  $\log Zr/Y$ , respectivamente (Fig. 31 A e B). No primeiro diagrama os xistos verdes incidem próximos ao campo D, que corresponde a basaltos de fundo oceânico, ao passo que as amostras de xistos azuis sugerem assinatura de basaltos cálcio-alcalinos (campo C), em conformidade com os resultados obtidos na Figura 27 (AFM). Com relação ao paleoambiente de formação (Fig. 31 B), todas as amostras analisadas revelam afinidade geoquímica intraplaca (campo A), com uma amostra de xisto verde indicando caráter transicional para ambiente de fundo oceânico (campo C).



**Figura 31:** Diagrama A:  $Ti$  vs  $Zr$  e diagrama B:  $\log Zr/Y$  vs  $\log Zr$  para os metabasitos. Símbolos conforme Figura 23.

## **10. INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS**

### **10.1. PETROGRAFIA E METAMORFISMO**

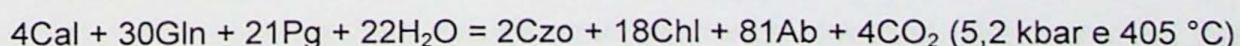
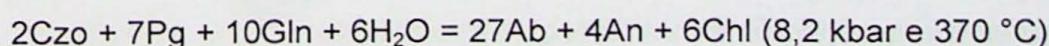
Os estudos petrográficos permitiram a identificação das associações minerais típicas de rochas básicas em fácies xisto azul, assim como a identificação das paragêneses transicionais entre a fácies xisto azul e xisto verde e a total instalação da associação mineral retrometamórfica. Aliados aos cálculos geotermobarométricos foi possível dividir os metabasitos em dois grupos: metabasitos em fácies xisto azul e metabasitos em fácies xisto verde.

A assembléia mineral típica identificada nos metabasitos em fácies xisto azul é constituída essencialmente por anfibólio sódico (sódico-cálcico) + estilpnometano + quartzo + albita ± mica branca ± titanita ± magnetita ± rutilo ± calcita ± clorita. Petrograficamente a transição para a fácies xisto verde é iniciada pela substituição dos anfibólidos sódicos por anfibólidos sódicos-cálcicos e início do desenvolvimento da  $S_{n+1}$ . O aquecimento que acompanha e sucede o desenvolvimento da  $S_{n+1}$  é evidenciado pela presença de arcos poligonais em anfibólidos, e crenulações na  $S_n$  em porções mais micáceas, mas, em ambos os casos relíquias da paragênese de alta pressão são ainda mantidas (e.g. paragêneses envolvendo anfibólio sódico-cálcico), o que caracteriza os litotipos da fácies "xisto azul transicional". A partir daí a entrada no campo de estabilidade dos xistos verdes se manifesta pela substituição da maior parte dos anfibólidos sódicos e sódicos-cálcicos por anfibólidos cálcicos e pelo aparecimento da associação epidoto-clorita. A evolução do retrometamorfismo pode ser caracterizada pela cloritização dos anfibólidos cálcicos associada à instalação da foliação milonítica  $S_{n+1}$ .

Algumas características petrográficas da evolução e do reequilíbrio metamórfico são:

- A porcentagem em volume da clorita cresce proporcionalmente pela passagem da fácies xisto azul para a fácies xisto verde.

- O epidoto registra a transição da fácies xisto azul para a fácies xisto verde, uma vez que sua resposta aos cálculos geotermobarométricos mostram duas condições P-T indicadas a partir das seguintes reações (reações 9 e 2, Fig. 32):

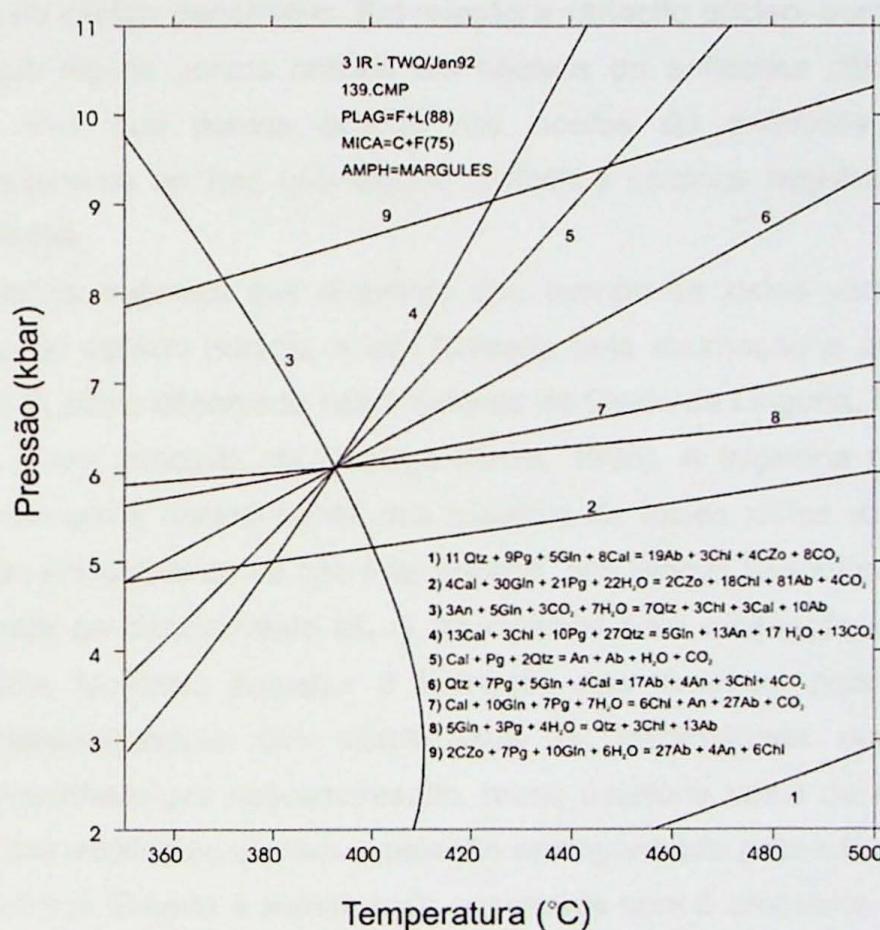


É possível observar que na primeira reação o epidoto associa-se à paragêneses de mais alta razão P-T, enquanto que na segunda o epidoto é, juntamente com a clorita,

produto da desestabilidade da associação de alta pressão associado a um pequeno incremento na temperatura;

- O estilpnomelano não ocorre nos xistos verdes, tendo sua distribuição restrita apenas aos metabasitos em fácie xisto azul.

Logo a instalação completa da assembléia mineral da fácie xisto verde é marcada pelas seguintes fases minerais: anfibólio + clorita + epidoto + quartzo + albita  $\pm$  mica branca  $\pm$  titanita  $\pm$  magnetita  $\pm$  calcita, e as paragêneses observadas são anfibólio-clorita, anfibólio-clorita-mica branca, clorita-epidoto, clorita-calcita-albita.



**Figura 32:** Diagrama P-T obtido para amostra 139B a partir da associação anfibólio-mica branca-albita-epidoto (Czo).  $XH_2O= 0.6$ ,  $XCO_2= 0.4$ .

### 10.1.2. Trajetórias metamórficas

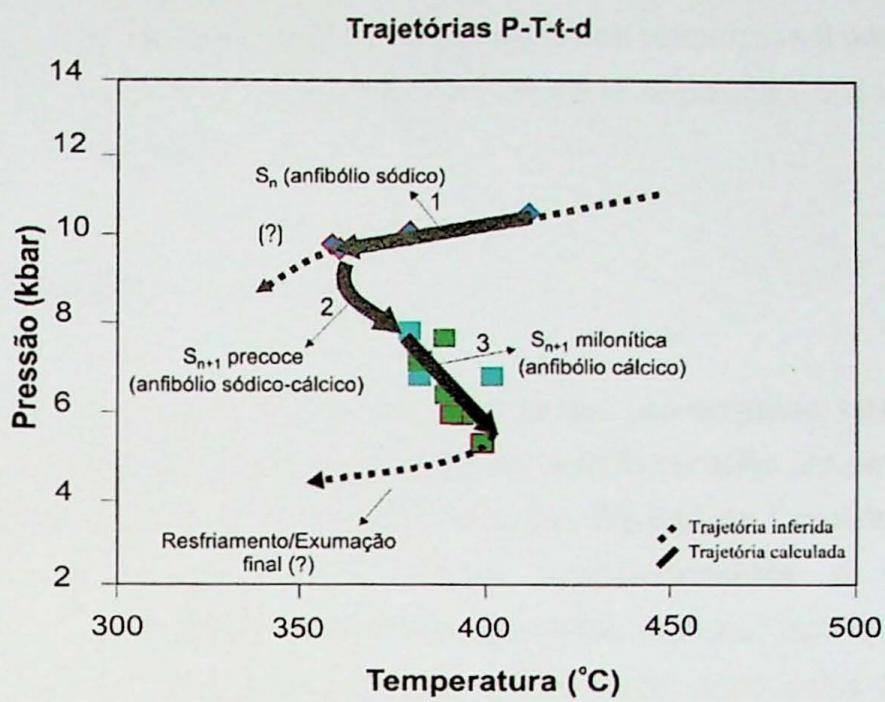
Os cálculos geotermobarométricos permitiram a distinção entre as rochas originadas sob condições P-T mais elevadas (xistos azuis) e menos elevadas (xistos verdes), porém não foi possível a obtenção do pico metamórfico progressivo em fácie xisto azul. Isso se deve ao fato de que os anfibólitos sódicos presentes nos metabasitos de alta pressão registram nos núcleos as condições P-T mais elevadas e em suas bordas as condições P-T menos elevadas (núcleo sódico, borda sódico-cálcica), além de apresentarem-se

intercrescidos com anfibólios sódicos-cálcicos, fato já associado ao evento descompressivo. Foi registrado, portanto, a saída do campo de estabilidade dos xistos azuis e a transição para a fácie xisto verde.

As trajetórias P-T obtidas indicam que os metabasitos em fácie xisto azul ocorrem num intervalo bárico de 10,5 a 7,0 kbar, e temperaturas entre ~ 360 a 420 °C; os xistos verdes apresentam pressões entre 7,8 e 5,2 kbar e a temperaturas em torno de ~ 390 e 405 °C. No diagrama da Figura 33 estão apresentadas as trajetórias retrometamórficas obtidas a partir dos cálculos geotermobarométricos.

O diagrama mostra que o início da  $S_{n+1}$  deu-se ainda em fácie xisto azul, mas completou seu desenvolvimento na fácie xisto verde manifestando-se através de uma foliação milonítica de caráter penetrativo. Em relação a variação núcleo-borda de minerais é válido ressaltar que alguns pontos obtidos em núcleos de anfibólios cálcicos ocupam o mesmo intervalo P-T que pontos obtidos nas bordas de anfibólios sódicos. Essa sobreposição relaciona-se ao fato que alguns anfibólios cálcicos registram heranças do evento de alta pressão.

Essas trajetórias sugerem que o evento que formou os xistos verdes não é uma trajetória evolutiva de sentido horário, e sim formada pela exumação e aquecimento dos xistos azuis (Fig. 34), como observado nas trajetórias do Oeste da Linguria, Nova Caledônia, Oeste dos Alpes, e em principal, na Córsega (Ernst, 1988). A trajetória retrometamórfica definida pelos zonamentos núcleo-borda dos minerais da fácie xistos azul é compatível com uma formação em ambiente do tipo Franciscano, nos blocos tectônicos (Fig. 34). Isso sugere que o evento de cisalhamento ( $S_{n+1}$ ) responsável pela exumação dos xistos azuis ocorreu num evento tectônico posterior à formação dos mesmos, pois a trajetória de resfriamento e descompressão dos xistos azuis foi retrabalhada num episódio de aquecimento acompanhado por descompressão, numa trajetória típica de exumação lenta, com recuperação das isotermas, ou com exumação acompanhada pela colocação de corpos de granito sin-colisional. Devido à semelhança observada com o ambiente de formação do tipo Franciscano é possível adicionar ao modelo tectônico da região o modelo aplicado aos blocos tectônicos do Complexo Franciscano, que segundo Ernst (1988), representam um caso especial no complexo de subducção, pois o aquecimento inicial ocorreu devido à proximidade da litosfera quente da crosta continental durante o início da subducção, e o resfriamento, praticamente isobárico, ocorreu como consequência do resfriamento uniforme da própria litosfera sobreposta (Ernst, 1988).



**Figura 33:** Trajetórias obtidas a partir dos cálculos geotermobarométricos e as trajetórias inferidas. Losangos azuis – anfibólitos sódicos; quadrados azuis – anfibólitos sódicos-cálcicos e quadrados verdes – anfibólitos cálcicos. Os símbolos com bordas vermelhas correspondem à bordas e porções intermediárias, os demais correspondem a núcleos de minerais.

## 10.2. GEOQUÍMICA

No conjunto dos diagramas geoquímicos obtidos, as grandes dispersões ao redor das tendências evolutivas (e.g. Fig. 26), em especial dos elementos mais móveis, reforçam a interpretação de efeitos de alterações hidrotermais e metassomáticas nessas rochas. A despeito desta possibilidade é possível concluir que a tendência evolutiva dos xistos azuis, xistos azuis transicionais e xistos verdes é compatível com uma série cálcio-alcalina, traduzida pelo aumento progressivo de álcalis acompanhado por razões  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  praticamente constantes (e.g.  $\text{FeO}$  vs  $\text{mg}\#$ , Fig. 26, e AFM, Fig. 27).

Foge do escopo deste trabalho uma abordagem aprofundada sobre a caracterização do paleoambiente de geração das rochas vulcânicas metamorfisadas em fácies xisto azul e xisto verde, mas algumas observações podem ser a princípio ressaltadas:

- A ausência de assinaturas geoquímicas correspondentes a basaltos tipo MORB nos diagramas de classificação de ambiente tectônico (Fig. 31 A e B);
- Todas as amostras analisadas revelam afinidade geoquímica intraplaca (Fig. 31, diagrama B);
- Predominância da tendência evolutiva cálcio-alcalina;
- Presença de metassedimentos ferruginosos (Foto 13, Anexo II) correspondentes a eventuais exposições subaéreas, coerente com a ausência de basaltos tipo MORB;

A associação desses fatores permite, por ora, admitir que o paleoambiente de geração das rochas vulcânicas é parte do arco de ilha retrabalhado pela zona de subducção

paleozóica, por sua vez representada por uma seqüência vulcanossedimentar subaquática (tufos, aglomerados vulcânicos e lapilitos) com eventual exposição subaérea (parte dos metassedimentos ferruginosos).

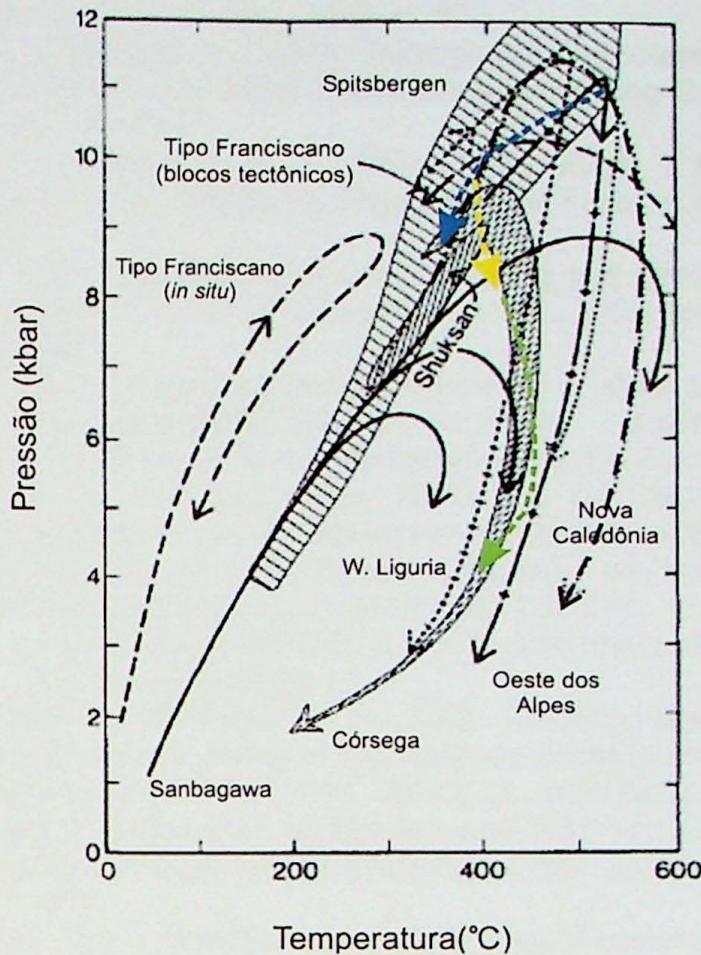
## **11. CONCLUSÃO**

Os trabalhos efetuados aliados às informações provenientes dos levantamentos bibliográficos permitem caracterizar que a região em estudo constitui um pequeno segmento da zona de *mélange* paleozóica preservada na região Central da Cordilheira da Costa no Chile. Na área em estudo afloram litotipos correspondentes a uma seqüência vulcanosedimentar constituída essencialmente por tufos máficos, lapilitos e aglomerados vulcânicos metamorfizados em fácies xisto azul e xisto verde, associados tectonicamente a metacherts, metassedimentos ferruginosos, metapelitos, e leitos restritos de mármores e metaconglomerados; todos muito deformados por dobras macroscópicas e crenulações diversas, além da presença de zonas de brechas (e.g. *pillow breccias*, quartzitos brechóides) e falhas.

Os estudos petrográficos aliados aos cálculos geotermobarométricos apresentam resultados muito coerentes com as observações feitas em campo, onde é possível observar que os xistos azuis são apenas relíquias em meio ao litotipo predominante caracterizado por metabasitos em fácies xisto verde. Ademais, pode-se dizer que associado ao evento retrometamórfico principal está a instalação da foliação milonítica ( $S_{n+1}$ ) bem evidente nos xistos verdes, enquanto que os xistos azuis ocorrem em geral como litotipos finamente laminados com aspecto filítico ("filitos glaucofânicos").

O processo de reequilíbrio metamórfico iniciou-se com a substituição dos anfibólios sódicos por anfibólios sódicos-cálcicos, passando posteriormente à substituição destes por anfibólios cálcicos, juntamente com o desenvolvimento de uma nova paragênese (clorita + epidoto) estável em condições de pressões menos elevadas. Os principais mecanismos de substituição obtidos nos anfibólios analisados são os vetores de troca tschermakita e do plagioclásio, que juntos resultam na substituição onfacítica ( $\text{NaAlCa}_{.1}\text{Mg}_{.1}$ ).

As trajetórias P-T-t-d obtidas permitem inferir que o metamorfismo da fácies xisto azul têm razões P/T característica dos blocos tectônicos do tipo Franciscano, e as altas pressões, (que podem ter sido alcançadas em altas temperaturas, inferidas a partir do segmento retrometamórfico dos metamorfitos da fácies xistos azul), sugerem a possibilidade de ocorrência de eclogitos e/ou retroeclogitos na região em estudo. Também é possível concluir que a formação dos xistos verdes relaciona-se à exumação e aquecimento dos xistos azuis, que comparativamente às trajetórias obtidas em outras localidades aproxima-se mais da trajetória obtida na região de Córsega (Fig. 34).



**Figura 34:** Principais trajetórias metamórficas obtidas para o metamorfismo de xistos azuis em diversas regiões do mundo e os dois modelos mundialmente conhecidos, tipo Franciscano e tipo Alpino (Emst, 1988), destacando em azul a trajetória retrometamórfica dos xistos azuis e em verde dos xistos verdes de Pichilemu. Em amarelo é destacada a trajetória definida pelas rochas transicionais entre as fácies xisto azul e xisto verde.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIRRE, L., HERVÉ, F., GODOY, E., 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline. *Krystallinikum*, **9**: 7–19.
- AVE-LALLEMANT, H.G., 1996. Displacement partitioning and arc-parallel extension: example from the southeastern Caribbean Plate Margin. In: BEBOUT, G.E., SCHOLL, D.W., KIRBY, S.H., PLATT, J.P. (Eds.), Subduction top to bottom. American Geophysical Union. *Geophysical Monograph*, **96**: 113–118.
- BERMAN, R. G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ . *Journal of Petrology*, **29**, 445–522.
- BERMAN, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *The Canadian Mineralogist*, **29**: 833–855.
- BOWES, D.R., 1989. The encyclopedia of igneous and metamorphic petrology. Van Nostrand Reinhold, pp. 184–187.
- BRANDON, M.T., CALDERWOOD, A.R., 1990. High-pressure metamorphism and uplift of the Olympic subduction complex. *Geology*, **12**: 1252–1255.
- BUCHER, K., FREY, M., 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, 318 p.
- BUSTAMANTE, A., 2003. Definição das trajetórias P-T-t em rochas metamórficas do flanco ocidental da Cordilheira Central da Colômbia, nas regiões de Caldas e El Retiro. Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo, São Paulo, SP. 107 p.
- BUSTAMANTE, A., JULIANI, C., 2002. Evolução metamórfica de rochas paleozóicas e triássicas da Cordilheira Central nos Andes Colombianos. Congresso Brasileiro de

- Geología **41**, João Pessoa. Anais..., SBG, p. 620.
- BUSTAMANTE, A., JULIANI, C., 2003. Petrografía y geotermobarometría de rocas metamórficas de Caldas, Antioquia. Resúmenes, Congreso Colombiano de Geología, **9**, Medellín. Anais..., p. 40–41.
- CANDIA, M. A. F., SZABÓ, G. A. J., DEL LAMA, E. A. . Petrologia Metamórfica: Fundamentos para a Intepretação de Diagramas de Fase. 1. ed. São Paulo: EDUSP, 2003, v. 1, 190 p.
- CLOOS, M., 1982. Flow melanges: numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. *Geological Society of America Bulletin*, **93**: 330–344.
- COLEMAN, R.G., 1972. Blueschist metamorphism and plate tectonics. Report of the Session. International Geological Congress, 24. Anais..., USGS, v. **2**: 19–26
- COWAN, D.S., 1974. Deformation and metamorphism of the Franciscan subduction zone complex northwest of Pacheco Pass, California. In: RICHTER, R.P., RING, U., WILLNER, P. A., LEISS, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of Geological Society, London*, **164**: 203-214.
- COX, K. G., BELL, J. D., PANKHURST, R. J., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. London. George Allen & Unwin, 450p.
- DECKERT, H., RING, U., MORTIMER, N., 2002. Tectonic significance of Cretaceous bivariant extensional shear zones in the Torlesse accretionary wedge, central Otago Schist, New Zealand. In: RICHTER, R.P., RING, U., WILLNER, P. A., LEISS, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of Geological Society, London*, **164**: 203-214.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J., 1962. Rock-Forming Minerals. Vol. 3 Sheet Silicates, 111 p.
- DRAPER, G., LEWIS J.F., 1991. Metamorphic belts of central Hispaniola. In: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F., (Eds.), Geologic development of the North American-Caribbean plate boundary in Hispaniola. *Geological Society of America Special Paper*, **262**: 29–45.
- ERNST, W.G., 1972. Occurrence and mineralogic evolution of blueschist belts with time. *American Journal of Science*, **272**, 657–668.
- ERNST, W.G., 1975. Systematics of large-scale tectonics age progressions in Alpine and Circum-Pacific blueschists belts. *Tectonophysics*, **26**: 229–246.
- ERNST, W.G., 1988. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P-T paths. *Geology*, **16**: 1081–1084.
- ESKOLA, P., 1939. Die metamorphen Gesteine. In: Barth, T.F.W., Correns, C.W., Eskola, P. (Eds.), Die Entstehung der Gesteine; Ein Lehrbuch der Petrogenese. Springer, Berlin, pp. 263–407.
- FEEHAN, J.G., BRANDON, M.T., 1999. Contribution of ductile flow to exhumation of low-temperature, high-pressure metamorphic rocks. San Juan-Cascade nappes, NW Washington state. *Journal of Geophysical Research*, **104**: 10883-10902.
- FYFE, W.S., TURNER, F.J., 1966. Reappraisal of the metamorphic facies concept. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **12**: 354–364.
- GLODNY, J., LOHRMANN, J., ECHTLER, H., GRAFE, K., SEIFERT, W., COLLAO, S., FIGUEROA, O., 2005. Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from combined isotope tectonocronology and sandbox modeling of the south-central Chilean forearc. In: RICHTER, R.P., RING, U., WILLNER, P. A., LEISS, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of Geological Society, London*, **164**: 203-214.
- GODOY, E., KATO, T., 1990. Late Paleozoic serpentinites and mafic schists from the Coast Range accretionary complex , Central Chile: their relation to aeromagnetic anomalies. In: RICHTER, R.P., RING, U., WILLNER, P. A., LEISS, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of Geological Society, London*,

- 164: 203-214.
- HERVÉ, F., DAVIDSON, J., GODOY, E., MPODOZIS, C., COVACEVIC, V., 1981. The Late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, 53: 361-373.
- HERVÉ, F., KAWASHITA, K., MUNIZAGA, F., BASSEI, M., 1984. Rb-Sr isotopic ages from late Paleozoic metamorphic rocks of central Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 877-884.
- HERVÉ, F., 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*, 11: 183-188.
- HERVÉ, F., MUNIZAGA, F., PARADA, M.A., BROOK, M., PANKHURST, R.J., SNELLING, N.J., DRAKE, R., 1988. Granitoids of the coast range of central Chile: geochronology and geologic setting. In: RICHTER, R.P., RING, U., WILLNER, P. A., LEISS, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of Geological Society, London*, 164: 203-214.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A – 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523-547.
- JACOBSON, C. E., 1995. Qualitative thermobarometry of inverted metamorphism in the Pelona and Rand Schists, southern California, using calciferous amphiboles in mafic schist. *J. Metamorphic Geol.*, 13, 79-92.
- JIMÉNEZ MEJÍA, D.M.; JULIANI, C.; CORDANI, U.G., 2006. P-T-t conditions of high-grade metamorphic rocks of the Garzón Massif, Andean basement, SE Colombia. *Journal of South American Earth Science*, 21(4): 322-336.
- JULIANI, C., MCREAETH, I., 1993. Petroquímica de metabasitos: Metodologia para identificação de alterações magmáticas e pós-magmáticas. *Geologia Ciência e Técnica - Centro Paulista de Estudos Geológicos*, 10.
- JULIANI, C., 2002. GMG 5862 – Geotermobarometria e evolução P-T-t-d de terrenos metamórficos – Notas de Aulas.
- JULIANI, C., SZABÓ, G.A., BENEVIDES, T., FREITAS, F.C., PÉREZ-AGUILAR, A., 2002. GMG 332 – Petrologia metamórfica – Versão preliminar. Departamento de Mineralogia e Geotectônica – GMG, Instituto de Geociências da USP, 171 p.
- KATO, T.T., 1985. Pre-Andean orogenesis in the Coast Ranges of Central Chile. *Geological Society of America Bulletin* 96, 918-924. In: RICHTER, R.P., RING, U., WILLNER, P. A., LEISS, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of Geological Society, London*, 164: 203-214.
- KRETZ, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- LEAKE, B. E., SCHUMACHER, J. C., SMITH, D. C., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E. J. W., YOUZHI, G., 1997. Nomenclature of amphiboles. *European Journal of Mineralogy*, Stuttgart, 9: 623-651.
- LE MAITRE, R. W., BATEMAN, P., DUDECK, A., KELLER, J., LAMEYRE LE BAS, M. J., SABINE, P. A., SCHMID, R., SORONSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLEY, A. R., ZANETTIN, B., 1989. A classification of igneous rocks and glorassy of terms. In: ROLLINSON, H., 1993. Using Geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation, Zimbabwe, pp.1-344.
- LUCASSEN, F., TRUMBULL, R., FRANZ, G., CREIXELL, C., VASQUEZ, P., ROMER, R.L., FIGUEROA, O., 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean continental margin (36-41°S). In: RICHTER, R.P., RING, U., WILLNER, P. A., LEISS, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of Geological Society, London*, 164: 203-214.
- MARIOTH, R., 2001. Charakterisierung und quantifizierung thermischer und diagenetischer Prozesse im karbonischen Akkretionsprisma in Nordchile. In: RICHTER, R.P., RING, U., WILLNER, P. A., LEISS, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central

- Chile. *Journal of Geological Society, London*, **164**: 203-214.
- MARUYAMA, S., WO, M., LIOU, J.G., 1986. Experimental investigations of blueschist-greenschist transitions equilibria: Pressure dependence of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contents in sodic-amphiboles – A new barometer. In: Evans, B.W., Brown, E.H. (Eds.) Blueschists and eclogites. *Geological Society of America Memoir*, **164**: 1–16.
- MARUYAMA, S., LIOU, J.G., TERABAYASHI, M., 1996. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. *International Geology Review*, **38**: 485–594.
- MILLER, C. F. & MITTLEFEHLDT, D.W – 1982 – Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. *Geology*, **10**, 129-133.
- MIYASHIRO, A., 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, **2**: 277–311.
- MIYASHIRO, A., 1973. Metamorphism and Metamorphic belts. London, UK, George Allen & Unwin, 492 p.
- MOORE, J.C., ALLWARDT, A., 1980. Progressive deformation of a Tertiary trench slope, Kodiak Island, Alaska. In: RICHTER, R.P., RING, U., WILLNER, P. A., LEISS, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of Geological Society, London*, **164**: 203-214.
- MORTIMER, N., 1993. Jurassic tectonic history of the Otago Schist, New Zealand. In: RICHTER, R. P., RING, U., WILLNER, P. A., LEISS, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of Geological Society, London*, **164**: 203-214.
- PEARCE, J. A., 1982. A “user’s guide” to basalt discrimination diagrams. In: JULIANI, C., MCREATH, I., 1993. Petroquímica de metabasitos: Metodologia para identificação de alterações magnéticas e pós-magnéticas. *Geologia Ciência e Técnica - Centro Paulista de Estudos Geológicos*, **10**.
- PEARCE, J., 1987. An expert system for the tectonic characterization of ancient volcanic rocks. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, **32**: 3251-3265.
- PEARCE, J. A., CANN, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **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** (4): 956-983.
- PEARCE, J.A., NORRY, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.
- PECCERILLO, A., TAYLOR, S. R. – 1976 – Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral Petrol.*, **58**: 63-81.
- PLATT, J. P., 1975. Metamorphic and deformational process in the Franciscan Complex: California, some insights from the Catalina schist terrane. *Geological society of America Bulletin*, **86**: 1337-1347.
- PLATT, J.P., 1987. The uplift of high-pressure-low-temperature metamorphic rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A* **321**: 87–103.
- POWELL, R., HOLLAND, T. J. B., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: I Methods and worked example. *Journal of Metamorphic Geology*, **1**: 327-342.
- POWELL, R., HOLLAND, T. J. B., 1988 An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: III Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**: 173–204.
- RAYMOND, L. A., 1995. Petrology: The study of igneous, sedimentary, metamorphic rocks. In: RICHARD, N. A. JR., BETSY, R. B., TREVOR, A. JACKSON., PETER, W. S., 2003. Blueschist-Greenschist Transition in the Mt. Hibernia Schist, Union Hill, Parish of St. Thomas, Jamaica. *International Geology Review*, **Vol 45**, p 1-15.
- RICHTER, R.P., RING, U., WILLNER, P. A., LEISS, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of Geological Society, London*, **164**: 203-214.

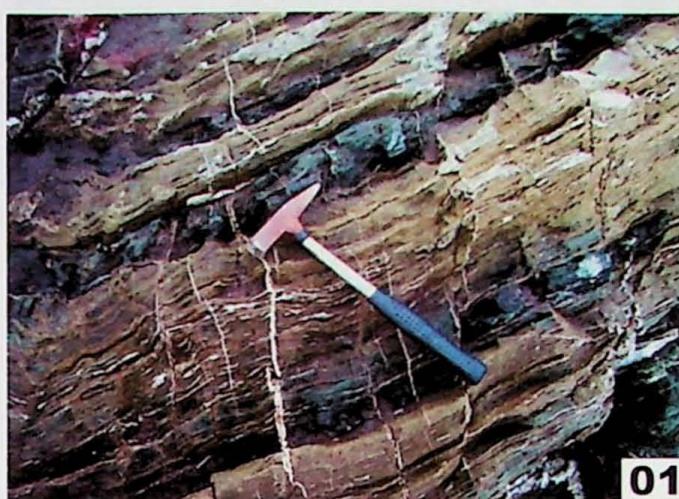
- RICKWOOD, P. C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, **22**, 247-263.
- RING, U., BRANDON, M.T., 1999. Ductile strain, coaxial deformation and mass loss in the Franciscan complex: implications for exhumation process in subduction zones. In: RICHTER, R.P., RING, U., WILLNER, P. A., LEISS, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of Geological Society, London*, **164**: 203-214.
- ROBINSON, P., SPEAR, F. S., SCHUMACHER, J. C., LAIRD, J., KLEIN, C., EVANS, B. W., DOOLAN, B. L., 1981. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *Reviews in Mineralogy*, Washington, **9B**: 1-228.
- ROLLINSON, H., 1993: Using Geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation, Zimbabwe, pp.1-344.
- SMITH, C.A., SISSON, V.B., AVÉ-LALLEMANT, H.G., COPELAND, P., 1999. Two contrasting pressure-temperature-time paths in the Villa de Cura blueschist belt, Venezuela: Possible evidence for Late Cretaceous initiation of subduction in the Caribbean. *Geological Society of America Bulletin*, **111**: 831-848.
- SPEAR, F. S., 1989. Petrologic determination of metamorphic pressure – temperature – time paths. In: Spear, F. S., Peacock, S. M., 1989. Metamorphic pressure pressure – temperature – time paths. Short Course in Geology, American Geophysical Union, Washington D.C., 1-55 p.
- SPEAR, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America, 92, 95, 406, 414, 799 p.
- SUPPE, J., 1973. Geology of the Leech Lake Mountain-Ball Mountain Region, California: a Cross-section of Northeastern Franciscan Belt and its Tectonic Implications. University os California Press, Berkeley.
- TAYLOR, S. R., MCLENNAN. S. M., 1985. The continental crust: Its composition and evolution. In: ROLLINSON, H., 1993. Using Geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation, Zimbabwe, pp.1-344.
- TISCHENDORF, G., Gottesmann B., Förster, H. J., Trumbull, R. B., 1997. On Li-bearing micas: Estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineral Magaz*, **6**: 809-834.
- WERNICK, E. 2004. Rochas Magmáticas: Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. São Paulo: Editora UNESP, 655 p.
- WILLNER, A.P., HERVÉ, F., MASSONNE, H.-J., 2000. Mineral chemistry and pressure-temperature evolution of two contrasting high-pressure-low-temperature belts in the Chonos Archipelago, Southern Chile. *Journal of Petrology*, **41**: 309-330.
- WILLNER, A.P., 2005. Pressure-temperature evolution of a Late Paleozoic paired metamorphic belt in North-Central Chile (34°–35° 30' S). *Journal of Petrology*, **46**: 1805-1833.
- WILLNER, A.P., THOMSON, S.N., KRÖNER, A., WARTHO, J.A., WIJBRANS, J.R., HERVÉ, F., 2005. Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Paleozoic paired metamorphic belt in North-Central Chile (34°–35° 30' S). *Journal of Petrology*, **46**: 1835-1855.
- YARDLEY B.W.D., 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman Scientific & Technical, UK, 248 p.

## **ANEXO I – MAPA DE PONTOS**



**Anexo I:** Imagem da Praia de *Infernillo*, na cidade de Pichilemu (Chile). Os círculos amarelos representam os afloramentos visitados, devidamente georeferenciados. **Fonte:** Google Earth (2007).

## **ANEXO II – FOTOS DE CAMPO**



01



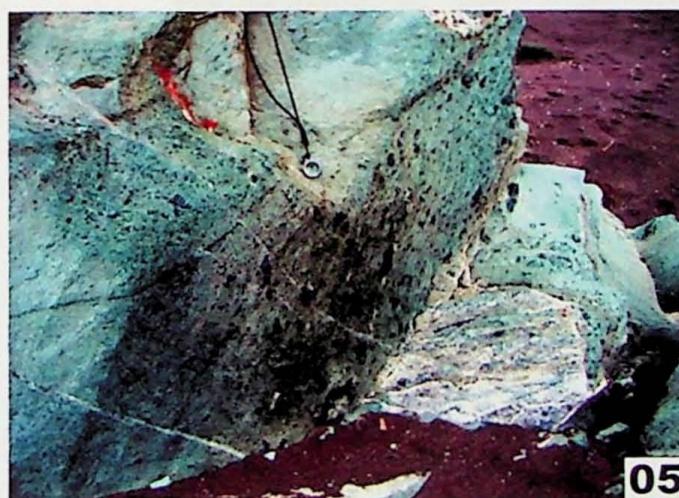
02



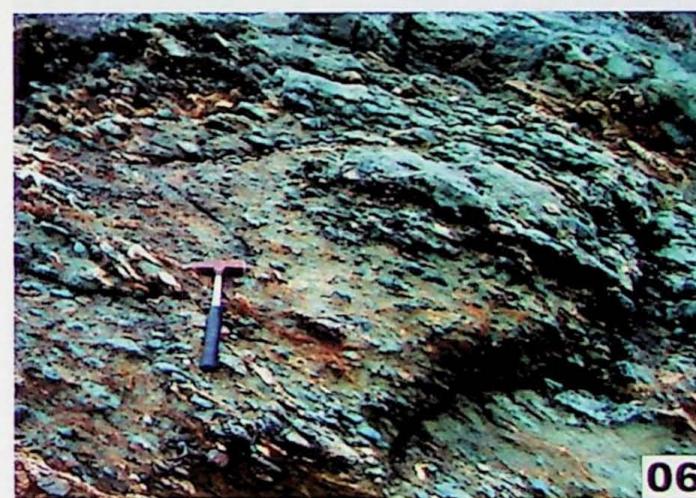
03



04



05



06

**Foto 01.** Intercalação de xistas verdes e xistas azuis em bandas centimétricas em metabasitos.

**Foto 02.** Xisto verde de aspecto mais foliado em contato com xisto azul laminado.

**Foto 03.** Metatufo fino em fácies xisto verde (partículas menores que 0,062 mm).

**Foto 04.** Metatufo grosso em fácies xisto verde (partículas entre 2 e 0,062 mm).

**Foto 05.** Meta-lápili tufo em fácies xisto verde (partículas entre 64 e 2 mm).

**Foto 06.** Meta-aglomerado vulcânico em fácies xisto verde (fragmentos > 64 mm)



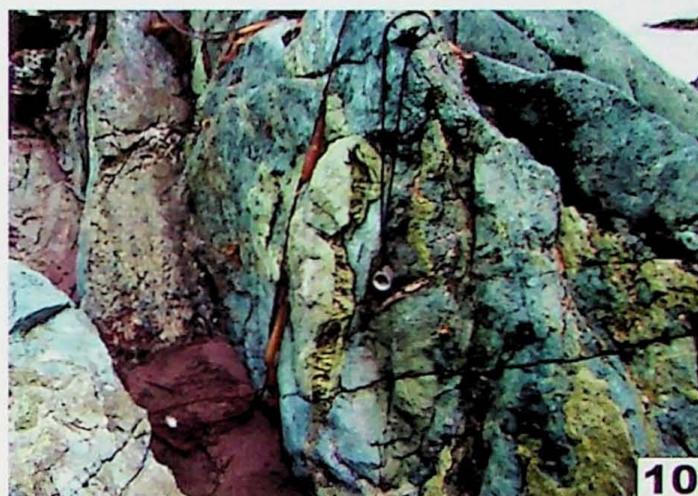
07



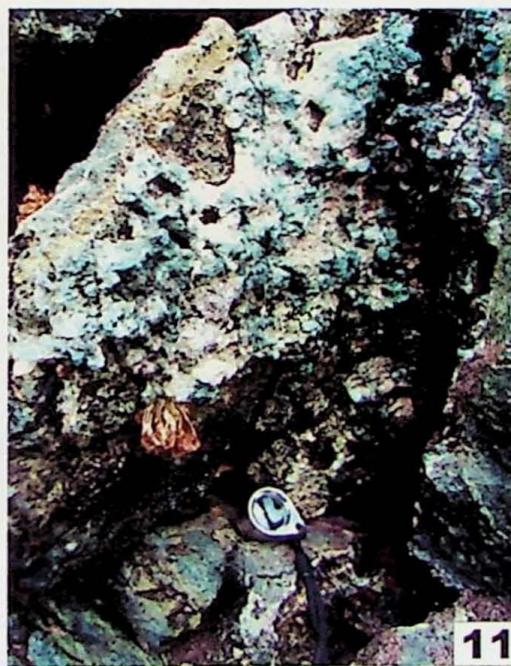
08



09



10



11



12

Foto 07. *Pillow lavas* em fácies xisto verde, e material *interpillow* de coloração azulada.

Foto 08. Estrutura de sobrecarga preservada em metabasito de fácies xisto azul. Detalhe para as laminationes internas na banda mais azulada.

Foto 09. Nódulo de manganês em *metachert*.

Foto 10. Zonas monominerálicas irregulares constituídas por epidoto.

Foto 11. Veio de antífibólito azul e feldspato.

Foto 12. Quartzito com estilpnómelano em contato com metabasito verde.



13



14



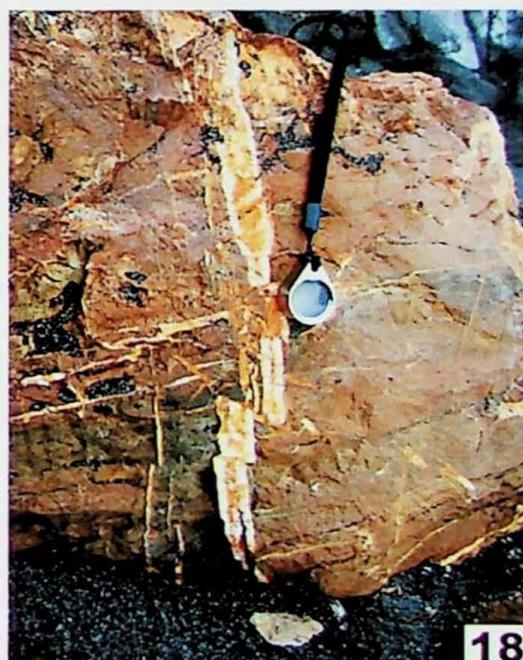
15



16



17



18

Foto 13. Metassedimento brechóide cortado por veios de feldspato.

Foto 14. Metaconglomerado com matriz suportada.

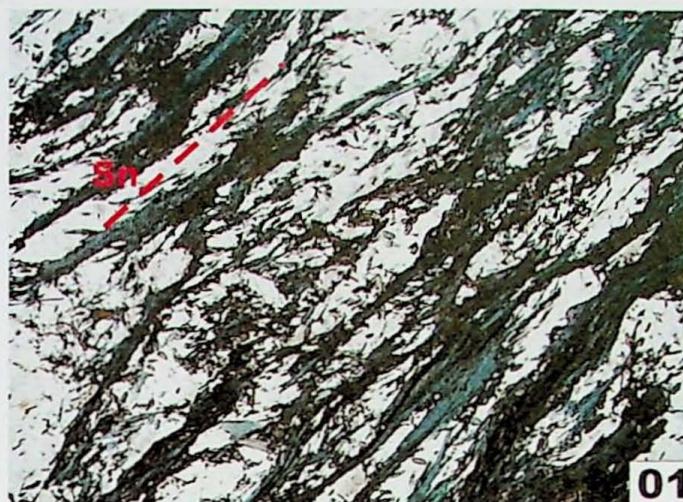
Foto 15. Crenulações em zona de transposição da  $S_{n+1}$ .

Foto 16. Porção muito deformada por dobras.

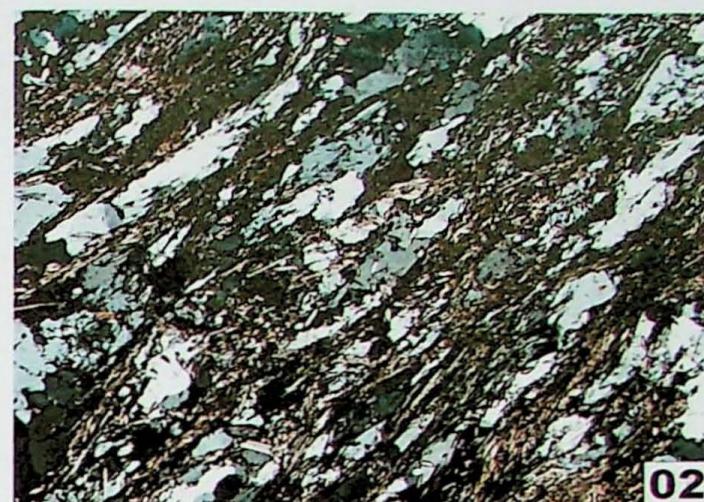
Foto 17. Quartzito (com estilpnometano) brechóide com fragmentos angulosos de metabasito.

Foto 18. Pequenas falhas no veio de feldspato em quartzito com estilpnometano.

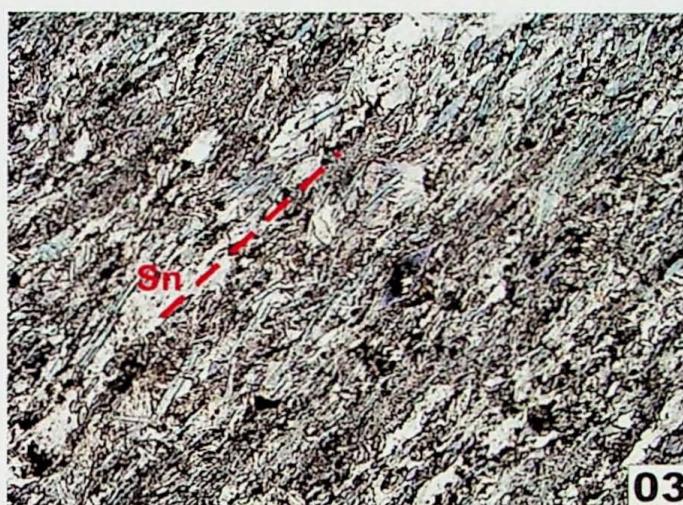
### **ANEXO III– FOTOMICROGRAFIAS**



01



02



03



04



05



06

**Fotomicrografia 01.** Textura nemato-granoblástica em xisto azul. Lado maior da foto 3,2 mm.

**Fotomicrografia 02.** Textura nemato-granoblástica em xisto azul. Lado maior da foto 3,2 mm.

**Fotomicrografia 03.** Cristais sub-idioblásticos de anfibólito sódico concordantes com a  $S_n$ . Lado maior da foto 3,2 mm.

**Fotomicrografia 04.** Matriz granoblástica quartzo-feldspática com carbonato. Lado maior da foto 3,2 mm.

**Fotomicrografia 05.** "Trilhas" monominerálicas de titanita + opacos em filito glaucofânico. Lado maior da foto 3,2 mm.

**Fotomicrografia 06.** Veios de carbonato dobrados segundo a  $S_{n+1}$ . Lado maior da foto 3,2 mm.

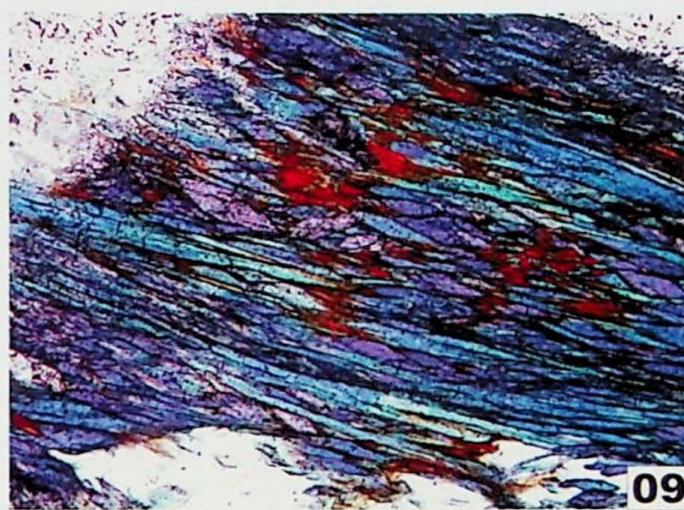
Fotomicrografias 02 e 04 obtidas com polarizadores cruzados e 01, 03, 05 e 06 com polarizadores paralelos.



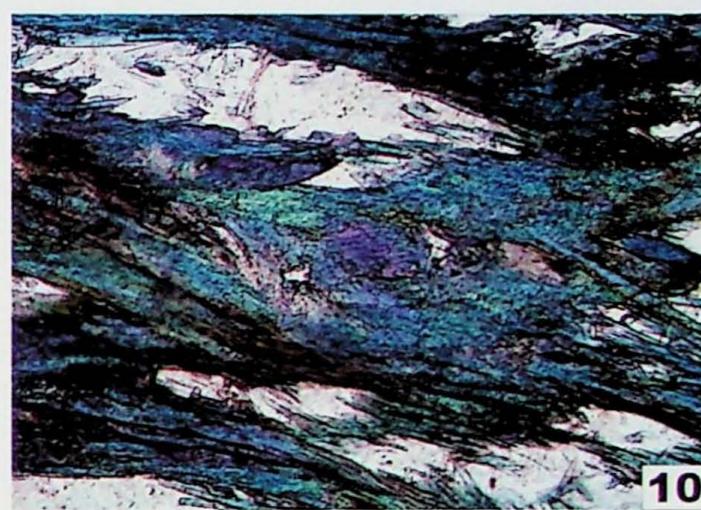
07



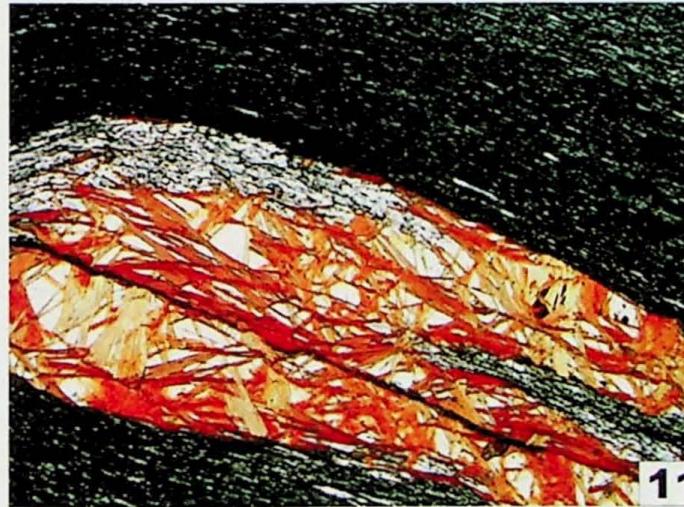
08



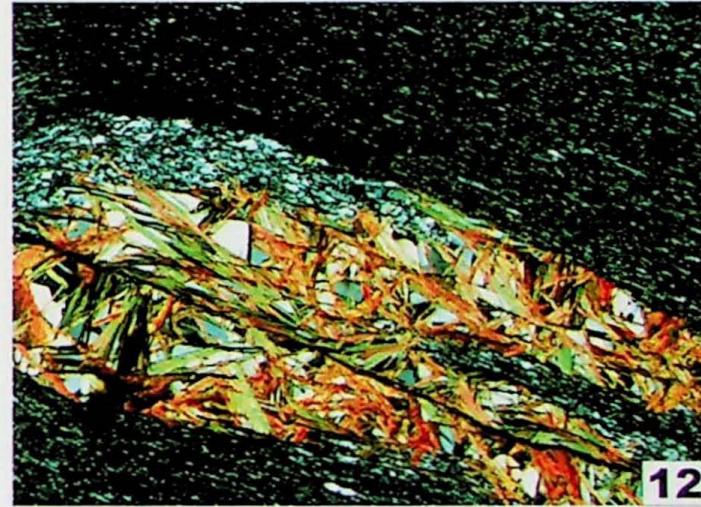
09



10



11



12

**Fotomicrografia 07.** Cristais sub-idioblásticos de anfibólito sódico. Lado maior da foto 0,65 mm.

**Fotomicrografia 08.** Zonamento de anfibólito em xistos azuis transicionais. Núcleo azul lavanda (anfibólito sódico) e bordas esverdeadas (anfibólito sódico-cálcico). Lado maior da foto 0,65 mm.

**Fotomicrografia 09.** Cristais de anfibólitos sódicos e sódicos-cálcicos intercrescidos em xisto azul transicional. Lado maior da foto 0,65 mm.

**Fotomicrografia 10.** Núcleos reliquias de anfibólito sódico azul lavanda substituídos por anfibólito sódico-cálcico em xisto azul transicional. Lado maior da foto 0,65 mm.

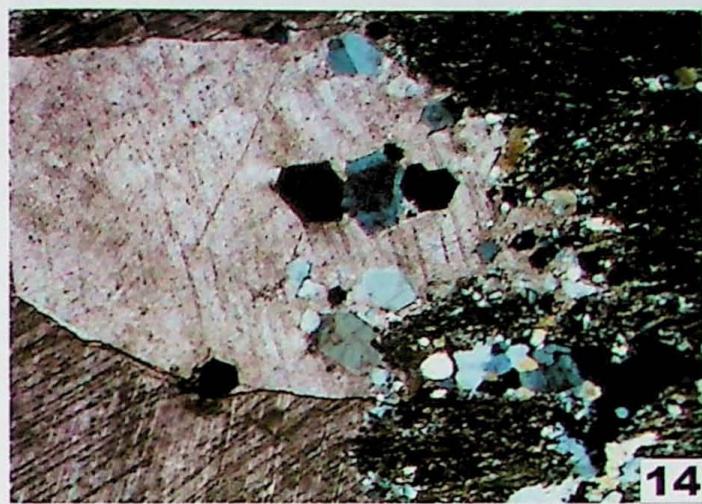
**Fotomicrografia 11.** Leito monominerálico de estilpnómelano fibrorradiado e dobrado em filito glaucofânico. Lado maior da foto 0,65 mm.

**Fotomicrografia 12.** Leito monominerálico de estilpnómelano fibrorradiado e dobrado em filito glaucofânico. Lado maior da foto 0,65 mm.

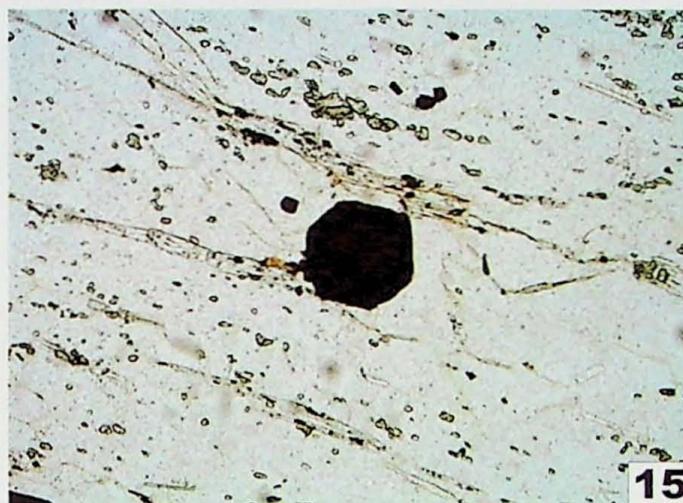
**Fotomicrografia 12** obtida com polarizadores cruzados e **07, 08, 09, 10 e 11** com polarizadores paralelos.



13



14



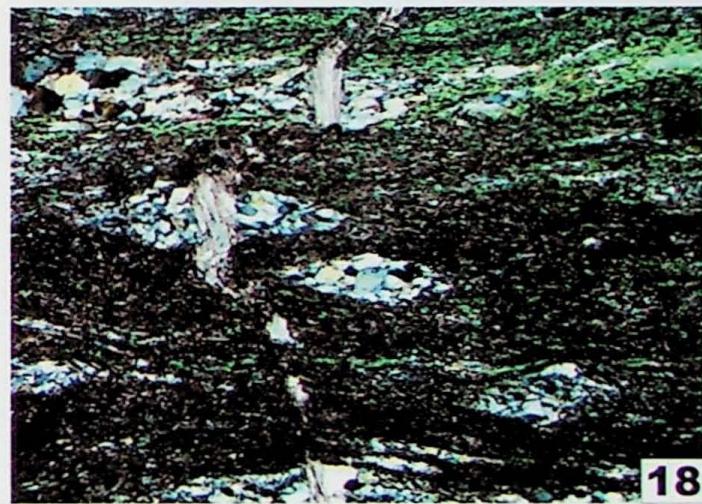
15



16



17



18

**Fotomicrografia 13.** Inclusões de quartzo idioblástico em veio de carbonato. Lado maior da foto 1.30 mm.

**Fotomicrografia 14.** Inclusões de quartzo idioblástico em veio de carbonato. Lado maior da foto 1.30 mm. .

**Fotomicrografia 15.** Cristal de opaco idioblástico. Lado maior da foto 3,2 mm.

**Fotomicrografia 16.** Cristal de opaco com hábito esqueletal. Lado maior da foto 3,2 mm.

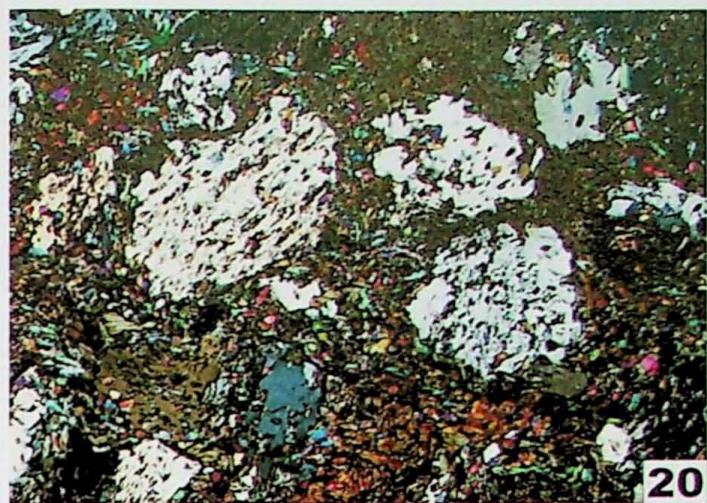
**Fotomicrografia 17.** Quartzo lenticularizado concordante com a  $S_{n+1}$ , e veio de carbonato falhado Lado maior da foto 3,2 mm.

**Fotomicrografia 18.** .Quartzo lenticularizado concordante com a  $S_{n+1}$ , e veio de carbonato falhado Lado maior da foto 3,2 mm.

Fotomicrografias 14 e 18 obtidas com polarizadores cruzados e 13, 15, 16 e 17 com polarizadores paralelos.



19



20



21



22



23



24

Fotomicrografia 19. Poiquilobasto de albita. Lado maior da foto 3,2 mm.

Fotomicrografia 20. Poiquilobasto de albita. Lado maior da foto 3,2 mm.

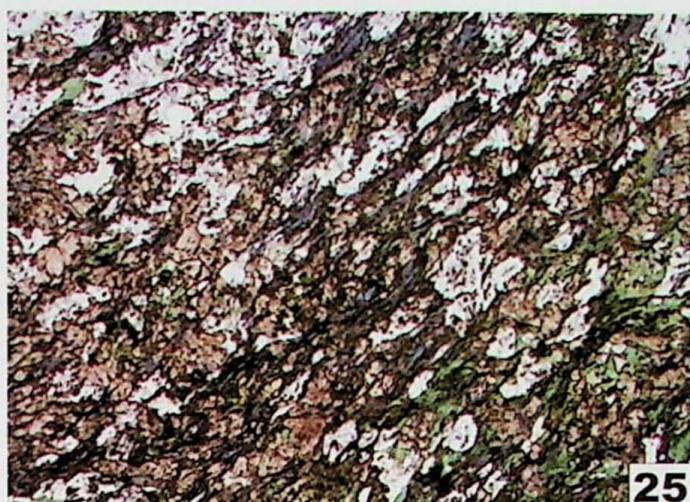
Fotomicrografia 21. Foliação milonítica  $S_{n+1}$ . Lado maior da foto 3,2 mm.

Fotomicrografia 22. Foliação milonítica  $S_{n+1}$ . Lado maior da foto 3,2 mm..

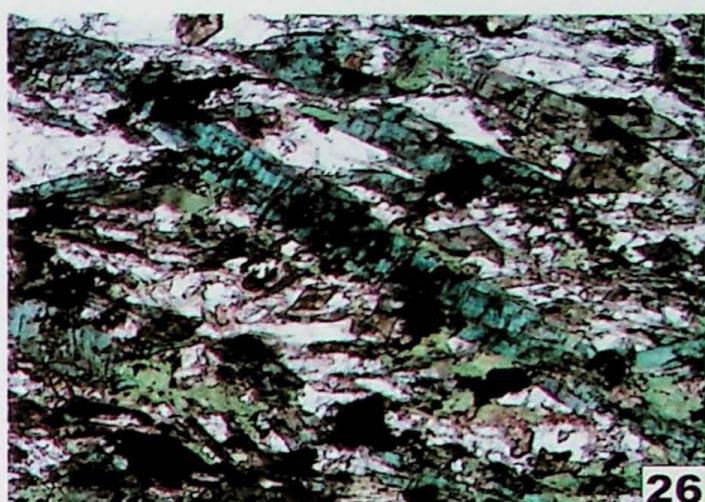
Fotomicrografia 23. Foliação  $S_{n+1}$  crenulada. Lado maior da foto 3,2 mm.

Fotomicrografia 24. Foliação  $S_{n+1}$  crenulada. Lado maior da foto 3,2 mm.

Fotomicrografias 20, 22 e 24 obtidas com polarizadores cruzados e 19, 21 e 23 com polarizadores paralelos.



25



26



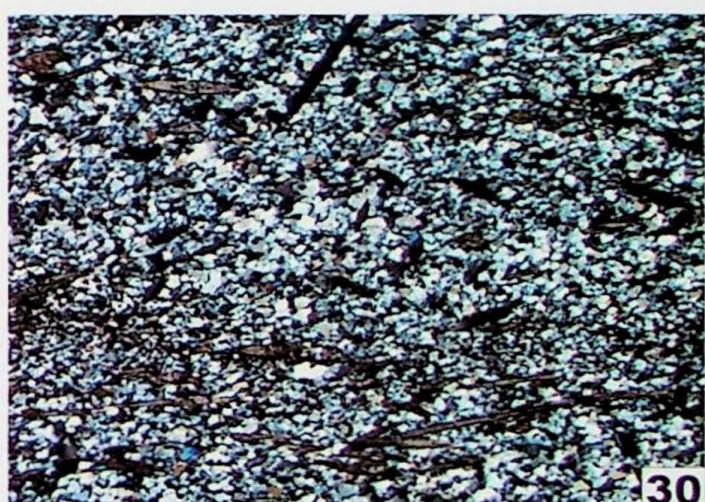
27



28



29



30

**Fotomicrografia 25.** Metabasito em fácie xisto verde com núcleos de glaucofânio preservado em meio à associação retrometamórfica epidoto + clorita. Lado maior da foto 3,20 mm.

**Fotomicrografia 26.** Anfibólito sódico-cálcico reliquiar verde azulado em xisto verde cloritizado. Lado maior da foto 0,65 mm.

**Fotomicrografia 27.** Banda biminerálica de epidoto + clorita em xisto verde. Lado maior da foto 1,63 mm.

**Fotomicrografia 28.** Veio de carbonato com anfibólito concentrado na borda. Lado maior da foto 3,20 mm.

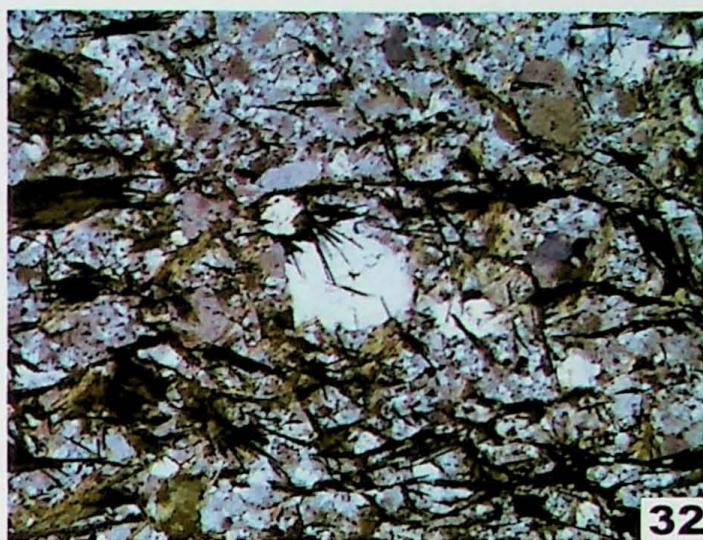
**Fotomicrografia 29.** Glaucofânio quartzito com anfibólitos concordantes com a  $S_n$ . Lado maior da foto 3,20 mm.

**Fotomicrografia 30.** Glaucofânio quartzito com anfibólitos concordantes com a  $S_n$ . Lado maior da foto 3,20 mm.

Fotomicrografia 30 obtida com polarizadores cruzados e 25, 26, 27, 28 e 29 com polarizadores paralelos.



31



32

**Fotomicrografia 31.** Cristais fibrorradiados de estilpnomelano em quartzito ferruginoso. Lado maior da foto 1,63 mm.

**Fotomicrografia 32.** Cristais fibrorradiados de estilpnomelano em quartzito ferruginoso. Lado maior da foto 1,63 mm.

Fotomicrografia 32 obtida com polarizadores cruzados e 31 com polarizadores paralelos.

## **ANEXO IV – ANÁLISES QUÍMICAS PONTUAIS**

Tabela 1: Análises químicas pontuais em anfíbólitos.

	Xistos verdes						Xistos azuis					
Amostra	135B	139B	138J	138H	138H	138K	138H	138K	138H	138K	138H	151B
SiO <sub>2</sub>	54.14	54.34	56.55	56.05	55.59	56.25	56.13	55.73	55.10	57.29	56.17	53.61
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.01	0.05	0.10	0.07	0.05	0.07	0.23	0.00	0.03	0.04	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.16	1.29	0.93	0.74	1.60	6.97	7.14	6.82	8.99	2.30	3.45	8.18
FeO	14.36	14.36	8.75	8.86	10.59	18.01	18.29	18.11	11.33	18.07	13.46	13.91
MnO	0.28	0.28	0.21	0.20	0.16	0.35	0.29	0.41	0.19	0.19	0.26	0.16
MgO	14.42	15.01	18.75	18.59	17.79	7.76	7.42	8.06	4.30	10.80	13.98	10.52
CaO	9.78	9.68	12.04	11.91	9.20	1.24	1.03	1.73	5.30	2.97	5.84	0.85
Na <sub>2</sub> O	1.70	1.84	0.57	0.44	1.89	6.56	6.61	6.13	6.66	5.22	4.05	6.92
K <sub>2</sub> O	0.10	0.08	0.04	0.04	0.08	0.04	0.03	0.03	0.05	0.08	0.04	0.01
F	0.15	0.00	0.00	0.16	0.04	0.07	0.00	0.07	0.16	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
Total	97.12	96.89	97.89	97.12	97.01	97.32	97.00	97.14	98.31	97.14	97.24	97.89
O_F_Cl	0.06	0.00	0.00	0.08	0.02	0.03	0.00	0.03	0.07	0.00	0.00	0.01
TSi	7.78	7.81	7.89	7.90	7.77	8.00	8.00	7.93	8.29	8.14	7.89	7.72
TAl	0.22	0.19	0.11	0.11	0.23	0.00	0.00	0.07	0.00	0.11	0.28	0.11
TFe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum_T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.29	8.14	8.00	8.00	8.00
CAI	0.15	0.03	0.05	0.02	0.03	1.16	1.20	1.08	1.59	0.38	0.46	1.22
CCr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CFe <sup>3+</sup>	0.56	0.66	0.29	0.34	0.90	0.63	0.64	0.75	0.00	0.94	0.78	0.79
CTI	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.71	0.02	0.00	0.00
CMg	3.09	3.22	3.90	3.90	3.71	1.65	1.58	1.71	0.96	2.29	2.93	2.16
CFe <sup>2+</sup>	1.17	1.07	0.74	0.70	0.33	1.51	1.54	1.41	1.43	1.21	0.80	0.82
CMn	0.03	0.04	0.02	0.02	0.04	0.04	0.05	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02
CCa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.14	0.00	0.00
Sum_C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BMn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BCa	1.51	1.49	1.80	1.80	1.38	0.19	0.16	0.26	0.57	0.32	0.88	0.13
BNa	0.47	0.51	0.16	0.12	0.51	1.81	1.83	1.69	1.44	1.44	1.10	1.85
Sum_B	1.98	2.00	1.96	1.92	1.89	2.00	1.98	1.96	2.00	1.75	1.98	1.97
ACA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51	0.00	0.00	0.07
AK	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sum_A	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.52	0.01	0.01	0.03

Recálculo baseado em 13 e 15 cátions (anfíbólitos calcicos e sódicos respectivamente), 23 O.

Quartzito						
	151B	151B	151B	138E	138E	138E
53.17	53.17	54.28	55.82	53.69	54.94	55.50
0.00	0.00	0.06	0.06	0.05	0.12	0.01
8.73	8.73	2.89	6.75	10.54	7.60	7.85
18.91	18.91	16.89	18.69	19.76	21.17	20.59
0.12	0.12	0.21	0.14	0.07	0.09	0.22
8.74	8.74	12.38	8.33	6.15	6.71	6.00
1.65	1.65	7.01	1.07	0.55	0.76	0.49
5.87	5.87	3.29	6.57	6.46	6.87	6.90
0.11	0.11	0.08	0.02	0.00	0.02	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.14
0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00
97.29	97.29	97.09	97.45	97.42	98.28	97.68
0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.06
7.48	7.48	7.80	7.89	7.60	7.78	7.92
0.52	0.52	0.20	0.11	0.41	0.22	0.08
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
0.93	0.93	0.29	1.01	1.35	1.05	1.24
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1.48	1.48	0.81	0.96	1.11	1.02	0.78
0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
1.83	1.83	2.65	1.76	1.30	1.42	1.28
0.75	0.75	1.22	1.25	1.23	1.49	1.68
0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1.85	1.85	2.00	1.96	1.86	2.00	1.98
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0.25	0.25	1.08	0.16	0.08	0.12	0.07
1.60	1.60	0.92	1.80	1.77	1.89	1.91
0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01

Tabela 2: Análises químicas pontuais realizadas em mica branca.

Análise	Xistos azuis transicionais			Xistos azuis			Xistos verdes		
	151B	151B	138K	138K	138K	135B	135B	139B	139B
SiO <sub>2</sub>	47.38	43.89	51.11	49.47	50.26	50.74	49.85	45.94	51.05
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.11	0.09	0.12	0.17	0.03	0.06	0.04	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.89	32.61	23.11	22.96	23.24	24.46	24.30	23.13	24.95
MgO	6.10	3.98	4.66	6.05	5.04	4.16	4.26	6.51	4.39
CaO	0.08	0.12	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.02	0.32
BaO	0.24	0.31	0.64	0.49	0.45	0.57	0.79	0.73	0.16
MnO	0.03	0.05	0.06	0.05	0.06	0.04	0.04	0.10	0.02
FeO	7.13	4.99	3.63	4.20	4.21	5.11	4.27	7.11	2.97
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.07	0.08	0.07	0.10	2.46	0.11	0.27	0.12
K <sub>2</sub> O	9.12	9.03	10.57	9.72	10.43	7.43	10.47	8.35	10.56
F	0.08	0.00	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	93.25	95.16	94.03	93.12	93.99	95.04	94.15	92.18	94.75
Si	6.66	5.97	7.01	6.86	6.92	6.86	6.86	6.54	6.90
Al <sup>IV</sup>	1.34	2.03	0.99	1.14	1.08	1.14	1.14	1.46	1.10
Sum T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al <sup>VI</sup>	2.45	3.19	2.75	2.61	2.68	2.76	2.81	2.43	2.87
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.28	0.81	0.95	1.25	1.03	0.84	0.87	1.38	0.88
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.84	0.57	0.42	0.49	0.48	0.58	0.49	0.85	0.34
Sum O	4.58	4.58	4.14	4.36	4.23	4.19	4.18	4.67	4.11
Ca	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Ba	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.01
Na	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.65	0.03	0.07	0.03
K	1.63	1.57	1.85	1.72	1.83	1.28	1.84	1.52	1.82
Sum A	1.69	1.62	1.91	1.76	1.88	1.96	1.91	1.63	1.91

Cálculo de íons baseado em 14 cátions e 22 O.

Tabela 3: Análises química pontuais em estilipnomelano e clorita.

Amostra	Estilipnomelano			Clorita		
	Quartzito		Xisto azul	Amostra		Xistos verdes
	138E	151B	151B	SiO <sub>2</sub>	139B	139B
SiO <sub>2</sub>	37.32	47.67	47.52	27.26	28.90	27.57
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.03	0.06	TiO <sub>2</sub>	0.00	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.54	6.01	6.12	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.62	19.57
FeO	17.08	23.27	23.28	FeO	23.70	18.49
MnO	0.29	0.82	0.78	MnO	0.33	0.22
MgO	7.92	10.17	9.84	MgO	16.74	19.14
BaO	0.00	0.04	0.06	CaO	0.06	0.51
CaO	0.04	0.02	0.04	Na <sub>2</sub> O	0.00	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.04	0.08	K <sub>2</sub> O	0.01	0.04
K <sub>2</sub> O	0.30	0.16	0.20	Total	86.71	84.42
Total	92.60	88.23	87.98	Total	86.71	87.01
F	0.00	0.07	0.00	Cl	0.00	0.01
Si	5.59	7.75	7.75	Si	5.76	6.05
Al <sup>V</sup>	2.41	0.25	0.25	Al <sup>V</sup>	2.24	1.95
Al <sup>VI</sup>	2.80	0.90	0.93	Sum <sub>T</sub>	8.00	8.00
Ti	0.00	0.00	0.01	Al <sup>VI</sup>	2.39	2.51
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	Ti	0.00	0.01
Fe <sup>2+</sup>	2.14	3.16	3.18	Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	Fe <sup>2+</sup>	4.19	3.06
Mn	0.04	0.11	0.11	Cr	0.00	0.00
Mg	1.77	2.46	2.39	Mn	0.06	0.04
Ba	0.00	0.00	0.00	Mg	5.27	5.97
Ca	0.01	0.00	0.01	Ca	0.01	0.11
Na	0.03	0.01	0.03	Na	0.00	0.01
K	0.06	0.03	0.04	K	0.00	0.01
CF	0.00	0.07	0.00	CF	0.00	0.00
CCl	0.01	0.00	0.00	CCl	0.00	0.00

Estilipnomelano: íons calculados com base em 14 cátions e 24 O. Clorita: íons calculados com base em 20 cátions e 22 O.

Tabela 4: Análises químicas pontuais em epidoto e titanita.

	Epidoto		Xisto verde		Amostra		Xisto azul transicional		Titanita	
	139B	139B	139B	139B	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	151A	151A	151A	151A
SiO <sub>2</sub>	38.03	37.64			30.94	30.90				30.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.34	22.09			37.70	38.18				37.75
FeO	0.00	0.00			0.97	0.93				0.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.22	15.03			0.00	0.00				0.00
MgO	0.00	0.00			Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.08				1.12
CaO	22.78	22.96			MnO	0.01				0.03
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.00			MgO	0.11				0.00
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.00			CaO	28.08				28.46
Total	97.51	97.73			Total	98.89				98.96
Si	3.05	3.02			Si	4.08				4.04
Al	2.11	2.09			Al	0.15				0.15
Fe <sup>3+</sup>	0.86	0.91			Ti	3.74				3.75
Ca	1.95	1.97			Fe <sup>3+</sup>	0.11				0.11
					Mg	0.02				0.00
					Ca	3.96				4.00
										4.03

Epidoto: íons calculados com base em 8 cátions e 12.5 O. Titanita: 12 cátions e 20 O.

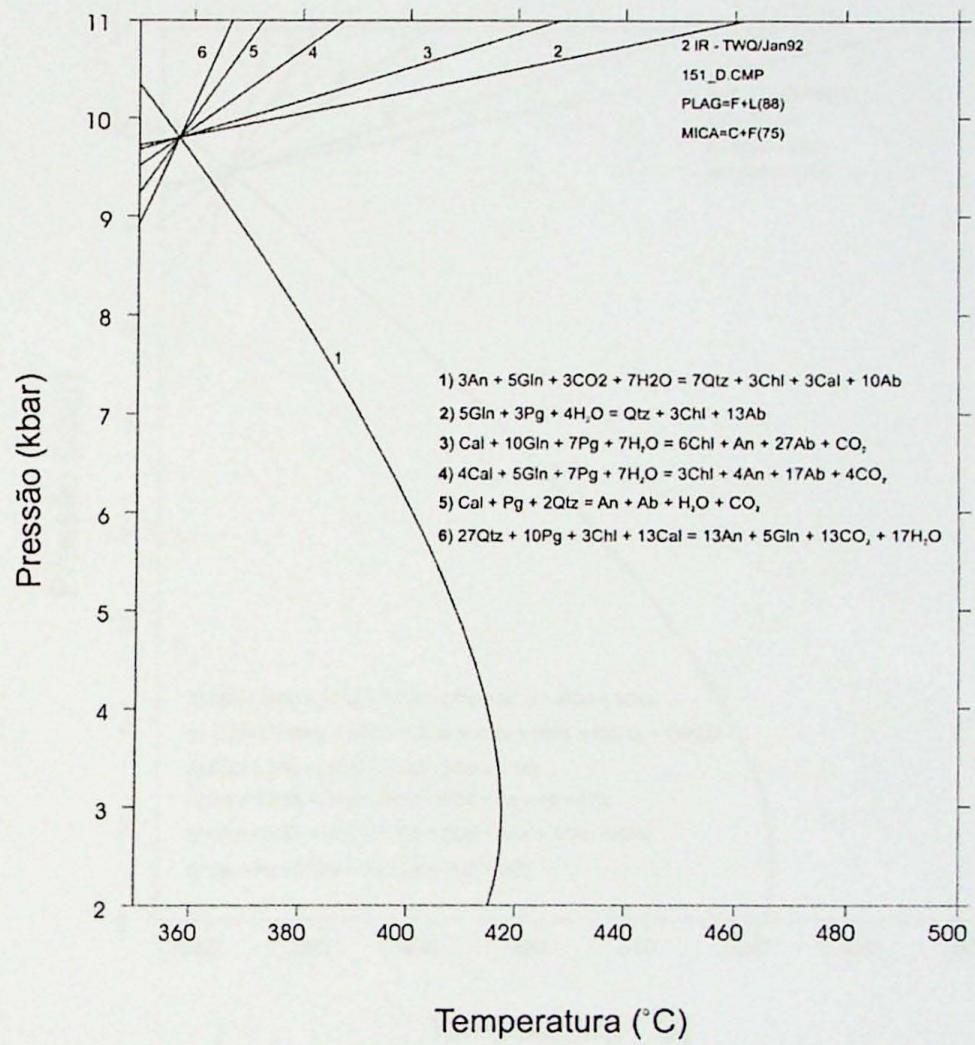
**Tabela 5:** Análises químicas pontuais em plagioclásio.

Amostra	Xistos verdes				Xistos azuis				*138E
	135B	135B	139B	139B	138J	138J	151B	151B	
SiO <sub>2</sub>	67.80	67.83	68.72	68.83	68.26	67.81	68.66	68.12	69.08
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.57	19.46	19.76	19.74	19.36	18.53	19.83	19.64	19.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.29	0.27	0.10	0.17	0.04	0.48	0.06	0.04	0.01
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.02	0.00	1.33	0.00	0.00	0.01	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
CaO	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	0.00	0.01	0.02	0.03
Na <sub>2</sub> O	11.70	11.77	11.77	11.90	11.61	11.19	12.02	11.94	11.85
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.01	0.05	0.02	0.06	0.02	0.02	0.07
Total	<b>99.42</b>	<b>99.45</b>	<b>100.44</b>	<b>100.76</b>	<b>99.34</b>	<b>99.40</b>	<b>100.61</b>	<b>99.80</b>	<b>101.01</b>
Si	11.93	11.93	11.95	11.95	12.00	11.94	11.93	11.93	11.95
Al	4.05	4.03	4.05	4.03	4.01	3.84	4.06	4.05	4.07
Fe <sup>3+</sup>	0.04	0.04	0.01	0.02	0.01	0.06	0.01	0.01	0.00
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	3.99	4.01	3.97	4.00	3.95	3.82	4.05	4.06	3.97
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02
Ab	99.80	99.80	99.70	99.60	99.70	99.60	99.80	99.90	99.50
An	0.20	0.20	0.20	0.20	0.10	0.00	0.10	0.00	0.10
Or	0.10	0.00	0.10	0.20	0.10	0.30	0.10	0.10	0.40

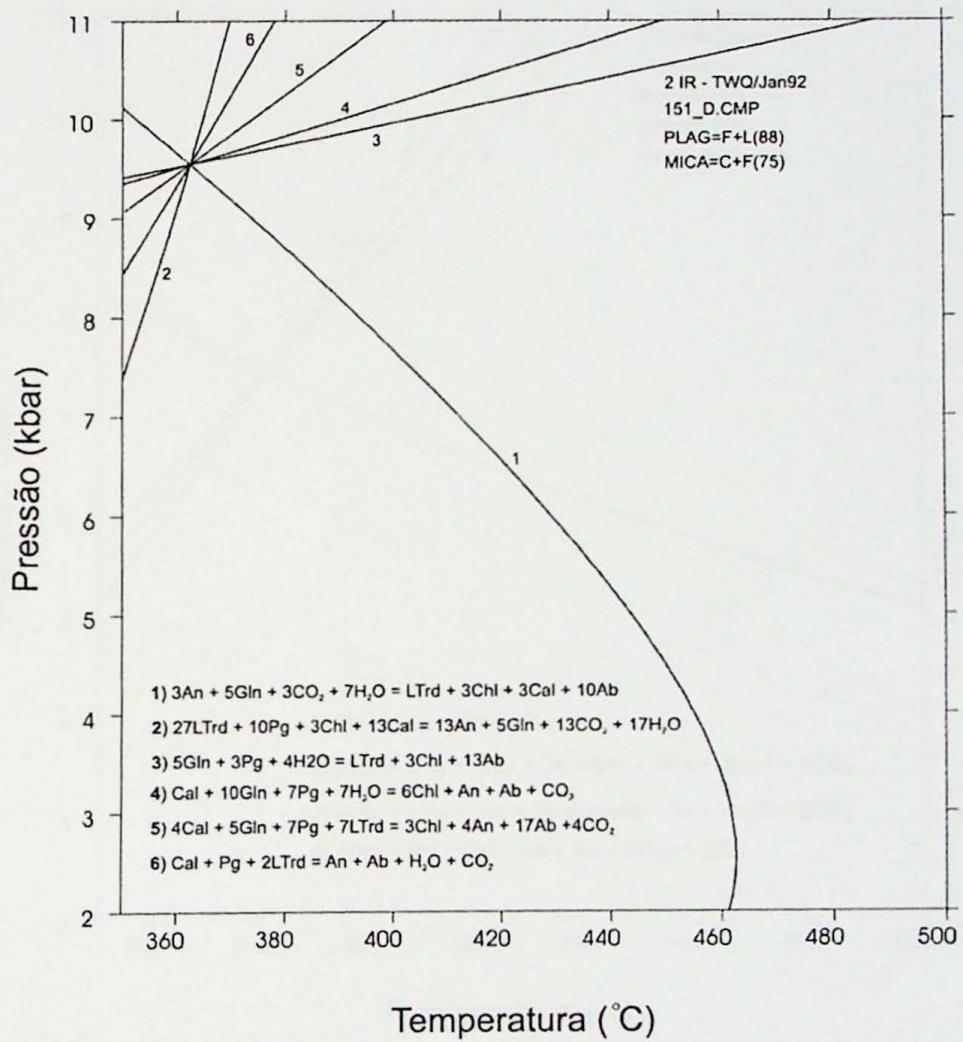
*Ions calculados com base em 20 cátions e 32 O.  
\*Análise realizada em veio de plagioclásio quartzo*

**ANEXO V – GRÁFICOS P-T**

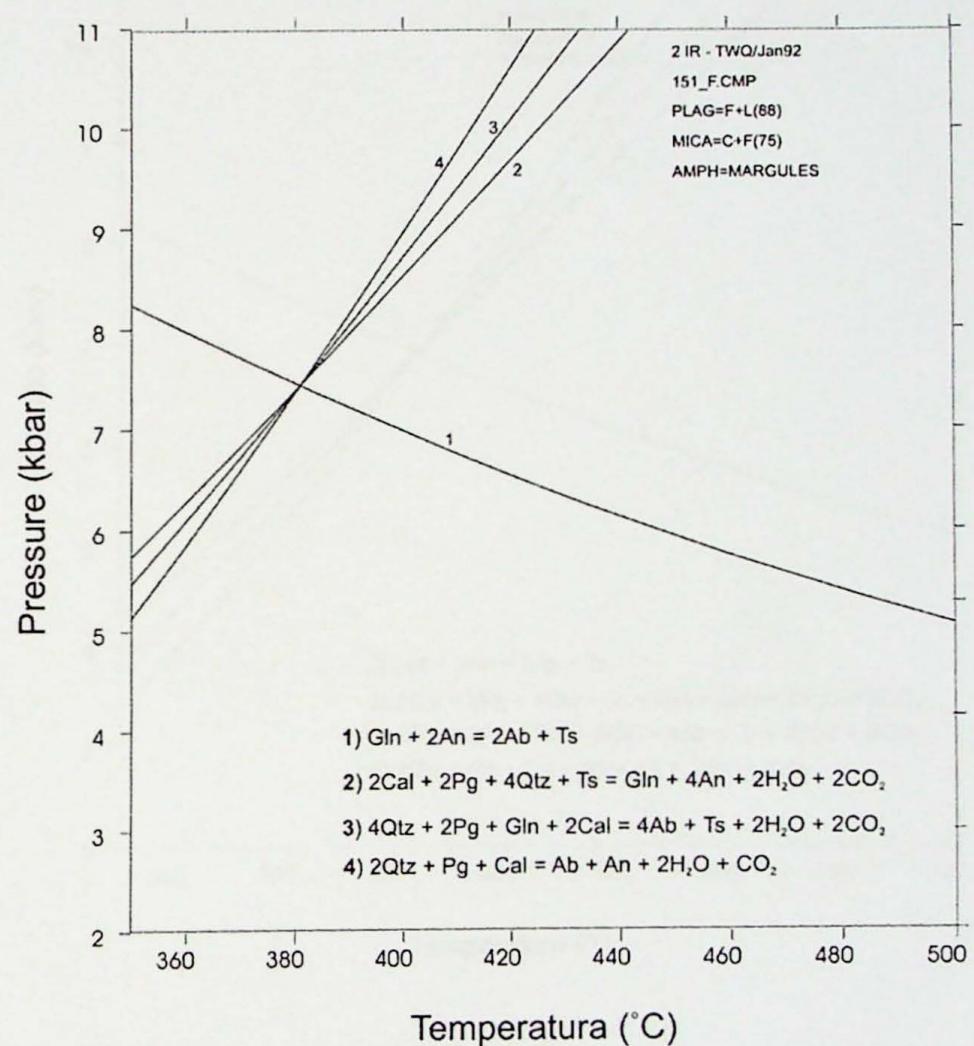
**AMOSTRA 151B**



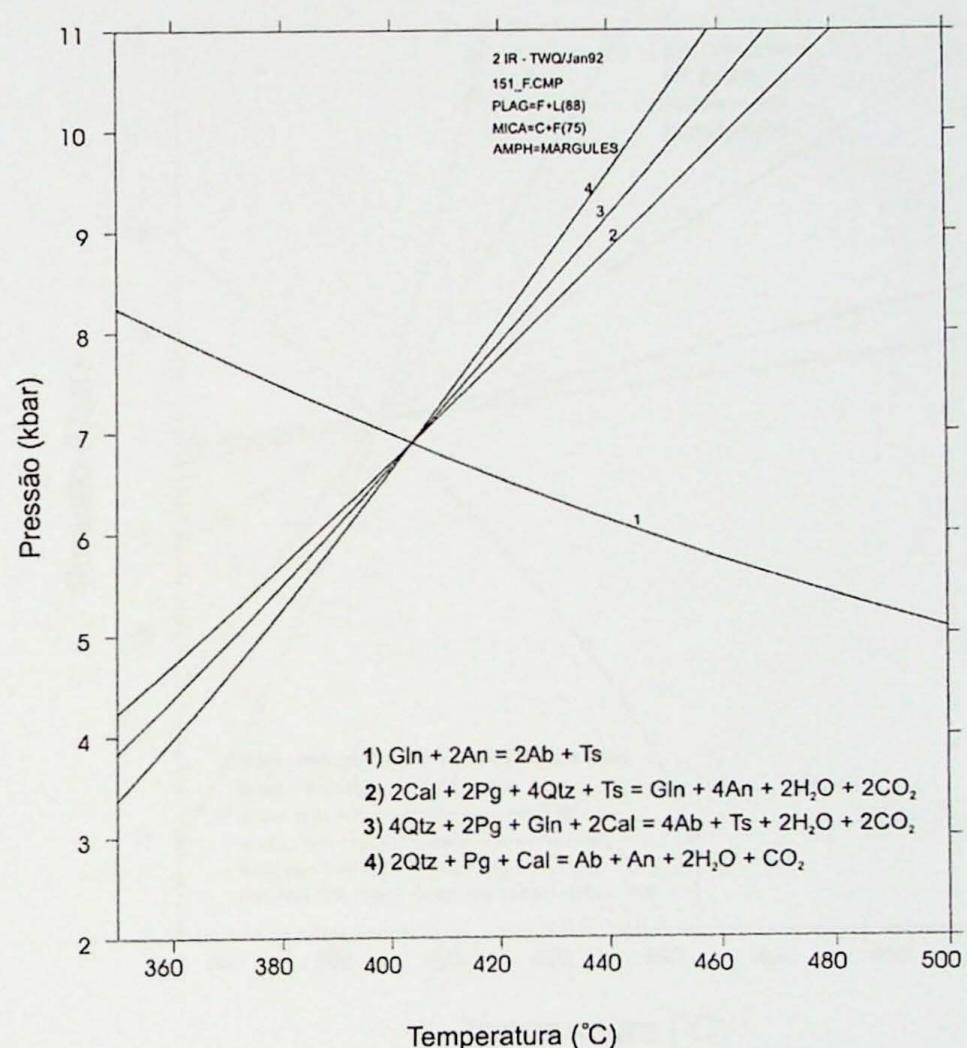
**Figura 1:** Diagrama P-T obtido para amostra 151B a partir da associação anfibólio sódico-mica branca-albita com análises nas bordas dos minerais.  $XH_2O = 0.6$ ,  $XCO_2 = 0.4$ .



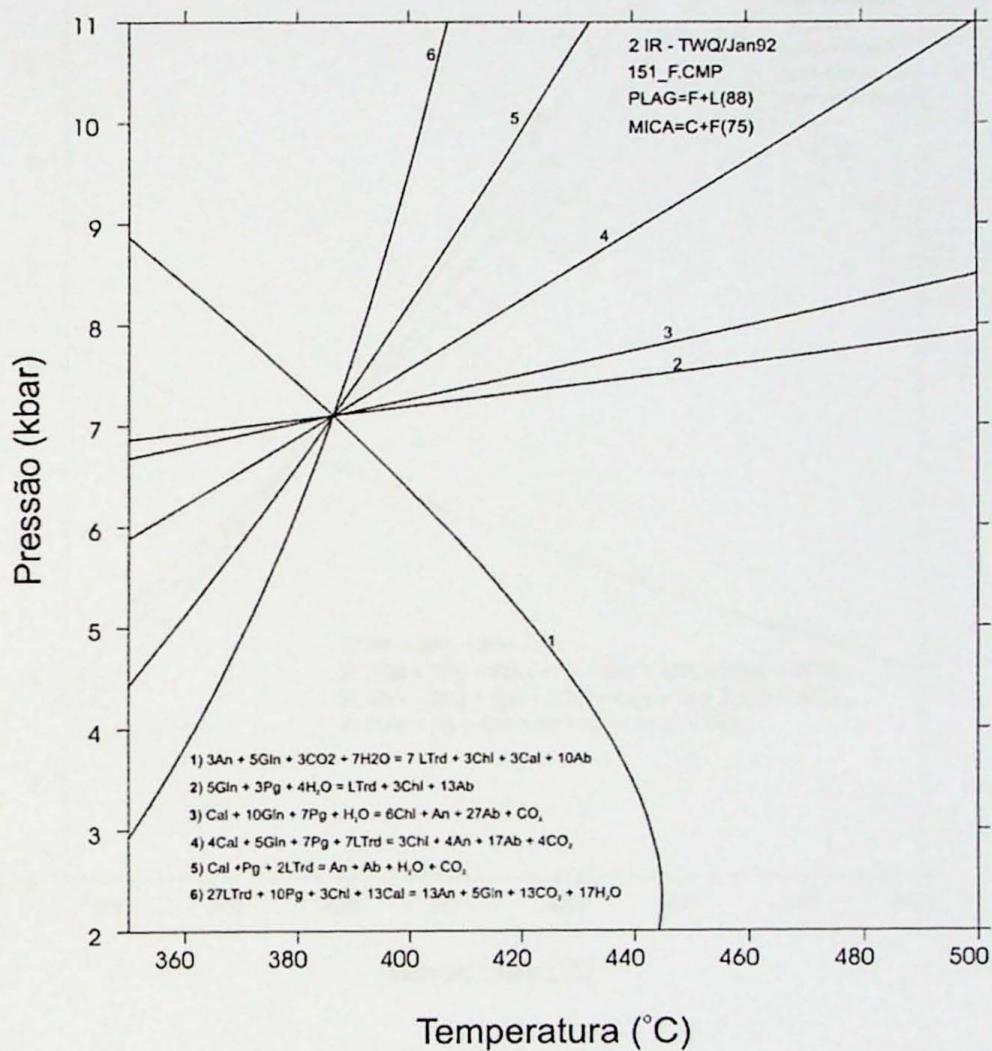
**Figura 2:** Diagrama P-T obtido para amostra 151B a partir da associação anfibólio sódico-mica branca-albita.  $X\text{H}_2\text{O} = 0.6$ ,  $X\text{CO}_2 = 0.4$ .



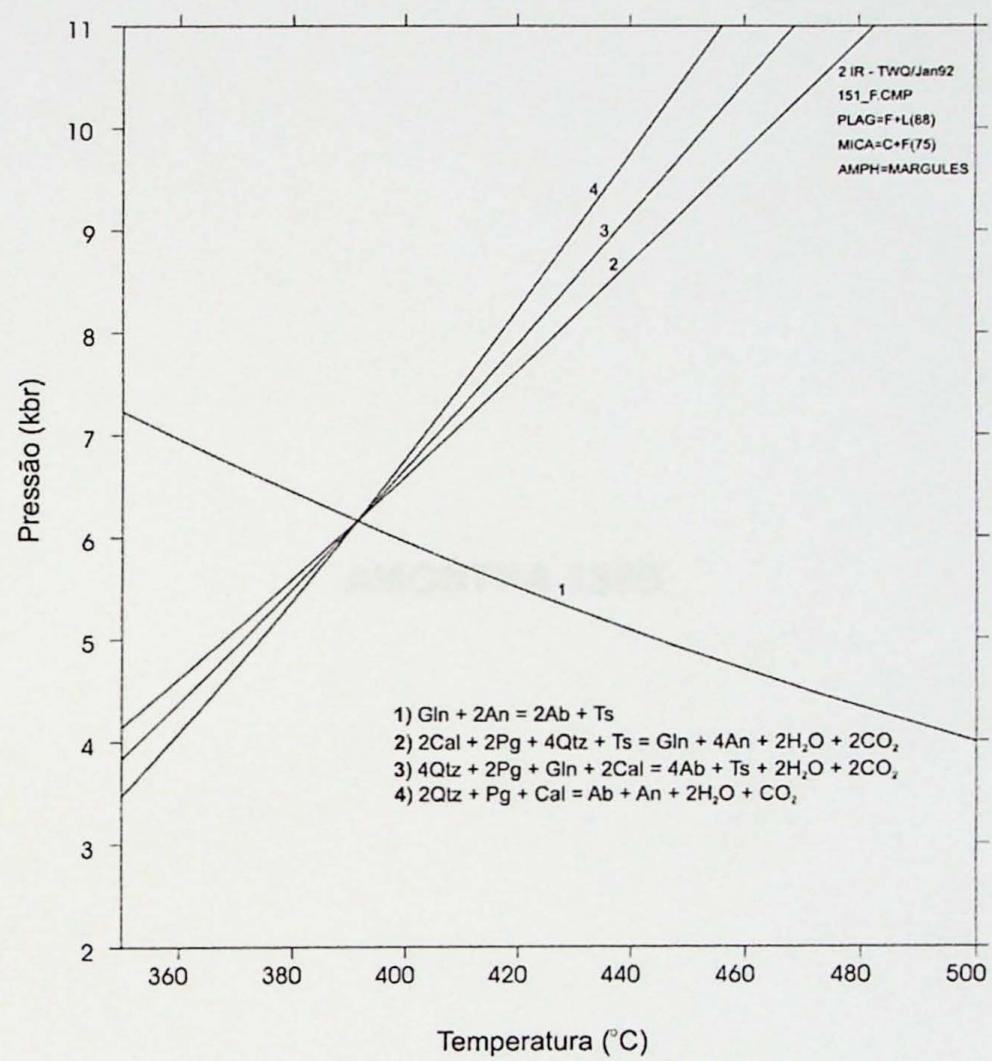
**Figura 3:** Diagrama P-T obtido para amostra 151B a partir de análise em borda de anfibólio sódico já substituída por anfibólio sódico-cálcico.  $X\text{H}_2\text{O}=0.6$ ,  $X\text{CO}_2=0.4$ .



**Figura 4:** Diagrama P-T obtido para amostra 151B a partir da associação anfibólio sódico-cálcico-mica branca - albita.  $X\text{H}_2\text{O}=0.6$ ,  $X\text{CO}_2=0.4$ .

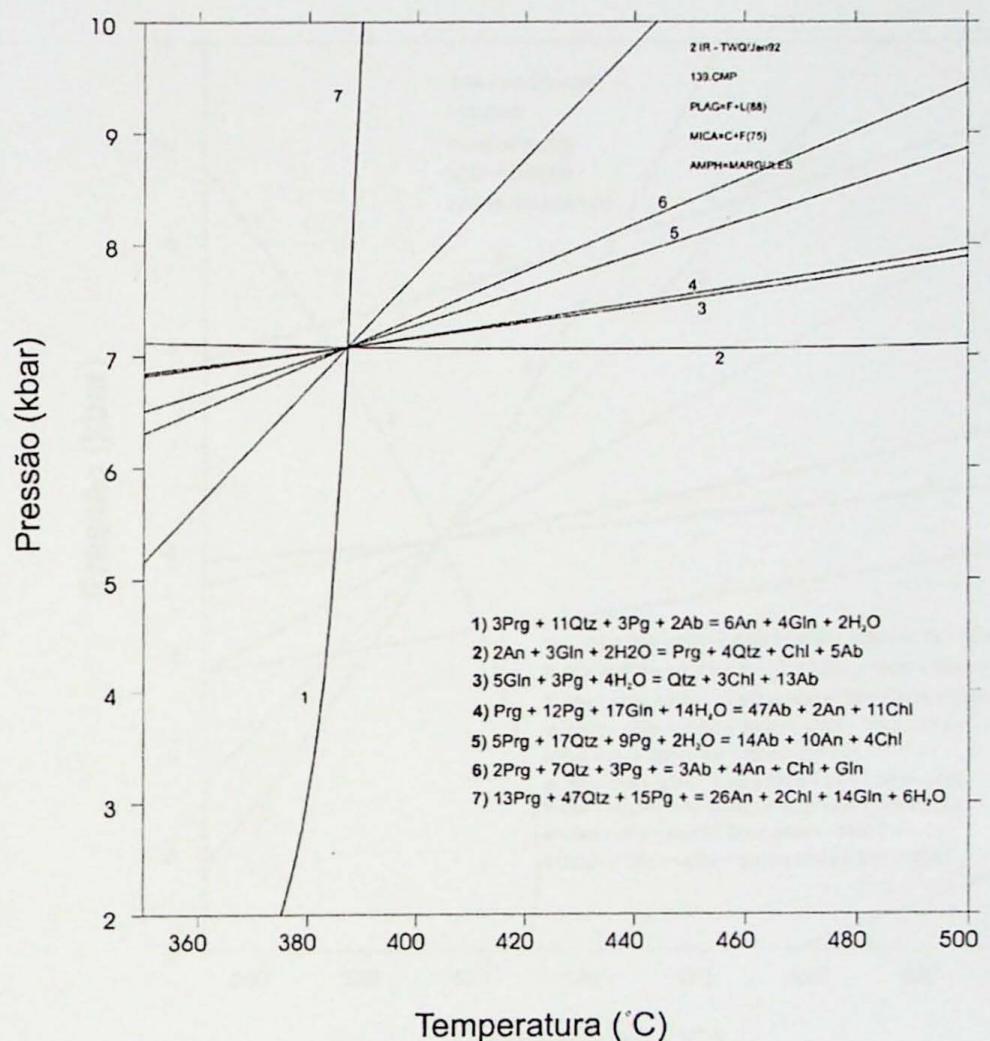


**Figura 5:** Diagrama P-T obtido para amostra 151B a partir da associação anfibólio-mica branca-albita. Neste diagrama, diferentemente do diagrama da Figura anterior, considera-se a ausência de tschermakita e presença de clorita.  $X\text{H}_2\text{O}=0.6$ ,  $X\text{CO}_2=0.4$

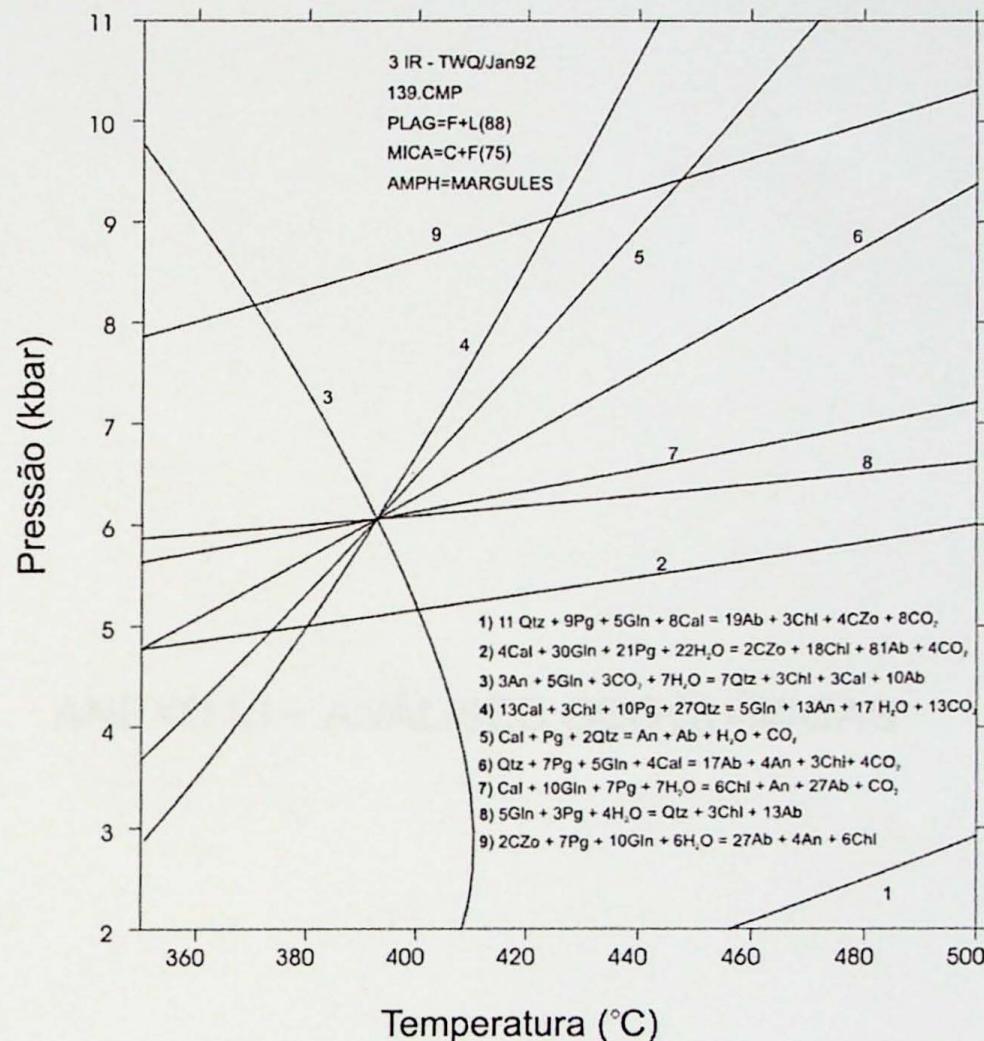


**Figura 6:** Diagrama P-T obtido para amostra 151B a partir de análise na borda de anfibólio sódico-cálcico.  $X\text{H}_2\text{O} = 0.7$ ,  $X\text{CO}_2 = 0.3$ .

**AMOSTRA 139B**



**Figura 7:** Diagrama P-T obtido para amostra 139B a partir da associação anfibólio-mica branca-albita nos núcleos dos minerais.  $XH_2O = 0.6$ ,  $XCO_2 = 0.4$ .



**Figura 8:** Diagrama P-T obtido para amostra 139B a partir da associação anfibólito-mica branca-albita-epidoto(Czo).  $X\text{H}_2\text{O} = 0.6$ ,  $X\text{CO}_2 = 0.4$ .

## **ANEXO VI – ANÁLISES GEOQUÍMICAS**

Litótipo	Xistos verdes										Xistos azuis transicionais								Xistos azuis								
	133	134	135B	135C	137	138G	138I	138J	151E	138B	151A	151B	138A	138	138H	138A	138	138H	138A	138	138H	138A	138	138H			
Amostra	133	134	135B	135C	137	138G	138I	138J	151E	138B	151A	151B	138A	138	138H	138A	138	138H	138A	138	138H	138A	138	138H			
SiO <sub>2</sub> (%)	48.07	50.4	49.47	49.42	37.14	49.83	50.59	47.32	41.65	57.48	49.16	43.17	61.22	62.32	67.45	61.22	62.32	67.45	61.22	62.32	67.45	61.22	62.32	67.45			
TiO <sub>2</sub>	1.701	2.196	2.137	1.011	2.012	2.304	2.073	1.261	2.624	1.429	3.451	1.506	0.858	0.982	1.419	1.429	1.506	3.451	1.506	0.858	0.982	1.429	1.506	0.858	1.419		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.45	11.87	14.24	11.38	11.91	12.09	11.3	10.37	12	9.74	13.84	13.78	14.45	13.86	13.86	14.45	13.78	14.45	13.86	13.86	14.45	13.86	13.86	13.86			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	12.66	10.75	10.41	10.11	14.21	10.81	10.6	8.1	15.51	8.47	12.98	12.7	7.37	8.41	7.86	7.37	8.41	7.37	8.41	7.86	7.37	8.41	7.37	8.41	7.86		
FeO*	11.39	9.67	9.37	9.1	12.79	9.73	9.54	7.29	13.96	7.62	11.68	11.43	6.63	7.57	7.07	6.63	7.57	6.63	7.57	7.07	6.63	7.57	6.63	7.57	7.07		
MnO	0.179	0.156	0.148	0.134	0.167	0.156	0.145	0.206	0.13	0.126	0.172	0.067	0.089	0.14	0.089	0.14	0.067	0.089	0.14	0.089	0.14	0.067	0.089	0.14			
MgO	7.79	9.75	7.1	13.85	21.96	8.89	11.18	12.3	13.65	9.49	5.86	14.18	4.6	2.88	3.22	14.18	4.6	2.88	3.22	14.18	4.6	2.88	3.22	14.18	4.6		
CaO	10.52	7.33	5.35	4.46	2.91	5.84	5.73	8.71	5.02	3.96	3.73	5.51	1.06	1.66	2.23	3.73	5.51	1.06	1.66	2.23	3.73	5.51	1.06	1.66	2.23		
Na <sub>2</sub> O	2.34	3.48	4.14	1.89	0.33	4.52	3.45	3.67	2.04	1.97	3.88	2.37	5.82	8.47	6.2	3.88	2.37	5.82	8.47	6.2	3.88	2.37	5.82	8.47	6.2		
K <sub>2</sub> O	0.85	0.63	1.58	0.78	0.01	0.17	0.59	0.07	0.64	2.3	2.75	0.33	2.51	0.22	0.01	2.75	0.33	2.51	0.22	0.01	2.75	0.33	2.51	0.22			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.23	0.27	0.37	0.22	0.27	0.23	0.11	0.37	0.19	0.5	0.16	0.12	0.18	0.18	0.16	0.12	0.18	0.18	0.16	0.12	0.18	0.16	0.18			
PF	2.47	3.46	5.44	6.67	9.1	5.3	4.35	8.34	6.21	5.49	3.83	6.55	2.32	1.27	1.05	6.55	3.83	6.55	2.32	1.27	1.05	6.55	3.83	6.55	2.32		
Total	100.4	100.2	100.3	100.1	99.98	100.2	100.3	100.4	99.93	100.7	100.1	100.4	100.4	100.3	100.4	100.4	100.4	100.4	100.4	100.3	100.4	100.4	100.3	100.4			
Ba (ppm)	153	233	987	122	4	69	236	22	184	962	887	124	1321	54	15	15	1321	54	15	15	1321	54	15	15	1321	54	
Rb	22	10	40	14	2	6	12	2	16	69	63	9	76	5	1	1	76	5	1	1	76	5	1	1	76	5	
Sr	286	629	155	53	47	284	26	1198	54	203	53	153	19	23	25	153	19	23	25	153	19	23	25	153	19		
Cs	0.6	0.9	1.7	1	1.1	1.1	0.7	0.8	0.8	2.5	3	0.3	3.3	2.1	0.2	0.2	3.3	2.1	0.2	0.2	3.3	2.1	0.2	0.2	3.3	2.1	
Ga	18	18	17	11	18	17	16	11	21	14	22	15	19	15	13	13	19	15	13	13	19	15	13	13	19	15	
Tl	0.11	0.05	0.17	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05		
Ta	3	3.4	3	1.5	2.8	3.6	3	1.9	4.1	2.4	5.9	1.9	3.6	2.8	2.5	3.6	1.9	3.6	2.8	2.5	3.6	2.8	2.5	3.6	2.8	2.5	
Nb	9.2	18.4	24.7	6.1	12.8	19	13.3	9	22.3	10.9	29.2	9.6	9.5	12.2	10.6	9.5	12.2	10.6	9.5	12.2	10.6	9.5	12.2	10.6	9.5	12.2	
Hf	0.88	1.54	1.98	0.6	0.99	1.55	1.13	0.76	3	1.17	2.55	0.75	1.38	1.41	1.52	1.38	1.41	1.38	1.41	1.38	1.41	1.38	1.41	1.38	1.41	1.52	
Zr	112	136	117	53	115	149	115	70	15	168	97	245	67	135	116	116	135	116	116	116	116	116	116	116	116	116	
Ti	10197.49	13165.02	12811.31	6060.945	12061.94	13812.48	12427.63	7559.695	15730.88	8566.855	20688.74	9028.47	5143.71	5887.09	8506.905	5143.71	5887.09	8506.905	5143.71	5887.09	8506.905	5143.71	5887.09	8506.905	5143.71	5887.09	8506.905
Y	26.6	21.2	18.6	13.3	21.7	22	18.8	16.9	17.6	14.5	23	17.4	18.9	24.3	19.7	18.9	24.3	19.7	18.9	24.3	19.7	18.9	24.3	19.7	18.9	24.3	
Th	1.09	1.7	1.51	0.52	1.1	1.72	1.18	0.45	1.5	1.96	2.17	0.67	11.3	9.69	2.84	11.3	9.69	2.84	11.3	9.69	2.84	11.3	9.69	2.84	11.3	9.69	2.84
Ni	270	290	70	300	740	240	370	360	360	230	80	320	120	70	110	110	320	120	70	110	110	320	120	70	110	110	
La (ppm)	12.3	18	15.7	8.41	10.2	16.9	14.2	9.36	18.8	13.9	27.2	6.89	28.5	28.9	16	28.5	28.9	16	28.5	28.9	16	28.5	28.9	16	28.5	28.9	
Ce	26.6	40.2	33.6	18	25.7	38	32.3	19.1	43	31.8	61.4	15.6	68.4	64.1	47.4	68.4	64.1	47.4	68.4	64.1	47.4	68.4	64.1	47.4	68.4	64.1	
Pr	3.53	5.06	4.13	2.36	3.52	4.86	4.06	2.45	5.58	3.58	8.11	2.05	6.84	7.05	4.18	8.11	2.05	6.84	7.05	4.18	8.11	2.05	6.84	7.05	4.18		
Nd	16.3	21.6	17.4	10.8	16.2	20.9	17.9	11.2	24.5	14.8	35.4	9.66	26.7	27.8	17.8	35.4	9.66	26.7	27.8	17.8	35.4	9.66	26.7	27.8	17.8		
Sm	4.21	4.95	4.08	2.61	4.24	4.88	4.28	2.87	5.67	3.3	7.88	2.61	4.72	5.42	4.22	7.88	2.61	4.72	5.42	4.22	7.88	2.61	4.72	5.42			
Eu	1.57	1.82	1.78	0.987	1.61	1.82	1.54	1.14	2.14	1.14	2.99	1.05	0.58	0.65	0.75	2.99	1.05	0.58	0.65	0.75	2.99	1.05	0.58	0.65			
Gd	4.46	4.68	4	2.68	4.2	4.75	4.07	2.92	5.3	2.99	7.07	2.24	3.69	4.31	2.24	7.07	2.24	3.69	4.31	2.24	7.07	2.24	3.69	4.31			
Tb	0.8	0.77	0.65	0.43	0.71	0.78	0.69	0.5	0.79	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.75	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5			
Dy	4.82	4.39	3.61	2.55	4.14	4.39	3.98	3.02	3.89	2.91	5.34	3.45	3.89	4.41	3.45	3.89	4.41	3.45	3.89	4.41	3.45	3.89	4.41	3.45			
Ho	0.93	0.79	0.65	0.49	0.78	0.81	0.73	0.59	0.64	0.54	0.87	0.64	0.76	0.84	0.76	0.87	0.64	0.76	0.84	0.76	0.87	0.64	0.76	0.84			
Er	2.59	2.1	1.69	1.37	2.13	2.19	1.93	1.67	1.58	1.58	2.19	1.79	2.24	2.48	2.24	2.24	2.24	2.24	2.24	2.24	2.24	2.24	2.24	2.24			
Tm	0.366	0.283	0.233	0.199	0.288	0.291	0.262	0.236	0.197	0.215	0.294	0.255	0.344	0.363	0.309	0.344	0.363	0.344	0.363	0.344	0.363	0.344	0.363	0.344			
Yb	2.26	1.68	1.35	1.27	1.68	1.76	1.57	1.5	1.13	1.33	1.68	1.64	2.35	2.34	1.91	2.35	2.34	1.91	2.35	2.34	1.91	2.35	2.34	1.91			
Lu	0.328	0.241	0.179	0.181	0.235	0.251	0.224	0.244	0.15																		

