



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

HEITOR NEVES MAIA

**DEFORMAÇÃO, FLUXO DE FLUIDOS E A FORMAÇÃO DE DEPÓSITOS
AURÍFEROS NA ZONA DE CISALHAMENTO DE ITAPETIM,
PROVÍNCIA BORBOREMA (NE DO BRASIL)**

Tese apresentada ao Instituto de Geociências como parte
dos requisitos para obtenção do título de Doutor em
Ciências.

Orientador: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Co-Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher (Unesp-IG/Rio Claro)

CAMPINAS - SÃO PAULO

JULHO - 2002

Este exemplar corresponde
redução de 10% do original
por Heitor Neves Maia
e
em 19/08/02
ORIENTADOR

UNICAMP

UNIDADE 30
Nº CHAMADA T/UNICAMP
M28d
V EX
TOMBO BCI 54303
PROC 16.837102
C DY
PREÇO R\$ 11,00
DATA 24/10/02
Nº CPD

CM00175835-5

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA DO IG - UNICAMP

BIBID 265398

Maia Heitor Neves

M28d

Deformação, fluxo de fluídos e a formação de depósitos auríferos na zona de cisalhamento de Itapetim, Província Borborema (NE do Brasil).
/ Heitor Neves Maia.- Campinas,SP.: [s.n.], 2002.

Orientador: Roberto Perez Xavier, Peter Christian Hackspacher
Tese (doutorado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Ouro – Itapetim, PE. 2. Cisalhamento. 3. Deformações e Tensões. 4. Província Borborema (NE do Brasil). I. Xavier, Roberto Perez. II. Hackspacher, Peter Christian. III. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências IV. Título.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

AUTOR: Heitor Neves Maia

**DEFORMAÇÃO, FLUXO DE FLUIDOS E A FORMAÇÃO DE DEPÓSITOS
AURÍFEROS NA ZONA DE CISALHAMENTO DE ITAPETIM, PROVÍNCIA
BORBOREMA (NE DO BRASIL)**

Orientador: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Co-Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher (Unesp-IG/Rio Claro)

Aprovada em: ____/____/____

PRESIDENTE: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier (IG-UNICAMP)

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier (IG-UNICAMP)

Prof. Dr. Asit Choudhuri (IG-UNICAMP)

Prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro (IG-UNICAMP)

Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt (IGc-USP)

Prof. Dr. Marco Antonio Fonseca (DEGEO-UFOP)

Presidente

Campinas,

de

de 2002

ERRATA

Pg.2 – 2P – 7L: Significa, Página 2 – 1º Parágrafo – 7ª Linha

Onde se Lê...	Leia-se.....
Pg.2 - 2P - 6L consequência gerar corpos de minério.....	..consequência, na geração de corpos de minério.....
Pg.5 - 1P -1Lé uma faixa de dobramento.....	é um conjunto de faixas de dobramento....
Pg.6 - 1P -1L representadas pelos.....	representados pelos.....
Pg.6 - 3P - 4Lbacias associada à separação....	bacias associadas à separação.....
Pg.12 - 2P - 3Lcorpos granitoides.....	corpos granitóides.....
Pg.12 - 2P - 8Lordem destaca-se.....	ordem destacam-se.....
Pg.13 - 2P - 3Lforam afetadas.....	foram afetados.....
Pg.26 - 4P - 7Lpode provavelmente está refletindo	pode estar refletindo....
Pg.29 - 3P - 6Ldisseminados de maneira.....	disseminado de maneira....
Pg.35 - Legenda - 5LFotos E e F: foliação milonítico.....	Fotos E e F: foliação milonítica.....
Pg.39 - Legenda - 5LAmostra HM 45	Amostra HM 45....
Pg.50 - 2P - 4Lmicrofraturas intragranular cicatrizados	microfraturas intragranulares cicatrizadas....
Pg.70 - 2P - 7Ldefinido assim.....	definindo assim....
Pg.74 - 3P - 8Le a menor estão claramente	e a menor está claramente.....
Pg.80 - 3P - 4La partir de um de fluidos.....	a partir de fluidos.....
Pg.122 - 1P - 2L ...por texturas simétricas.....	por estruturas simétricas....
Pg.125 - 4P - 14Lesforços tectônico regional.....	esforços tectônicos regionais.....
Pg.126 - 3P -1Los dados microtermométricos.....	os dados microtermométricos.....
Pg.127 - 3P - 3Lmicrofraturas observado em algumas....	microfraturas, observadas em algumas.....
Pg.134 - 2P - 4Lfoi um mecanismo teve uma.....	foi um mecanismo que teve.....
Pg.136 - 3P - 9LEste mecanismo segundo pode.....	Este segundo mecanismo pode.....
Pg.148 - 2P - 2Ldos veios e pode.....	dos veios pode.....

Aos meus Pais Inácio Neves de Oliveira (In
memória) e Maria Augusta Maia de Oliveira,
por tudo.

À Marlene Marques da Rocha (esposa),
Gabriela Marques da Rocha Neves Maia
(filha) e Yago Marques da Rocha Neves Maia
(filho), pelo companheirismo e compreensão.

20250035

AGRADECIMENTOS

Para a realização deste trabalho houve uma colaboração direta e indireta de várias pessoas e instituições à quais manifesto aqui o meu agradecimento, entre estas:

a) Ao CNPq pela bolsa de estudo concedida (processo 142713/97-0) entre os meses de Agosto de 1997 a Julho de 2001;

b) Ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte pela liberação para a realização do curso de Doutorado no IG-Unicamp pelo autor e ao colega e companheiro Prof. Dr. Reinaldo Antonio Petta pelo apoio logístico em seu gabinete no DG;

c) Aos meus orientadores Prof. Dr. Roberto Perez Xavier e Prof. Dr. Peter Christian. Hackspacher (Unesp-IG/Rio Claro) pela dedicação na orientação deste trabalho;

d) Aos Professores Dr. Roberto Perez Xavier, Dr. Asit Choudhuri, Dr. Celso Dal Ré Carneiro, e Dr. Jorge Silva Bettencourt membros da banca de qualificação, pelas críticas e sugestões apresentadas;

e) Aos colegas e companheiros pós-graduando pelo convívio amigável e pelo companheirismo de residência durante o período do curso, entre eles Gilberto Silva, Robson Henrique, Marcelus Glaucos, Carlos Tapia, Hector Barrueto, Renato Neder e Fernando Tallarico;

f) Ao responsável pelos laboratórios de Inclusões Fluidas, Espectroscopia Raman e MEV, o Físico Sr. Dailto Silva, pelo apoio incondicional e incansável durante os períodos de uso dos referidos laboratórios;

g) À Sra. Cintia Matsumura, pelas análises na microsonda da IG-UFRS

h) Ao Prof. Dr. Bruce Taylor (*Geological Survey of Canadá*) pelas facilidades quanto às análises isotópicas;

i) Ao IGCE-UNESP de Rio Claro (SP) pelas facilidades quando do uso do Laboratório de Análise Microestrutural coordenado pelo Prof. Dr. Peter Christian. Hackspacher;

j) À toda minha família em (esposa, filhos, pais e irmãos) em especial ao meu irmão e amigo Hermes N. Maia de Oliveira pelo apoio e companheirismo nos momentos difíceis durante o período que fiquei em Campinas;

l) E por fim, à Deus por ter me proporcionando saúde, determinação e tranquilidade para a realização deste trabalho.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

Deformação, Fluxo de Fluidos e a Formação de Depósitos Auríferos na Zona de Cisalhamento de Itapetim, Província Borborema (NE do Brasil)

Heitor Neves Maia

RESUMO

O Distrito Aurífero de Itapetim localiza-se no domínio tectônico da Zona Transversal da Província Borborema (NE do Brasil) e caracteriza-se pela ocorrência de sistemas de veios de quartzo auríferos em vários depósitos de pequeno porte, tais como os de Sertãozinho, Piedade, Pimenteiras e Gurgueia. Esses sistemas de veios encontram-se confinados no interior da Zona de Cisalhamento de Itapetim onde se encaixam em gnaisses miloníticos.

Um estudo integrado envolvendo a análise geométrica em 3D da petrografia de eixo-c do quartzo dos veios auríferos e rochas encaixantes, distribuição de microfraturas, inclusões fluidas e isótopos de oxigênio e hidrogênio foi desenvolvido com os objetivos de: (i) avaliar os mecanismos de deformação responsáveis pela geração de porosidade e conseqüente permeabilidade para a circulação de fluidos na Zona de Cisalhamento de Itapetim; (ii) determinar a natureza e evolução destes fluidos envolvidos na formação das mineralizações auríferas hospedadas nessa zona de cisalhamento.

A trama de eixo-c dos quartzos em veios e rochas encaixantes mostrou um padrão de distribuição bem definido com média de $10^{\circ}/310^{\circ}$ Az, em alto ângulo (média de 75°) com a direção da Zona de Cisalhamento de Itapetim. As microfraturas (PIFs ou vazias), intra e intercristalinas, mostraram um arranjo espacial em grupos cujos planos encontram-se posicionados em alto (entre 75° e 85°) ou baixo (entre 20° e 25°) ângulos de mergulho, em direções variando entre NNW-SSE e NNE-SSW. Esse arranjo tridimensional do eixo-c e das microfraturas demonstra que a deformação sofrida pelo quartzo ocorreu em temperatura próxima de 400°C , com provável atuação de mecanismos de deformação cristal-plástico e puro-elástico e com deslizamento em $\langle a \rangle$. Além disso, os dados indicam que o tensor principal da deformação transpressiva regional esteve numa posição subparalela à direção da grande maioria das microfraturas, perpendicular ao plano (σ_2 - σ_3).

Três tipos de fluidos foram definidos no estudo de inclusões fluidas, por meio da microtermometria e micro-espectroscopia Raman: a) tipo I, aquo-carbônico ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$), de baixa salinidade (0,8 a 10,0 % em peso equivalente de NaCl); b) tipo II, carbônico, rico em CO_2 (92,0 a 99,0 mol %) e quantidades variáveis, mas subordinadas, de CH_4 (até 8,0 mol%); e c) tipo III, aquoso de baixa salinidade (0,8 a 5,0 % em peso equivalente de NaCl). Estas inclusões fluidas representadas pelos fluidos I, II e III coexistem como grupos isolados ou ao longo de microfraturas intra e intercristalinas o que sugerem um aprisionamento heterogêneo de um fluido aquo-carbônico em estado de imiscibilidade. Esse processo deve ter ocorrido de forma episódica sob condições de temperatura e pressão que variaram entre 215°C e 413°C e 1,3 kb e 4,4 kb, respectivamente, correspondendo a uma profundidade na crosta de aproximadamente 3,0 e 11,0 Km.

Os dados isotópicos de oxigênio e hidrogênio dos fluidos envolvidos na formação dos veios de quartzo e provável evento mineralizante, definidos a partir dos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ e $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ obtidos em quartzo e biotita, mostraram variações entre -1,6 ‰ e 6,5 ‰ e -63,8 ‰ e -80,8 ‰, respectivamente. Estes dados indicam uma possível mistura entre fluidos de fontes magmática ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 6,5$ ‰ e $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -75,9$ ‰) e metamórfica ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 2,4$ ‰ e $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -63,8$ ‰) com fluidos de origem meteórica ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -0,9$ ‰ e -1,6 ‰ e $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -80,8$ ‰ e -72,7 ‰).



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE METALOGÊNESE

Deformation, Flow of Fluids and the Formation of Auriferous Deposits in the Itapetim Shear Zone, Província Borborema (NE of Brazil)

Heitor Neves Maia

ABSTRACT

The Itapetim gold-bearing district, within the Transversal Zone of the Província Borborema, NE Brazil, comprises a series of low tonnage lode gold deposits, such as of hosted by mylonitic gneisses confined to a regional scale shear zone named Itapetim shear zone. The gold mineralization at Sertãozinho, Piedade, Pimenteiras e Gurgueia, the main deposits investigated in this work, are closely associated with vein shear systems.

An integrated study involving the 3D analysis of quartz c-axis in veins and host rocks, distribution and pattern of microfractures, fluid inclusions and stable isotopes ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and d/H) was carried out with the purpose of evaluating the deformation mechanisms responsible for the porosity generation and, as consequent, permeability for fluid circulation within the Itapetim Shear Zone. Additionally, the nature and evolution of the fluids involved in the formation of the gold mineralization in this shear zone were also constrained.

The plot of quartz c-axis in veins and host rocks showed a distribution pattern averaging $10^\circ/310^\circ$ Az, in high angle (mean of 75°) with the direction of the Itapetim Shear Zone. Intra and intercrystalline microfractures, empty or delineated by planes of fluid inclusions (PIFs), form an arrangement of steeply - dipping (between 75° and 85°) and shallowly - dipping (between 20° and 25°) planes, along strikes varying from NNW-SSE to NNE-SSW. The 3D arrangement of the quartz c-axis, together with that of the microfractures, demonstrate that quartz underwent deformation at temperatures close to 400°C , possibly as result of crystal-plastic and pure elastic deformation mechanisms, accompanied by sliding in $\langle a \rangle$. These data also confirmed that the principal stress (σ_1) associated with the regional transpressional deformation was sub-parallel to the direction of the great majority of the microfractures, perpendicular to the plane (σ_2 - σ_3).

Textural relationships, microthermometry and Raman microspectroscopy analysis of fluid inclusion in gold-bearing vein quartz defined three types of fluids: (i) type I, low salinity (0.8 to 10.0 wt % NaCl eq.) aqueous-carbonic ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$); (ii) type II, CO_2 -rich carbonic, with subordinate amounts of CH_4 (up to 8 mol%); and (iii) type III, aqueous with salinities ranging from 0.8 to 5.0 wt % NaCl eq.). The fluid inclusions which represent fluid types I, II and III coexist either in isolated groups or along intra- and intercrystalline microfractures, suggesting heterogeneous trapping of a H_2O - CO_2 fluid undergoing immiscibility. Such a process may have taken place episodically, under pressure and temperature in the range of 215° - 413°C and 1.3 kb - 4.4 kb, respectively, equivalent to crustal depths of 3 to 11 km.

$\delta^{18}\text{O}$ and d/H values calculated for the gold mineralizing fluids varied from -1.6 ‰ to 6.5 ‰ and from -63.8 ‰ to -80.8 ‰, respectively, indicating a fluid regime characterized by the contribution of magmatic ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 6.5$ ‰; $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -75.9$ ‰) and metamorphic - derived ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 2.4$ ‰; $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -63.8$ ‰) fluids, with cooler fluids of meteoric origin ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -0.9$ ‰ and -1.6 ‰; $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -80.8$ ‰ and -72.7 ‰).

**DEFORMAÇÃO, FLUXO DE FLUIDOS E A FORMAÇÃO DE DEPÓSITOS
AURÍFEROS NA ZONA DE CISALHAMENTO DE ITAPETIM,
PROVÍNCIA BORBOREMA (NE DO BRASIL)**

ÍNDICE

LISTA DE TABELAS	xiii
LISTA DE FIGURAS	xiii
INTRODUÇÃO	01
OBJETIVOS	03
CAPÍTULO 1 – SÍNTESE DO ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL	05
1.1 - A Província Borborema	05
1.2 - O Domínio da Zona Transversal	07
CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA DO DISTRITO AURÍFERO DE ITAPETIM	20
2.1 – Introdução	20
2.2 - Petrografia das Unidades de Rochas	20
2.3 - Deformação e Metamorfismo das Unidades de Rochas	23
2.3.1 - Química Mineral e Termobarometria	25
2.4 - A Zona de Cisalhamento de Itapetim e os Corpos Minério	27

CAPÍTULO 3 - ANÁLISE MICROESTRUTURAL: O EIXO-C DO QUARTZO E AS MICROFRATURAS	46
3.1 – Introdução	46
3.2 - Amostragem, Preparação das Amostras e Procedimento Analítico	47
3.3 - Petrografia das Amostras Analisadas	48
3.4 - Petrotrama do Eixo-c	49
3.5 - Petrotrama dos Planos de Microfraturas	49
 CAPÍTULO 4 – ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS E ISÓTOPOS ESTÁVEIS	 69
4.1 – Introdução	69
4.2 – Amostragem e Preparação das Amostras	70
4.3 - Procedimentos Analíticos	71
4.4 – Petrografia e Características das Inclusões Fluidas	72
4.5 - Condições P-T de Aprisionamento dos Fluidos	79
4.6 - Isótopos de Oxigênio e Hidrogênio	80
 CAPÍTULO 5 – DISCUSSÃO	 121
5.1 - A Zona de Cisalhamento de Itapetim e a Formação dos Veios de Quartzo	121
5.2 - O Microfraturamento e a Formação dos Planos de Inclusões Fluidas (PIFs)	124
5.3 - Os Fluidos Hidrotermais: Características e Evolução	128
5.3.1- Características Composicionais e Físico-químicas dos Fluidos e o Mecanismo de Deposição do Quartzo dos Veios pelo Fluido	128
5.3.2 - Assinatura Isotópica dos Fluidos Hidrotermais Envolvidos na Formação dos Veios	132
5.3.3 - Mecanismos de Transporte e Deposição do Ouro	134
 CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES	 145

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	149
ANEXOS	168

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 4

Tabela 4.1 - Resumo da classificação, propriedades e dados de microtermometria das inclusões fluidas	83
Tabela 4.2 - Dados da composição isotópica de oxigênio e hidrogênio dos fluidos hidrotermais formadores dos veios de Itapetim	115

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1.1 - Mapa geológico simplificado da Província Borborema	15
Figura 1.2 - Mapa geológico simplificado do Domínio da Zona Transversal (DZT) e mapa geológico simplificado da área de Itapetim	17
Figura 1.3 - Fotografia aérea da área de Itapetim	19

CAPÍTULO 2

Figura 2.1 - Mapa geológico simplificado da área de Itapetim, perfil esquemático e estereogramas polares	31
Figura 2.2 – Prancha de fotografias de rochas da área de Itapetim	33
Figura 2.3 – Prancha de fotografias de rochas da área de Itapetim	35
Figura 2.4 – Prancha de fotomicrografia de rochas da área de Itapetim	37
Figura 2.5 – Prancha de fotomicrografias de rochas da área de Itapetim	39
Figura 2.6 - Histogramas dos valores das temperaturas de formação da clorita e gráficos termobarométricos	41

Figura 2.7 – Prancha de fotografias dos veios da área de Itapetim	43
Figura 2.8 - Geometria de distribuição das estruturas descontínuas segundo modelo de Riedel	45
Figura 2.9 - Representação esquemática da Zona de Cisalhamento de Itapetim segundo o modelo de cisalhamento de Riedel	45

CAPÍTULO 3

Figura 3.1 - Representação gráfica esquemática dos principais modos de ocorrência das inclusões fluidas	53
Figura 3.2 - Estereogramas do pólo de eixo-c de quartzo	55
Figura 3.3 - Estereogramas do pólo de planos de microfraturas intragranulares cicatrizadas	57
Figura 3.4 - Estereogramas do pólo de planos de microfraturas intragranulares cicatrizadas no plano XY	59
Figura 3.5 - Estereogramas do pólo de planos de microfraturas intergranulares cicatrizadas	61
Figura 3.6 - Estereogramas do pólo de planos de microfraturas intragranulares	63
Figura 3.7 - Prancha de fotomicrografias dos tipos e modos de ocorrências das inclusões fluidas em veios de quartzo	65
Figura 3.8 - Arranjo e distribuição do traço dos pólos máximos de eixo-c, planos de fraturas intragranulares (PIFS) e fraturas intragranulares vazias	67

CAPÍTULO 4

Figura 4.1 - Histograma de frequência simples do Grau de Preenchimento (GP) das inclusões fluidas tipo I e tipo III	85
Figura 4.2 - Histogramas de frequência simples da temperatura de fusão do clatrato.	87
Figura 4.3 - Histogramas de frequência simples da temperatura de fusão do CO ₂ das inclusões tipo I	89
Figura 4.4 - Histogramas de frequência simples da temperatura de homogeneização do CO ₂ , das inclusões tipo I	91
Figura 4.5 - Histogramas de frequência simples da temperatura de homogeneização	

total das inclusões tipo I	93
Figura 4.6 - Histograma de frequência simples da temperatura de fusão do CO ₂ das inclusões tipo II	95
Figura 4.7 - Histogramas de frequência simples da temperatura de homogeneização de CO ₂ das inclusões tipo II	97
Figura 4.8 - Histograma de frequência simples da temperatura do eutético das inclusões tipo III	99
Figura 4.9 - Histogramas de frequência simples da temperatura de fusão do gelo das inclusões tipo III	101
Figura 4.10 - Histogramas de frequência simples da temperatura de homogeneização total das inclusões fluidas tipo III	103
Figura 4.11 - Diagramas de temperatura e composição das inclusões fluidas do tipo I, II, e III	105
Figura 4.12A - Isócoras das inclusões do tipo I, II e III no modo de ocorrência A, combinado com a temperatura de formação da clorita inclusa nos veios	107
Figura 4.12B - Isócoras das inclusões do tipo I, II e III no modo de ocorrência B, combinado com a temperatura de formação da clorita inclusa nos veios	109
Figura 4.12C - Isócoras das inclusões do tipo I, II e III no modo de ocorrência C, combinado com a temperatura de formação da clorita inclusa nos veios	111
Figura 4.12D - Isócoras das inclusões do tipo I, II e III no modo de ocorrência D, combinado com a temperatura de formação da clorita inclusa nos veios	113
Figura 4.13 - Gráfico da variação isotópica δD (‰) versus $\delta^{18}O$ (‰) para os fluidos aquoso formadores dos veios de Itapetim	117
Figura 4.14 - Gráficos do $\delta^{18}O$ (‰) do fluido aquoso das inclusões fluidas versus $\delta^{18}O$ (‰) do quartzo dos veios de Itapetim	119

CAPÍTULO 5

Figura 5.1 - Diagrama pressão-temperatura com os intervalos de P-T definidos pelas isócoras conjuntamente com a temperatura de formação da clorita e a temperatura de

homogeneização total das inclusões fluidas do tipo IA nos modos de ocorrências A, B, C e D com a trajetória tectono-metamórfica para a área de Itapetim 139

Figura 5.2 - Diagrama Pressão-Temperatura-Profundidade mostrando o intervalo de temperatura de formação da clorita, temperatura de homogeneização total das inclusões fluidas do tipo IA nos modos de ocorrência A, B, C e D e curvas da provável trajetória tectono-metamórfica e o caminho do aprisionamento do fluido tipo I nas inclusões 141

Figura 5.3 - Diagrama temperatura versus composição de fase fluida para os sistemas H_2O - CO_2 -NaCl e H_2O - CH_4 -NaCl mostrando o campo de deposição dos fluidos hidrotermais mineralizadores de Itapetim 143

INTRODUÇÃO

Os processos de formação de depósitos minerais na crosta terrestre encontram-se invariavelmente ligados à circulação de fluidos de diferentes origens, sob condições de pressão e temperatura diversas, denominados genericamente de fluidos hidrotermais

Um dos principais canais de circulação desses fluidos na crosta está representado pelas zonas de cisalhamento, podendo-se observar em várias partes do globo terrestre uma ligação genética, em particular entre depósitos auríferos hidrotermais filonianos, ou do tipo *lode*, e essas estruturas crustais (McCuaig e Kerrick 1998, Groves et al. 1998, Goldfarb et al. 2001,). Os fluidos que migram durante o desenvolvimento de zonas de cisalhamento tendem a preencher os espaços permeáveis existentes no meio rochoso para formar veios ou vênulas de quartzo, assim como reagem com as rochas encaixantes e desenvolvem zonas de alteração hidrotermal, que, em várias situações, podem hospedar mineralizações auríferas tipo *lode*. O arranjo geométrico de veios que se hospedam em zonas de cisalhamento depende, entre outros fatores, da direção dos tensores que afetam a rocha durante a deformação cisalhante. Os processos de migração de fluidos hidrotermais na crosta em profundidades epizonal (< 6 km) e mesozonal (6 e 12 km) são favorecidos por uma permeabilidade dada por microfraturas interconectadas e deste modo, uma investigação detalhada destas microfraturas pode revelar informações sobre diferentes estágios da deformação e evolução dos fluidos no ambiente mineralizado.

Assim, a direção dos paleotensores envolvidos na deformação pode ser inferida a partir da orientação preferencial destas microfraturas (Pêcher et al. 1985, Lespinasse e Pêcher 1986, Kowallis et al 1987, Jang et al 1989, Schid e Vollbrecht 1998, Boulrier 1999, Lespinasse 1999). Além disso, as condições de pressão e temperatura para o preenchimento por fluidos destas microfraturas podem ser estimadas pelo estudo das inclusões fluidas aprisionadas nas microfraturas cicatrizadas. Estas inclusões fluidas podem representar possível testemunho da circulação de fluidos contemporâneos ou pseudocontemporâneos à formação destes minerais formadores de rochas ou veios hospedeiros da mineralização (Cathelineau et al. 1990).

Os fluidos gerados durante o desenvolvimento de zona de cisalhamento, formação dos veios de quartzo e o(s) eventos(s) mineralizante(s), têm sido estudados e documentados nestas

últimas décadas no que diz respeito às suas características composicionais e físico-químicas, mas pouco tem sido documentado sobre a geometria de migração destes fluidos com base no arranjo espacial das microfraturas que são portadoras de fluidos aprisionados como inclusões. Desta forma a avaliação das inclusões fluidas ao longo dos planos de microfraturas cicatrizadas (PIFs) pode relacionar-se a diferentes estágios de circulação de fluidos com os eventos de deformação e microfraturamento. Os planos de inclusões fluidas (PIFs), que representam microfraturas em amostras de rochas orientadas, têm sido também considerados um importante marcador tectônico do campo da paleotensão (Plumb et al. 1984, Pêcher et al. 1985, Cathelineau et al. 1990, Lespinasse 1991).

Neste contexto, o estudo da distribuição espacial dos marcadores de migração de fluidos representados pelas microfraturas portadoras de inclusões fluidas (que definem planos de inclusões fluidas - PIFs), conjuntamente como o estudo das características textural, composicional e físico-química dos fluidos das inclusões, tornam-se importantes para um entendimento dos processos que participam da transferência de massa na litosfera e como consequência gerar corpos de minério.

OBJETIVOS

A Província Borborema, situada no Nordeste do Brasil, contém várias ocorrências e depósitos auríferos de pequeno porte alojados no interior de zonas de cisalhamento de provável idade Brasileira (p. ex. os depósitos de São Francisco e Cachoeira de Minas). No Domínio Tectônico da Zona Transversal, situado na porção central da Província Borborema, as ocorrências de mineralizações auríferas são conhecidas desde 1940 e encontram-se espalhadas por oito setores, denominados de Mãe D'Água, Itapetim, Itajubatiba, Princesa Isabel, Serrita, Boqueirão dos Cochós e Ibiara. Todos estes setores, incluindo o Distrito Aurífero de Itapetim, área estudo de caso deste trabalho, encontram-se distribuídos e posicionados invariavelmente em zonas de cisalhamento de direção E-W ou NE-SW.

A cronologia da migração dos fluidos em relação aos eventos deformacionais é dificilmente estabelecida usando-se técnicas convencionais, como a petrografia. Deformação, paragêneses minerais e inclusões fluidas têm sido estudadas separadamente em várias escalas, não tendo se mostrado suficiente para uma reconstrução da migração do fluido. Para decifrar a relação espaço-tempo, evento deformacional e a sequência de aprisionamento de fluidos em inclusões, faz-se necessário o uso de uma abordagem multidisciplinar para uma completa caracterização dos paleofluidos e seus caminhos de migração. Um bom marcador do processo de migração dos fluidos, usando as estruturas da rocha deformada, é proporcionado por inclusões fluidas aprisionadas em microfraturas cicatrizadas (planos de inclusões fluidas – PIFs). Portanto, tais microfraturas (PIFs) podem ser usadas como marcadores estruturais, na tentativa de se fazer uma reconstrução da geometria de migração do paleofluido, além de se estabelecer suas características e evolução durante o processo de deposição do ouro.

Com base nesse contexto, o objetivo deste trabalho desenvolvido no Distrito Aurífero de Itapetim é identificar os mecanismos de deformação que atuaram para a formação da Zona de Cisalhamento de Itapetim, com conseqüente geração de porosidade dada por meso e microfraturas, levando a uma permeabilidade responsável pela migração de fluidos e pela mineralização aurífera. A natureza e evolução destes fluidos, assim como seu papel na formação das mineralizações auríferas investigadas, serão avaliados por meio do estudo das inclusões

fluidas em quartzo de veios mineralizados da Zona de Cisalhamento de Itapetim e da geoquímica de isótopos de oxigênio e hidrogênio em minerais (quartzo dos veios e biotita da rocha encaixante) e fluidos de inclusões.

CAPÍTULO 1

SÍNTESE DO ARCABOUÇO GEOLÓGICO REGIONAL

1.1 - A Província Borborema

A Província Borborema é uma Faixa de dobramento na região Nordeste do Brasil (Figura 1.1) que ocupa uma área de aproximadamente 380.000 km² entre os Crátons do São Francisco ao Sul e do São Luís ao Norte (Almeida 1967, Almeida et al. 1976, 1977 e 1981). Essa faixa de dobramento contém rochas supracrustais vulcanossedimentares do Paleoproterozóico superior, Meso e Neoproterozóico, arrançadas entre blocos do embasamento.

Numa escala global, a Província Borborema representa um conjunto de faixas orogênicas Brasileira/Pan-Africana que contorna o Norte do Cráton Congo-Kasai/São Francisco, tendo continuidade com as Faixas Rio Preto e Brasília a Sudoeste e com as faixas nigerianas Dahomeyano/Beniniano e Oubanguides a Nordeste e Leste respectivamente, no continente africano (Brito Neves e Cordani 1991, Jardim de Sá 1994, Brito Neves 1999).

Os principais traços estruturais da Província Borborema foram esboçados por Brito Neves (1975), que definiu para a região uma hierarquia tectônica constituída pelos Sistemas ou Faixas de dobramentos Sergipana, Riacho do Pontal, Pajeú-Paraíba, Piancó-Alto Brígida, Seridó, Jaguaribe e Médio Coreaú, separadas pelos maciços medianos Pernambuco-Alagoas, Rio Piranhas, Tróia e Granja e pelos Lineamentos Pernambuco, Patos, Senador Pompeu e Sobral-Pedro II, entre outros. Posteriormente Jardim de Sá (1977, 1978, 1978 a e b, 1995), Brito Neves (1983 e 1986), Santos e Brito Neves (1984), Brito Neves e Cordani (1991), Santos et al. (1984), Caby et al. (1991) e Van Schmus et al. (1995) optaram por dividir tal província em domínios estruturais ou geotectônicos, entre os quais destaca-se o Domínio da Zona Transversal (descrita em maior detalhe no item 1.2 deste Capítulo), onde se encontra o Distrito Aurífero de Itapetim (Figura 1.2 A), área esta onde foi desenvolvido esse trabalho. Estes domínios estruturais ou geotectônicos são compostos fundamentalmente por dois tipos de terrenos: a) gnáissico-migmatítico-graníticos, representados por maciços ou microplacas e, b)

metavulcanossedimentares, representadas pelos cinturões dobrados que circundam os maciços ou microplacas.

Dois tipos de magmatismo têm sido reconhecidos na Província Borborema: o primeiro tipo varia de ultramáfico a ácido, associado ao evento Transamazônico (1.8 Ga; Brito Neves et al. 1984), e um segundo tipo, de magmatismo granítico associado ao Ciclo Brasileiro com idades variando entre 0.76 e 0.51 Ga (Almeida et al. 1967, Jardim de Sá et al. 1987, Jardim de Sá et al. 1988). O vulcanismo está marcado na Província Borborema por três fases distintas variando de ácido a básico com afinidade predominantemente alcalina/cálcio-alcalina, com idades variáveis entre 1.8 e 0.51 Ga (Novais et al. 1979, Brito Neves et al. 1990, Sá et al. 1991).

As coberturas Fanerozóicas da Província Borborema (Figura 1.1) são representadas pelas bacias costeiras do Ceará, Potiguar, Pernambuco-Paraíba (PE-PB) e Sergipe-Alagoas (SE-AL), além das bacias interiores, como por exemplo, as de Tucano-Jatobá e Araripe. A origem de tais bacias associada à separação do continente Gondwana tem sido tema de vários trabalhos científicos publicados ao longo das últimas décadas por vários pesquisadores (p. ex. Almeida 1967, Lana e Milani 1986, Brito Neves 1990, Chang et al. 1988, 1991 e 1992, Matos 1987, 1992 e 2000), todos tendo em comum a ligação genética com este evento. A rotação diferencial entre a América do Sul e a África gerou na Província Borborema um regime de esforços com distensão Norte-Sul e compressão Leste-Oeste, proporcionando o desenvolvimento de diversas bacias do tipo *rift* sob regimes transtracionais e transpressionais (Almeida & Hasui 1984).

Até há pouco tempo estabelecia-se para a Província Borborema uma evolução que comportava basicamente dois grandes eventos tectono-termiais definidos pelos Ciclos Transamazônico e Brasileiro. Entretanto, o avanço do conhecimento geológico na região, aliado a novos dados geocronológicos, têm revelado novas idades para a geração de rochas magmáticas, levando os pesquisadores a suspeitarem da existência de um evento tectono-termial intermediário, definido por Brito Neves et al. (1995) como Ciclo Orogênico Cariris Velhos. Atualmente, com base em idades radiométricas Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb, quatro importantes eventos tectono-termiais estão sendo definidos na Província Borborema (Ferreira et al. 1997): 2.6 Ga (Ciclo Jequié), 2.2 - 1.8 Ga (Ciclo Transamazônico), 1.1 - 0.95 Ga (Ciclo Cariris Velhos) e 0.7 - 0.55 Ga (Ciclo Brasileiro), assim como alguns eventos discretos com idades de 3.4 Ga, 3.2 Ga, 1.7 Ga e 0.8 Ga (Van Schmus et al. 1995, Brito Neves et al. 2001a e b). Dentre tais ciclos orogênicos, o Brasileiro tem sido, até o momento, o de maior expressão em área e magnitude na Província

Borborema, definido como o último evento importante na formação de rochas e estruturas, representado por um marcante magmatismo granítico e extensas zonas de cisalhamento transcorrentes.

A ambiência tectônica da Província Borborema é caracterizada por uma crosta continental intensamente fragmentada em transcorrências e empurrões e desta maneira, tal província apresenta-se segmentada em um mosaico de zonas de cisalhamentos (Figura 1.1). A complexa rede anastomosada de direção E-NE de zonas de cisalhamento transcorrentes forma várias estruturas subsidiárias (Santos e Brito Neves 1984, Corsini et al. 1991). A direção ramificada de N para NE mostra evidências de transpressão, embora, as zonas de cisalhamento de direção E-W serem preenchidas por magmas sintectônicos mais sugestivos de transtensão (Vouchez et al. 1992). Parecem existir duas idades relativas principais para estas zonas de cisalhamento (Jardim de Sá 1984), sendo as mais antigas definidas pelas zonas dextrais de direção NE posicionadas a Norte do Lineamento Patos e as menos antigas pelas zonas sinistrais de direção NE-ENE que predominam a Sul deste lineamento. Estas zonas de cisalhamento menos antigas estariam representadas pelos grandes lineamentos de direção E-W (p. ex. Lineamentos Patos e Pernambuco).

Dentro deste complexo mosaico de zonas de cisalhamento, algumas destas zonas hospedam mineralizações auríferas em veios de quartzo, que se encontram espalhadas pelos vários domínios tectônicos da Província Borborema, sejam em faixas dobradas (maior frequência), terrenos de embasamento ou granitóides intrusivos (Coutinho 1994). Um exemplo de zona de cisalhamento que hospeda tal tipo de mineralização é a Zona de Cisalhamento de Itapetim local de estudo deste trabalho que se encontra posicionada ao Sul do Lineamento Patos e tem uma direção aproximadamente NE (Figuras 1.2 A e 1.3).

1.2 - O Domínio da Zona Transversal

Arcabouço Tectono-estratigráfico - Dentre os domínios estruturais ou geotectônicos referidos anteriormente para a Província Borborema, o Domínio da Zona Transversal (Ebert 1962, Jardim de Sá 1994, Campos Neto et al. 1994, Van Schmus et al. 1995), aqui merece destaque, por nele estarem inseridas as rochas da área do Distrito Aurífero de Itapetim. O Domínio da Zona Transversal (Figuras 1.1 e 1.2 A) compreende uma extensa região posicionada

na parte central da Província Borborema com seu eixo maior de direção E-W. Seus limites são definidos a Norte e a Sul pelos Lineamentos Patos e Pernambuco, respectivamente, a Oeste pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e a Leste pelos sedimentos costeiros Cretáceos.

Dentro da subdivisão inicial para a Província Borborema em sistemas e faixas dobradas proposto por Brito Neves (1975), o Domínio da Zona Transversal comporta dois grandes sistemas ou faixas de dobramento denominados de Piancó-Alto Brígida e Pajeú-Paraíba. Atualmente uma nova proposta de divisão vem sendo apresentada e discutida pela comunidade geológica que pesquisa a região (ex. Santos 1996, Santos e Medeiros 1997) para o Domínio da Zona Transversal em terrenos tectono-estratigráficos, tendo como base a colagem tectônica de terrenos. Nesse contexto, o Domínio da Zona Transversal foi subdividido em terrenos denominados Piancó-Alto Brígida, Alto Moxotó, Alto Pajeú e Rio Capibaribe (Santos 1996, Santos e Medeiros 1997, Ferreira et al. 1997) (Figura 1.2 A).

O terreno Piancó-Alto Brígida (Figura 1.2 A), tem como embasamento rochas gnáissicas e migmatíticas (Wanderley 1990) que são recobertas por micaxistos em fácies anfibolito, paragnaisses, mármore, quartzitos e metavulcânicas ácidas do Grupo Salgueiro (Silva Filho 1984 e 1993). O Grupo Cachoeirinha, em nível crustal superior e sobreposto ao Grupo Salgueiro, foi descrito por Gomes et al. (1981) e Silva Filho (1984) como uma seqüência de baixo grau metamórfico constituído por micaxistos, filitos, metagrauvacas, quartzitos, metavulcânicas ácidas, formações ferríferas, metacarbonatos e metaconglomerados. Os dados geocronológicos têm revelado idades em torno de 1.0 Ga (U-Pb em zircão) para algumas rochas metavulcânicas deste sistema de dobramento (Brito Neves et al. 1995).

O terreno Alto Moxotó (Figura 1.2 A) é constituído por uma seqüência supracrustal metavulcanossedimentar onde se incluem vulcânicas cálcio-alcálicas de arco magmático (Santos 1995). O embasamento deste terreno é constituído de metaplutônicas, de composição quartzo diorítica - tonalítica a granodiorítica, com intercalações de rochas metamáficas anfibolíticas (Complexo Floresta), com idade de 2.1 Ga (U-Pb em zircão), segundo Guimarães e Silva Filho (2000). Todo esse conjunto encontra-se localmente cortado por rochas graníticas de idade Brasileira. Com base em datações U-Pb em zircão, Santos et al. (1994) reporta que algumas rochas granitóides que ocorrem no terreno Alto Moxotó (cálcio-alcálico e trondhjemitos) revelam uma idade (para o caso das cálcio-alcálicas) por volta de 1.0 Ga para a formação destas rochas, mostrando assim a presença do Ciclo Cariris Velhos no terreno Alto Moxotó.

O terreno Alto Pajeú (Figura 1.2 A) é um cinturão dobrado de direção NE localizado a NW do terreno Alto Moxotó. A sequência dominante neste terreno, designada de Complexo São Caetano, é formada por rochas metassedimentares psamíticas, com intercalações de metavulcânicas e metavulcanoclásticas, de provável natureza continental cortadas localmente por rochas graníticas. Idades U-Pb obtidas em zircão e titanita determinaram em diferentes corpos graníticos do terreno Alto Pajeú pelo menos três eventos magmáticos (Leite et al. 2000): Paleoproterozóico, relacionado ao Ciclo Transamazônico (2050 Ma), Mesoproterozóico relacionado ao Ciclo Cariris Velhos (970 Ma), e Neoproterozóico relacionado ao Ciclo Brasileiro (570 Ma). Uma idade de aproximadamente 1.0 Ga (U-Pb, em zircão) foi obtida para as rochas do complexo São Caetano (Santos et al. 1994). Uma outra idade de 1.0 Ga (U-Pb, em zircão) foi obtida nos ortognaisses da localidade de Piedade do Ouro (Figura 1.3) por Kozuch et al. (1997). As idades mais antigas reportadas por Leite et al. (2000) mostram que ocorreram no terreno Alto Pajeú a formação de crosta de idades pré-brasileiras associada aos ciclos orogênicos Transamazônico (2050 Ma) e Cariris Velhos (972 Ma), e que seus registros sobreviveram às intensas modificações/obliterações que caracterizam o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano. Uma evolução tectônica envolvendo movimentos transtensivos e transpressivos de idade Meso-Neoproterozóica é atribuída ao terreno Alto Pajeú (Leite et al. 2000).

Os Corpos Granitóides - Vários corpos granitóides, pouco ou não deformados, com colocação atribuída em grande parte ao Ciclo Brasileiro, são encontrados na região do Domínio da Zona Transversal (Figuras 1.1 e 1.2 A). Almeida et al. (1967) identificaram quatro tipos distintos de granitóides: tipo Conceição (tonalitos a granitos), tipo Itaporanga (granodioríticos porfiríticos com fenocristais de K-feldspatos), tipo Itapetim (biotita granitos) e tipo Catingueira (granitóides peralcalinos).

Os granitóides brasileiros posicionados no sistema de dobramento Piancó-Alto Brigida foram estudados em maior detalhe por Sial (1986) e Sial e Ferreira (1988 e 1990) que classificaram tais corpos em: (a) granodioritos-tonalitos cálcio-alcálicos, os quais se encontram em sua maioria intrusivos no Grupo Cachoeirinha (ex. Plúton de Conceição – PB); (b) granitos porfiríticos K-calcioalcálicos, tendo como principais exemplos os plútons de Itaporanga (PB), Brejinho (PB) e Bodocó (PE); (c) sienitóides peralcalinos, tendo como principais representantes deste grupo os corpos de Catingueira (PB), Triunfo (PE) e Campo Grande (PB); (d) tonalitos e

granodioritos leucocráticos com afinidades trondhjêmíticas, encontrados principalmente nos *stocks* de Serrita (PE), bem como nos Batólitos de Salgueiro (PE) e Teixeira (porção W); (e) granitóides com afinidade shoshonítica, tem sido proposto para a parte dos Batólitos de Terra Nova (PE), porção central e Leste do Batólito de Teixeira (PB), além dos corpos de Serra Grande (PE) e Solidão (PB).

Dentre estes vários corpos granitóides encontrados no Domínio da Zona Transversal, alguns apresentam um posicionamento controlado ou afetado por zonas de cisalhamento (Vouchez et al. 1995), evidenciado por formas de “chifres” e/ou suas bordas tangenciando tais zonas. Além destas características, esses corpos intrusivos geralmente mostram uma trama PFC (*pre-full crystallization*) e/ou SPD (*subsolidus plastic deformation*), o que sugere um controle destas zonas de cisalhamento sobre o posicionamento de tais corpos granitóides, (Medeiros 1995). Este controle estrutural mostra-se representado pelo alinhamento de rochas granitóides shoshoníticas/peralcalinas principalmente segundo o Lineamento Pernambuco, bem como em outra faixa de direção NE que se estende desde o Lineamento Pernambuco, passando pelas regiões de Triunfo (PE), Catingueira (PB), Teixeira (PB) e Passagem (PB) até próximo ao Lineamento Patos. Esta faixa de direção NE, corresponde à chamada “linha sienítica” definida por Sial (1986), Ferreira e Sial (1986), Sial e Ferreira (1988).

Os dados geocronológicos U-Pb e idade modelo Sm-Nd para granitóides e metavulcânicas do Domínio da Zona Transversal apresentados por Brito Neves et al. (1993) e Van Schmus et al. (1993), reforçam a hipótese de geração de rochas no intervalo 1.2 - 1.0 Ga, evento este interpretado por alguns pesquisadores como um episódio de rifteamento, marcando o início do Ciclo Brasileiro. Todavia, Santos (1993), Santos e Brito Neves (1993) e Santos et al. (1993), baseados nesse mesmo conjunto de dados, admitem a existência de um ciclo geodinâmico completo no intervalo de 1,1 - 0,9 Ga, na porção Sul da Faixa Salgueiro–Cachoeirinha revelando assim para o Domínio da Zona Transversal características de um orógeno colisional desenvolvido durante uma complexa colagem Meso (Ciclo Cariris Velhos) e Neoproterozóica (Ciclo Brasileiro) no intervalo entre 1.1 e 0.57 Ga (Santos 1995, Santos et al. 1997).

As Coberturas Fanerozóicas - As coberturas fanerozóicas, na porção geográfica central do Domínio da Zona Transversal são dominadas pelas bacias sedimentares “interiores” do nordeste brasileiro, destacando-se entre estas a bacia do Araripe (Figuras 1.1 e 1.2 A) com cerca

de aproximadamente 8.000 km² (Ponte e Ponte Filho 1996). Entre outras bacias “interiores” com menor expressão em área pode-se destacar as bacias de São José do Belmonte, Cedro, Socorro/Santo Inácio, Betânia, Mirandiba, Bom Nome e Afogados da Ingazeira. Todas essas bacias sedimentares apresentam distintos ciclos de sedimentação registrados a partir do Paleozóico. O limite Oeste do Domínio da Zona Transversal é ocupado por parte das coberturas paleozóicas da bacia do Parnaíba e no limite Leste por parte dos sedimentos meso-cenozóicos da bacia “costeira” Pernambuco-Paraíba (PE-PB).

O embasamento cristalino destas bacias sedimentares “interiores” é formado por diferentes domínios estruturais pertencentes à Zona Transversal. Estes domínios são marcados por zonas de cisalhamento tidas na sua grande maioria como de idade neoproterozóica (Jardim de Sá 1994). A reativação eocretácica destas zonas durante o processo de rifteamento intracontinental mesozóico, associado à abertura e formação do Atlântico Sul, condicionou a estruturação interna das bacias intracratônicas. Neste contexto, tais bacias *rift* registram em seu arcabouço geométrico a relação entre os esforços distensionais cretácicos e as reativações das zonas de fraqueza crustais preexistentes, que definem a trama estrutural atual da Província Borborema (Matos 1987).

Matos (1987, 1992) e Chang et al. (1988) reconheceram pelo menos três importantes estágios tectônicos, em resposta à dinâmica das placas tectônicas durante o início da fragmentação do Gondwana, denominando-os de *sin-rift* I, II e III. O primeiro estágio tectônico refere-se ao início da deformação distensional, com uma deposição de clásticos em uma ampla depressão denominada de “Depressão Afro-Brasileira”; o segundo estágio se caracteriza pelo desenvolvimento de bacias *rift* controladas por falhas de rejeito preferencialmente normal, definindo meio-*grabens* assimétricos; e no terceiro estágio, o processo distensivo começa a concentrar a deformação ao longo da futura margem continental causando uma grande mudança na cinemática *rift*. Este sistema *rift* do Nordeste do Brasil sofreu uma maior influência dos dois últimos estágios ou fases *sin-rift*, quando ocorreram os principais esforços de estiramento e ruptura crustal com reativação das extensas zonas de cisalhamento proterozóicas e uma expressiva sedimentação nas bacias “costeiras” e “interiores”. Conseqüentemente, o processo de rifteamento na crosta superior teria sido influenciado, sobremaneira, por zonas de fraqueza proterozóicas (Matos 1987, 1992).

Para a evolução tectono-sedimentar da Margem Equatorial Atlântica, considerando que os mecanismos distensionais comumente aceitos para descrever o processo clássico de evolução de uma margem passiva, não explicam corretamente a cinemática e a geometria observada nas bacias de margem transformante, Matos (2000) propõe uma nova abordagem. Assim, ao invés de caracterizar as tectono-sequências em *sin-rift*, o referido autor considera uma divisão baseada tanto no estágio de desenvolvimento das zonas transformantes, quanto no posicionamento das bacias em relação a estas zonas, propondo três estágios principais denominados de Pré, Sin e Pós-Transformantes.

O Arcabouço Tectono-estrutural - A importante direção regional variável entre E-W e NE-SW das estruturas impressas nas rochas do Domínio da Zona Transversal (Figuras 1.1 e 1.2 A), bem como a colocação e/ou a forma de alguns corpos granitoides são atribuídos a eventos tectônicos durante o Ciclo Brasileiro. Tal regime tectônico, definido como de caráter transcorrente, teve como resultado a instalação de zonas de cisalhamento representadas pelos Lineamentos Patos e Pernambuco (de primeira ordem) e inúmeras outras zonas de cisalhamento (de segunda e terceira ordens) distribuídas regionalmente. Dentre as zonas de cisalhamento de segunda ordem destaca-se as de Afogados da Ingazeira, Serra do Caboclo, Boqueirão do Cochos, Riacho dos Bezerros, Congo, Juru, Coxixola e Jabitacá-Prata e dentre as zonas de terceira ordem destacamos a Zona de Cisalhamento de Itapetim que abriga vários distritos auríferos da região homônima. Todo o conjunto destas zonas de cisalhamento representa uma trama de cisalhamentos dúcteis-rúpteis, associada a faixas de dobramento em regime transpressivo afetando gnaisses e migmatitos do embasamento, bem como os metassedimentos e metavulcânicos das faixas supracrustais e corpos granitoides (Amaro et al. 1991).

O padrão estrutural do Domínio da Zona Transversal, assim como a forma de alguns corpos granitoides, levou Jardim de Sá (1994), a definir um “modelo em dominó” para a região, em que a movimentação das zonas de cisalhamento de direção NE teria se dado num regime cinemático sinistral. Tal modelo difere do proposto por Corsini et al. (1992) e Vouchez e Egydio da Silva (1992), onde tais pesquisadores defendem uma cinemática dextral para a maioria das zonas de cisalhamento de direção NE. Aplicando os mesmos critérios cinemáticos usados por Jardim de Sá (1994), para definir o sentido de movimento das zonas de cisalhamento no Domínio da Zona Transversal, Medeiros (1995) constatou que a cinemática de tais zonas com direção NE

é predominantemente sinistral, corroborando desta forma com o modelo proposto por Jardim de Sá (1994).

O bandamento gnáissico (S_n) impresso nas litologias do embasamento do Domínio da Zona Transversal representa a deformação mais antiga (D_n) da região, cujo metamorfismo em alguns locais, alcançou anatexia. O embasamento e a cobertura Proterozóica foram afetadas por um tectonismo tangencial de idade Transamazônica (Macedo et al. 1984), de baixo ângulo (D_{n+1}/D_{n+2}) acompanhado de plutonismo granitóide. Uma deformação D_{n+3} , caracterizada por dobras comumente apertadas de plano axial verticalizado é relacionada a uma tectônica dúctil transcorrente de idade Brasiliana (Jardim de Sá 1984). O arranjo desta deformação D_{n+3} caracteriza-se por uma foliação de plano axial (S_3) de direção NE-ENE ou aproximadamente E-W com forte mergulho, lineações de crenulação, além de lineações minerais desenvolvidas em quartzo, agregados micáceos e lineações de estiramento (L_3) de baixo ângulo (Jardim de Sá 1984).

Província Borborema (NE do Brasil)

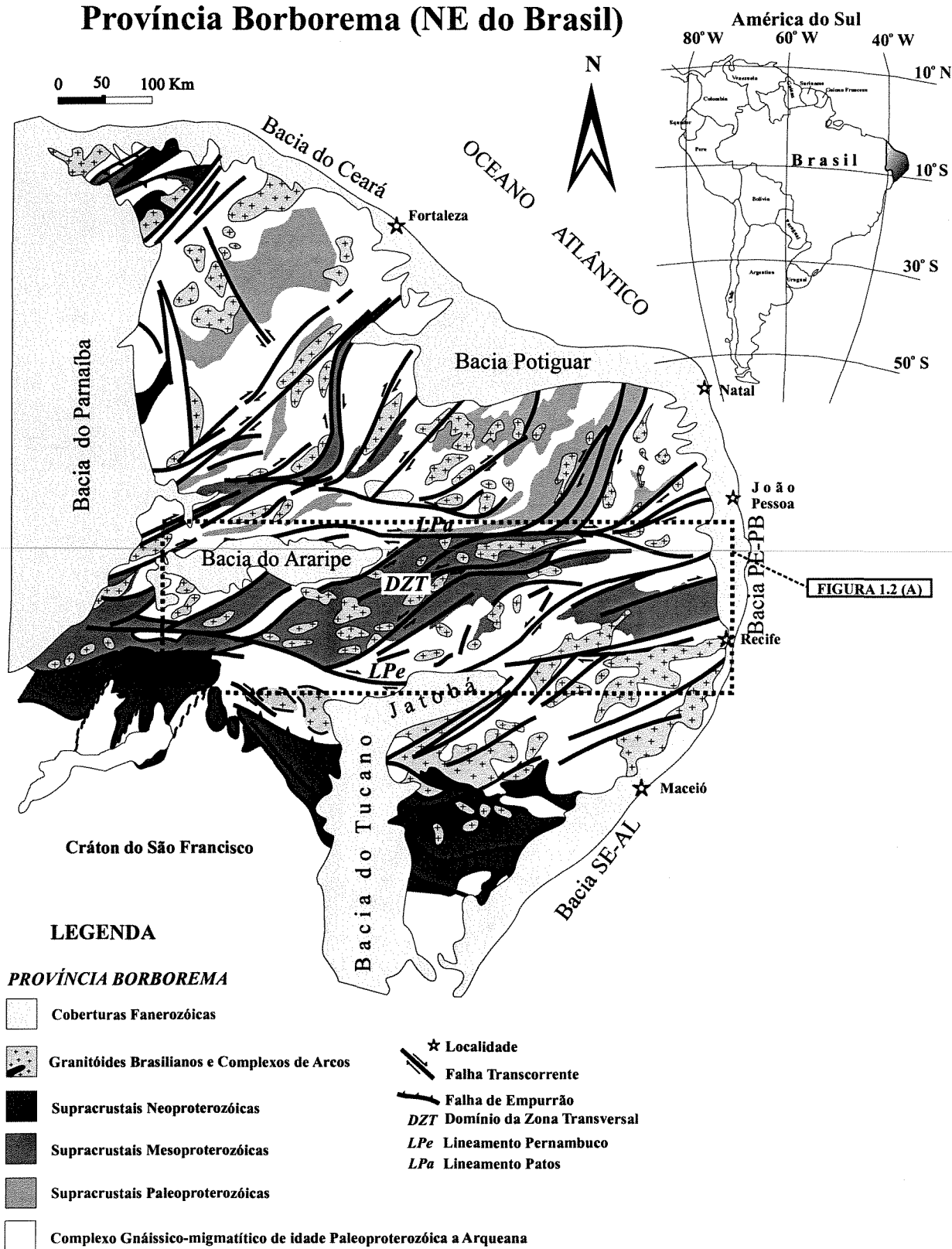


Figura 1.1 - Mapa geológico da Província Borborema mostrando os principais contextos tectono-estratigráficos e a localização da área do Domínio da Zona Transversal (Modificado de Archanjo 1993). A legenda desta Figura foi também empregada na Figura 1.2.

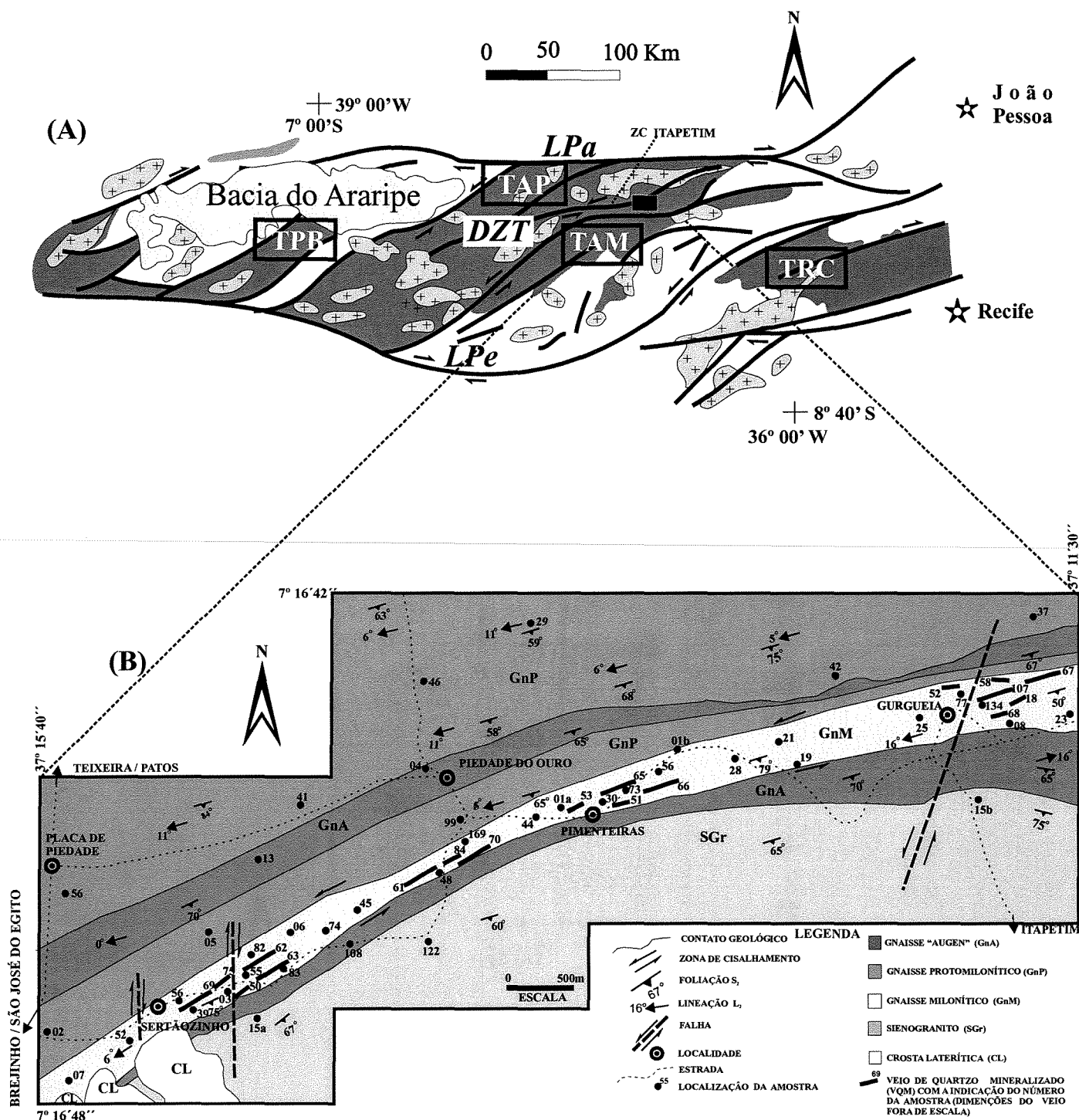


Figura 1.2 - (A) Mapa geológico simplificado do Domínio da Zona Transversal (DZT) - Província Borborema - mostrando a área do Distrito Aurífero de Itapetim e os principais terrenos propostos por Santos (1995) - TAP-Terreno Alto Pajeú; TAM-Terreno Alto Moxotó; TPB-Terreno Piancó-Alto Brígida; TRC-Terreno Rio Capiberibe (Modificado de Santos e Medeiros, 1997). (B) Mapa geológico simplificado da área de Itapetim, mostrando os principais litotipos e feições estruturais (modificado de Silveira, 1997). A legenda desta Figura 1.2 (B) será empregada nas Figuras 2.1 e 3.1 - 3.5.



Figura 1.3 - Fotografia aérea de parte da região de Teixeira(PB) - Itapetim(PE) mostrando a localização da área deste trabalho e o *trend* da Zona de Cisalhamento de Itapetim.

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA DO DISTRITO AURÍFERO DE ITAPETIM

2.1 - Introdução

O Distrito Aurífero de Itapetim está situado no Domínio da Zona Transversal (Figura 1.2 A), a Sul do Lineamento Patos, entre os Batólitos de Teixeira e Brejinho, compondo parte da borda Norte do terreno Alto Pajeú. Os principais litotipos (Figuras 1.2 B e 2.1 A) deste distrito, são representados por ortognaisses (gnaisse “augen”), geralmente transformados em gnaisses protomiloníticos a miloníticos pela ação da deformação e metamorfismo hidrotermal, e gnaisses de composição sienogranítica, esses últimos situados na porção Sul da área.

O estudo petrográfico das rochas que fazem parte da área estudada, envolveu a descrição de 86 seções delgadas entre as quais 17 seções delgada-polidas. As nomenclaturas adotadas na descrição dos minerais e na classificação das rochas e do minério, seguiram as propostas apresentadas por Deer et al. (1985), Streckeisen (1974), Winkler (1979) e Ramdohr (1969). O teor de anortita determinado no plagioclásio (na ausência de análise química do mineral) foi estimado pelo método de Michel-Levy apresentado por Deer et al. (1985).

2.2 - Petrografia das Unidades de Rochas

Gnaisse “Augen” (GnA) - Esta rocha mostra textura granoblástica a granolepidoblástica, exibindo localmente estreitas faixas miloníticas com desenvolvimento de uma trama planar marcada por biotita ± muscovita, quartzo, e feldspatos. São rochas do tipo “augen” que apresentam uma coloração cinza e textura inequigranular porfirítica grossa (Figuras 2.2 A e B; 2.3 C e D). A mineralogia essencial é formada por quartzo (35 a 40%), plagioclásio (10 a 15%, com 35 a 40% de anortita), microclina (30 a 40%), biotita (10 a 15%) e muscovita (1 a 5%), com quantidades acessórias de sericita, epidoto, granada, apatita, clorita, alanita, titanita, zircão e magnetita. O quartzo ocorre como agregados granulares, exibindo extinção ondulante, textura

poligonal e como faixas (*ribbons*) que se alinham segundo a foliação S_2 . O plagioclásio, ocorrendo como formas hipidiomórficas ou xenomórficas, exibe sinais de deformação dados por geminações curvas, fraturamento e extinção ondulante. Os megacrístais ou porfiroclastos de plagioclásio se alongam segundo a direção do plano de foliação principal (S_2). Mostram-se saussuritizados ou com indícios de transformação para microclina. O feldspato-K mostra formas hipidiomórficas a xenomórficas, deformados e localmente alterados para muscovita e sericita. A granada ocorre como cristais variando entre hipidiomórficos a xenomórficos distribuídos na matriz da rocha, sugerindo uma possível natureza pré-tectônica com relação à deformação por cisalhamento. A biotita se mostra como cristais alongados ripiformes, exibindo contatos retos e irregulares, com coloração avermelhada, localmente podendo estar transformada em muscovita ou clorita. A muscovita apresenta-se como cristais alongados, contatos retos e serrilhados, sendo geralmente produto de alteração de plagioclásio, microclina e biotita. Os minerais acessórios encontram-se dispersos na rocha, alguns como produto de alteração (ex. sericita, e clorita).

Gnaiss Protomilonítico (GnP) - Esta rocha é produto de transformação do gnaiss “augen” pelo aumento de intensidade da deformação cisalhante mostrando alternância de bandas claras e escuras (Figuras 2.2 C e D; 2.3 E e F), diferindo-se entre si pela granulometria que varia de média à fina, caracterizando o início do processo de milonitização. A composição modal é representada pelos minerais essenciais formada por quartzo (40 a 50%), andesina (10 a 15% com 39 a 44% de anortita), microclina (25 a 30%), biotita (15 a 20%), muscovita (5 a 10%) e os minerais acessórios sericita, carbonato, titanita, ilmenita, granada, allanita, epidoto, clorita, mica branca, zircão, apatita e localmente pirita e magnetita. O quartzo mostra-se como cristais xenomórficos, exibindo localmente textura poligonal ao longo de faixas (*ribbons*), ou encontram-se estirados segundo a foliação milonítica (S_2) em torno de porfiroclastos de microclina e plagioclásio. Apresenta extinção ondulante, fraturamento e redução no tamanho dos grãos. O plagioclásio ocorre como cristais xenomórficos a hipidiomórficos, exibe geminação polissintética, fraturamento, e localmente é substituído por microclina (microclinização). Em vários locais este mineral mostra uma textura porfiroclástica. O feldspato-K representado por microclina encontra-se variando na sua forma entre xenomórfica a hipidiomórfica, exibindo contatos irregulares e fraturamento, estirados no plano da foliação. A biotita acompanha a trama geral da rocha, desviando-se dos porfiroclastos de plagioclásio e feldspato-K e, juntamente com

estes e o quartzo, definem a foliação. Os minerais acessórios também encontram-se estirados segundo a foliação protomilonítica. Minerais opacos (p. ex. pirita) aumentam de quantidade na rocha alinhando-se segundo a foliação protomilonítica (S_2) a qual é desviada pelos cristais de feldspatos (Figura 2.4 A).

Gnaiss Milonítico (GnM) - Esta rocha é considerada como produto da transformação do gnaiss protomilonítico pelo aumento da taxa da deformação e metamorfismo hidrotermal causado pelo aporte de fluidos. Apresenta textura granolepidoblástica fina a média (Figuras 2.2 E e F). Mostra uma composição mineralógica essencialmente formada por quartzo (40 a 50%), plagioclásio (5 a 10% com 40 a 42% de anortita), microclina (10 a 15%), biotita (15 a 20%), muscovita (5 a 10%), carbonato (ankerita e calcita – 1 a 5%) e clorita (1 a 5%), com quantidades acessórias de albita, apatita, zircão, turmalina, allanita, granada, sericita, magnetita, rutilo, ilmenita, titanita, e pirita. O quartzo aparece como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, exibindo extinção ondulante e fraturamento. Os contatos são retos e irregulares, localmente desenvolvendo textura poligonal ou preservando aspecto de faixas (*ribbons*). O plagioclásio é principalmente andesina (40 a 42% de anortita), hipidioblástica a xenoblástica, dispersos numa matriz que sofreu redução no tamanho de grãos (milonitização). O feldspato-K se apresenta xenomórfico freqüentemente alterado para muscovita em alguns locais. A biotita, localmente alterada para muscovita e clorita, é xenomórfica a hipidiomórfica, apresenta contatos retos e serrilhados e define a foliação da rocha (Figura 2.4 B). A muscovita apresenta-se como principal produto da alteração da biotita ao longo da foliação milonítica principal, exibindo microestruturas pisciformes (*mica fish*), além de superfícies compostas S-C e S-C'. Os minerais, pirita, magnetita e ilmenita são os opacos mais abundantes e estão alinhados segundo a foliação. A clorita mostra-se em pequenos cristais nos contatos das biotitas e muscovitas, resultado da alteração da biotita. O carbonato aparece disperso na matriz da rocha e/ou como pequenas vênulas cortando a foliação milonítica (Figuras 2.4 C e D)

Sienogranito (SGr) - Esta litologia, que aflora na porção SSE da área (Figura 2.1), tem coloração cinza claro-amarelada, textura lepidogranoblástica, granulometria média a fina, foliação incipiente, com raros fenocristais de feldspatos-K (Figuras 2.3 A e B). A composição mineralógica é essencialmente representada por quartzo (20 a 30%), plagioclásio (30 a 40% com 15 a 25% anortita), microclina (40 a 50%), biotita (5 a 10%) e muscovita (5 a 10%). Como

minerais acessórios aparecem zircão, apatita, epidoto, titanita e magnetita. Em local onde a rocha foi afetada pelo cisalhamento, estão presentes a clorita, sericita, carbonatos e pirita. O quartzo é xenomórfico e exibe contatos retos e curvos (Figura 2.4 E), apresentando localmente textura poligonal típica de recristalização em equilíbrio. O plagioclásio ocorre como cristais de granulação média, hipidiomórficos a xenomórficos, parcialmente alterados para mica branca. A microclina é hipidiomórfica com contatos irregulares e mostra geminação albita-periclínio e textura pertítica. A biotita ocorre na forma de lamelas hipidiomórficas a xenomórficas com contatos retos e irregulares, mostrando localmente inclusões de epidoto, zircão e titanita.

O quadro litológico da área do Distrito Aurífero de Itapetim é completado por pequenos corpos de rochas intrusivas formados por anfibolitos, pegmatitos e aplitos. Duas gerações de diques pegmatíticos foram identificadas, sendo uma mais antiga posicionada paralelamente à foliação S_2 , e outra mais nova ortogonal a foliação S_2 . Os corpos anfibolíticos exibem estruturas planar (S_2) e linear (L_2) frequentemente encaixados na foliação da rocha, enquanto os corpos leuco-graníticos e aplíticos são isotrópicos e cortam a foliação da rocha encaixante em alto ângulo.

2.3 - Deformação e Metamorfismo das Unidades de Rochas

Os dados estruturais em escala meso-microscópica, juntamente com avaliações de pressão e temperatura obtidas por meio de observações petrográficas e de paragêneses minerais, permitiram caracterizar duas fases de deformação e metamorfismo na área de Itapetim. A primeira fase D_1/M_1 é pouco expressiva na área de Itapetim e caracterizada por uma foliação (S_1) de baixo ângulo. A segunda fase D_2/M_2 é marcante e bem penetrativa caracterizando-se por uma foliação (S_2) de alto ângulo, associada a uma tectônica transcorrente, com cinemática predominantemente sinistral, de direção NE-SE ou E-W, denominada de Zona de Cisalhamento de Itapetim. Ainda associada à fase D_2 foi também possível identificar uma fase D_2' (tardia dentro da fase D_2), nas rochas da área de Itapetim. A distribuição espacial dos principais elementos macroscópicos planares e lineares da deformação D_2 predominante são mostrados na Figura 2.1.

A fase D_1 de deformação, de pouca expressividade, foi registrada em apenas um local onde o gnaiss “augen” foi preservado da deformação cisalhante sobreposta (fase D_2). D_1 é marcada por

um bandamento gnáissico de granulação grossa (S_1) evidenciado por níveis quartzo-feldspáticos intercalados com níveis ricos em biotita, mostrando processos de anatexia. O bandamento apresenta-se em baixo ângulo, com uma direção de 150°Az e um mergulho de 12°S , e com uma discreta e incipiente lineação L_1 de direção SE-NW contida no plano S_1 , dada pelo estiramento de quartzo e feldspatos. Este bandamento encontra-se fortemente obliterado e mascarado por uma nova foliação S_2 atribuída ao cisalhamento transcorrente da fase D_2 implantada pela Zona de Cisalhamento de Itapetim. A tectônica tangencial da fase D_1 foi atribuída ao evento Cariris Velhos (Brito Neves et al. 1995, Rangel da Silva et al. 1997).

O metamorfismo M_1 associado à fase de deformação D_1 desenvolveu-se em fácies anfibolito superior, indicado por evidências de anatexia, migmatização, e o bandamento invadido por veios de material quartzo/feldspático, aplítico e pegmatítico. Estas observações foram feitas fora da área estudada, na região de Desterro, a Leste da área de Itapetim. A mineralogia que caracteriza este metamorfismo M_1 consiste de quartzo, plagioclásio (35 a 45% de anortita), microclina, biotita, granada e mais raramente hornblenda. Para este metamorfismo, usando-se cálculos termobarométricos, Coutinho (1994) atribuiu uma pressão de 4.7 kbar e uma temperatura de 703°C , enquanto Bittar (1999) mostrou que o pico metamórfico deste metamorfismo M_1 deu-se a uma pressão de 4.4 Kb e temperatura de 700°C , portanto valores muito semelhantes.

A fase D_2 de deformação é marcada por uma foliação penetrativa (S_2) que define localmente uma orientação sinuosa e anastomosada dada por quartzo e biotita entre os megacristais de feldspatos, sendo a ela associada uma lineação de estiramento mineral (L_2), dada por feldspatos e quartzo (Figura 2.3 D). A estruturação desta fase é atribuída à instalação e desenvolvimento da Zona de Cisalhamento de Itapetim. Planos de foliação milonítica S-C indicando cinemática predominantemente sinistral, ou localmente dextral, cristais de feldspatos com sombra de pressão assimétrica, redução e recristalização de grãos, faixas (*ribbons*) de quartzo, microfraturamento e saussuritização de plagioclásio, microestruturas pisciformes (*mica fish*), extinção ondulante, recuperação ou recristalização, formação de subgrãos em cristais de quartzo, e geminações curvas em feldspatos e microfraturas, são as principais evidências desta deformação cisalhante.

A fase de deformação D_2 , mais tardia, está representada, por clivagens de crenulações, *kinks bands*, eixos de crenulações e pequenas falhas transtracionais e transpressionais. Os planos

da clivagem de crenulação S_2 mostram uma direção principal NNW-SSE com mergulho em torno de 90° . A tectônica de caráter rúptil de D_2 está representada por pequenas falhas sintéticas e antitéticas ou de extensão em alto ângulo, com as bordas da zona de cisalhamento produzindo componentes de rejeito horizontal e vertical na escala de centímetros, e fraturas. Nos gnaisses “augen” e protomilonítico algumas destas falhas estão preenchidas por pegmatitos e material granítico aplítico nas direções NNW-SSE e ENE-WSW que localmente são truncados pela reativação da Zona de Cisalhamento de Itapetim (Figura 2.3 F).

O metamorfismo M_2 , associado à fase de deformação D_2 , produziu no interior da zona de cisalhamento assembléias minerais que se desenvolveram em condições de fácies anfibolito no gnaiss “augen” e gnaiss protomilonítico e que posteriormente, como resultado de uma maior taxa de deformação e participação de fluidos, foram substituídas por uma assembléia de alteração hidrotermal em condições de fácies xisto verde no gnaiss milonítico. Nas zonas de maior alteração hidrotermal, a mineralogia é representada por quartzo, albita, carbonato, clorita, muscovita, sericita, e turmalina. Quando presente, a hornblenda é alterada para biotita e epidoto, enquanto o feldspato-K altera-se para sericita e/ou muscovita e o plagioclásio torna-se saussuritizado.

Dois estágios de metamorfismo hidrotermal foram identificados nos gnaisses miloníticos: i) um primeiro estágio marcado por transformações de feldspato, plagioclásio, biotita e granada em sericita, muscovita, clorita e biotita, respectivamente, e uma maior quantidade de magnetita paralela à foliação do gnaiss protomilonítico e ii) um segundo estágio, mais tardio, caracterizado pela acentuada cloritização da biotita, sericitização do feldspato-K, silicificação, turmalinização, carbonatação e sulfetação (Figura 2.4 F), além do aporte de um grande número de veios de quartzo.

2.3.1 - Química Mineral e Termobarometria - As condições de pressão e temperatura do metamorfismo (M_2) foram avaliadas com base em dados de composição química e equilíbrio de minerais coexistentes.

O material selecionado para análises de química mineral e tratamento geotermobarométrico foi representado por: (i) quatro (4) amostras de veios de quartzo com inclusões de clorita, para a análise química da mesma; (ii) quatro (4) amostras do gnaiss milonítico encaixante dos referidos veios de quartzo, para a análise química da clorita presente na

rocha; (iii) uma (1) amostra do gnaiss protomilonítico e outra do gnaiss milonítico encaixante do minério para a análise química da paragénesis granada-biotita-muscovita-plagioclásio.

A análise da composição química dos minerais foi feita no Laboratório de Microsonda do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, usando-se uma sonda CAMECA-SX-50. Na análise, utilizou-se um potencial de aceleração de 15 kV e diâmetro do feixe de 1 µm para a análise de clorita, micas e feldspatos e, 5 µm para a análise de granada. Os resultados analíticos são mostrados nos Anexos 2.1A e B, 2.2A e B; 2.3A e B.

Termometria da Clorita - A clorita analisada nos veios de quartzo é neoformada e ocorre de maneira isolada ou eventualmente preenchendo fratura, enquanto que a clorita da matriz do gnaiss milonítico é resultado da transformação de biotita. A temperatura de formação das cloritas foi estimada usando-se a equação empírica de Cathelineau (1988). Os resultados obtidos são apresentados nas Figuras 2.6 A e B e nos Anexos 2.3.1A, B, C e D. Os valores de temperatura calculados para a clorita inclusa nos veios de quartzo variaram entre 255 °C e 413 °C. As maiores frequências dos valores de temperatura ficaram entre 350 °C e 375 °C, tanto para a clorita dos veios de quartzo quanto para a clorita do gnaiss milonítico. A segunda maior frequência de temperatura ficou entre 375 °C e 400 °C, também para ambos os casos.

Termobarometria da Assembléia Granada-Biotita-Plagioclásio-Muscovita - Os minerais desta associação ocorrem distribuídos na matriz das rochas gnaisses “augen”, protomilonítico e milonítico encaixados na foliação S₂, mas apenas amostras dos gnaisses protomilonítico e milonítico (Figuras 2.5 C e D) foram utilizados para a análise química da referida assembléia mineral (Anexos 2.3.1 E e F).

As estimativas de pressão e temperatura para a assembléia granada-biotita-plagioclásio-muscovita foram feitas a partir de cálculos processados pelo programa P-T de Spear e Peacock (1990). Os resultados mostram (Figuras 2.6 C e D) que a composição química desta associação mineral para o gnaiss protomilonítico é compatível com uma temperatura de metamorfismo em torno de 630 °C e pressão em torno de 6,2 kb (fácies anfibolito superior). Este valor pode provavelmente está refletindo uma pressão e uma temperatura do momento inicial do retrometamorfismo (e início do cisalhamento). Para o gnaiss milonítico, a associação mineral analisada mostrou uma composição química compatível com uma temperatura de retrometamorfismo hidrotermal em torno de 470 °C e pressão em torno de 3.8 Kb.

2.4 - A Zona de Cisalhamento de Itapetim e os Corpos de Minério

Duas grandes estruturas lineares marcadas pelas Zonas de Cisalhamento ou lineamento de Patos, a Norte da área de Itapetim e de direção E-W, e Afogados da Ingazeira, a SE da área e de direção NE-SW, definem o *trend* regional na área de Itapetim. Estas zonas de cisalhamento marcam o desenvolvimento de milonitos, colocação de granitos e movimentação dextral ou sinistral (Leterrier et al. 1990, Vauchez et al. 1992).

Entre essas duas zonas de cisalhamento, encontra-se a Zona de Cisalhamento de Itapetim com extensão de aproximadamente 100 km na direção ENE-WSW e uma largura média na região de Itapetim, de maior intensidade de deformação, de aproximadamente 500 m. Os dados estruturais macroscópicos e microscópicos (p.ex. veios seccionados e deslocados, relações S-C, pequenas dobras de arrasto, cristais assimétricos de feldspatos, entre outros) descritos a seguir, mostram um padrão de cinemática transcorrente com movimentação sinistral predominante, apesar de indícios de movimentação dextral ter sido também observado, principalmente na porção mais a Oeste da área, próximo à localidade de Gurgueia. Cristais de feldspato mostrando sombra de pressão simétrica também foram registrados, evidenciando assim momentos de deformação por cisalhamento puro durante a evolução das rochas posicionadas na Zona de Cisalhamento de Itapetim.

A rocha mais característica desta zona de cisalhamento, o gnaiss milonítico, mostra-se heterogranular, onde os grãos maiores permanecem eventualmente como porfiroclastos de feldspatos e raramente de quartzo e granada. Feições produzidas pela deformação cisalhante tais como foliação milonítica penetrativa, trama S-C, bandas de cisalhamento, lineação de estiramento mineral, rotação de grãos, recuperação e recristalização dinâmica de minerais (p. ex. quartzo), foram observadas.

A foliação S_2 , que marca os planos miloníticos, posiciona-se em alto ângulo com mergulho para Sul e contém uma lineação de estiramento mineral de baixo ângulo (L_2) formada por agregados quartzo-feldspáticos (Figuras 2.1 A e C; 2.3 D).

As estruturas frágeis macroscópicas estão representadas na Zona de Cisalhamento de Itapetim por falha sintética (R), antitética (R') e fratura extencional não preenchidas, esta última mostrando uma direção predominantemente N-S (Figuras 2.1 A e C), enquanto as microscópicas

(descritas em detalhe no Capítulo 3) são representadas por microfraturas preenchidas por inclusões fluidas ou vazias.

Os veios de quartzo auríferos, na sua grande maioria, estão posicionados nas proximidades do centro da zona de cisalhamento, predominantemente hospedados no gnaiss milonítico (Figura 2.1) e invariavelmente encaixados numa posição paralela ou subparalela à foliação (S_2) milonítica (Figuras 2.7 A - F). Estes veios podem ser definidos como veios de cisalhamento (*shear veins*), pela definição de Ramsay e Huber (1983, 1987), ou veio do tipo central pela terminologia de Hodgson (1989). Dentro de um modelo genérico para o posicionamento espacial de estruturas frágeis desenvolvidas em uma zona de cisalhamento, como por exemplo, o “modelo de Riedel”, estes veios estariam encaixados em estruturas do tipo Y, ou seja, no interior da zona principal de deslocamento e de maior deformação (Figuras 2.8 e 2.9).

Alguns destes veios de quartzo mostram evidências de um processo de crescimento do tipo *crack-seal*, com bandas ou fatias da rocha encaixante alinhadas paralelamente às paredes do veio, dando assim um aspecto bandado ou “fitado” ao veio (Figura 2.7 H). Lineação de estiramento mineral (quartzo) de baixo ângulo também foi observado nas bordas destes veios. Padrões de boudinagem assimétrica (Figura 2.7 B) ou localmente simétrica, com o eixo do *boudin* paralelo a lineação de estiramento mineral L_2 , mostra que o processo de formação destes veios se deu durante o período de desenvolvimento do cisalhamento, com atuações variáveis entre o cisalhamento do tipo não coaxial e o cisalhamento puro. Alguns veios mostrando evidências de fraturamento hidráulico foram também localmente observados (Figura 2.7 G).

Tomando-se como base o modelo de cisalhamento (Figura 2.8) proposto por Riedel (In: Ahlgren 2001), a distribuição destas estruturas frágeis macroscópicas para a Zona de Cisalhamento de Itapetim é mostrada na Figura 2.9. O posicionamento destas estruturas admite para o tensor regional máximo σ_1 uma localização próximo à uma direção Norte-Sul (NNW-NNE), na direção das fraturas de extensão.

A área do Distrito Aurífero de Itapetim é formada por um conjunto de setores mineralizados denominados de Catolé, Gurgueia, Pimenteiras, Piedade, Sertãozinho, Degredo, Pajeú, Cachoeira Salgada, Santa Teresa, Guilhermina, Mãe da Lua, Mãe D'Água, Carnaubinha, Chico Antônio, Olho D'Água de Velhos e São José. A área deste trabalho de pesquisa abrange apenas os setores de Sertãozinho, Piedade, Pimenteiras e Gurgueia (Figura 2.1), os quais formam o trecho mais explorado por atividade garimpeira desta região.

Os corpos de minério são formados por conjuntos de veios e vênulas de quartzo com espessura variável entre 3 e 50 cm. A zona mineralizada tem uma largura média aproximada de 300 m e uma extensão de aproximadamente 8 km ao longo da zona de cisalhamento. Evidências macro e microscópicas mostraram que tais veios foram posicionados durante o evento de deformação D₂. Estas evidências são marcadas nos veios por milonitização, boudinagem ao longo do eixo X (paralelo a lineação de estiramento mineral), anisotropia planar e linear interna paralela à trama SL das rochas encaixantes e microzonas de cisalhamentos internas, sugerindo que ambos (veios de quartzo e foliação/lineação do gnaiss milonítico) estiveram inseridos em um mesmo regime de deformação.

Nas zonas mineralizadas os corpos de minério são definidos pela mineralogia da rocha encaixante e pela mineralogia dos veios de quartzo. A mineralogia dos gnaisses miloníticos, além da fase silicatada -sulfetada-carbonatada, mostra também uma fase óxido definida por magnetita, hematita, rutilo e ilmenita, em geral disseminados dentro dos planos de milonitização destas rochas. Os veios de quartzo são formados predominantemente de quartzo e quantidades acessórias de biotita, muscovita, turmalina, clorita, pirita, calcopirita, pirrotita, galena, hematita, magnetita, rutilo, ilmenita, esfeno, esfalerita, covelita, goethita e ouro.

O modo de ocorrência dos minerais é definido da seguinte forma: os grãos de quartzo da grande maioria dos veios mostram um grau de deformação variável marcado por processo de recristalização em geral ao longo do limite do cristal maior (cristal mãe), bandas de deformação (extinção ondulante) e microzonas de cisalhamento. O restante da fase silicatada, dada por biotita, muscovita, turmalina e clorita ocorre alinhado paralelamente às bordas dos veios ou disseminados de maneira aleatória dentro destes veios. A pirita, predominante entre os sulfetos, ocorre na forma de cristais milimétricos disseminados e alinhados ao longo da foliação milonítica dos gnaisses. Outras formas de ocorrência deste mineral incluem disseminações nas bordas ou no interior dos veios de quartzo, ou ainda preenchendo microfraturas dentro desses mesmos veios (Figuras 2.5 E e F). Os cristais de pirita euédrica estão posicionados nas bordas ou no interior de veios de quartzo. Localmente cristais de pirita englobam cristais de calcopirita ou pirrotita, ou mostram-se em contato com esfalerita. A pirrotita ocorre como cristais isolados dentro dos veios de quartzo ou disseminada dentro dos planos de foliação milonítica. Frequentemente este mineral mostra-se englobando cristais de pirita ou menos freqüente sendo englobado por pirita. A calcopirita apresenta-se como cristais isolados e disseminados dentro dos veios de quartzo ou

localmente englobados por esfalerita. Localmente a calcopirita mostra-se substituída por covelita como lamelas de cor azulada. A esfalerita ocorre como cristais isolados dentro do veio de quartzo englobando localmente cristais de calcopirita. A ilmenita, a titanita e o rutilo geralmente ocorrem associados, posicionando-se com frequência nos planos de foliação milonítica (S_2) próximo às bordas dos veios. É muito comum se observar uma massa de minerais formada por ilmenita no centro com esfero nas bordas. A magnetita ocorre em pequena quantidade como cristais isolados dentro dos planos de foliação milonítica próximo às bordas dos veios ou dentro destes. Quando dentro do veio, sua substituição por hematita apresenta-se como lamelas de exsolução de coloração cinza-esverdeada. A substituição de hematita por goethita foi também observada. A galena ocorre dentro dos veios de forma isolada e disseminada. O ouro, quando visível, ocorre como grão isolado dentro do veio, localmente em contato com pirrotita.

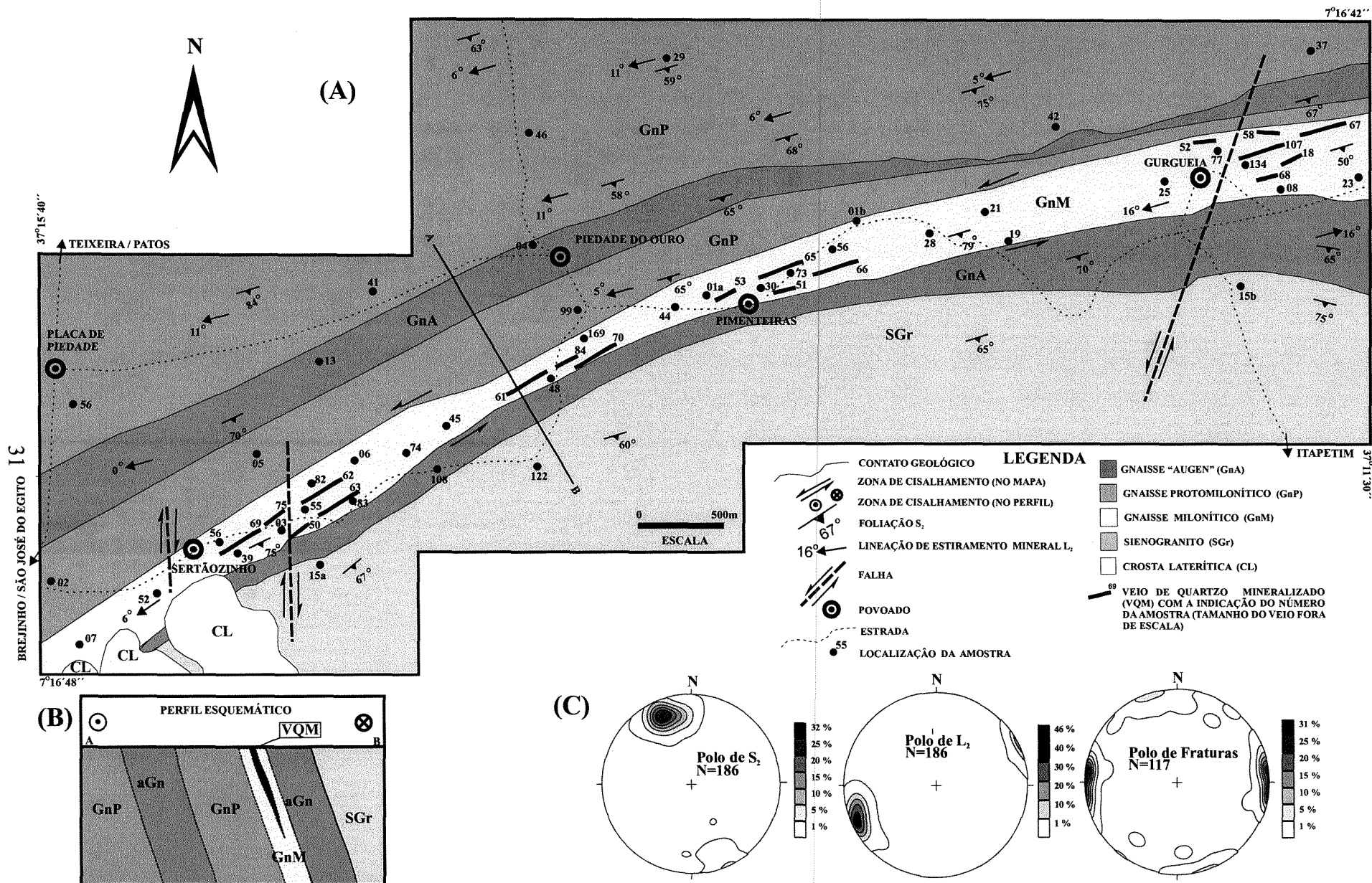


Figura 2.1 - Mapa geológico simplificado da área de Itapetim (A) mostrando os principais litotipos e feições estruturais; (B) perfil esquemático da área; © estereogramas polares (rede de Schmidt, hemisfério inferior) dos principais elementos estruturais mesoscópicos planares e lineares que ocorrem na área.

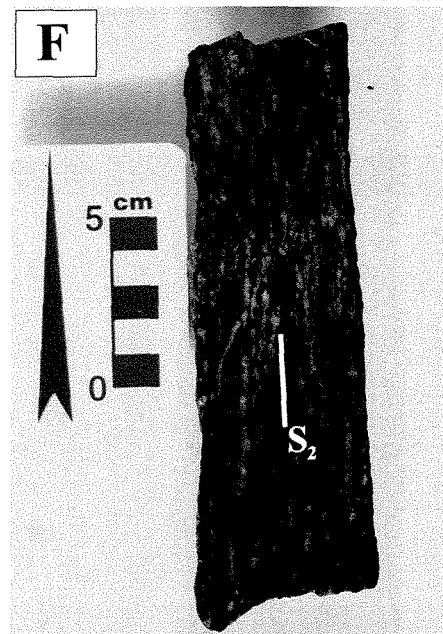
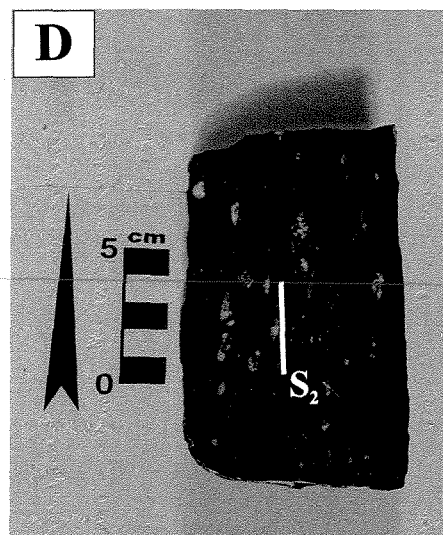
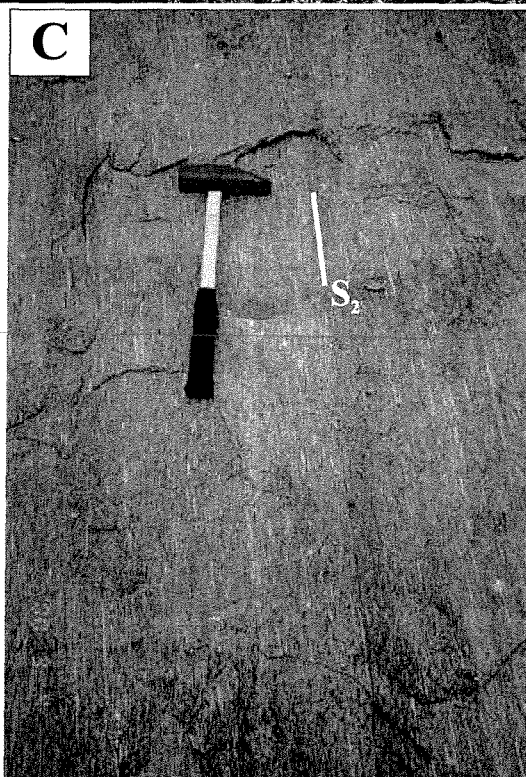
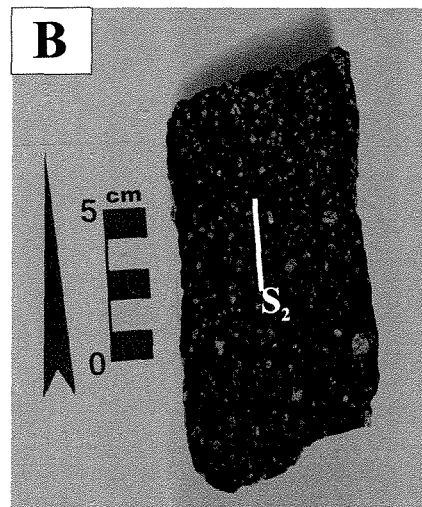
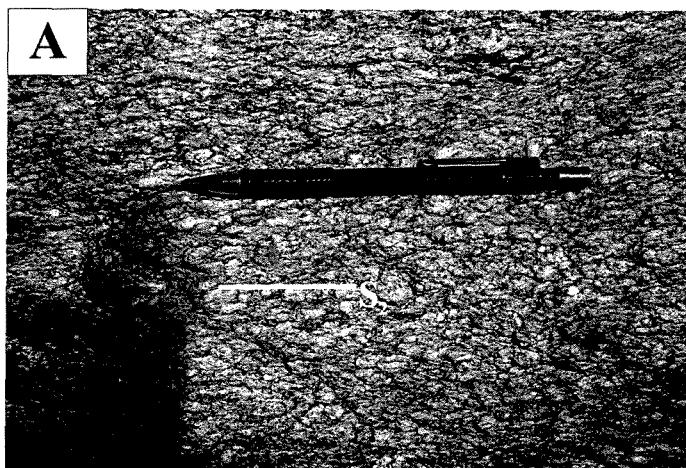


Figura 2.2 - Fotos A e B: gnaiss "augen" (GnA) mostrando uma textura grossa com fenocristais de feldspatos e incipiente foliação milonítica (S_2) (Afloramento 04). Fotos C e D: gnaiss protomilonítico (GnP), com uma foliação milonítica (S_2) mais intensa, com achatamento e assimetria dos feldspatos orientados pelo cisalhamento (Afloramento 41). Fotos E e F: gnaiss milonítico (GnM), com uma textura milonítica, mostrada por um intenso achatamento e estiramento dos feldspatos, marcando desta forma uma penetrativa foliação milonítica (S_2), (Afloramento 74).

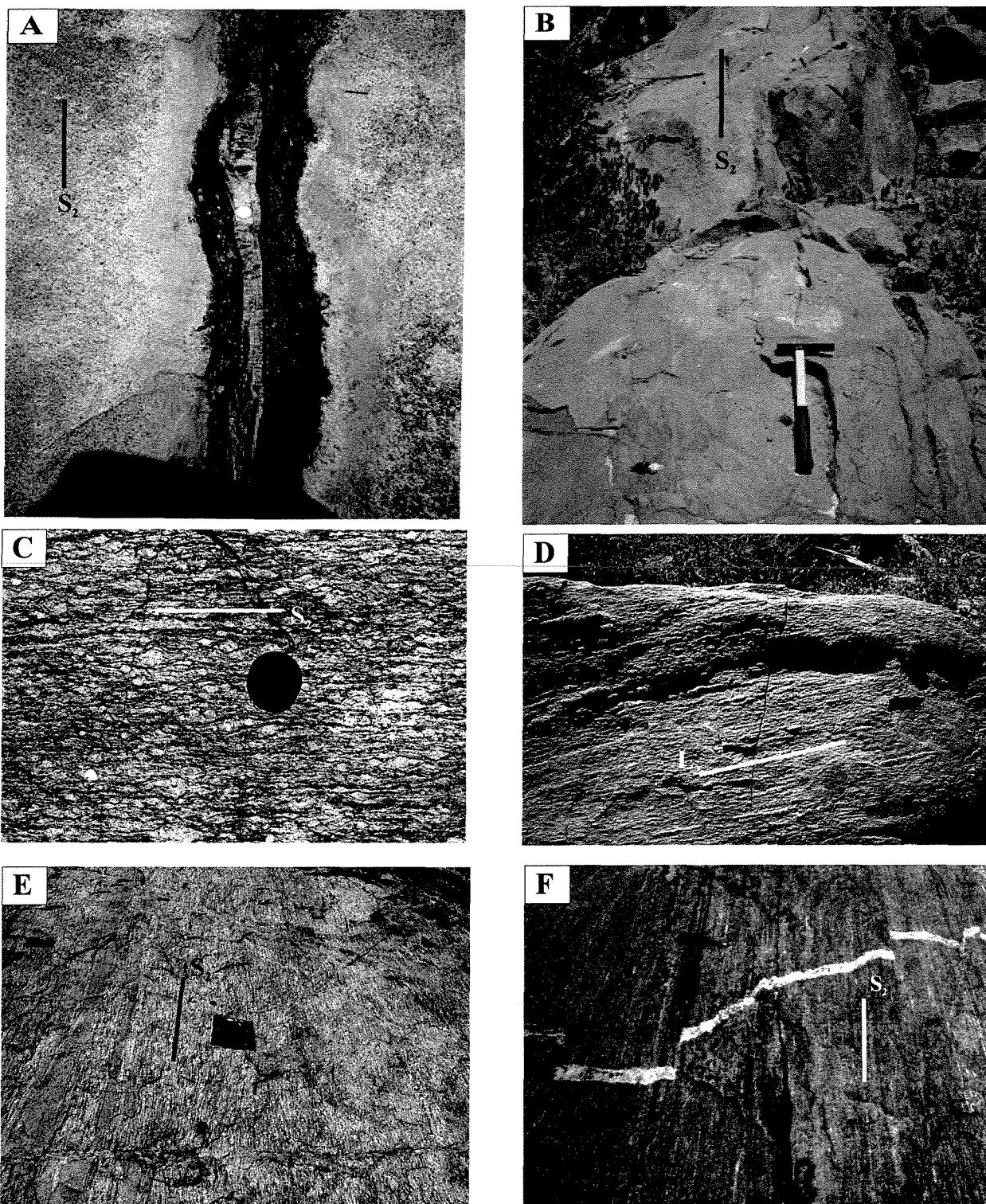


Figura 2.3 - Foto A: sienogranito (SGr), mostrando uma foliação incipiente (S_2). O centro da foto mostra uma estreita zona de cisalhamento onde o fluido formador do veio de quartzo provocou uma alteração hidrotermal (Afloramento 15a). Foto B: foliação (S_2) incipiente no sienogranito em locais onde a rocha foi pouco afetada pelo cisalhamento (Afloramento 122). Foto C: foliação S_2 no gnaiss "augen" (Afloramento 13). Foto D: lineação (L_2) no gnaiss "augen" marcada pelo alinhamento de cristais de feldspatos e quartzo (Afloramento 108). Fotos E e F: foliação milonítica (S_2) no gnaiss proto milonítico (Afloramento 05). Ainda na Foto F, um veio pegmatítico de direção N12W é truncado pela reativação da zona de cisalhamento, mostrando uma cinemática de movimento sinistral.

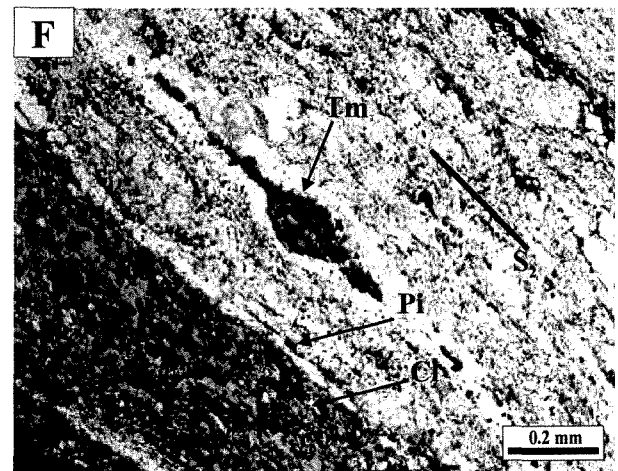
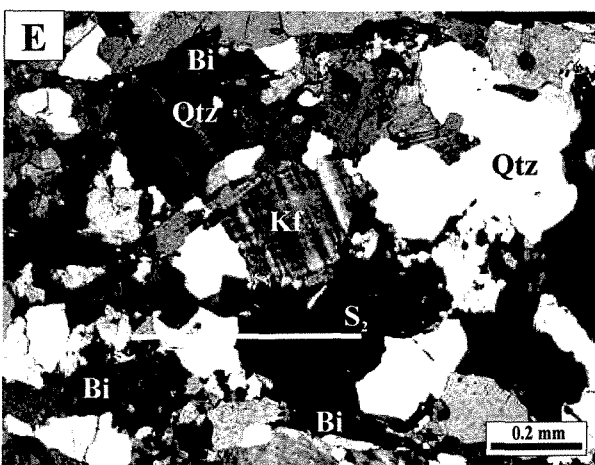
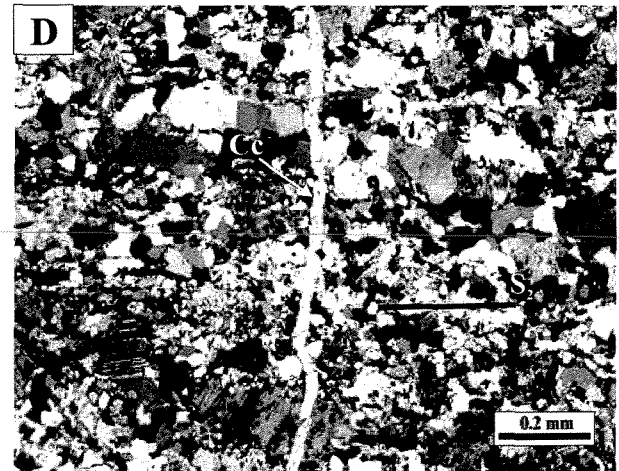
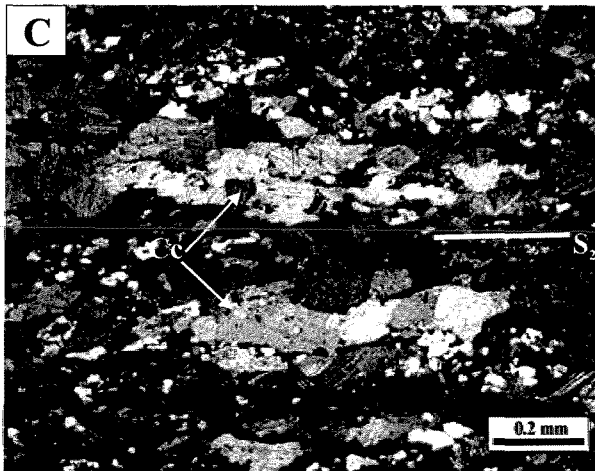
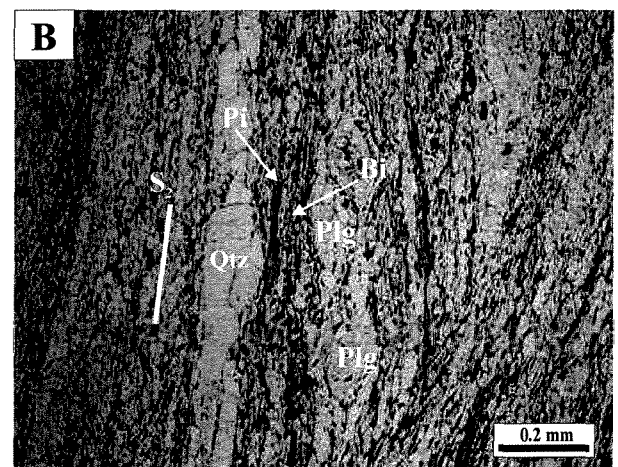
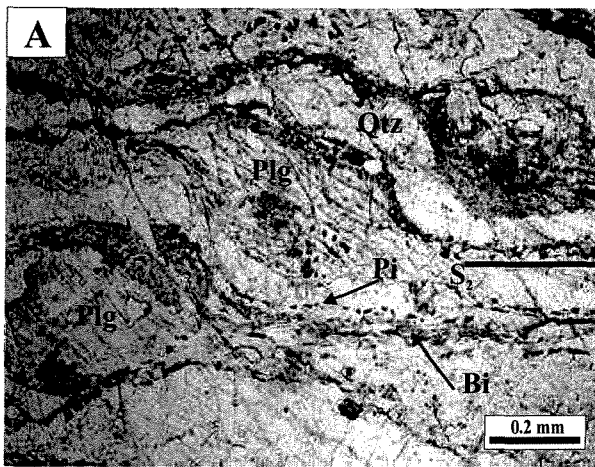


Figura 2.4 - Fotomicrografias de seções delgadas no plano XZ. Foto A: pirita (Pi) encaixada na foliação milonítica (S_2) juntamente com biotita (Bi), desviadas por cristais de plagioclásio (Plg) no gnaiss protomilonítico (Amostra HM 42 - nicóis //). Foto B: mesmas características da Foto A, mas no gnaiss milonítico (Amostra HM 83 - nicóis //). Foto C: calcita (Cc) na matriz do gnaiss milonítico segundo a foliação (S_2) atestando o processo de carbonatação da rocha (Amostra HM 169 - nicóis X). Foto D: fratura preenchida por calcita (Cc) cortando a foliação milonítica do gnaiss protomilonítico (Amostra HM 05 - nicóis X). Foto E: foliação incipiente marcada pelo alinhamento de poucos cristais de biotita (Bi) em meio a uma mineralogia formada principalmente por quartzo (Qtz), feldspato potássico (Kf) e plagioclásio (Plg) dentro do sienogranito (Amostra HM 15b - nicóis X). Foto F: níveis de clorita (Cl) e turmalina (Tm), juntamente com pirita (Pi) encaixados na foliação (S_2) do gnaiss milonítico (Amostra Hm 56 - nicóis //).

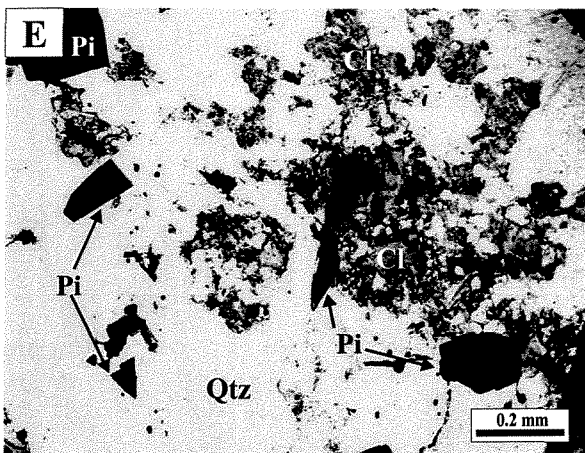
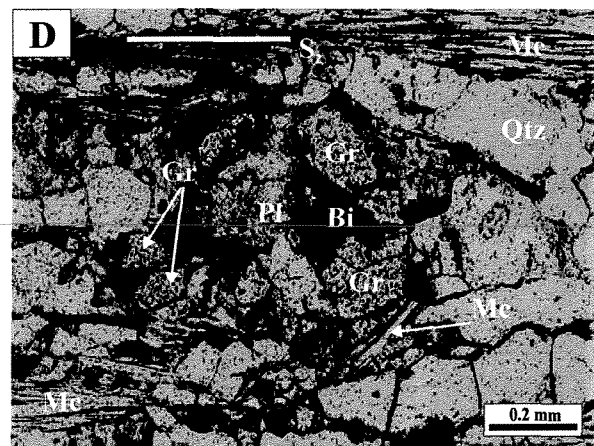
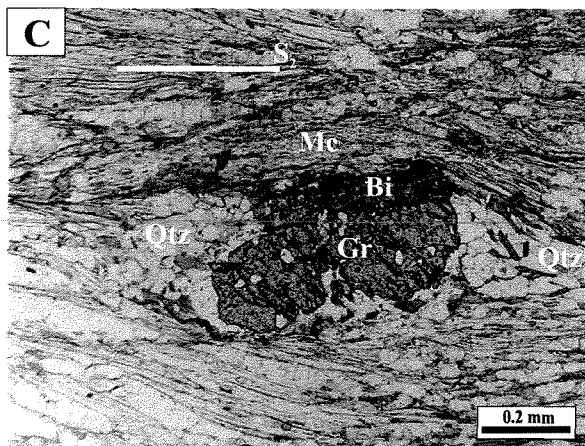
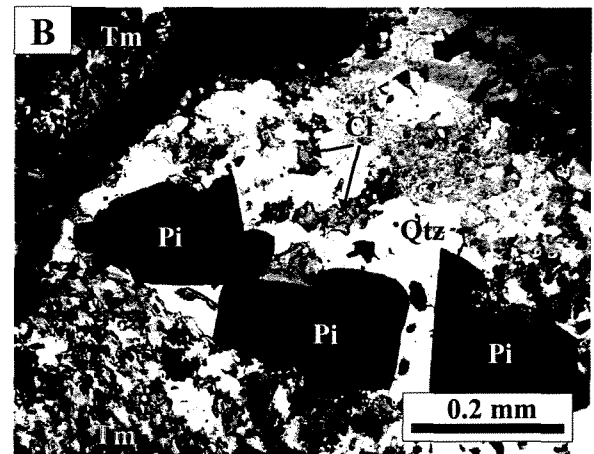
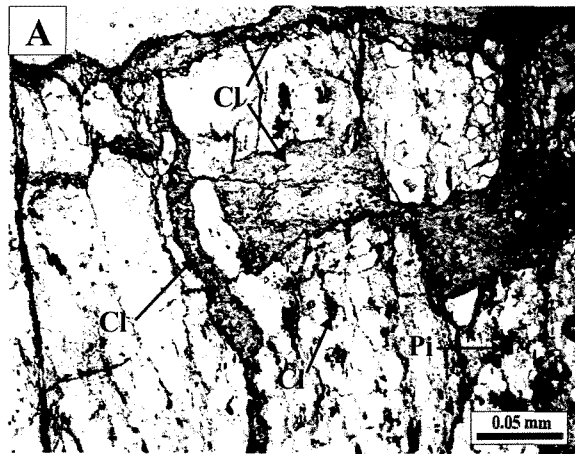


Figura 2.5 - Fotomicrografias de seções delgadas no plano XZ. Foto A: cristais de clorita (Cl) preenchendo fraturas dentro do gnaiss milonítico silicificado (Amostra HM 134 - nicóis //). Foto B: cristais de pirita (Pi), clorita (Cl) e turmalina (Tm) com distribuição aleatória dentro do veio de quartzo encaixado no gnaiss milonítico (Amostra HM 61 - nicóis //). Foto C: granada (Gr) encaixada no gnaiss milonítico desviando a foliação milonítica (S_2), mostrando sombra de pressão aproximadamente simétrica, formada por quartzo (Qtz) (Amostra HM 45 - nicóis //). Foto D: paragenese formada por granada (Gr), plagioclásio (Plg), biotita (Bi) e muscovita (Mc) dentro do gnaiss protomilonítico (Amostra HM 02 - nicóis //). Foto E: cristais de pirita (Pi) e clorita (Cl) inclusos em veio de quartzo (Qtz) de maneira aleatória (Amostra HM 45 - nicóis //). Foto F: nível de turmalina (Tm) e microveios de quartzo (Qtz) encaixados paralelamente a foliação milonítica (S_2). Observa-se também uma fratura em alto ângulo com S_2 preenchida por pirita (Pi) (Amostra HM 30 nicóis //).

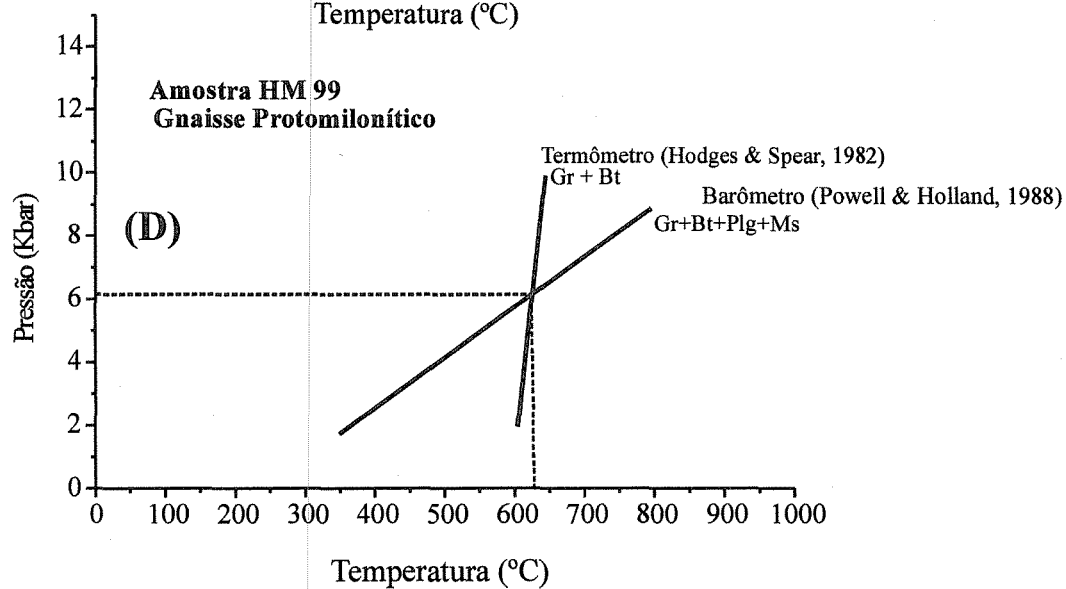
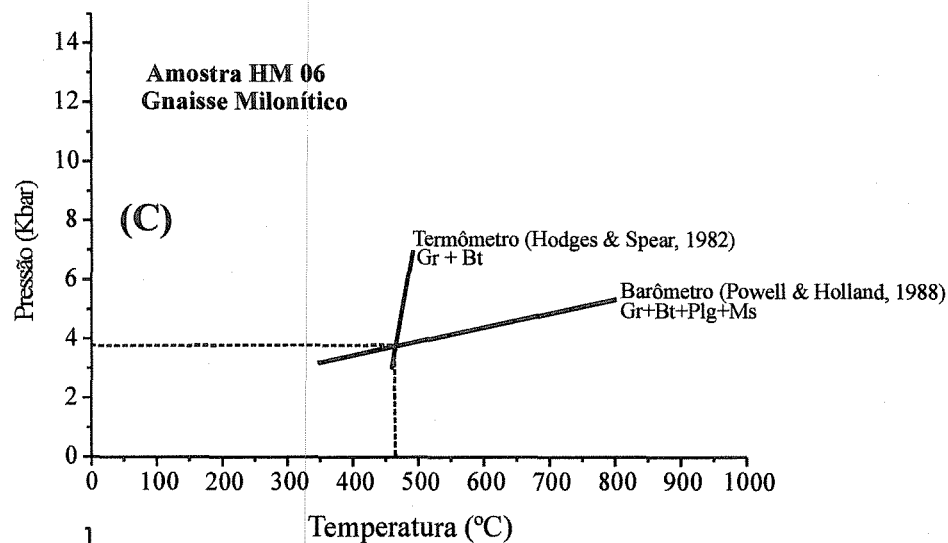
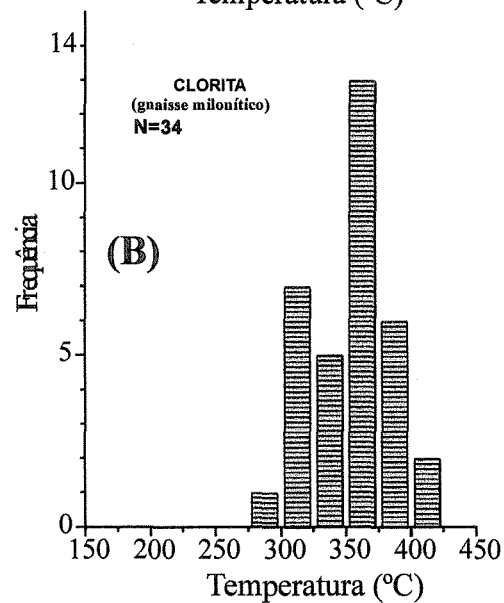
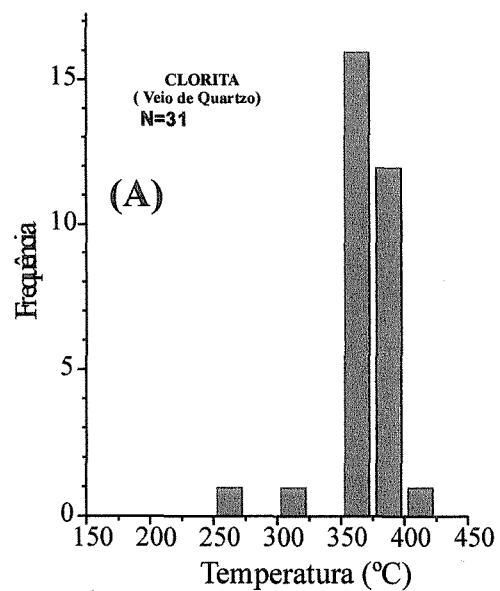


Figura 2.6 - Os histogramas A e B mostram a distribuição dos valores de temperatura determinados para a formação da clorita incluída em veios de quartzo e na matriz do gnaiss milonítico. Os gráficos C e D mostram os valores de temperatura e pressão determinados pela paragénesis granada(Gr)-biotita(Bi) e granada(Gr)-biotita(Bi)-plagioclásio(Plg)-muscovitas(Mu) respectivamente. N nos histogramas A e B representa o número de cloritas analisadas.

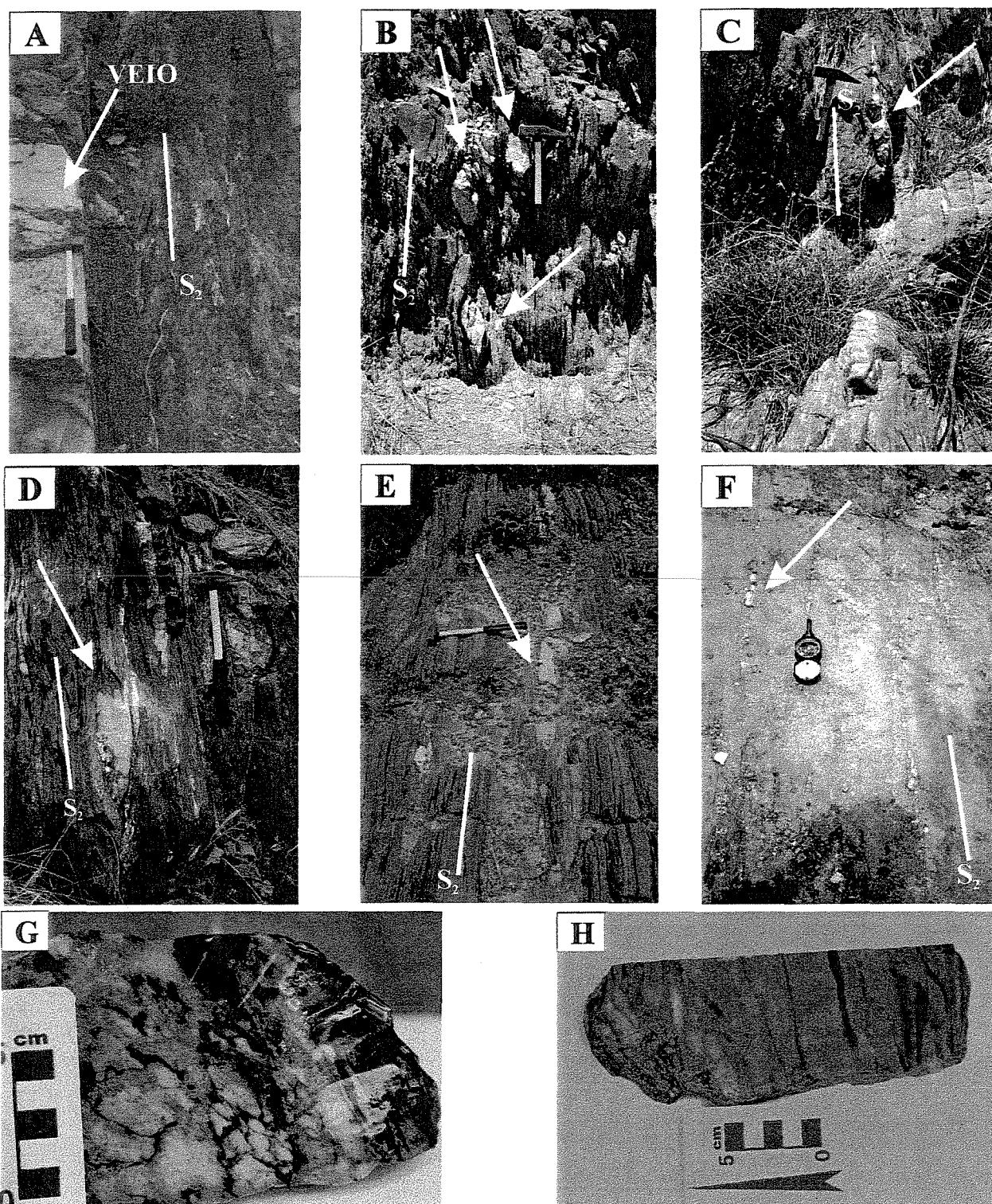


Figura 2.7 - Fotos A a F: veios de quartzo mostrando aspecto em forma de *boudin* (seta nas fotos B, C e D, no plano vertical) encaixados paralelamente à foliação milonítica (S_2) do gnaiss milonítico (A, B e C) ao longo do contato entre gnaiss milonítico e gnaiss protomilonítico. As Fotos E e F, mostram no plano horizontal, a descontinuidade dos veios de quartzo em função do efeito da “boudinagem”. Na Foto G, veio de quartzo mostrando aspecto de fraturamento hidráulico. Na Foto H, veio de quartzo mostrando um aspecto “fitado” com fatias da rocha encaixante (gnaisse milonítico), evidenciando um mecanismo do tipo “crack-seal” para a formação deste veio.

CAPÍTULO 3

ANÁLISE MICROESTRUTURAL: O EIXO-C DO QUARTZO E AS MICROFRATURAS

3.1 - Introdução

O estudo de microestruturas, em particular microfraturas, e da orientação cristalográfica preferencial de minerais por meio da trama do eixo-c de quartzo, têm se constituído em ferramentas importantes na análise estrutural. Os fundamentos e aplicações do estudo da trama de eixo-c de quartzo têm sido bem documentados nos últimos anos, destacando-se nesse sentido os trabalhos de Tullis (1977), Lister (1977), White et al. (1980), Etchecopar e Vasseur (1987), Lister e Hobbs (1990), Law (1990), Jessel e Lister (1990), Gleason et al. (1993), Fernandez-Rodrigues et al. (1994). A trama de eixo-c em quartzo pode ser utilizada para o entendimento da cinemática da deformação, como também para auxiliar na avaliação das condições de pressão e temperatura na qual o mineral foi submetido à deformação. Em geral, os trabalhos que usam a trama de eixo-c do quartzo na análise da deformação demonstram, na maioria dos casos, uma nítida relação entre a simetria da deformação, o modelo da trama cristalográfica e os eixos do elipsóide de deformação finita.

Além da trama de eixo-c, as rochas também podem mostrar por meio de alguns de seus constituintes minerais (p. ex. quartzo) um arranjo de microfraturas. As microfraturas são feições muito comuns nas rochas cristalinas, usualmente mostrando um arranjo composto de várias gerações. Estas gerações de microfraturas podem representar o somatório de vários incrementos de microfraturamento, os quais ocorreram sobre várias configurações do estado de tensão ao longo de um caminho pressão-temperatura pós-cristalização ou mínima cristalização (Lawn e Wilshaw 1975, Krantz 1983, Atkinso e Meredith 1987, Lawn 1993).

Desta maneira, a análise das microfraturas pode revelar informações detalhadas sobre a evolução tectonotermal de uma determinada área geológica, especialmente se inclusões fluidas

que estão presente dentro destas microfraturas cicatrizadas, permitir uma correlação entre a direção da paleotensão com os dados termobarométricos determinados através do fluido das inclusões (Pêcher et al. 1985, Lespinasse e Pêcher 1986, Kowallis et al. 1987, Loubach 1989, Jang et al. 1989, Ren et al. 1989, Cathelineau et al. 1990, Alvarenga et al. 1990, Vollbrech et al. 1991 e 1994a, Schild e Vollbrech 1998, Boiron et al. 1992).

3.2 - Amostragem, Preparação das Amostras e Procedimentos Analíticos

As análises de trama de eixo-c em quartzo e de microfraturas, definidas pelo alinhamento das inclusões fluidas (Planos de Inclusões Fluidas -PIFs) ou vazias, foram feitas em grãos de quartzo das rochas e de grãos de quartzo dos veios (mineralizado em ouro) posicionados na Zona de Cisalhamento de Itapetim. As amostras de rocha e veios foram marcadas e orientadas (direção e mergulho da foliação S_2 e direção do Norte Geográfico) durante o procedimento da amostragem de campo, para em seguida serem seccionadas para a confecção de lâminas segundo o plano XZ do elipsóide de deformação finita, perpendicular à foliação S_2 e paralelas a lineação de estiramento mineral L_2 . Os valores das orientações do eixo-c e das microfraturas foram determinados com o auxílio de uma platina universal acoplada a um microscópio petrográfico convencional. Os resultados foram lançados na rede de Schmidt e apresentados como estereograma de frequência de pólos.

A obtenção do valor do ângulo de mergulho para o plano da microfratura preenchido (PIF) ou vazia na platina universal foi limitado em 45° por uma questão operacional. Em função deste limite, foram confeccionadas quatro lâminas delgadas segundo o plano XY do elipsóide de deformação finita para se determinar o valor angular dos planos que fazem baixo ângulo ($<45^\circ$) com o plano XZ do elipsóide.

As microfraturas analisadas, quanto ao seu modo de ocorrência (Figura 3.1), foram classificadas em intragranular (restrita ao domínio de um grão) e intergranular (cortam os limites entre grãos) segundo a definição de Simmons e Richeter (1976) e, quanto ao seu estado, em aberta (vazias) e cicatrizada (seladas) contendo inclusões fluidas (PIFs).

3.3 - Petrografia das Amostras Analisadas

Foram investigados grãos de quartzo dos gnaisses “augen”, protomilonítico e milonítico, assim como grãos de quartzo dos veios localizados nos setores mineralizados de Sertãozinho, Piedade, Pimenteiras e Gurgueia.

No gnaisse “augen” (GnA) o quartzo ocorre como agregados granulares, polimodais, localmente com pequenos grãos testemunhos da recristalização dinâmica e grãos maiores relíquias exibindo extinção ondulante de intensidade variável, microfraturas abertas ou contendo inclusões fluidas, textura poligonal ou em formato de faixas (*ribbons*) que se alinham segundo a foliação (S_2). No gnaisse protomilonítico (GnP) o quartzo mostra cristais xenomórficos, aspecto granular, exibindo localmente uma textura poligonal nas faixas (*ribbons*) de pequenas vênulas, ou quando alongados em torno dos porfiroclastos de microclina e plagioclásio. Grãos de quartzo fraturados, mostrando fraturas não preenchidas ou com inclusões fluidas, foram também observados no gnaisse protomilonítico. No gnaisse milonítico (GnM) o quartzo aparece na forma hipidiomórfica a xenomórfica, exibindo sinais de deformação, como extinção ondulante e fraturamento de grãos abertos ou cicatrizados com inclusões fluidas. Os contatos variam de retos a irregulares, podendo localmente desenvolver uma textura poligonal, particularmente quando ocorrem em faixas (*ribbons*). No sienogranito (SGr) o quartzo apresenta-se no geral xenoblástico, exibindo localmente contatos retos ou irregulares. Em algumas situações textura poligonal foi observada, assim como extinção ondulante variável de intensidade moderada a fraca. Microfraturas definidas pelo alinhamento de inclusões fluidas e microfraturas vazias foram também identificadas nos grãos de quartzo deste tipo litológico.

Nos veios os grãos de quartzo mostram extinção ondulante com variação de intensidade de fraca a moderada. Os contatos entre grãos variam em geral de retos a irregulares ou curvos. Evidências de recuperação mostradas pelo aparecimento de subgrãos e grãos formados por recristalização no limite dos grandes cristais de quartzo (cristal mãe), bem como bandas de deformação e microzonas de cisalhamento são comuns. Microfraturas abertas e vazias sem inclusões fluidas ou cicatrizadas contendo inclusões fluidas também foram identificadas nos grãos de quartzo destes veios.

3.4 - Petrotrama de Eixo-c

Eixo-c para o quartzo dos veios - A distribuição polar do eixo-c é mostrada nos estereogramas da Figura 3.2. As amostras dos veios de quartzo para os vários locais estudados (Sertãozinho, Piedade, Pimenteira e Gurgueia) mostraram uma distribuição para os máximos dos pólos do eixo-c muito semelhante para as várias amostras estudadas. A maior concentração do pólo destes eixos-c definiu nos estereogramas um predomínio do eixo-c numa posição espacial em baixo ângulo (maior frequência em torno de 5° a 15° de mergulho) com o plano XZ (plano da lâmina) e uma direção variável entre 40° e 90° (com maior frequência em 55°) com a direção de X do elipsóide de deformação finita (que corresponde à direção de L_x no mapa). Esta distribuição dos máximos dos pólos de eixo-c revelou uma acentuada configuração da trama cristalográfica sugerindo um movimento cisalhante de cinemática sinistral para a Zona de Cisalhamento de Itapetim, nos setores Sertãozinho (amostras HM62, 63 e 69), Piedade (amostra HM61 e 70) e Pimenteiras (amostra HM66). Em outras amostras (setor Pimenteiras HM51; setor Gurgueia HM107 e HM67), este padrão de cinemática sinistral não ficou bem definido.

Eixo-c para o quartzo das rochas - Da mesma maneira que os grãos de quartzo dos veios, os grãos de quartzo das rochas (Figura 3.2) mostraram uma distribuição preferencial marcante, com os máximos polares muito semelhantes, definindo desta maneira um predomínio do eixo-c cujo posicionamento espacial mostra-se com baixo ângulo de mergulho com o plano XZ e uma direção variável com ângulo entre 35° e 90° com a direção de estiramento máximo X, mas com uma marcante concentração em 45° e 55°. A cinemática sinistral para o movimento da Zona de Cisalhamento de Itapetim, como no caso dos veios descritos anteriormente, ficou também evidenciada nestas rochas, em função desta marcante distribuição polar. Uma exceção a esta marcante distribuição polar dos máximos de eixo-c foi notada numa amostra do sienogranito (setor Gurgueia, amostra HM15b), onde o padrão da trama de distribuição sugere um movimento cinemático dextral.

3.5 - Petrotrama dos Planos de Microfraturas

Microfraturas intragranulares (PIFs) - Este tipo de microfratura mostrou uma maior frequência de distribuição nos grãos de quartzo de veios quando comparado aos grãos de quartzo

das rochas. Nos veios, a distribuição deste tipo de microfratura é aleatória em frequência e tamanho variando de grão para grão. Em alguns locais, um padrão ortorrômbico de distribuição destas microfraturas é formado por dois conjuntos aproximadamente ortogonais ou em alto ângulo entre si (Figuras 3.7 A e E; e Figura 3.3 - amostras HM 61, 63, 62 e 67). Em algumas situações, este padrão mostra microfraturas com tamanhos diferentes, freqüentemente com o tamanho maior numa direção variando entre NNW-SSE e NNE-SSW. Foram observados também em alguns grãos (veios e rochas), conjuntos ou grupos de planos de microfraturas dispostos aproximadamente paralelos entre si (Figuras 3.7 A, D e F).

Os estereogramas mostram (Figura 3.3) uma distribuição definida pelos planos destas microfraturas, em alto ângulo com o plano XZ (plano da lâmina), e uma direção geográfica média NNW-SSE, fazendo assim um alto ângulo com traço da Zona de Cisalhamento de Itapetim. Os planos de microfraturas intragranular cicatrizados de baixo ângulo de mergulho ($<45^\circ$) mostraram um padrão de ocorrência em forma de “bandas” de espessura variável em função do mergulho (Figura 3.7 A). Estes planos revelaram uma frequência de distribuição dada pelo número de medidas (N - nos estereogramas), menor que os de alto ângulo ($>45^\circ$). A distribuição do máximo polar para estes planos mostra que estão em alto ângulo ($>45^\circ$) com o plano XY e conseqüentemente baixo ângulo ($<45^\circ$) com o plano XZ (Figura 3.4).

A arranjo espacial dos planos de microfraturas intragranulares (PIFs), mostrado pelos estereogramas das Figuras 3.3 e 3.4, reflete um padrão bimodal de distribuição, com dois conjuntos de planos fazendo um alto ângulo (máximos em torno de 75° e 80°) ou baixo ângulo (máximos em torno de 25° e 20°) com o plano XZ.

Para as amostras de quartzo de rocha, a distribuição dos pólos destes planos de microfraturas (Figura 3.3) mostra-se muito semelhante aos planos encontrados nos grãos de quartzo dos veios. Mesmo sem a possibilidade de se determinar o valor de mergulho dos planos de baixo ângulo ($<45^\circ$) para as amostras de rocha, por uma questão operacional da platina universal como reportado anteriormente, foram observados vários planos em baixo ângulo de mergulho com o plano XZ.

Mesmo havendo uma distribuição de PIFs em várias direções e mergulhos, nota-se nos estereogramas uma distribuição mais significativa desses planos entre as direções NNW-SSE e NNE-SSW, e com alto ângulo de mergulho (máximos em torno de 70° e 85°) em relação ao plano XZ, marcando assim um alto ângulo com o traço da direção da zona de cisalhamento.

Microfraturas intergranulares (PIFs) - Comparando com os planos de microfraturas intragranulares, as microfraturas intergranulares ocorrem em menor frequência, mostrando uma distribuição aleatória de tamanho, tanto em grãos de quartzo dos veios como em grãos de quartzo de rochas. A frequência de distribuição destes planos nas amostras dos veios foi superior à frequência das amostras de rochas (veja o número de medidas N, efetuadas nos estereogramas da Figura 3.5 comparados com os da Figura 3.3). Estes planos de microfraturas intergranulares não mostraram um padrão de distribuição em conjuntos ortogonais como no caso dos planos intragranulares, mas em algumas situações cruzam-se entre si ou cruzam planos intragranular (Figura 3.7 C).

Para os grãos de quartzo dos veios, o padrão geral de distribuição dos pólos dos planos (Figura 3.5), mostra-se muito semelhante ao padrão definido pelos pólos dos planos de microfraturas intragranular, com planos em alto ângulo de mergulho (máximos por volta de 70° e 85° para NE ou SW) com o plano XZ, e numa direção variável entre NNW-SSE e NNE-SSW fazendo um alto ângulo com o traço da Zona de Cisalhamento de Itapetim. Esta distribuição muito semelhante entre os planos intra e intergranular é função de um certo subparalelismo existente entre tais planos em várias situações verificadas, como mostrado pelas Figuras 3.7 A - F.

Para os grãos de quartzo das rochas, a análise revelou uma distribuição para o máximo dos pólos (Figura. 3.5) dos planos das microfraturas intergranulares, muito similar entre si, exceto para o gnaiss “augen” da amostra HM 04 e para o gnaiss milonítico da amostra HM 03, comparando-se com a distribuição dada por estas microfraturas nos grão de quartzo dos veios. Este comportamento para a distribuição do máximo dos pólos mostra um alto ângulo de mergulho para estes planos, variável entre 75° e 85° e direção também variável, mas com uma maior frequência em NNW-SSE ou NNE-SSW. As duas amostras referidas anteriormente mostram uma direção para estes planos de aproximadamente E-W, ou seja, em baixo ângulo com o traço da direção da zona de cisalhamento, e assim diferente das outras amostras em que os planos estão em alto ângulo com traço o da Zona de Cisalhamento de Itapetim.

Microfraturas intragranulares abertas ou vazias - Estes planos em comparação com os planos de microfraturas cicatrizadas dados pelo alinhamento das inclusões fluidas (PIFs) descritas anteriormente, mostram uma frequência de distribuição muito baixa (veja os valores de N nos

estereogramas da Figura 3.6). Estas microfraturas não mostraram padrões em grupos paralelos ou ortogonais, como no caso dos planos de microfraturas cicatrizadas. A dificuldade de observação espacial destes planos fez com que apenas os planos intragranulares fossem analisados, embora alguns planos intergranulares tenham sido também notados.

A distribuição para o traço do máximo polar, tanto para amostras de grãos de quartzo de veios como de rochas, se mostrou muito similar e bem definida, com uma distribuição ou arranjo em alto ângulo de mergulho (em torno de 70° e 85°) com o plano XZ e alto ângulo com o traço da direção da zona de cisalhamento predominantemente NNW-SSE ou localmente NNE-SSW ou E-W.

O traço do máximo polar para o eixo-c e para os planos de microfraturas intragranular preenchidas (PIFs) e abertas ou vazias para todas as amostras estudadas foram plotados num mapa da área (Figura 3.8). Nota-se aqui, um arranjo bem definido (com raras exceções) da distribuição tanto para os eixos-c quanto para os planos (PIFs), num posicionamento em alto ângulo com a Zona de Cisalhamento de Itapetim.

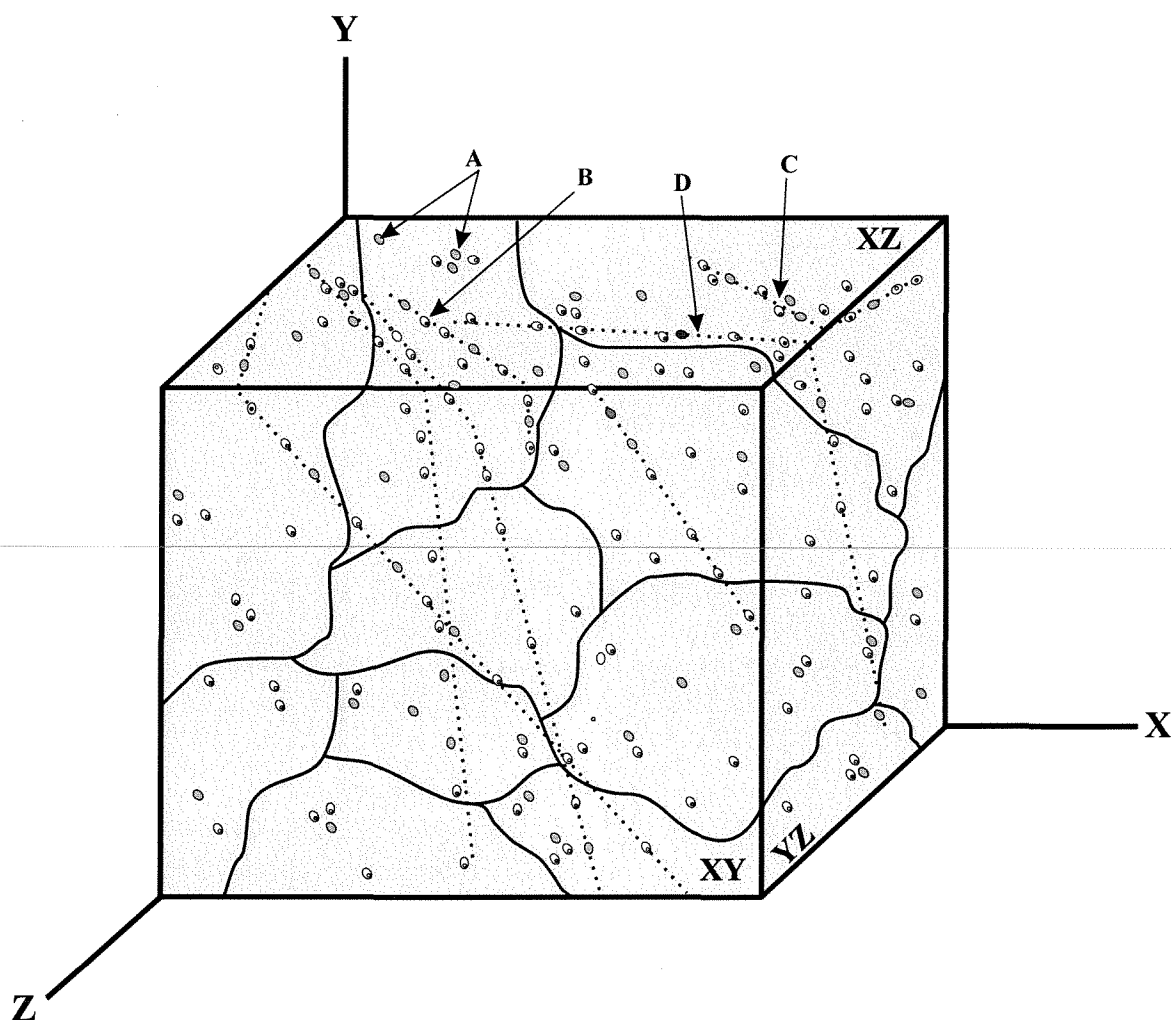


Figura 3.1 - Representação gráfica esquemática dos principais modos de ocorrência (A, B, C e D) das inclusões fluidas. O modo A de ocorrência é definido por inclusões fluidas isoladas ou em grupo; modo B definido por inclusões fluidas aprisionadas em micro fratura intragranular com mergulho do plano superior a 45°; modo C definido por inclusões fluidas aprisionadas em microfratura intragranular com mergulho inferior a 45°; modo D definido por inclusões fluidas aprisionadas em microfraturas intergranular com mergulho superior a 45°. As linhas tracejadas representam os planos (PIFs) dado pelo alinhamento de inclusões fluidas. O ângulo do PIF é medido em relação ao plano XZ (plano da lâmina).

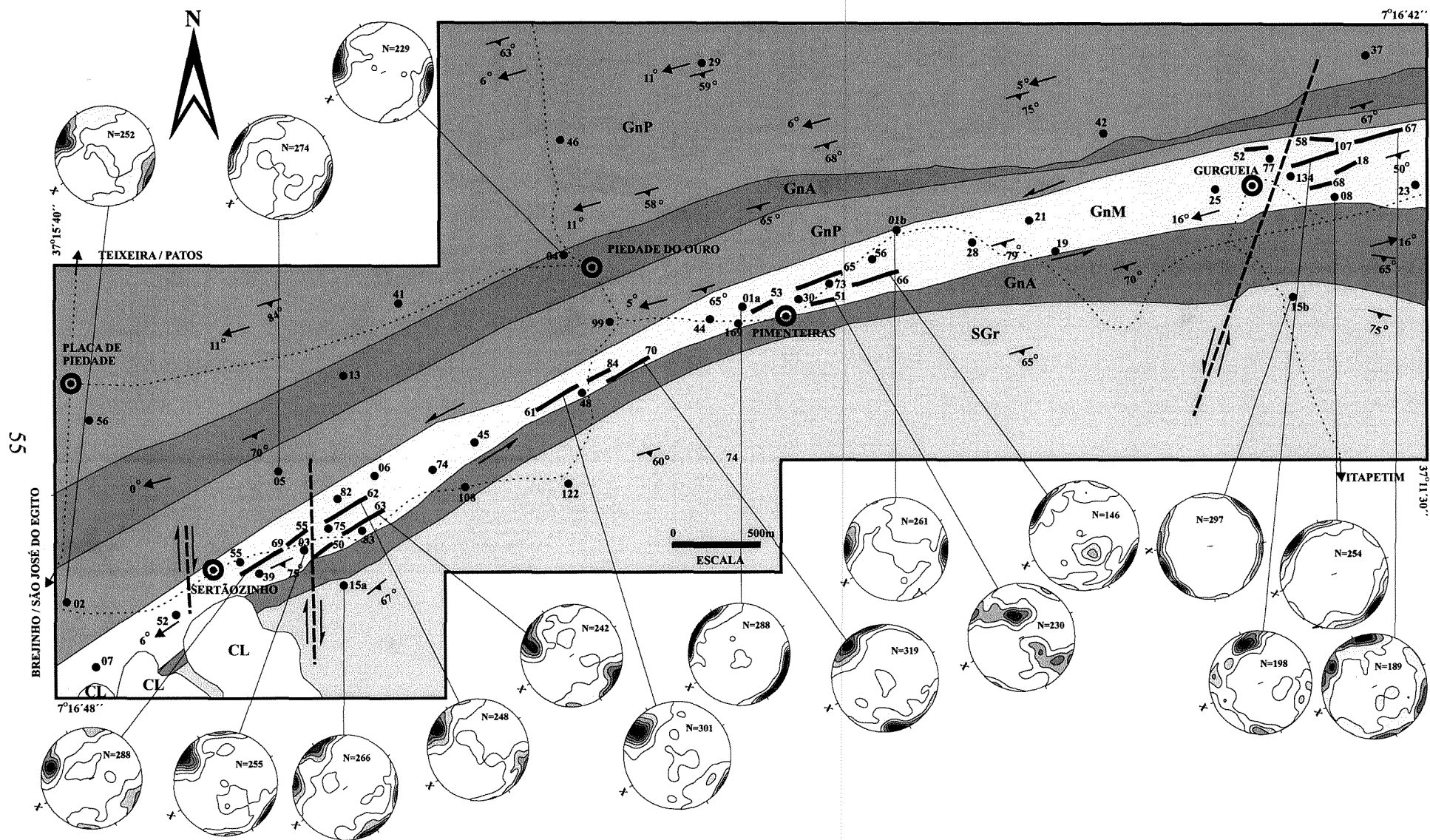


Figura 3.2 - Estereogramas do pólo de eixo-c de quartzo (rede de Schmidt, hemisfério inferior) em amostras de rochas e veios da área de Itapetim. N= número de medidas; curvas de frequência com intervalos de 2% (1, 3, 5,...%).

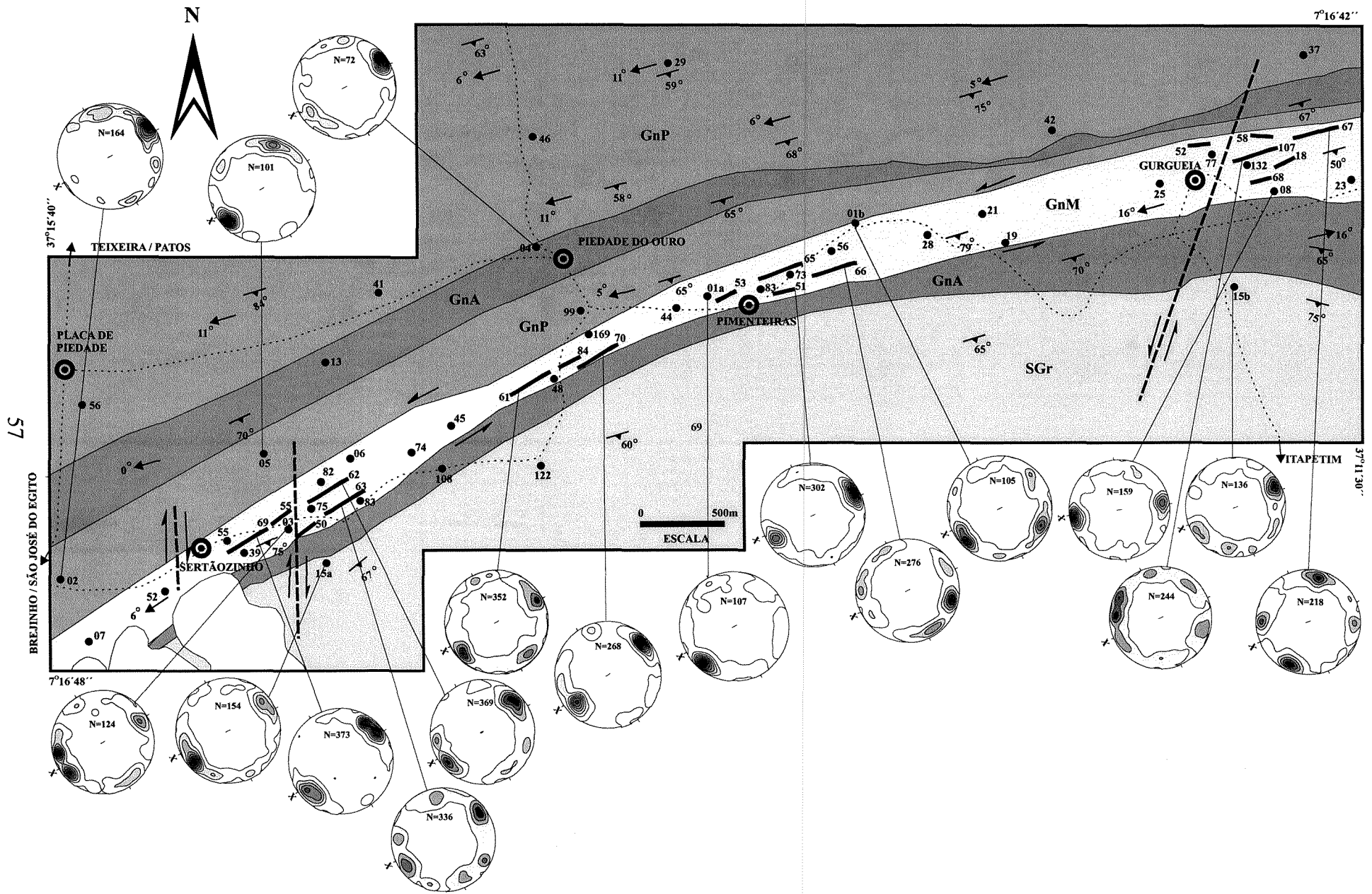


Figura 3.3 - Estereogramas do pólo de planos de microfraturas intragranular cicatrizada (rede de Schmidt, hemisfério inferior) em amostras de rochas e veios da área de Itapetim. N=número de medidas; curvas de frequência com intervalo de 2% (1, 3, 5,...%).

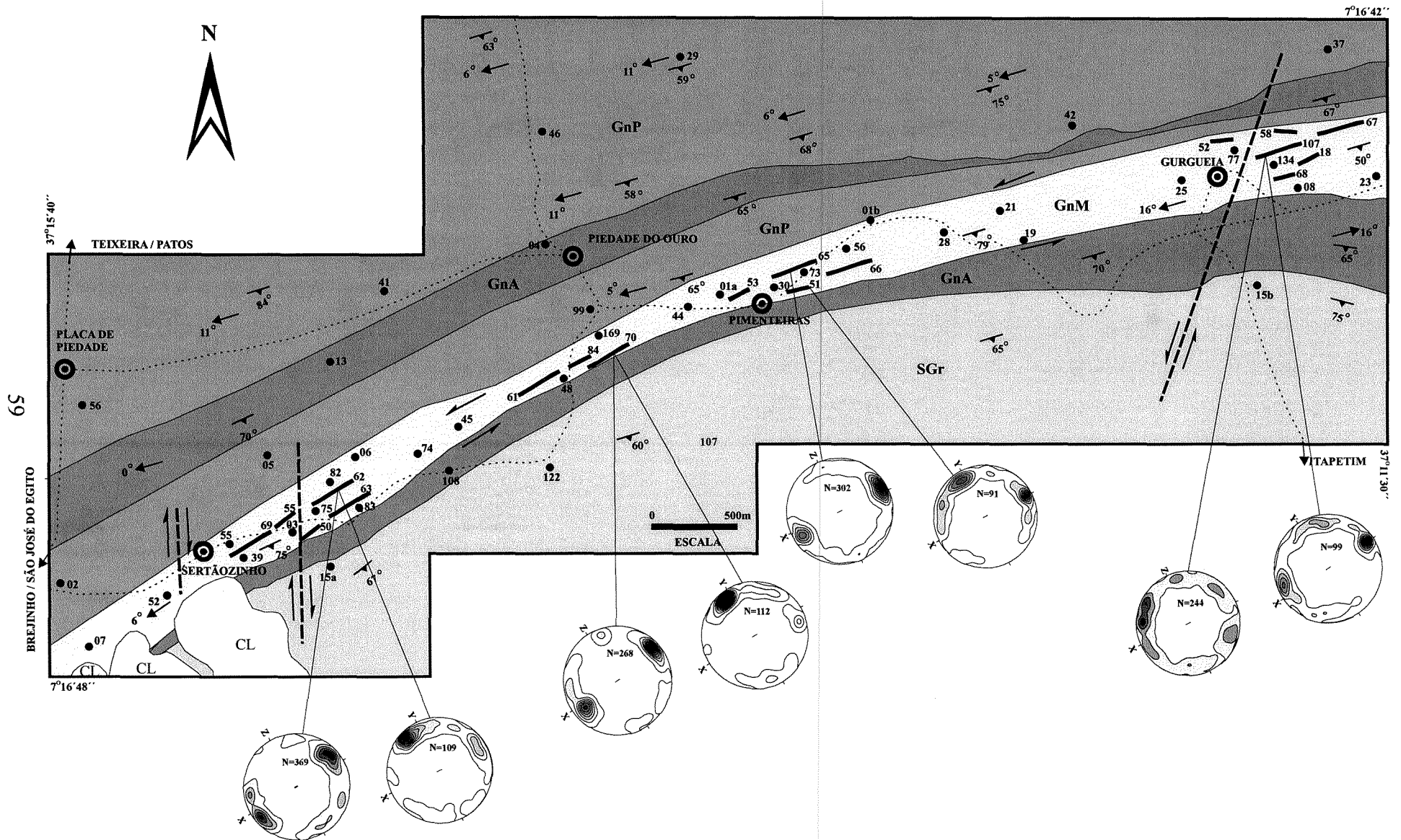


Figura 3.4 - Estereogramas do pólo de planos de microfraturas intragranular cicatrizada (rede de Schmidt, hemisfério inferior) em amostras de veios da área de Itapetim, mostrando a relação entre os planos XZ e XY. N= número de medidas; curvas de frequência com intervalo de 2% (1, 3, 5,...%).

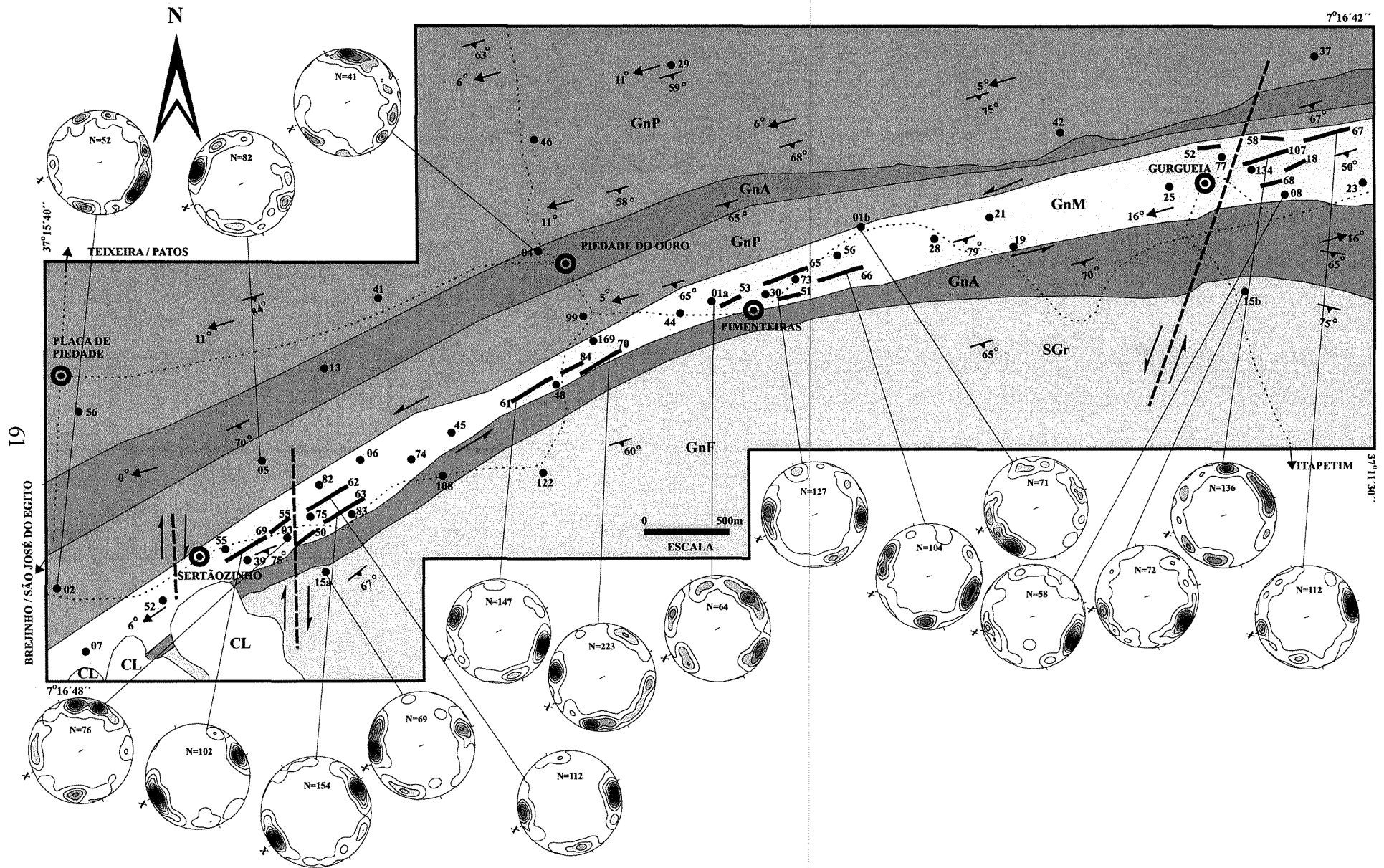


Figura 3.5 - Estereogramas do pólo de planos de microfraturas intergranular cicatrizada (rede de Schmidt, hemisfério inferior) em amostras de rochas e veios da área de Itapetim. N= número de medidas; curvas de frequência com intervalo de 2% (1, 3, 5,...%).

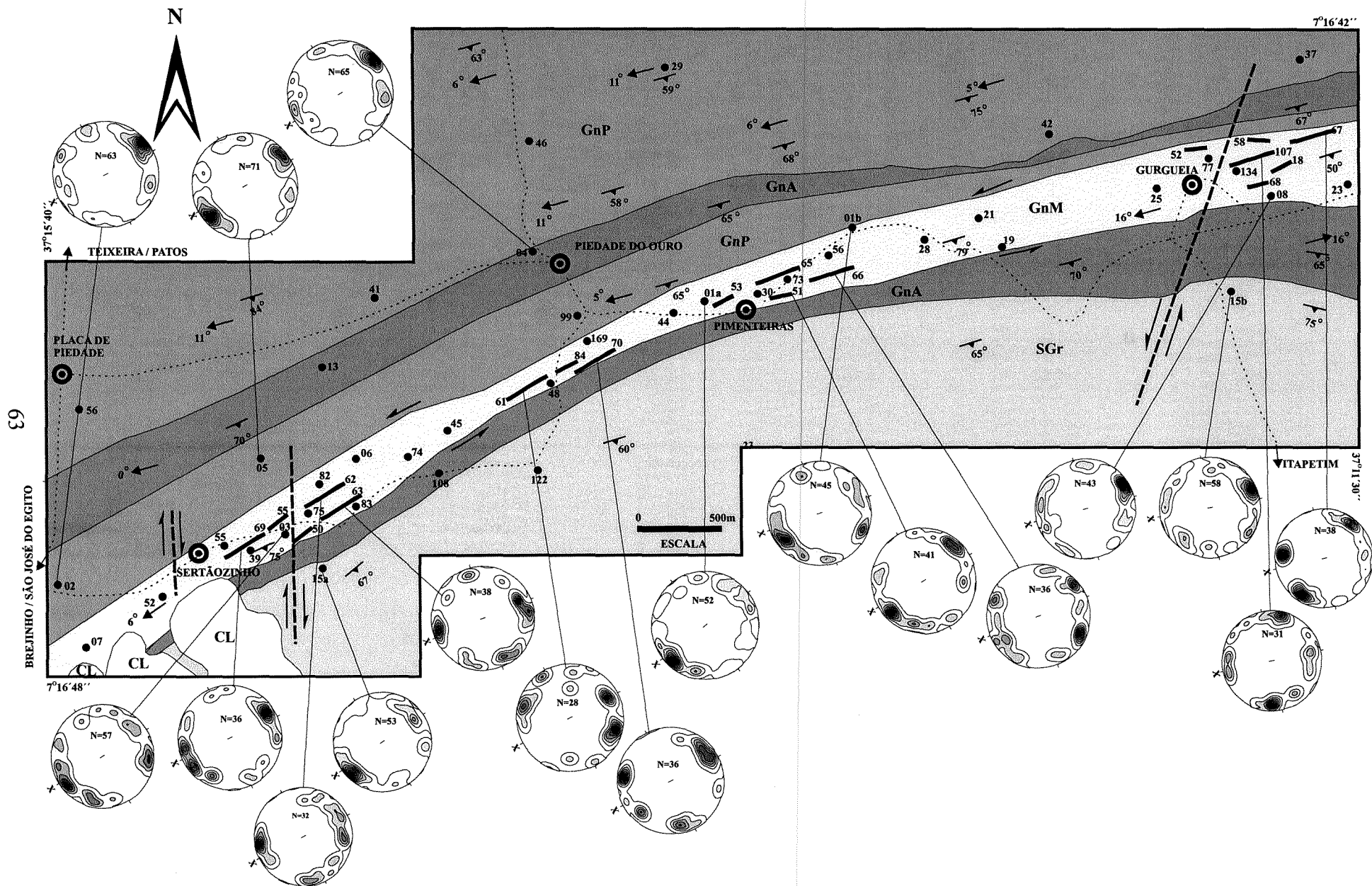


Figura 3.6 - Estereogramas do pólo de planos de microfraturas intragranular aberta (rede de Schmidt, hemisfério inferior) em amostras de rochas e veios da área de Itapetim. N= número de medidas; curvas de frequência com intervalo de 2% (1, 3, 5,...%).

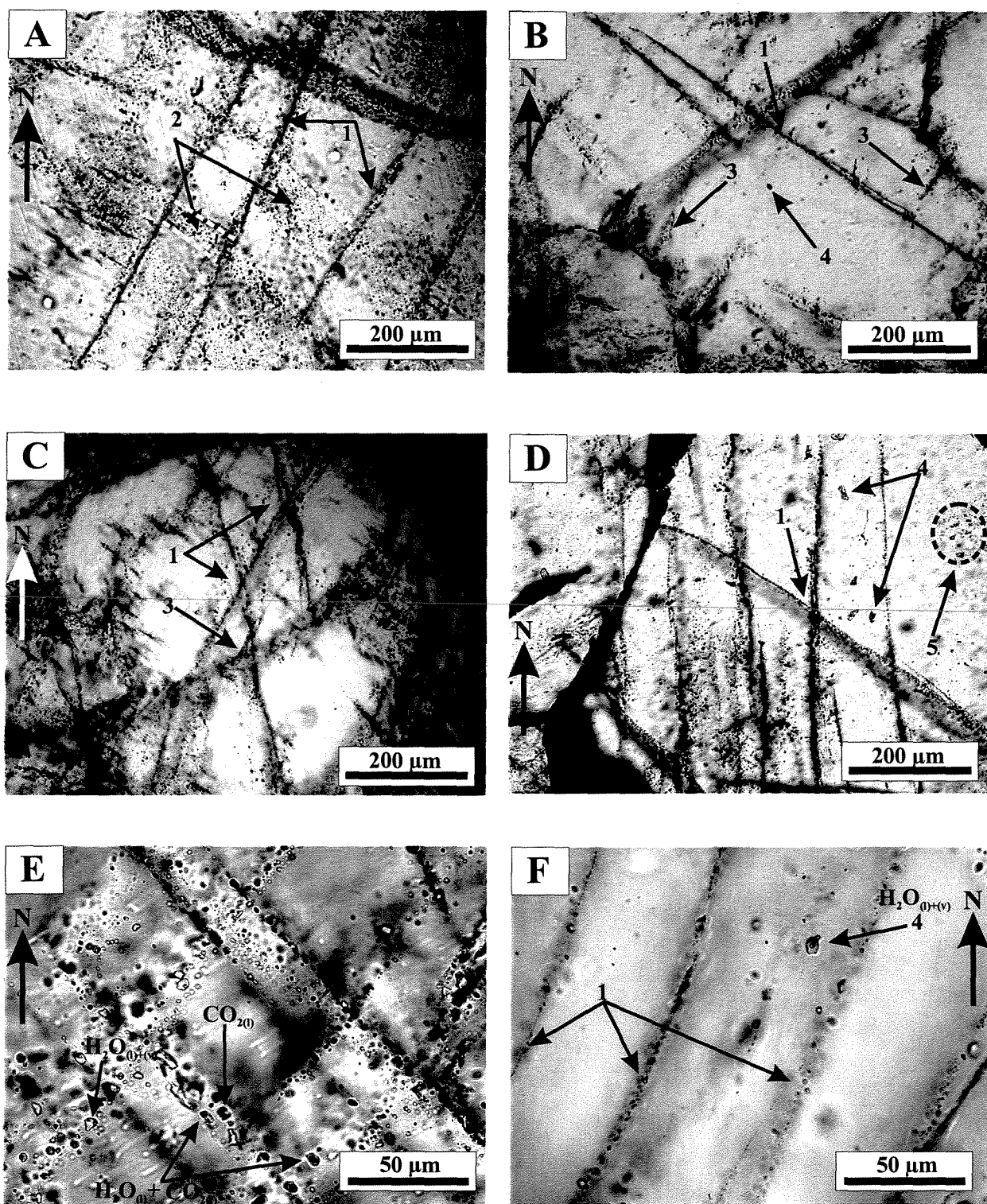


Figura 3.7 - Fotomicrografias A - F: principais aspectos da distribuição e morfologia dos PIFs (1, 2 e 3), inclusões fluidas em grupos isolados (5), ou individuais isoladas (4). A: grupo de PIFs subparalelos com alto ângulo de mergulho (1) intra e intergranular, cruzando com PIFs que mostram baixo ângulo de mergulho (2). B: PIFs intergranulares (1) e intragranular (3) tendo início na borda do grão, e inclusão fluida individual (4). C: PIFs intergranulares cruzados (1) e PIF tendo início na borda do grão (3). D: PIFs intragranulares cruzados (1), grupo de inclusões fluidas individuais (5) e inclusões isoladas (4). E: PIFs dispostos ortogonalmente, contendo inclusões fluidas dos tipos (I, II e III). F: conjunto de PIFs paralelos (1) em alto ângulo de mergulho com a superfície, e inclusões individuais isoladas (4). Todas estas amostras são de quartzo de veios, cujas localizações no mapa da Figura 2.1 são: (A) HM 61, (B) HM 66, (C) HM 70, (D) HM 62, (E) HM 60 e (F) HM 67. A orientação geográfica da seção delgada bipolarida é representada pelo Norte (N).

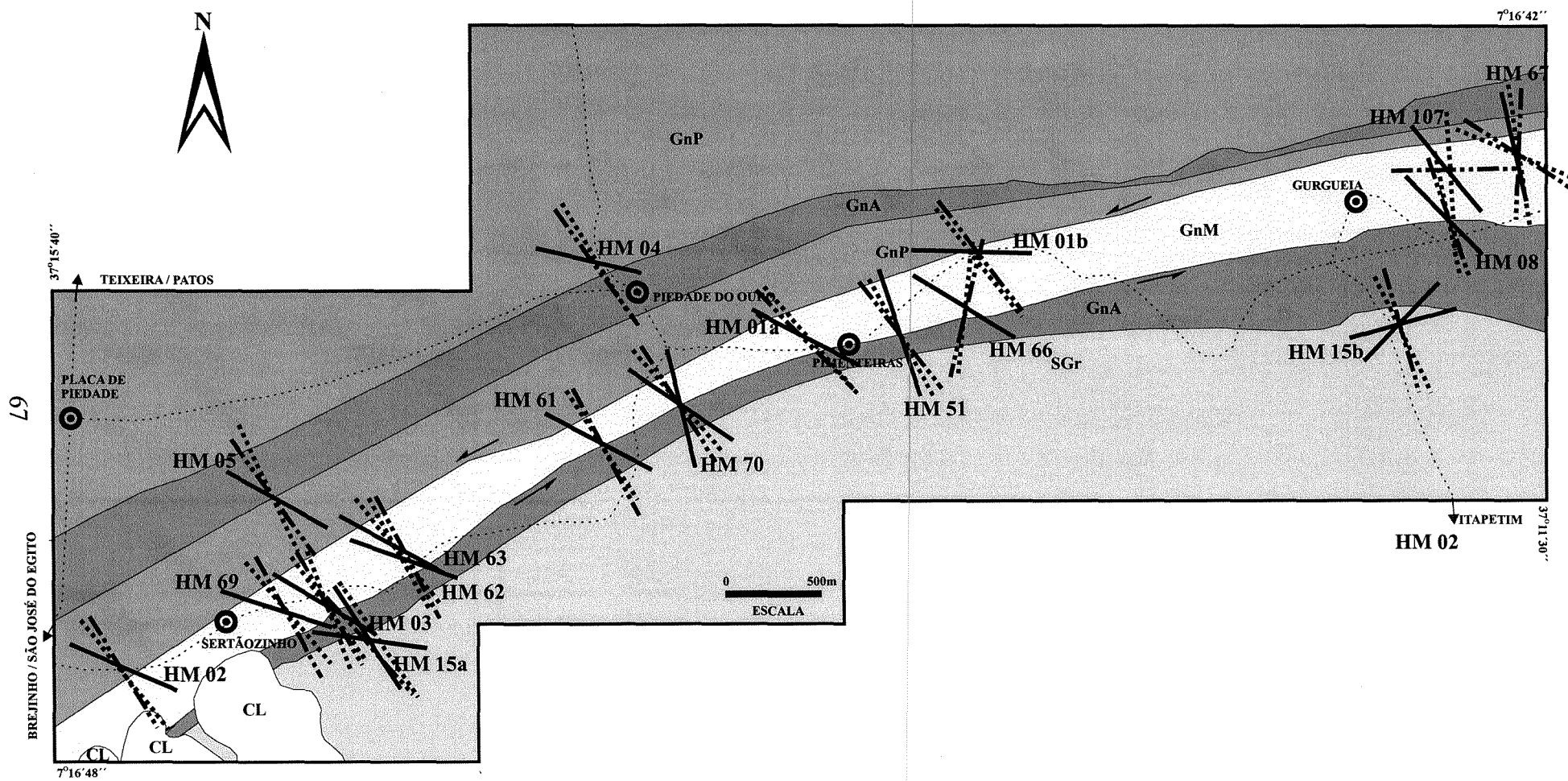


Figura 3.8 - Arranjo e distribuição do traço que representa o máximo dos pólos de eixo-c (—), planos de fraturas intragranular preenchidos com inclusões fluidas (PIFs intragranular) (.....) e fraturas intragranular vazias (— · — · —), das amostras de veio de quartzo e rochas, como base nos dados das Figuras 3.2, 3.3 e 3.6. A legenda é a mesma empregada na Figura 2.1 no que se refere à litologias, localidades etc.

CAPÍTULO 4

ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS E ISÓTOPOS ESTÁVEIS

4.1 - Introdução

A participação e importância dos fluidos em diversos processos geológicos que se desenvolvem na crosta terrestre têm sido amplamente demonstradas em inúmeras publicações científicas divulgadas nas últimas décadas (p. ex. Roedder 1967 e 1984, Wilkins e Barkas 1978, Watson e Brenan 1987, Xu 1997, McCuaig e Kerrick 1998, Groves et al. 1998, Xavier et al. 1994, Xavier e Foster 1999, Golfarb et al. 2001, entre vários outros). Particularmente na gênese de depósitos minerais o papel dos fluidos hidrotermais é de fundamental importância pois são os responsáveis pela lixiviação e transporte de metais durante sua interação com as rochas, assim como passam por mudanças físico-químicas durante a sua circulação na crosta que podem conduzir a precipitação desses metais em concentrações econômicas. O fluido hidrotermal a partir do qual um mineral foi precipitado pode, em geral, ser encontrado aprisionado em cavidades microscópicas no interior deste mineral denominadas de inclusões fluidas. A composição e evolução dos fluidos responsáveis pela formação de paleossistemas hidrotermais, independente de sua origem (magmáticos, metamórficos, meteóricos ou mistura destes), têm sido definida por meio do estudo das inclusões fluidas utilizando-se técnicas micro-analíticas já bem conhecidas como a microtermometria e microespectroscopia Raman (p. ex. Crawford e Hollister 1986, Dubessy et al. 1989, Cathelineau et al. 1991, Diamond 1994, Johnson e Hollister 1995, Boiron et al. 1996, Burke E.A.J. 2001, Wilkinson J.J. 2001).

Estudos de inclusões fluidas preservadas em minerais hidrotermais (p. ex. quartzo dos veios) em depósitos auríferos do tipo *lode* têm demonstrado segundo McCuaig e Kerrich (1998) que o fluido primário formador do minério, em geral são H_2O - CO_2 (como proporções variáveis entre H_2O e CO_2), contendo pequenas quantidades de CH_4 dissolvido na fase carbônica e de baixa salinidade (por volta de 3% em peso equivalente de NaCl). A origem destes fluidos

envolvidos na formação dos depósitos auríferos do tipo *lode* têm sido atribuída à variadas fontes, tais como o mantélica (Colvine et al. 1988, Cameron 1988), magmática (Wood et al. 1986, Cameron e Hattori 1987, Spooner 1991), metamórfica (Kerrick e Fryer 1979, Kerrich e Fyfe 1981, Groves e Phillips 1987) e águas meteóricas evoluídas (Nesbitt et al. 1986) ou mistura entre estas fontes em proporções variáveis.

Estudos sistemáticos realizados por meio de isótopos estáveis em minerais de ganga e minério de depósitos do tipo *lode*, de acordo com McCuaig e Kerrich (1998), têm revelado por meio da análise isotópica de oxigênio e hidrogênio destes minerais e dos fluidos das inclusões neles contidos, que a H₂O do fluido mineralizante destes depósitos teve origem em fontes magmáticas e/ou metamórficas. Ainda segundo McCuaig e Kerrich (1998), existe um grande volume de dados mostrando que estes fluidos seriam, na grande maioria dos casos analisados, gerados dentro do metamorfismo regional definido assim uma participação marcante de uma fonte metamórfica para a origem de tais fluidos, embora alguns dos componentes presentes no fluido tais com carbono e enxofre sejam provenientes de fontes diversas como por exemplo magmática.

Com base nesse importante papel exercido pelos fluidos na formação dos depósitos minerais como agentes lixiviadores e transportadores de metais, torna-se necessário conhecer as características físico-químicas do fluido envolvidos na formação da mineralização aurífera do Distrito de Itapetim, com o objetivo de se fazer uma avaliação sobre a provável fonte e a evolução destes fluidos num caminho pressão-temperatura-tempo para o processo mineralizador. Para tal utilizou-se técnicas analíticas envolvendo análises isotópicas de oxigênio e hidrogênio e análises de inclusões fluidas de minerais de ganga (p. ex. quartzo de veio e biotita da rocha encaixantes destes veios) dos veios mineralizados do Distrito Aurífero de Itapetim.

4.2 – Amostragem e Preparação das Amostras

O Distrito Aurífero de Itapetim, hospeda um grande número de veios de quartzo encaixados paralelo ou subparalelo à foliação milonítica S₂ dos gnaisses miloníticos na Zona de Cisalhamento de Itapetim. Dentre os veios com espessura variável entre 3 e 50 cm situados nos vários setores mineralizados investigados (ex. Sertãozinho, Piedade, Pimenteira e Gurgueia), foram coletadas 17 amostras a partir das quais foram confeccionadas lâminas polidas em ambas

as faces, com espessura entre 150 e 200µm, para o estudo das inclusões fluidas. Dentre as 17 lâminas usadas para o estudo petrográfico das inclusões fluidas, apenas 9 foram selecionadas para os estudos de eixo-c e microfraturas, além do estudo microtermométrico. Frações das amostras coletadas para a confecção destas seções delgadas também foram preparadas (8 amostras) para a análise das razões isotópicas de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ em quartzo de veios e de D/H em fluidos de inclusões aprisionadas nestes veios. Isótopos de oxigênio e hidrogênio foram também analisados em biotita de duas amostras do gnaiss milonítico encaixante destes veios.

Na separação de quartzo dos veios para as análises isotópicas foi usado um mecanismo de desagregação por meio de britagem e moagem, seguido de uma separação final usando-se lupa binocular para separar 5 g de material. Para a separação da biotita foram utilizados processos de britagem, moagem, gravimétrico e eletrogravimétrico (separador Frantz) para a obtenção do concentrado para, em seguida, se fazer a separação da porção final desagregada por meio da lupa binocular. A porção final de material separado ficou em torno de 2 g de biotita.

4.3 - Procedimentos Analíticos

As características composicionais dos fluidos contidos nas inclusões investigadas foram caracterizadas por meio da microtermometria, auxiliada pela microespectroscopia Raman. Para tal procedimento foram separados 24 setores de aproximadamente 0.5 cm das 9 lâminas investigadas, com base no modo de ocorrência, tamanho, e visibilidade das inclusões fluidas. O estudo microtermométrico foi conduzido em uma platina de resfriamento e aquecimento, com limites inferior de $-196\text{ }^{\circ}\text{C}$ e superior de $600\text{ }^{\circ}\text{C}$, modelo Linkam THMSG 600, adaptada a um microscópio petrográfico convencional. A exatidão das medidas foi estimada em $\pm 0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ para temperaturas entre -100 e $20\text{ }^{\circ}\text{C}$; $\pm 1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ para temperatura entre 20 e $30\text{ }^{\circ}\text{C}$; e de 5 a $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ para temperatura superior a $100\text{ }^{\circ}\text{C}$. As temperaturas registradas pelas transições de fases observadas na microtermometria foram: i) temperatura de fusão do CO_2 ($T_{f\text{CO}_2}$); ii) temperatura de fusão do clatrato ($T_{f\text{clatrato}}$); iii) temperatura do eutético (T_e); iv) temperatura de fusão do gelo ($T_{f\text{gelo}}$); v) temperatura de homogeneização do CO_2 ($T_{h\text{CO}_2}$); vi) temperatura de homogeneização total ($T_{h\text{total}}$).

As razões isotópicas de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e de D/H foram determinadas no Laboratório de Isótopos Estáveis do *Geological Survey of Canada*, em Ottawa.

Para as análises das razões $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ em quartzo, os separados minerais foram moídos a uma granulometria menor que 80 mesh e colocados no forno para secagem a uma temperatura de 130°C. No caso dos separados de biotita não houve necessidade de moagem devido a granulometria muito fina do material. Apenas uma alíquota de 7-8 mg de material de cada amostra foi separada para as análises.

A linha de extração de ^{18}O em silicatos comporta até 12 amostras, sendo uma do padrão. O padrão interno do laboratório consiste de uma amostra de quartzo proveniente de Campo Longo (Suíça), ao passo que o padrão externo, utilizado por todos os laboratórios, é o NBS-28 (*National Bureau of Standards*). O ^{18}O e ^{16}O foi extraído através da reação dos silicatos com BrF_5 , a $T=600^\circ\text{C}$, conforme a técnica convencional estabelecida por Clayton e Mayeda (1963). A extração de D e H da biotita ocorreu pela desidratação de um concentrado de 10 mg deste mineral a alta temperatura, quando H_2O e outros voláteis são liberados em um sistema fechado à vácuo. Neste sistema a H_2O é posteriormente separada dos outros voláteis (e.g. CO_2) por processos criogênicos (N_2 líquido e uma mistura de N_2 líquido com álcool). As razões de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e de D/H foram posteriormente analisadas em um espectrômetro de massa Finnigan MAT252, com valores de exatidão estimados em $\pm 0,2\text{‰}$.

Os resultados são apresentados com relação ao V-SMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) numa notação de δ ($\delta^{18}\text{O}$ ou δD) e expressos em partes por mil (‰ SMOW).

4.4 - Petrografia e Características Composicionais das Inclusões Fluidas

O estudo petrográfico permitiu identificar a presença de três assembléias principais de inclusões fluidas em todas as amostras investigadas, com base nos seus modos de ocorrência e relações texturais:

1. Inclusões fluidas isoladas ou em grupos isolados, posicionados de maneira aleatória no interior dos grãos de quartzo, as quais foram denominadas de modo A de ocorrência.
2. Inclusões fluidas aprisionadas em microfraturas intragranulares (PIF – plano definido pelo alinhamento das inclusões fluidas). As que se hospedam em microfraturas com ângulo de mergulho maior que 45° são denominadas de modo de ocorrência B, enquanto as que se

encontram ao longo de microfraturas com ângulo menor que 45° são denominadas de modo C de ocorrência.

3. Inclusões fluidas aprisionadas em microfraturas intergranular com ângulo de mergulho maior que 45° denominada de modo D de ocorrência.

No que se refere às suas características composicionais, as informações obtidas na microtermometria e microespectroscopia Raman, as inclusões fluidas foram definidas segundo quatro tipos distintos:

Tipo I - inclusões fluidas aquo-carbônicas com concentração subordinada e variável de CH₄;

Tipo II - inclusões fluidas carbônicas ou ricas em CO₂, com concentrações variáveis, porém subordinada, de CH₄;

Tipo III - inclusões fluidas aquosas.

Estes três tipos de inclusões fluidas estão presentes em todas as assembléias com modos de ocorrência A, B, C e D, definidos anteriormente. De um total de 395 inclusões fluidas analisadas, 60% foram do tipo I, 14% do tipo II e 26% do tipo III (Tabela 4.1).

Tipo I (H₂O - CO₂ ± CH₄). Este tipo de inclusão distribui-se nos vários modos de ocorrência, mostrando uma grande frequência de distribuição particularmente como isoladas ou em grupos isolados (modo A), seguido dos modos C, B e D. Em geral, estas inclusões fluidas na temperatura ambiente (± 25 °C) são predominantemente bifásicas (H₂O_(l) + CO_{2(l)}) ou local e eventualmente trifásica (H₂O_(l) + CO_{2(l)} ± CO_{2(v)}), com grau de preenchimento (GP = volume_(l)/volume_(total)), onde volume total é dado pela soma do volume do líquido + volume do vapor + volume do sólido) predominantemente em torno de 0.5-0.6 ou, localmente variável entre 0.3 e 0.9 (Figura 4.1). A morfologia destas inclusões fluidas é variável, incluindo formatos irregulares, arredondados, elipsoidais, tubulares ou bipiramidais (cristal negativo), com dimensões variando entre 3 e 28µm, com a grande maioria dentro de um intervalo de tamanho entre 5 e 15 µm.

Microtermometria – Os dados microtermométricos para as inclusões do tipo I nos modos de ocorrência A, B, C e D estão mostrados no Anexo 4.1A, resumindo na Tabela 4.1 e também apresentados na forma de histogramas de frequência simples pelas Figuras 4.2, 4.3, 4.4 e 4.5.

Para as inclusões do tipo IA, a T_{fCO₂} variou entre -56.7 e -59.2 °C com maior concentração de valores entre -57.0 e -57.5 °C. As inclusões do tipo IB, IC e ID mostram

variações da T_{fCO_2} muito similares, entre -56.6 e -57.5 °C, ficando todas as inclusões com valores preferencialmente concentrados no intervalo entre -56.6 e -57.0 °C. As T_{fCO_2} das inclusões do tipo I, independente de seu modo de ocorrência, indicam que a sua fase carbônica é constituída predominantemente por CO_2 , com uma concentração subordinada de outros voláteis. Com o auxílio analítico realizado pela espectroscopia Raman foi identificado apenas a presença de CH_4 como o outro volátil dissolvido na fase carbônica. De uma maneira geral as T_{fCO_2} tendem a serem mais variáveis para as inclusões IA, talvez por esses fluidos conterem concentrações maiores e mais variáveis de CH_4 . No caso das inclusões IB,C,D, os valores de T_{fCO_2} são mais restritos, tendendo a se concentrar próximos à -56.6°C, ou seja fluido constituído por CO_2 praticamente puro, como também é mostrado pelos histogramas da Figura 4.3.

A $T_{fclatrato}$ para as inclusões do tipo IA variou entre 3.5 e 9.3 °C, com uma maior concentração de valores entre 6.5 e 7.0 °C. Para as inclusões do tipo IB a $T_{fclatrato}$ variou entre 5.7 e 8.2 °C com maior concentração de valores entre 6.0 e 6.5 °C. Para as inclusões fluidas do tipo IC, a $T_{fclatrato}$ variou entre 6.1 e 9.6 °C com as maiores concentrações de valores entre 6.1 e 7.0 °C e para as do tipo ID, a $T_{fclatrato}$ variou entre 4.7 e 5.3 °C com uma maior concentração de valores entre 5.0 e 5.5 °C. Esta distribuição dos valores da $T_{fclatrato}$ mostra que a salinidade das inclusões do tipo I (Figura 4.11 A) variou entre 1.6 e 9.6 % em peso equivalente de NaCl e que estas inclusões no modo D de ocorrência mostram uma maior salinidade quando comparadas com as inclusões nos aprisionadas nos modos A, B e C. Como mostra a Figura 4.11 A, parece existir um contínuo aumento da salinidade do modo A para o modo D com a diminuição da temperatura de homogeneização para estas inclusões do tipo I.

A Th_{CO_2} variou entre 8.3 e 26.4 °C com maior concentração de valores entre 17.0 e 20.0 °C para as inclusões do modo A. Para o modo B de ocorrência a Th_{CO_2} ficou entre 15.2 e 21.6 °C com uma maior concentração de valores entre 17.0 e 20.0 °C. Para o modo de ocorrência C a Th_{CO_2} ficou entre 12.5 e 15.7 °C com uma maior concentração de valores entre 12.5 e 14.0 °C. Para as inclusões do modo D, os valores da Th_{CO_2} variaram entre 18.3 e 29.3 °C com uma maior concentração de valores entre 26.0 e 29.0 °C. Esta distribuição de valores da Th_{CO_2} para as inclusões do tipo I mostra uma distribuição variável de densidade da fase carbônica onde a fase carbônica com maior densidade encontra-se nas inclusões do modo A e a menor estão claramente nas inclusões do modo D (Figuras 4.11 C e E).

A homogeneização total (Th_{total}) para os vários modos de ocorrência deste tipo I de inclusão fluida se deu predominantemente para o estado líquido. Em poucas situações foi observada uma homogeneização para o estado vapor em inclusões do tipo IA com elevada relação $CO_2:H_2O$, porém houve crepitação destas inclusões. Quando foi possível registrar a temperatura de crepitação, esta ficou muito próxima da temperatura de homogeneização total registrada para as inclusões que homogeneizaram para o modo líquido (Anexo 4.1A). Este comportamento, conjuntamente com a elevada variação na razão $H_2O:CO_2$ observada localmente para estas inclusões IA pode ser atribuído a um aprisionamento heterogêneo de um fluido aquo-carbônico em estado de imiscibilidade.

A Th_{total} para as inclusões homogeneizadas para o modo líquido, variou entre 249 e 396 °C para as inclusões do modo A, ficando a maior concentração de valores entre 375 e 396 °C. Para as inclusões do modo B a Th_{total} variou entre variou entre 236 e 361 °C com um espalhamento marcante de valores entre 275 e 361 °C onde a maior concentração de valores ficou entre 350 e 361 °C. Para o modo C de ocorrência, os valores da Th_{total} ficaram entre 287 e 348 °C com uma maior concentração de valores entre 300 e 325 °C. Para as inclusões do modo D os valores da Th_{total} ficaram entre 196 e 359 °C com uma maior concentração de valores entre 200 e 225 °C. A distribuição da Th_{total} para as inclusões do tipo I (Figura 4.11 A) mostra uma certa separação de forma contínua entre os modos IA, IB-C e ID onde as inclusões do modo A foram na sua grande maioria aprisionadas em uma temperatura entre 350 e 400 °C enquanto que as inclusões mais tardias (modo D) foram aprisionadas na sua grande maioria dentro de uma faixa de temperatura mais baixa ficando entre 196 e 220 °C.

Os dados de microtermometria, em combinação com os de microespectroscopia Raman demonstram que os fluidos das inclusões do tipo I nos vários modos de ocorrência são constituídos por $H_2O-CO_2\pm CH_4$, com salinidade baixa, variando de 0.8 a 10.0 % em peso equivalente de NaCl. A fração molar de H_2O (X_{H_2O}) variou entre 72 e 85 mol %, a fração molar de CO_2 (X_{CO_2}) mostrou variação entre 13 e 97 mol %, a fração molar de CH_4 (X_{CH_4}) variou entre 0.0 e 1.0 mol % e a uma fração molar de NaCl (X_{NaCl}) variou entre 0.0 e 3.0 %. A densidade da fase carbônica (df_{CO_2}) mostrou uma variação entre 0.40 e 0.85 g/cm³. A densidade total (d_{total}) para o fluido contido nas inclusões variou entre 0.85 e 0.95 g/cm³ e o volume molar total (V_{total}) para variou entre 26.00 e 27.86 cm³/mol para estas inclusões fluidas do tipo I (Tabela 4.1 e Anexo 4.1 A). As Figuras 4.11 E e F mostram uma faixa de valores (entre 15 e 30 mol%) muito

constante para a fração molar de CO_2 não havendo mudanças significativas dentro dos vários modos de ocorrências das inclusões aquo-carbônicas.

Tipo II (carbônicas ou ricas em $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$) - Este tipo de inclusão (57 estudadas, o equivalente a 14% do total das inclusões fluidas) embora apareça nos vários modos de ocorrência, mostram uma maior frequência de distribuição nos modos B e C. Em temperatura ambiente ($\pm 25^\circ\text{C}$) são predominantemente monofásicas ($\text{CO}_{2(l)}$). A morfologia destas inclusões fluidas é variável entre tipos irregular, arredondada, elipsoidal, tubular ou bipiramidal (cristal negativo) com uma predominância dos tipos arredondada e elipsoidal. O tamanho destas inclusões fluidas varia entre 5 e $23\mu\text{m}$ com a maioria ficando dentro do intervalo de tamanho entre 5 e $12\mu\text{m}$.

Os dados microtermométricos para as inclusões do tipo II nos modos de ocorrência A, B, C e D estão mostrados aqui no Anexo 4.1B, na Tabela 4.1. Os histogramas de frequência simples para os dados microtermométricos destas inclusões fluidas representados na Figuras 4.6 e 4.7.

Para as inclusões do tipo IIA, a $T_{f\text{CO}_2}$ variou entre -56.8 e -58.1°C com maior concentração de valores entre -56.8 e -57.0°C . As inclusões do tipo IB, IC e ID mostram variações da $T_{f\text{CO}_2}$ muito similares, entre -56.6 e -57.5°C , ficando todas as inclusões com valores preferencialmente concentrados no intervalo entre -56.6 e -57.0°C . As $T_{f\text{CO}_2}$ das inclusões do tipo II, independente de seu modo de ocorrência, indicam que a sua fase carbônica é constituída predominantemente por CO_2 , com uma concentração subordinada de outros voláteis como no caso da fase carbônica mostrada pelas inclusões do tipo I. Como no caso das inclusões do tipo I, o auxílio analítico da espectroscopia Raman também identificou apenas a presença de CH_4 como o outro volátil dissolvido na fase carbônica. De uma maneira geral a $T_{f\text{CO}_2}$ tendem a ser mais variável para as inclusões IIA e C, talvez por esses fluidos conterem concentrações maiores e mais variáveis de CH_4 . No caso das inclusões IIB e D, os valores de $T_{f\text{CO}_2}$ são mais restritos para a grande maioria dos dados, tendendo a se concentrar próximos à -56.6°C , ou seja, um fluido constituído por CO_2 praticamente puro, como também é mostrado pelos histogramas da Figura 4.6 e pela Figura 4.11 D.

A $T_{h\text{CO}_2}$ variou entre -10.9 e 14.5°C com maior concentração de valores entre -10.9 e 9.5°C para as inclusões do modo A. Para o modo B de ocorrência a $T_{h\text{CO}_2}$ ficou entre -4.2 e 10.6°C com uma maior concentração de valores entre 6.5 e 8.5°C . Para o modo de ocorrência C a $T_{h\text{CO}_2}$

ficou entre -5.8 e 14.9 °C com uma maior concentração de valores entre 11.5 e 14.9 °C. Para as inclusões do modo D, os valores da T_{hCO_2} variaram entre 2.1 e 14.9 °C com uma maior concentração de valores entre 12.0 e 14.9 °C. Esta distribuição de valores da T_{hCO_2} para as inclusões do tipo II mostra uma distribuição variável da densidade para estas inclusões ricas em CO_2 onde as de densidade mais elevada encontram-se na maioria das inclusões do modo A e as de densidade menor estão nas inclusões do modo D (Figura 4.11 D). A T_{hCO_2} para estas inclusões ricas em CO_2 predominantemente se deu para o estado líquido pelo desaparecimento da fase vapor (bolha).

Os dados de microtermometria, em combinação com os de microespectroscopia Raman demonstram que os fluidos das inclusões do tipo II nos vários modos de ocorrência são constituídos por $CO_2 \pm CH_4$. A fração molar de CO_2 (X_{CO_2}) mostrou variação entre 92 e 99 mol %, a fração molar de CH_4 (X_{CH_4}) variou entre 1.0 e 8.0 mol %. A densidade da fase carbônica (d_{fCO_2}) mostrou uma variação entre 0.82 e 0.98 g/cm³. A densidade total (d_{total}) para o fluido contido nas inclusões do tipo II variou entre 0.80 e 0.97 g/cm³ e o volume molar total (V_{total}) para os variou modos de ocorrência entre 45.3 e 57.9 cm³/mol para estas inclusões fluidas do tipo II (Tabela 4.1 e Anexo 4.1 B).

Tipo III (aquosas ou ricas em H_2O) - Este tipo de inclusão (102 estudadas, o equivalente a 26% do total das inclusões fluidas) se distribui nos vários modos de ocorrência, mostrando uma maior frequência de distribuição no modo D. Em temperatura ambiente (± 25 °C) são predominantemente bifásicas ($H_2O_{(l)} + H_2O_{(v)}$) com grau de preenchimento variável entre 0.3 e 0.8. A variação contrastante no GP foi apenas observada localmente dentro de uma mesma população em inclusões isoladas ou em grupos isolados. Normalmente a grande maioria destas inclusões fluidas mostra um GP variando entre 0.4 e 0.6 ou aproximadamente constante (Figura 4.1). Em aparência, estas inclusões são muito características, mostrando uma cor em geral clara e transparente. A morfologia é variável entre tipos irregular, arredondada, tubular com uma predominância do tipo arredondada. Seu tamanho varia entre 5 e 20 μm com a maioria ficando dentro do intervalo de tamanho entre 5 e 15 μm .

Os dados microtermométricos para as inclusões do tipo III nos modos de ocorrência A, B, C e D estão mostrados aqui no Anexo 4.1C, na Tabela 4.1 e também apresentados na forma de histogramas de frequência simples pelas Figuras 4.8, 4.9, e 4.10.

Para as inclusões do tipo IIIA, a temperatura do eutético (T_e) mostrou valores por volta de $-23\text{ }^{\circ}\text{C}$, sugerindo a provável presença do KCl conjuntamente com NaCl, como os principais sais dissolvidos da fase aquosa. A $T_{f_{\text{gelo}}}$ variou entre -3.1 e $-1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ com uma maior concentração de valores entre -2.5 e $-3.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ para as inclusões no modo A de ocorrência. Para o modo B de ocorrência, a $T_{f_{\text{gelo}}}$ variou entre -1.0 e $-2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ com uma maior concentração dos valores entre -1.0 e $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Para as inclusões do tipo IIIC, a $T_{f_{\text{gelo}}}$ ficou entre -1.0 e $-3.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ com uma maior concentração de valores entre -1.5 e $-2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ e para as inclusões do tipo IIID, a $T_{f_{\text{gelo}}}$ variou entre -3.1 e $2.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ mostrando uma maior concentração de valores entre -1.0 e $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$. No geral os valores de salinidade desses fluidos aquosos (Figura 4.11 B), determinado a partir dos valores da $T_{f_{\text{gelo}}}$, são baixos (menor que 5 % em peso equivalente de NaCl), porém relativamente variável. As inclusões do tipo IIIA mostram as salinidades mais altas, quando comparadas com as dos tipos III B, C e D; a $T_{h_{\text{total}}}$ tendem a ser mais elevadas (entre 250 e $378\text{ }^{\circ}\text{C}$) para as do tipo IIIA e B-C, em comparação com as mais tardias que claramente têm $T_{h_{\text{total}}}$ mais baixas (entre 181 e $219\text{ }^{\circ}\text{C}$). A distribuição de valores dentro de um mesmo modo de ocorrência, alinhados num mesmo valor de densidade pode estar indicando grupos de microfraturas sendo cicatrizadas em tempos diferentes da evolução fluida (Figura 4.11 B).

A homogeneização total ($T_{h_{\text{total}}}$) para os vários modos de ocorrência deste tipo III de inclusão fluida se deu invariavelmente para o estado líquido. A $T_{h_{\text{total}}}$ para o modo A de ocorrência variou entre 268 e $378\text{ }^{\circ}\text{C}$ com uma concentração de valores entre 350 e $375\text{ }^{\circ}\text{C}$. Para as inclusões fluidas do tipo IIIB, a $T_{h_{\text{total}}}$ mostrou valores entre 249 e $345\text{ }^{\circ}\text{C}$ com uma maior concentração de valores entre 275 e $325\text{ }^{\circ}\text{C}$. Para as inclusões do modo C de ocorrência e a $T_{h_{\text{total}}}$ variou entre 275 e $378\text{ }^{\circ}\text{C}$ com uma concentração de valores semelhante ao modo C. Para as inclusões fluidas no modo D de aprisionamento a $T_{h_{\text{total}}}$ mostrou uma variação entre 181 e $219\text{ }^{\circ}\text{C}$, com uma maior concentração de valores entre 181 e $200\text{ }^{\circ}\text{C}$. Como mostra a Figura 4.11 B, há uma diminuição nítida na temperatura de homogeneização total entre as inclusões do modo A e as do modo D, revelando que estes fluidos aquosos no modo D de ocorrência são tardios (como mostrou a petrografia – planos de inclusões intergranular) e que foram provavelmente aprisionados em níveis mais rasos da crosta.

Os dados de microtermometria, demonstram que os fluidos das inclusões do tipo III nos vários modos de ocorrência são constituídos predominantemente por H_2O , com salinidade baixa, variando de 0.8 a $1.6\text{ }%$ em peso equivalente de NaCl. A fração molar de H_2O ($X_{\text{H}_2\text{O}}$) variou

entre 98.4 e 99.7 mol % e a fração molar dos sais ($X_{\text{NaCl+KCl}}$) foi definida por valores variando entre 0.3 e 1.6 mol %. A densidade total (d_{total}) para os vários modos de ocorrência variou entre 0.5 e 0.9 g/cm³ enquanto o volume molar total (V_{total}) variou entre 20.1 e 34.4 cm³/mol.

4.5 – Condições P-T de Aprisionamento dos Fluidos

O valor da temperatura de homogeneização total (T_{total}) obtida na microtermometria (Tabela 4.1 e Anexos 4.1A, B e C) pode ser considerado como o valor mínimo da temperatura de formação da inclusão fluida, desde que o fluido tenha sido homogêneo no momento do aprisionamento, sem estar separado em fases fluidas distintas (Roedder 1977, Roedder e Bodnar 1997). No entanto, em condições de imiscibilidade, o aprisionamento do fluido está ocorrendo na curva de pressão de vapor e não ao longo da isócora e como consequência a temperatura de homogeneização total (T_{total}) pode ser considerado como próxima a do aprisionamento deste fluido na inclusão.

Para auxiliar na delimitação do intervalo de temperatura na qual se formou a inclusão fluida, foi feito uso de um geotermômetro independente. Aqui neste trabalho, foi usada a temperatura de formação da clorita (Capítulo 2). A temperatura de homogeneização total para os fluidos dos tipos I e III no vários modos de ocorrência (A, B, C e D) mostrou-se num intervalo variando de 181 a 395 °C. Entretanto para cada tipo (I ou III) de inclusão em cada modo de ocorrência, observa-se que este intervalo de temperatura de homogeneização parece diminuir gradativamente do modo A para o modo D (Figuras. 4.5, 4.10 e 4.11 A e B).

As condições de pressão e temperatura de aprisionamento do fluido nas inclusões podem ser definidas por meio das isócoras (curvas de densidade constante no espaço pressão versus temperatura). Aqui neste trabalho, as isócoras foram construídas a partir dos valores de pressão (P) e temperatura (T) calculados pelo programa MacFlinCor (Brown e Hagemann 1994), tendo como base as mesmas equações de estado utilizadas para se estimar os valores das propriedades V-X das inclusões fluidas. Para cada tipo (I, II e III) de fluido dentro de um determinado modo de ocorrência (A, B, C e D), foram escolhidas isócoras representativas (valores extremos de densidades) e lançadas em diagramas P-T nas Figuras 4.12 A, B, C e D.

No modo A de ocorrência das inclusões fluidas aquo-carbônicas (Figura 4.12 A) a interseção das isócoras com a faixa de temperatura de homogeneização total ($T_{h_{total}}$) mais representativa que também é coincidente com o intervalo mais representativo do geotermômetro independente dado pela temperatura de formação da clorita (Figura 2.6 A) define um polígono cujos valores mostra um intervalo de pressão para a formação das inclusões fluidas entre 2.7 e 4.1 Kbar. Se este fluido tipo IA foi aprisionado de maneira heterogênea em estado de imiscibilidade como mencionado anteriormente, a sua temperatura de homogeneização total pode ser considerada muito próxima da sua real temperatura de aprisionamento, e com isso a pressão determinada em função da temperatura de homogeneização no espaço pressão-temperatura pode ser também considerada muito próxima da real.

Para o modo B de ocorrências, com base no intervalo de temperatura de homogeneização total ($T_{h_{total}}$) conjuntamente com as isócoras, estas inclusões aquo-carbônicas definem um intervalo de pressão entre 2.2 e 3.5 Kb (Figura 4.12B B) e para o modo C, um intervalo de pressão entre 2.6 e 3.4 Kb (Figura 4.12C) para o aprisionamento destas inclusões. Para modo D, as inclusões aquo-carbônicas definem um intervalo de pressão entre 1.0 e 1.8 Kb (Figura 4.12D). Para as inclusões aquosas (tipo III) aprisionadas no modo D de ocorrência a interseção das isócoras com o intervalo de temperatura dada pela homogeneização total ($T_{h_{total}}$) define um polígono que apresenta uma faixa de pressão entre 0.9 e 1.6 Kb para o aprisionamento destas inclusões (Figura 4.12D).

Estes intervalos de pressão e temperatura definidos pelas inclusões fluidas aquo-carbônicas (tipo I) parecem mostrar que nos modos A, B C e D houve um sucessivo e contínuo processo de aprisionamento ao longo da trajetória deste fluido na crosta. Desta forma, se teria aqui uma evolução a partir de um de fluidos inicialmente aquo-carbônico (primitivo) representado pelas inclusões do tipo I $\pm$ II $\pm$ III no modo de ocorrência A, passando gradualmente para os modos B e C, enquanto que em D o fluido aprisionado passaria à ser essencialmente aquoso, representado pelas inclusões do tipo III $\pm$ II $\pm$ I dominado por III, com uma provável participação de um novo regime de fluido.

4.6 – Isótopos de Oxigênio e Hidrogênio

Dez amostras foram selecionadas, sendo oito de veios de quartzo mineralizados e duas de gnaisses milonítico encaixantes destes veios, para análises isotópicas de oxigênio e hidrogênio (Tabela 4.2). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do quartzo dos veios mostraram uma variação entre 5,2 e 12,7 ‰ enquanto o valor de $\delta^{18}\text{O}$ para a biotita da matriz do gnaiss milonítico encaixantes destes veios, a variação dos valores ficou entre 1,4 e 7,1 ‰. Os resultados analíticos para a relação D/H ou $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ do fluido das inclusões contidas nas amostras de quartzo dos veios, mostraram uma variação entre -63,8 e -80,8 ‰.

Com base no fracionamento isotópico para o par quartzo- H_2O proposto por Matsuhisa et al., (1978 e 1979), foi calculado e estimado a composição isotópica do fluido ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)) em equilíbrio com os veios analisados, assumindo-se uma temperatura média de 350 °C, com base nos dados das inclusões fluidas (temperatura de homogeneização total das inclusões primárias tipo I+II+III A) e a temperatura de formação da clorita inclusa nos veios. Os resultados mostraram valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰) variando entre -1.5 e 6.5 (Tabela 4.2). O fracionamento isotópico para o par bitita- H_2O como proposto por Zeng, (1993b), foi calculado e estimado a composição do fluido ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$) em equilíbrio com a rocha (gnaisse milonítico) usando-se para tal determinação, uma temperatura de 470 °C com base na termometria do par biotita-granada (Capítulo 2), cujos resultados mostraram valores entre 3.7 e 9.4 ‰ (Tabela 4.2). O $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ calculado para o par biotita- H_2O , com base na equação de Suzuoki e Epstein, (1976) mostrou valores que variam entre -45.13 e -46.93 ‰ (Tabela 4.2).

Estes valores de δD (‰) e $\delta^{18}\text{O}$ (‰) determinados para o quartzo dos veios e a biotita do xisto milonítico foram lançados no diagrama $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰) versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰), mostrando uma variação na composição isotópica de diferentes tipos de H_2O envolvidos no sistema hidrotermal da Zona de Cisalhamento de Itapetim (Figura. 4.13). Os valores de δD (‰) e $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰) para as amostras de biotita da rocha encaixante (gnaisse milonítico) posicionam-se no campo da H_2O metamórfica, enquanto os referidos valores para as amostras de quartzo dos veios situam-se em campos distintos, uma no campo da H_2O metamórfica (amostra HM66), uma no campo da H_2O magmática (amostra HM 52) e duas fora destes campos (amostras HM 70 e 63). Estes valores para o caso dos veios de quartzo, quando plotado num diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartzo}}$ (‰) versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰) da inclusão fluida, mostra três agrupamento de amostras, indicando prováveis assinaturas isotópicas distintas (Figura 4.14) com mistura de fluidos e provável contribuição de sistemas fluidos meteóricos hidrotermais.

	Tipo I (60%)				Tipo II (14%)				Tipo III (25%)			
	AQUO-CARBÔNICAS $H_2O_{(l)} + CO_{2(l)} \pm (CH_4)$				CARBÔNICAS $CO_{2(l)} \pm (CH_4)$				AQUOSAS $H_2O_{(l)} + H_2O_{(v)}$			
	IA	IB	IC	ID	IIA	IIB	IIC	IID	IIIA	IIIB	IIIC	IIID
T	3 - 28	5 - 13	5 - 18	5 - 10	5 - 23	5 - 15	5 - 15	5 - 10	5 - 21	5 - 15	5 - 17	5 - 12
GP	0.3 - 0.9	0.5 - 0.7	0.4 - 0.8	0.4 - 0.6	-	-	-	-	0.3 - 0.8	0.6 - 0.8	0.4 - 0.7	0.4 - 0.6
Tf_{CO2}	-56.7/-59.2	-56.7/-57.3	-56.7/-57.4	-56.9/-57.5	-56.8/-58.1	-56.7/-57.5	-56.8/-58.8	-56.8/-57.5	-	-	-	-
Tf_{clat}	3.5 - 9.3	5.7 - 8.2	6.1 - 9.6	4.7 - 5.3	-	-	-	-	-	-	-	-
Th_{CO2(l)}	8.3 - 26.4	15.2 - 21.6	12.5 - 15.7	18.3 - 29.3	-10.9/14.5	-4.2/10.6	-5.8/14.9	2.1/14.9	-	-	-	-
Te	-	-	-	-	-	-	-	-	23	-	23	-
Tf_{gelo}	-	-	-	-	-	-	-	-	-3.1/-1.0	-2.0/-1.0	-3.1/-1.0	-3.1/2.1
Th_{l(l)}	249 - 396	236 - 361	287 - 348	196 - 359	-	-	-	-	268 - 378	249 - 345	275 - 378	181 - 219
df_{CO2}	0.40 - 0.85	0.73 - 0.77	0.77 - 0.83	0.55 - 0.76	0.82 - 0.98	0.84 - 0.95	0.82 - 0.96	0.82 - 0.91	-	-	-	-
S	1.6 - 8.6	3.5 - 7.8	0.8 - 7.3	8.5 - 10.0	-	-	-	-	1.6 - 5.0	1.6 - 3.2	1.6 - 5.0	0.8 - 5.0
d_t	0.85 - 0.95	0.89 - 0.91	0.91 - 0.94	0.85 - 0.92	0.80 - 0.97	0.84 - 0.94	0.81 - 0.95	0.81 - 0.90	0.53 - 0.81	0.63 - 0.80	0.59 - 0.80	0.80 - 0.91
X_{CO2}	13 - 97	22 - 24	23 - 25	18 - 23	96 - 99	98 - 99	92 - 99	98 - 99	-	-	-	-
X_{CH4}	0.0 - 1.0	0.0 - 0.5	0.2 - 0.5	0.2 - 0.4	1.0 - 4.0	1.0 - 2.0	1.0 - 8.0	1.0 - 2.0	-	-	-	-
X_{H2O}	72 - 85	74 - 75	72 - 75	73 - 79	-	-	-	-	98.4 - 99.5	99.0 - 99.5	98.4 - 99.5	98.4 - 99.7
X_{NaCl}	0 - 2.0	1.0 - 2.0	0.0 - 2.0	2.0 - 3.0	-	-	-	-	0.5 - 1.6	0.5 - 1.0	0.5 - 1.6	0.3 - 1.6
V_t	26.1 - 27.8	27.1 - 27.4	26.0 - 26.9	27.2 - 27.8	45.3 - 55.0	46.8 - 52.3	46.3 - 57.9	48.8 - 54.3	28.8 - 34.4	22.5 - 28.8	23.2 - 31.6	20.1 - 21.1

Tabela 4.1 – Resumo da classificação, propriedades e dados de microtermometria das inclusões fluidas estudadas do distrito aurífero de Itapetim. **Modo de ocorrência:** **A** – Inclusões fluidas isoladas ou grupos Isolados; **B** – Inclusões fluidas em plano intragranular de microfratura com ângulo >45°; **C** – Inclusões fluidas em plano intragranular de microfratura com ângulo <45°; **D** – Inclusões fluidas em plano intergranular de microfratura com ângulo >45°. **Propriedades:** **T** = Tamanho das inclusões fluidas (µm); **GP** = Grau de Preenchimento; **Tf_{CO2}** = Temperatura de fusão da fase carbônica (°C); **Tf_{clat}** = Temperatura de fusão do clatrato (°C); **Th_{CO2(l)}** = Temperatura de homogeneização da fase carbônica para o estado líquido (°C); **Te** = Temperatura do eutético (°C); **Tf_{gelo}** = Temperatura de fusão do gelo (°C); **Th_{l(l)}** = Temperatura de homogeneização total para o estado líquido (°C); **df_{CO2}** = densidade da fase carbônica (g/cm³); **S** = salinidade (% em peso equivalente de NaCl); **d_t** = densidade total do fluido (g/cm³); **X** = fração molar (mol %); **V_t** = Volume molar total da inclusão fluida (mol %); Número total de inclusões fluidas estudadas = 395. Para se determinar os valores de **df_{CO2}**, **S**, **d_t**, **X** e **V_t** das inclusões fluidas foi utilizado o programa MacFlinCor (Brown e Hagemann 1994). Para as inclusões $H_2O-CO_2 \pm CH_4-NaCl$ e $CO_2 \pm CH_4$ usou-se as equações de estado de Jacobs e Kerrick (1981) e para as inclusões $H_2O-NaCl-[KCl]$ foi utilizado a equação de estado de Brown e Lamb (1989).

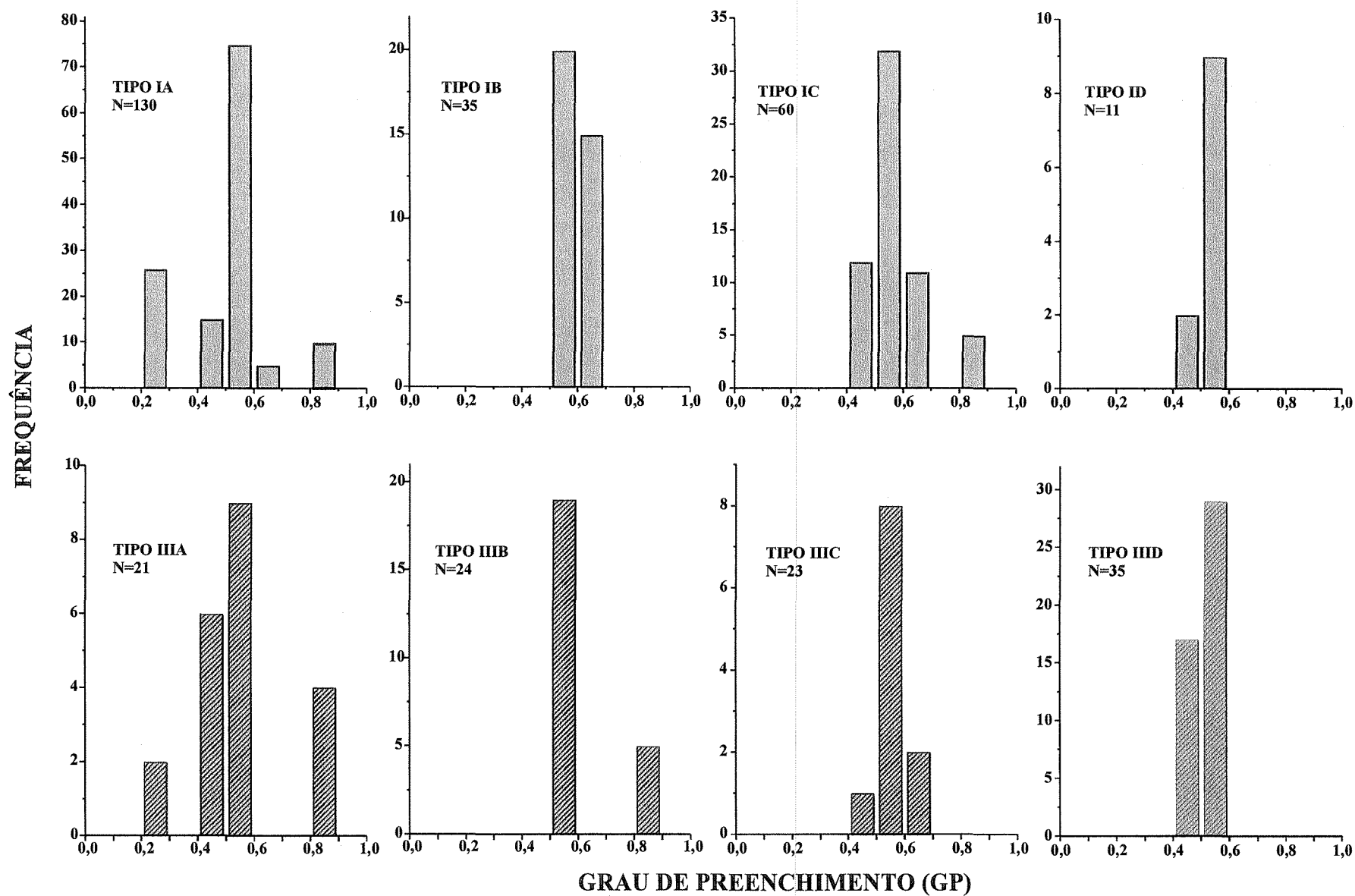


Figura 4.1 - Histograma de frequência simples do Grau de Preenchimento (GP) das inclusões fluidas tipo I e tipo III, nos modos de ocorrências A, B, C e D.
N = número de observações.

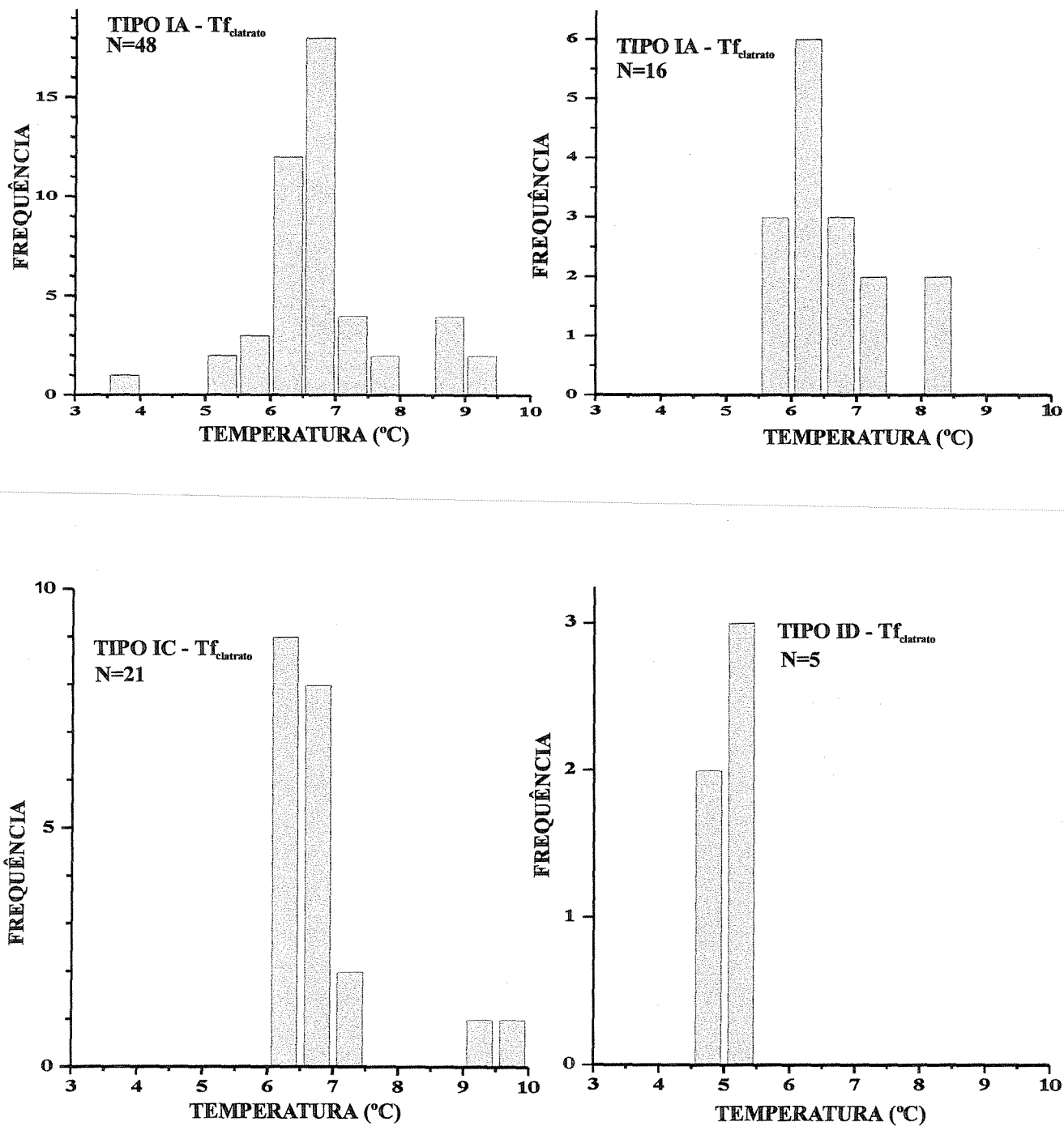


Figura 4.2 - Histogramas de frequência simples dos dados microtermométricos de temperatura de fusão do clatrato das inclusões fluidas tipo I, nos modos de ocorrências A, B, C e D. N = número de observações.

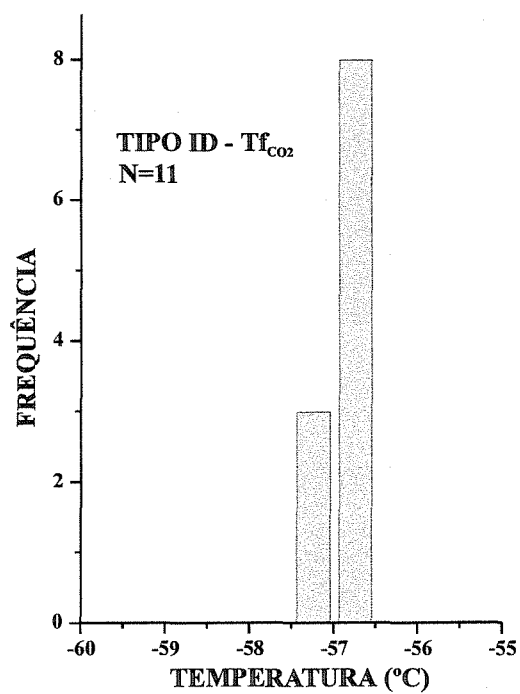
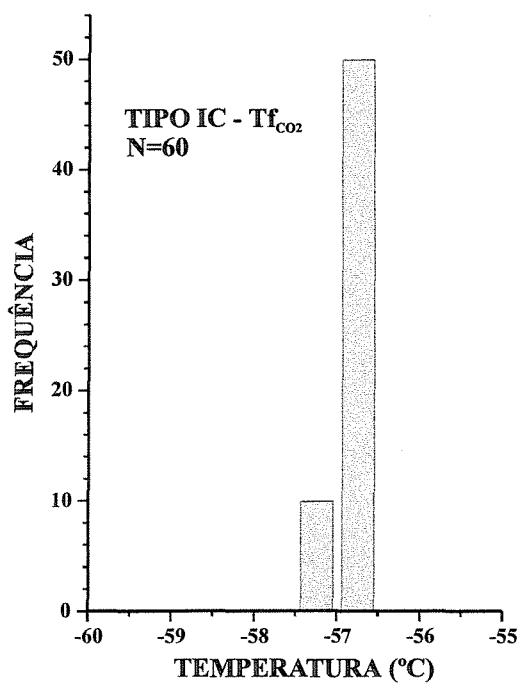
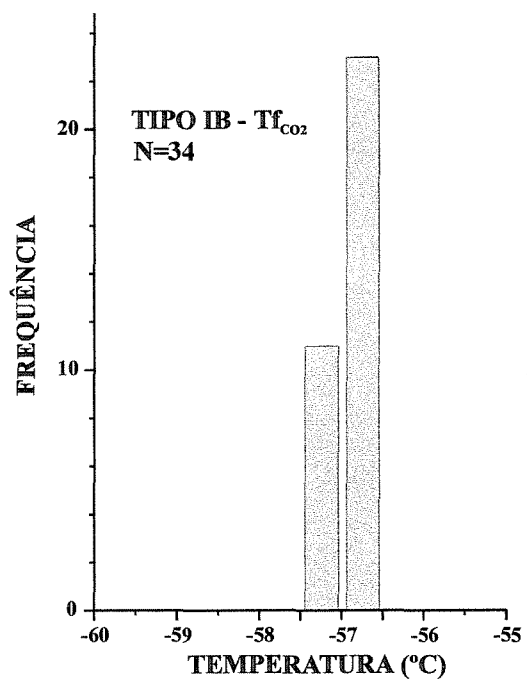
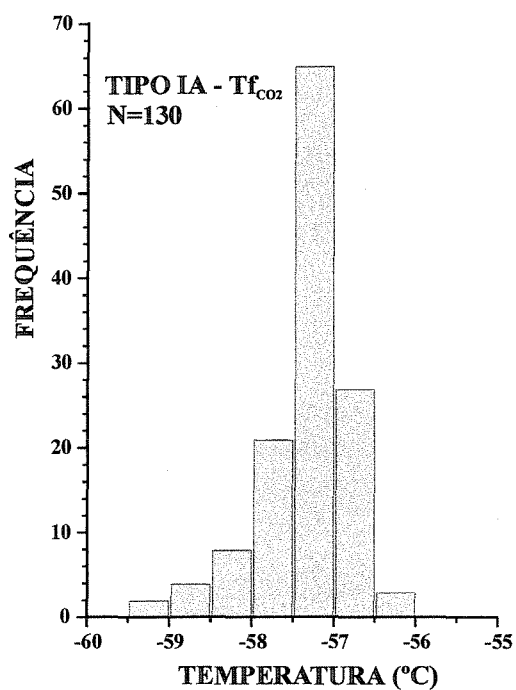


Figura 4.3 - Histogramas de frequência simples dos dados microtermométricos da temperatura de fusão do CO_2 das inclusões fluidas tipo I, nos modos de ocorrências A, B, C e D. N= número de observações.

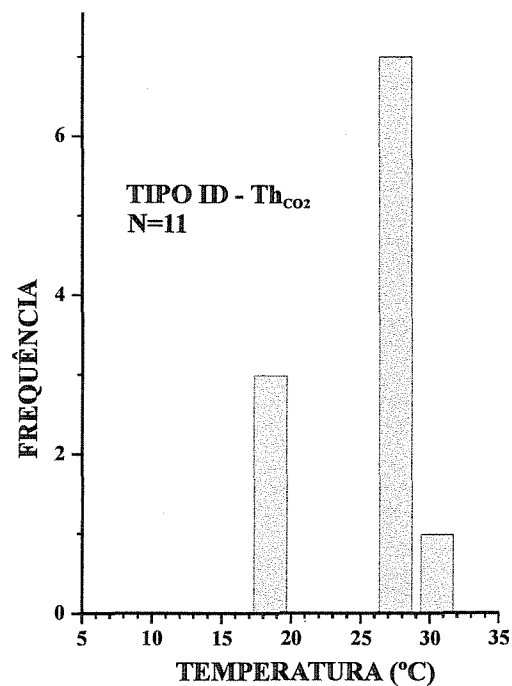
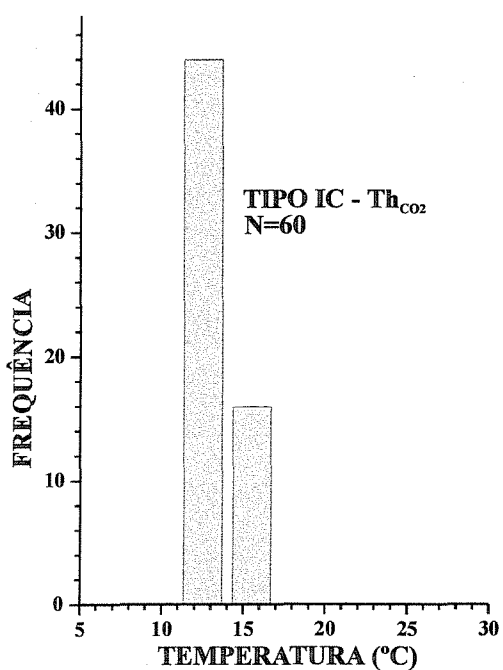
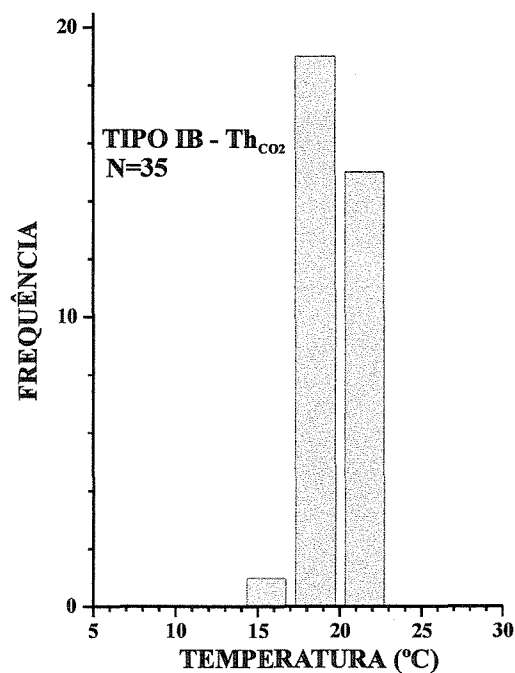
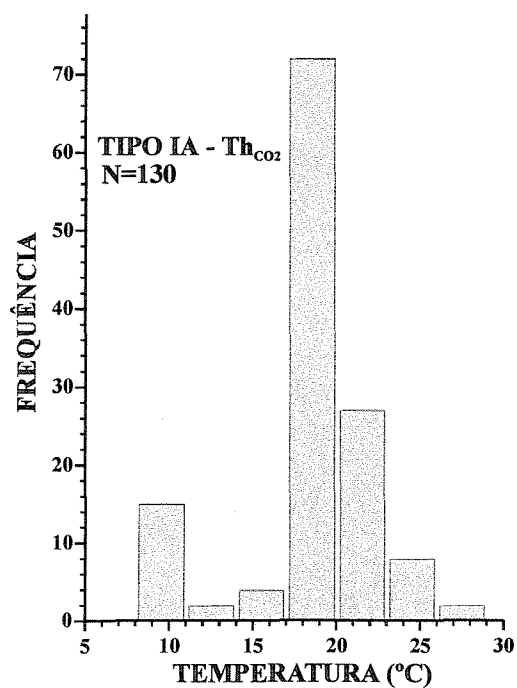


Figura 4.4 - Histogramas de frequência simples dos dados microtermométricos da temperatura de homogeneização do CO_2 , das inclusões fluidas tipo I, nos modos de ocorrências A, B, C e D. N= número de observações.

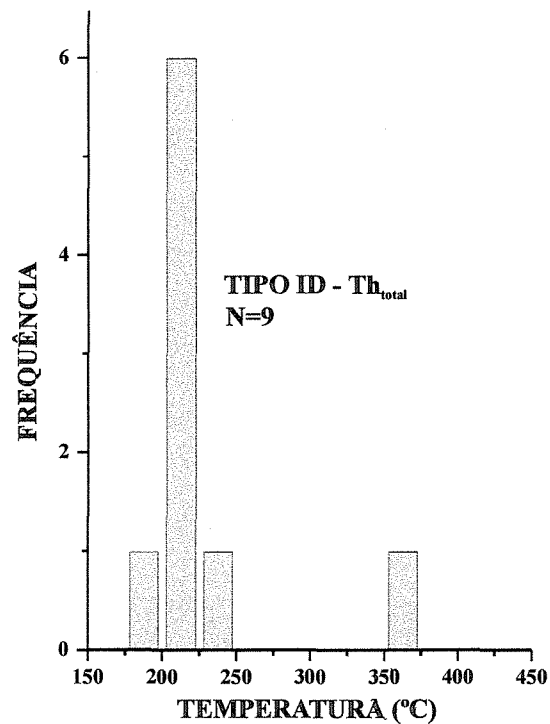
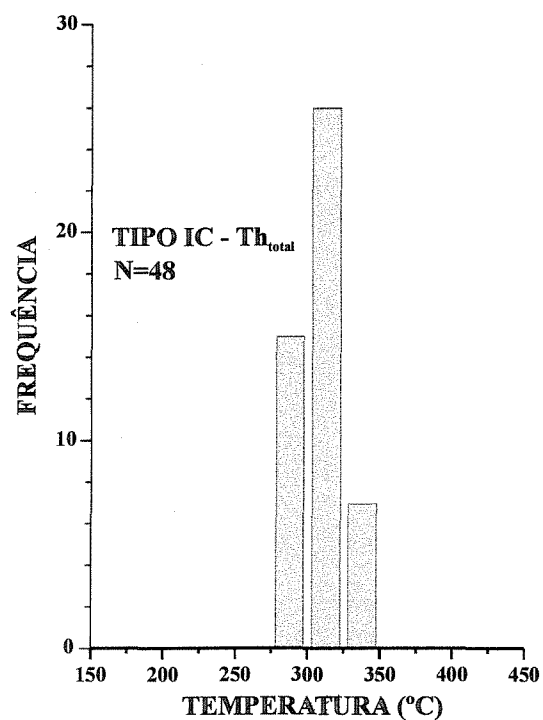
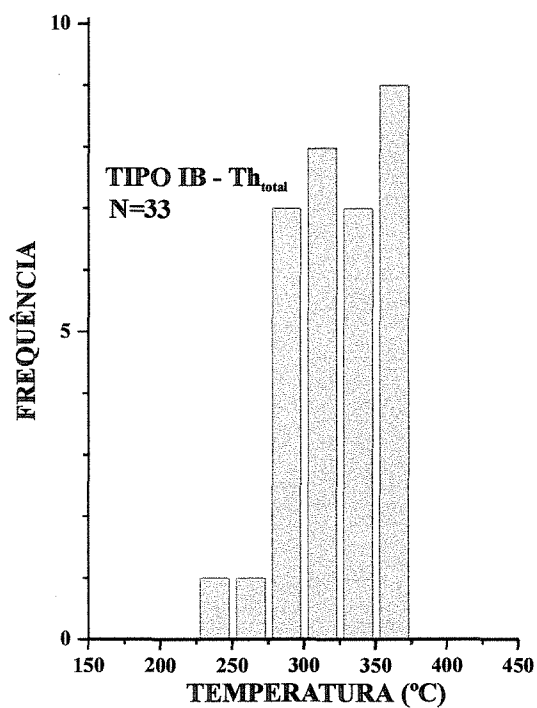
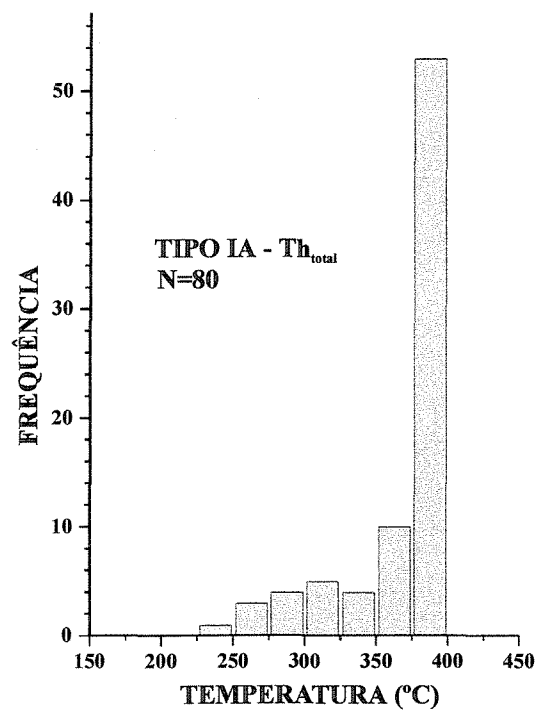


Figura 4.5 - Histogramas de frequência simples dos dados microtermométricos da temperatura de homogeneização total das inclusões fluidas tipo I, nos modos de ocorrências A, B, C e D. N= número de observações.

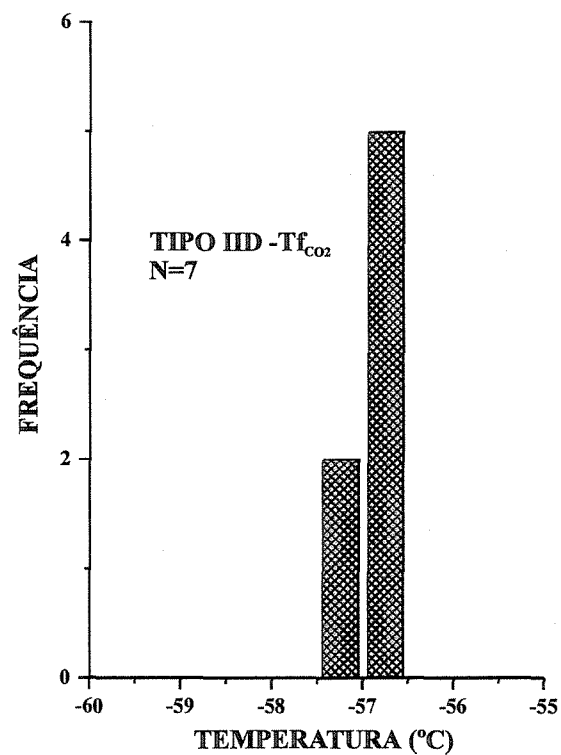
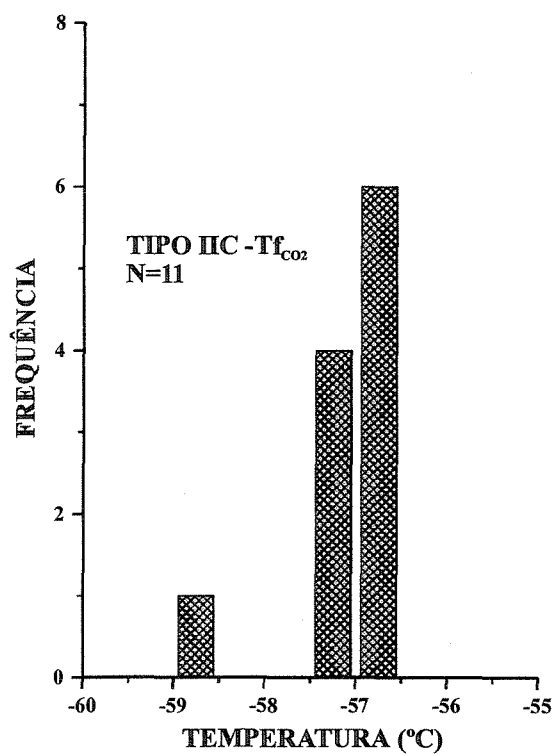
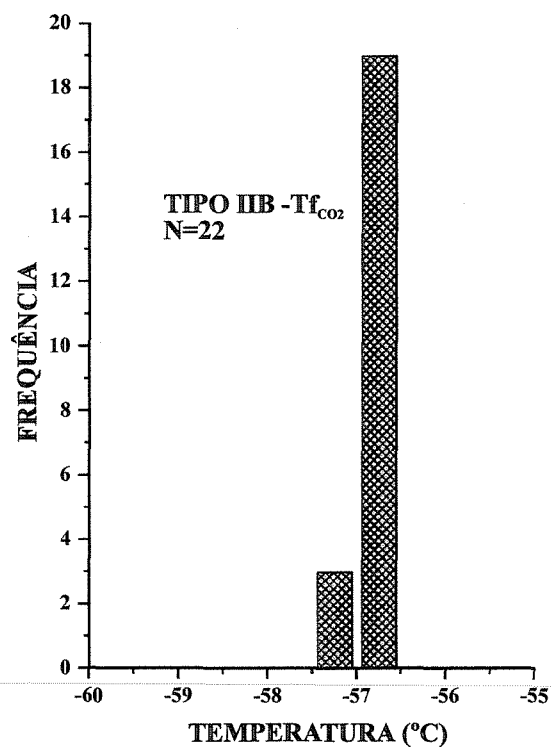
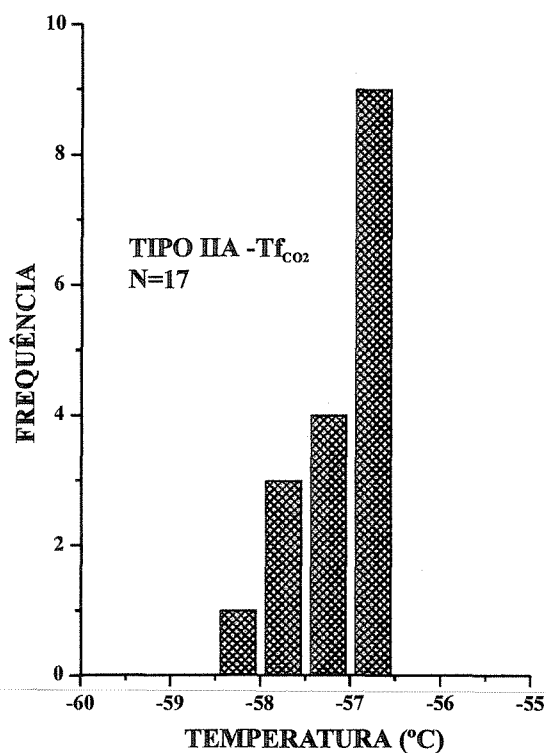


Figura 4.6 - Histograma de frequência simples dos dados microtermométricos da temperatura de fusão do CO_2 das inclusões fluidas do tipo II nos modos de ocorrências A, B, C e D. N= número de observações.

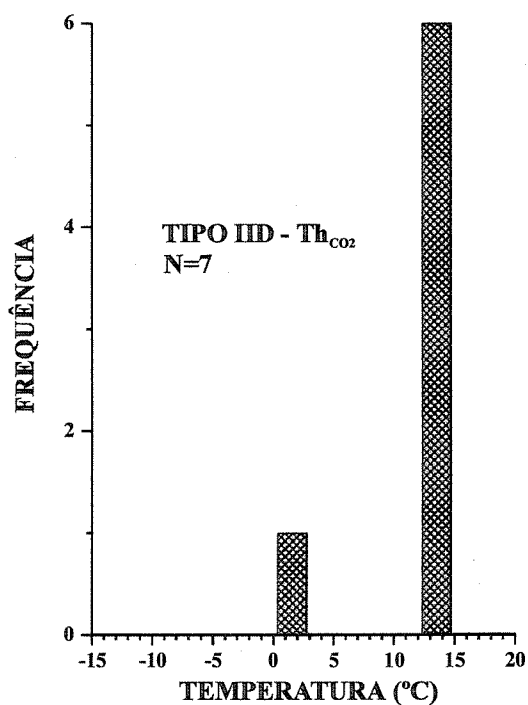
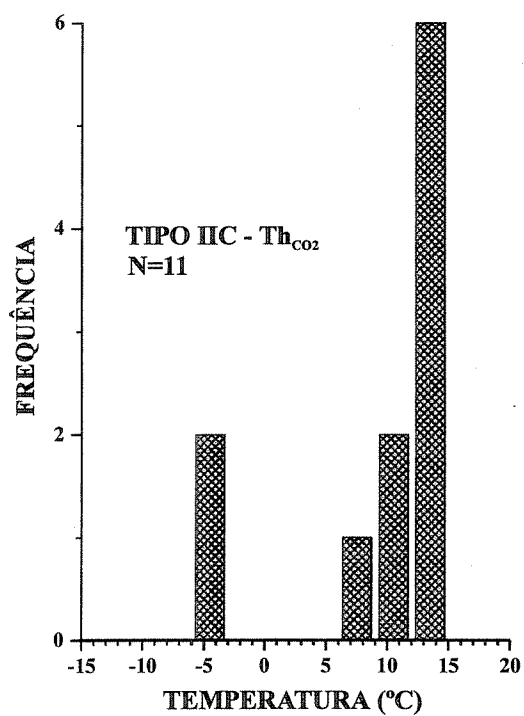
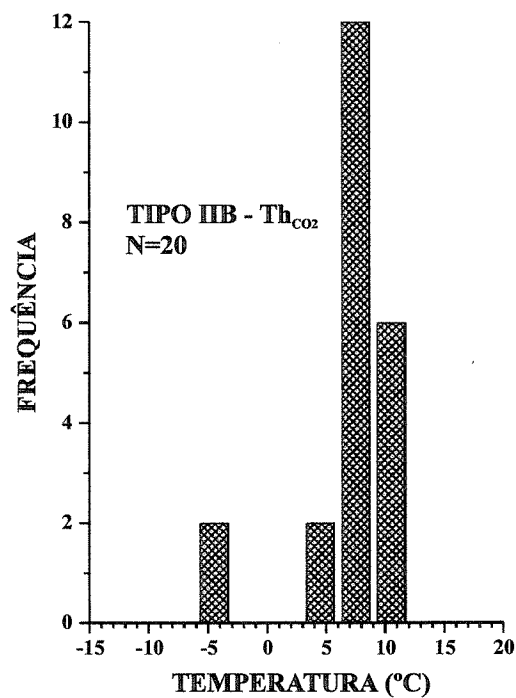
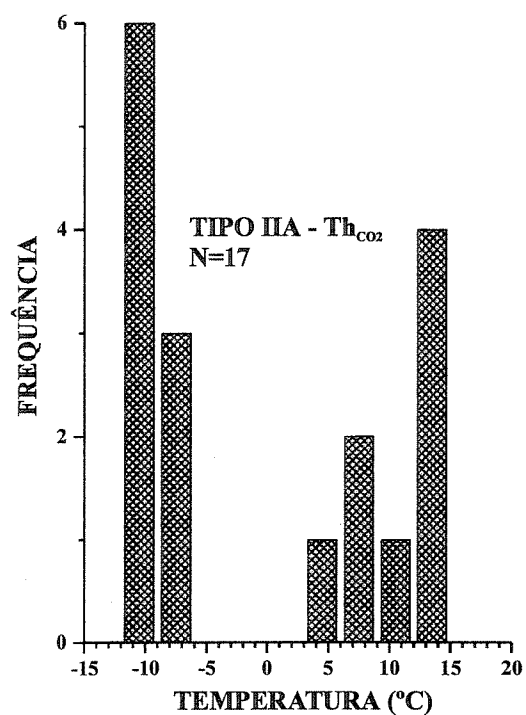


Figura 4.7 - Histogramas de frequência simples dos dados microtermométricos da temperatura de homogeneização do CO₂ das inclusões fluidas do tipo II, nos modos de ocorrências A, B, C e D. N= número de observações.

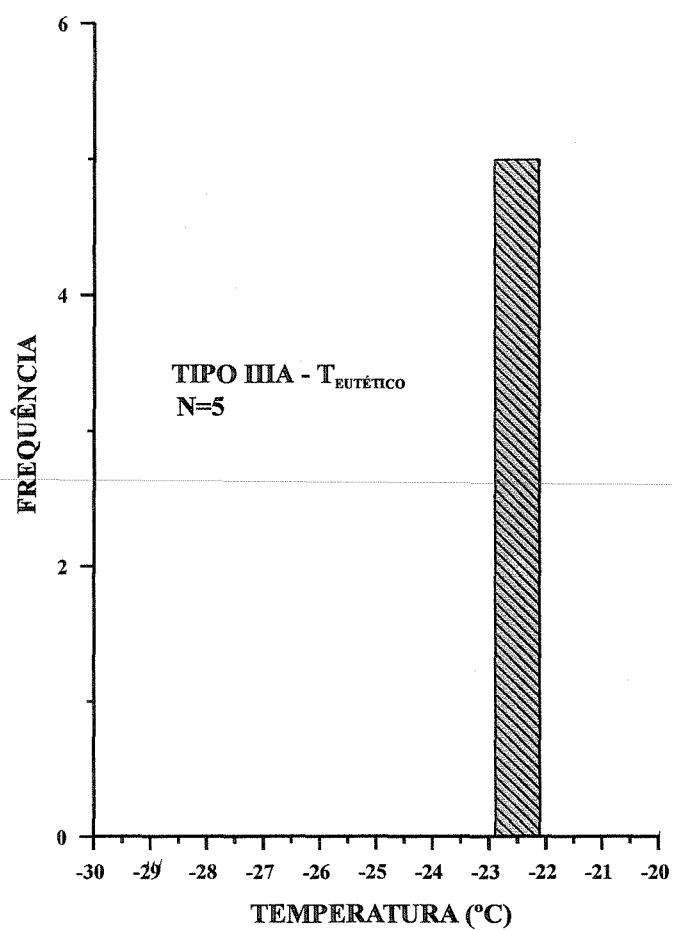


Figura 4.8 - Histograma de frequência simples dos dados microtermométricos da temperatura do eutético das inclusões fluidas tipo III, no modo de ocorrência A. N= número de observações.

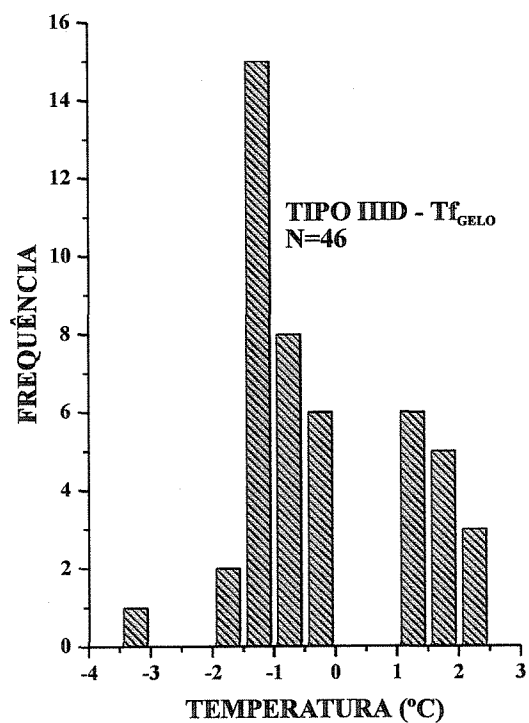
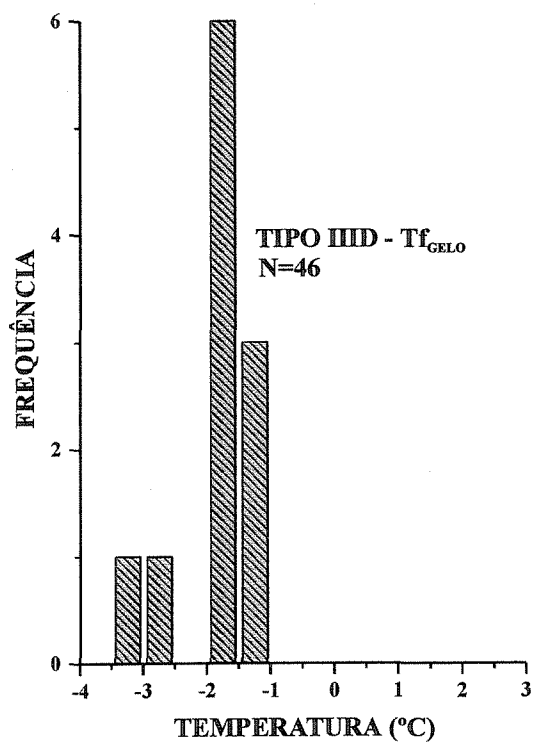
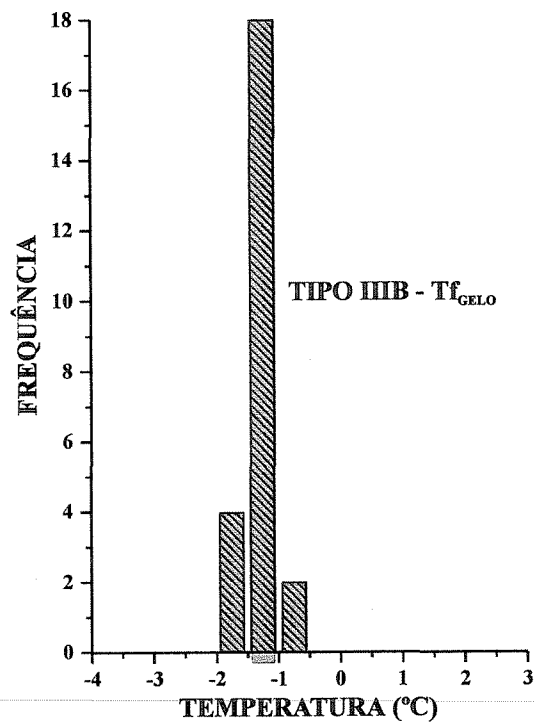
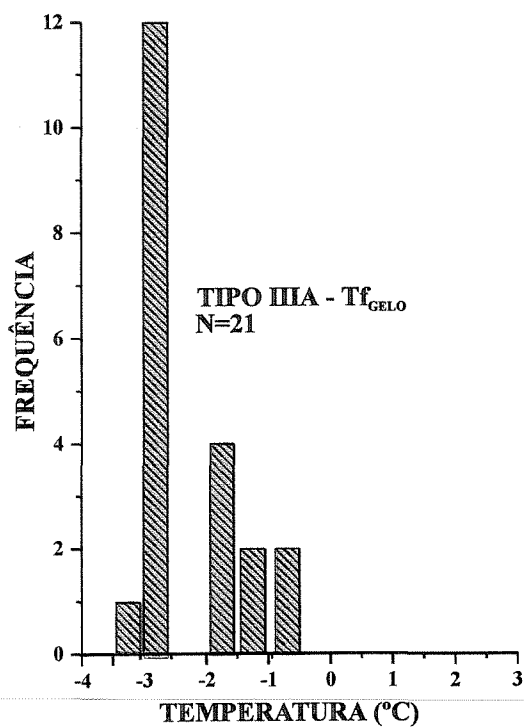


Figura 4.9 - Histogramas de frequências simples dos dados microtermométricos da temperatura de fusão do gelo das inclusões fluidas tipo III, nos modos de ocorrências A, B, C e D. N= número de observações.

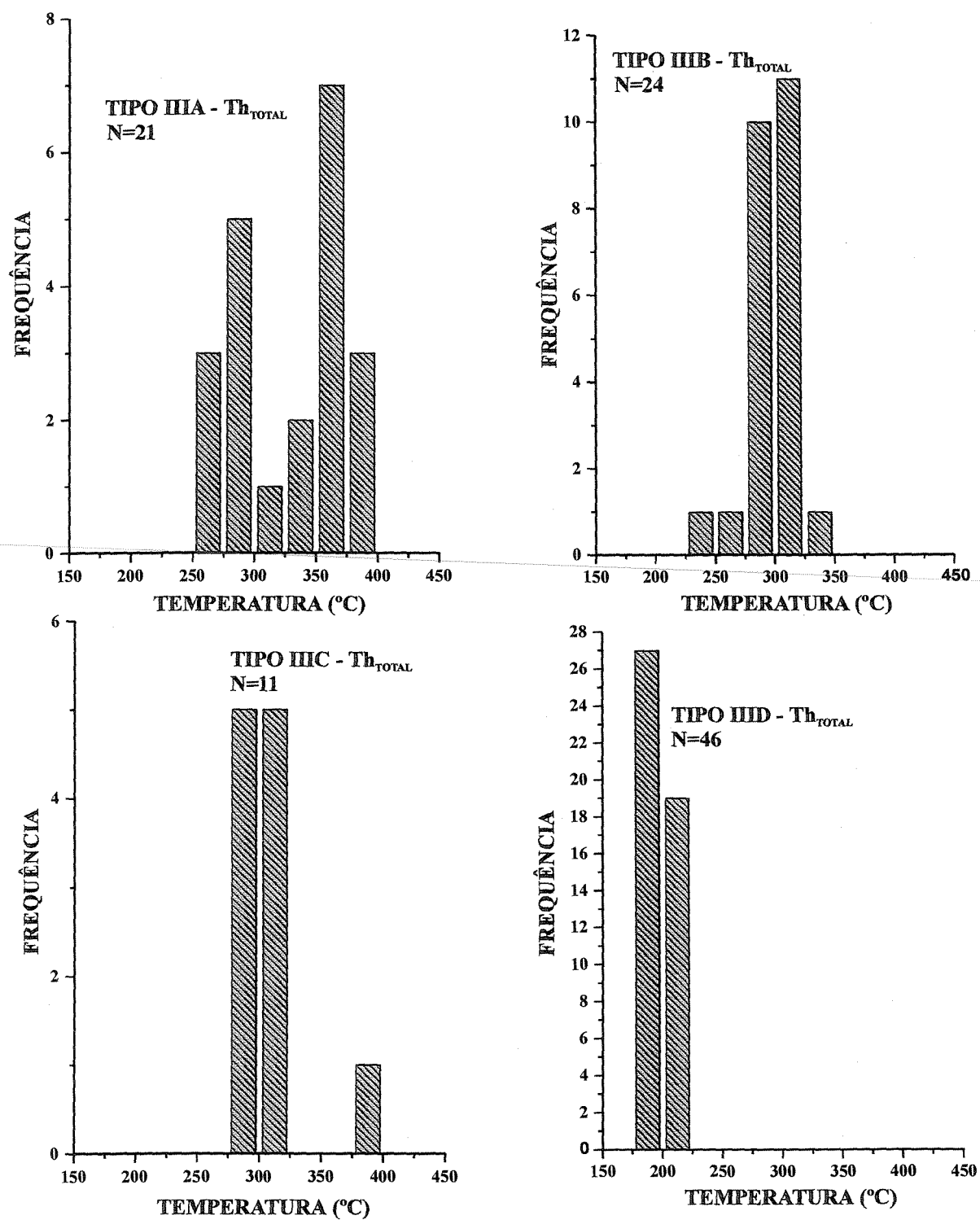


Figura 4.10 - Histogramas de frequências simples dos dados microtermométricos de temperatura de homogeneização total das inclusões fluidas tipo III, nos modos de ocorrências A, B, C e D. N= número de observações.

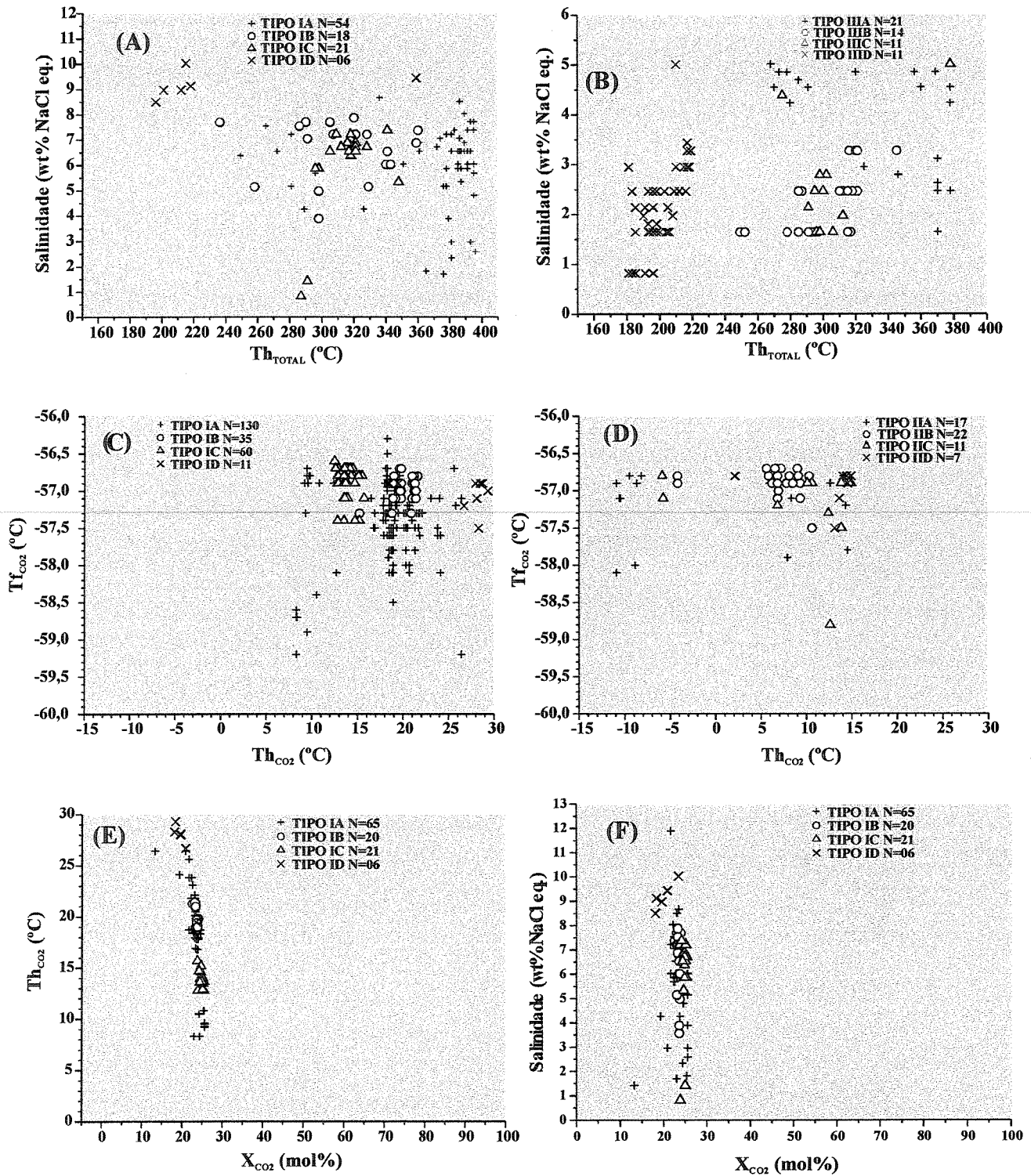


Figura 4.11 - Diagramas mostrando dados de temperatura de homogeneização total e do CO_2 , fusão do CO_2 , Salinidade e fração molar de CO_2 , para inclusões fluidas dos tipos I, II, e III, nos modos de ocorrência A, B, C e D. N= número de observações.

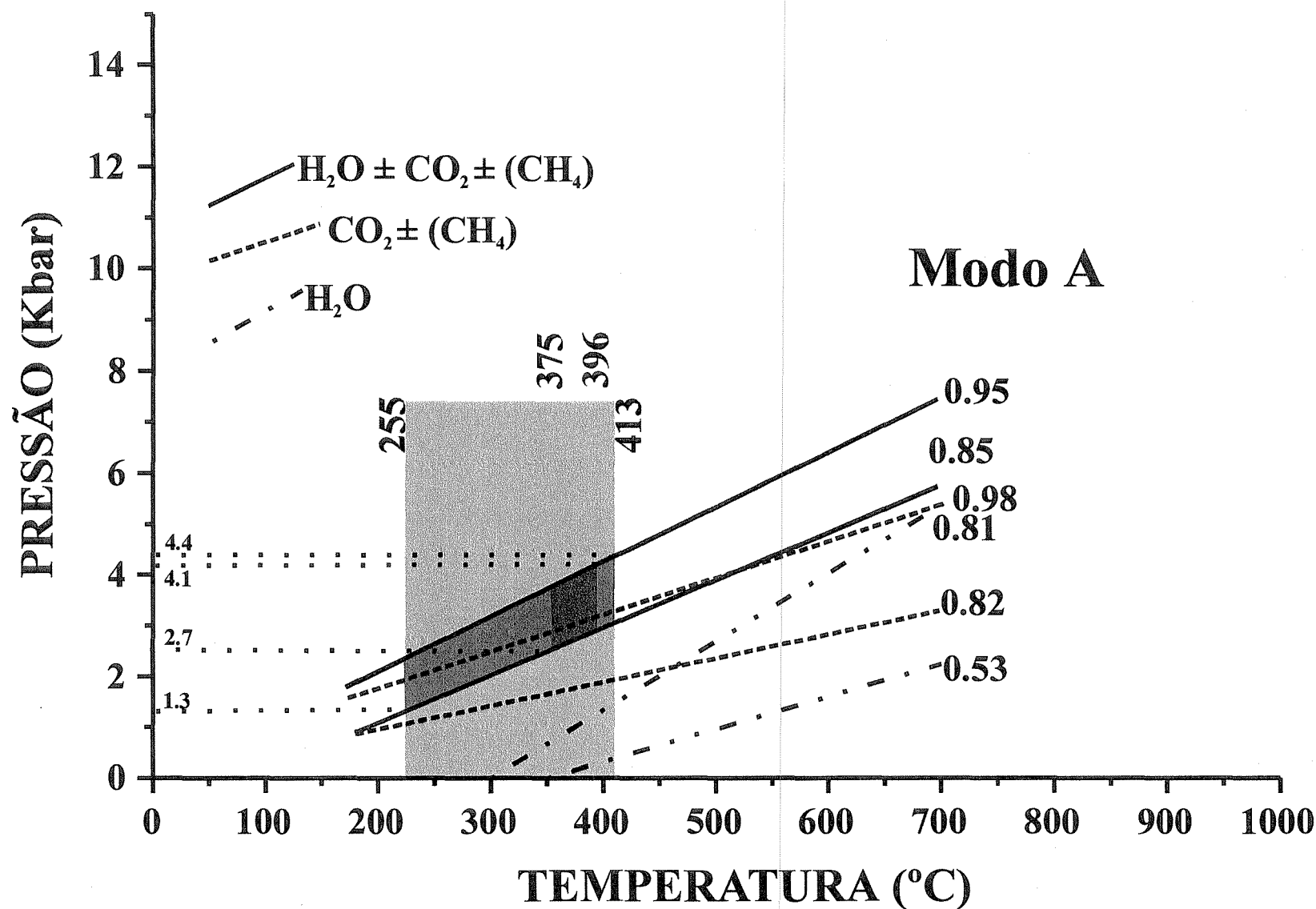


Figura 4.12 A - Isócoras representativas das inclusões aquo-carbônicas (tipo I), carbônicas (tipo II) e aquosa (tipo III) no modo de ocorrência (A). O campo marcado entre 255 e 413 °C representa o intervalo de temperatura de formação da clorita inclusa nos veios. Isócoras calculadas pelo programa MacFlinCor (Brown e Hagemann, 1994), usando-se os valores extremos de densidade para cada tipo de fluido. A outra faixa de temperatura entre 375 e 379 °C, representa a Th_{total} mais representativa das inclusões do tipo I no modo de ocorrência A.

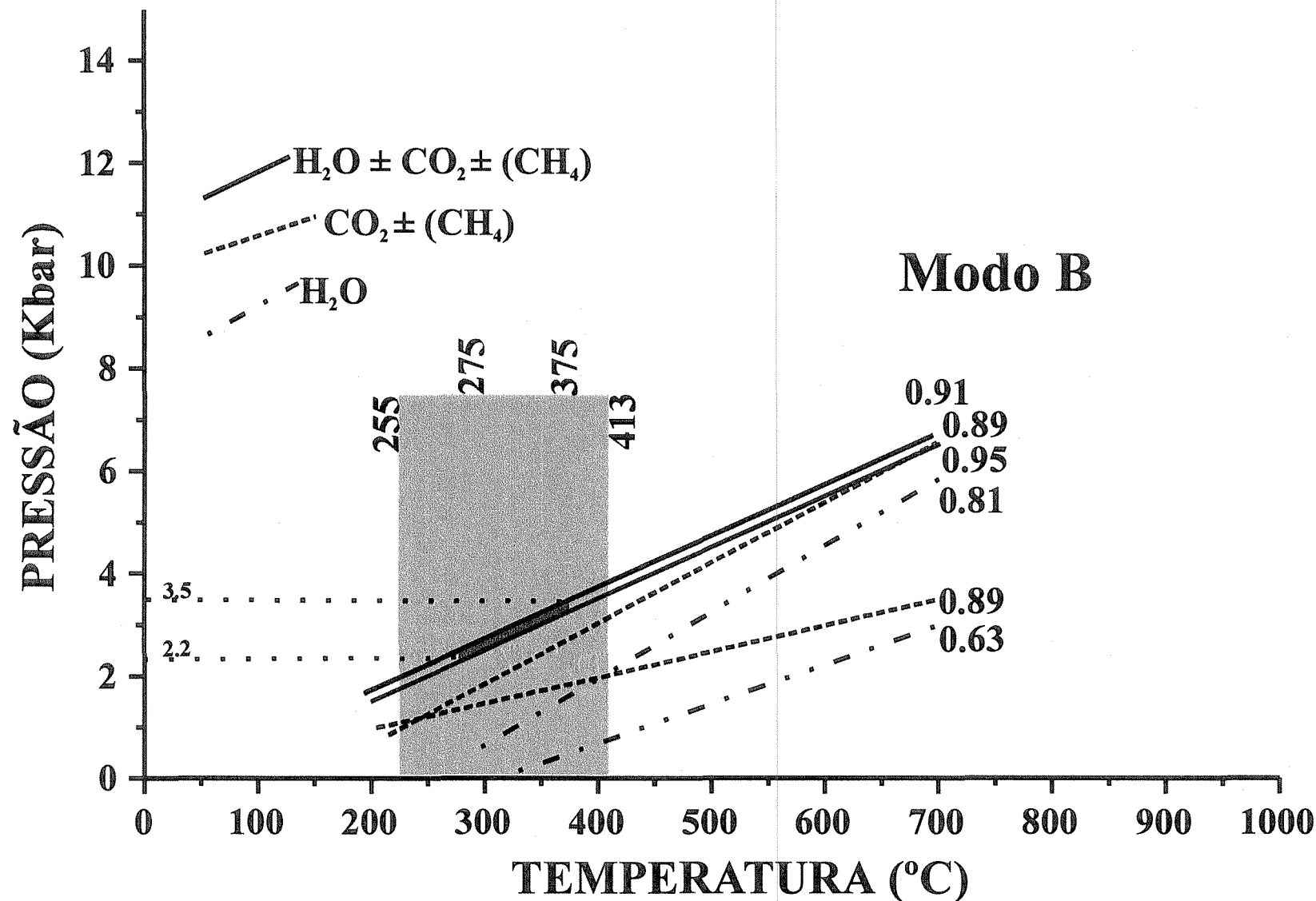


Figura 4.12 B - Isócoras representativas das inclusões aquo-carbônicas (tipo I), carbônicas (tipo II) e aquosas (tipo III) no modo de ocorrência (B). O campo marcado entre 255 e 413 °C representa o intervalo de temperatura de formação da clorita inclusa nos veios. Isócoras calculadas pelo programa MacFlinCor (Brown e Hagemann, 1994), usando-se os valores extremos de densidade para cada tipo de fluido no modo de ocorrência. A outra faixa de temperatura entre 275 e 375 °C, representa a T_{total} mais representativa das inclusões do tipo I no modo de ocorrências B.

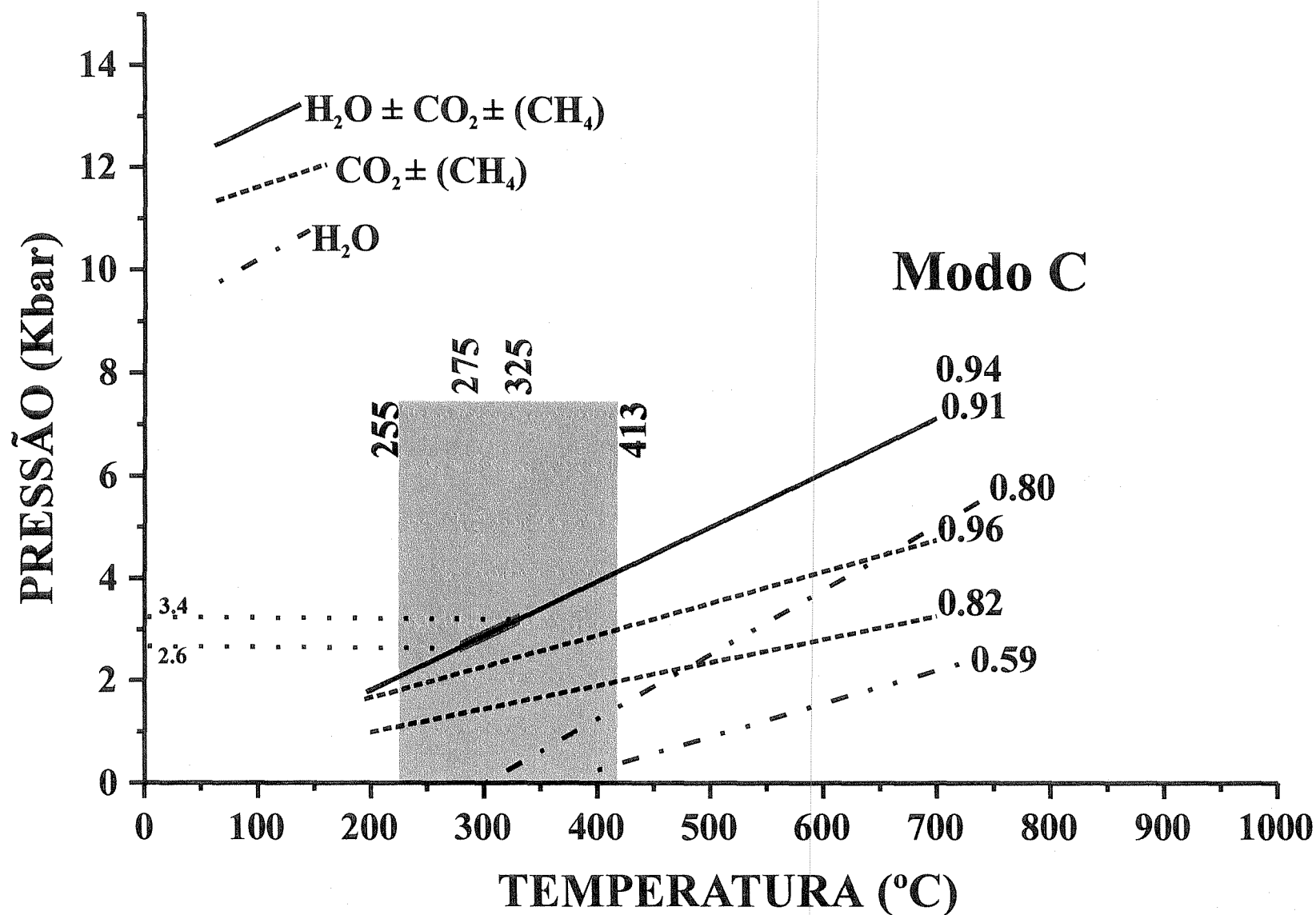


Figura 4.12 C - Isócoras representativas das inclusões aquo-carbônicas (tipo I), carbônicas (tipo II) e aquosas (tipo III) no modo de ocorrência (C). O campo marcado entre 255 e 413 °C representa o intervalo de temperatura de formação da clorita incluída nos veios. Isócoras calculadas pelo programa MacFlinCor (Brown e Hagemann, 1994), usando-se os valores extremos de densidade para cada tipo de fluido no modo de ocorrência. A outra faixa de temperatura entre 275 e 325 °C representa a Th_{total} mais representativa das inclusões do tipo I no modo de ocorrências C.

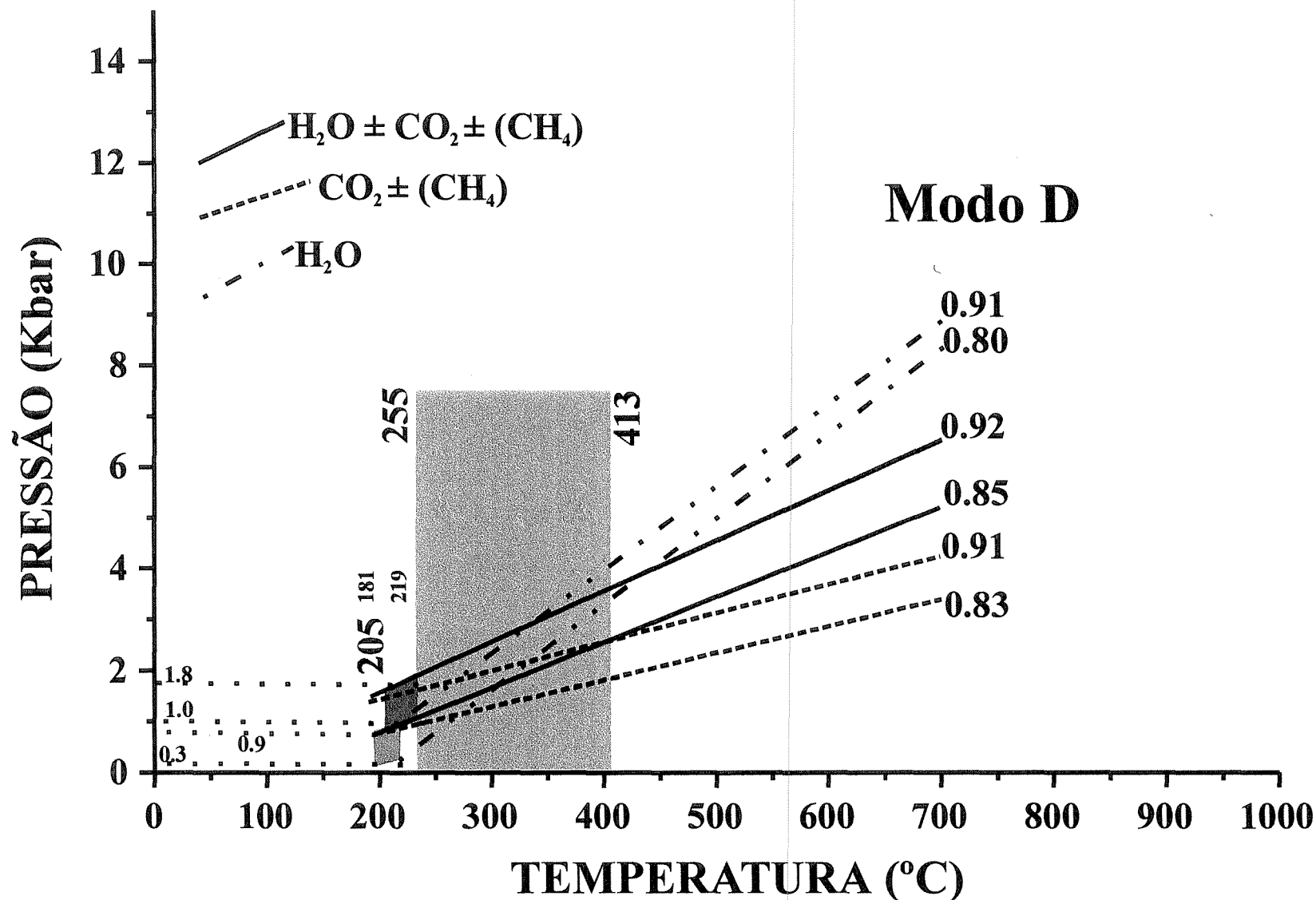


Figura 4.12 D - Isócoras representativas das inclusões aquo-carbônicas (tipo I), carbônicas (tipo II) e aquosas (tipo III) no modo de ocorrência (D). O campo marcado entre 255 e 413 °C representa o intervalo de temperatura de formação da clorita inclusa nos veios. Isócoras calculadas pelo programa MacFlinCor (Brown e Hagemann, 1994), usando-se os valores extremos de densidade para cada tipo de fluido em cada modo de ocorrência. A faixa de temperatura entre 205 e 255 °C é a T_{total} para o fluido ID com a respectiva faixa de pressão entre 1.0-1.8 Kb. A faixa de temperatura entre 181 e 219 °C representa a T_{total} para o fluido III, com a respectiva faixa de pressão entre 0.3-0.9 Kb.

Nº da Amostra	Descrição	δD_{H_2O} (‰SMOW)**	δD_{H_2O} (‰SMOW) obtidos para a Biotita	δD_{H_2O} (‰SMOW) obtidos pelas Inclusões Fluidas do Quartzo	$\delta^{18}O_{Biotita}$ (‰SMOW)	$\delta^{18}O_{Quartzo}$ (‰SMOW)	$\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰SMOW) *
HM 51	Quartzo/Veio	-		-	-	11.3	5.11
HM 66	Quartzo/Veio	-		- 63.8	-	8.6	2.41
HM 61	Quartzo/Veio	-		-	-	8.5	2.31
HM 70	Quartzo/Veio	-		- 72.2	-	4.6	- 1.59
HM 52	Quartzo/Veio	-		- 75.9	-	12.7	6.51
HM 67	Quartzo/Veio	-		-	-	8.2	2.01
HM 62	Quartzo/Veio	-		-	-	5.2	-0.99
HM 63	Quartzo/Veio	-		-80.8	-	5.2	-0.99
HM 82	Biotita/GnM	- 46.93	-88.3	-	7.1	-	9.47
HM 83	Biotita/GnM	- 45.13	-86.5	-	1.4	-	3.77

Tabela 4.2 – Composição isotópica de oxigênio e hidrogênio (δD) obtida em quartzo ($\delta^{18}O$) de veio, inclusões fluidas em quartzo (δD_{H_2O}) e biotita (δD e $\delta^{18}O$) de gnaiss milonítico (GnM) do Distrito Aurífero de Itapetim.

* Valores calculados de $\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰) com base na equação de Matsuhisa et al., 1979, para temperatura de 350 °C para as amostras de quartzo e valores calculados de $\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰) com base na equação de Zeng (1993b) para Temperatura de 470 °C para as amostras de biotita.

** Valores calculados de δD_{H_2O} (‰) com base na equação de Suzuoki e Epstein (1976) para Temperatura de 470 °C para as amostras de biotita.

Os valores de $\delta^{18}O_{H_2O}$ (‰) e δD_{H_2O} (‰) calculados do quartzo e biotita, juntamente com os valores de δD_{H_2O} (‰) do fluido das inclusões do quartzo encontram-se lançados na Figura 4.13.

SMOW = Standard mean ocean water

Equações usadas para o Cálculo do Fracionamento Isotópico

Matsuhisa et al., 1979 para fracionamento **Quartzo-H₂O**: $10^3 \ln \alpha_{Quartzo-H_2O} = D(10^6)/T^2 + E(10^3)/T^2 + F$, onde D = 3.340 (Cte.); E = 0.000 (Cte.) T = intervalo de temperatura definido pela equação (entre 250 e 500 °C) e F = Temperatura usada por este trabalho.

Zeng (1993b) para fracionamento **Biotita-H₂O**: $(^{18}O_{H_2O}) 10^3 \ln \alpha_{Biotita-H_2O} = D(10^6)/T^2 + E(10^3)/T^2 + F$, onde D = - 3.840 (Cte.); E = -8.760 (Cte.), F = 2.46 (Cte) e T = Temperatura usada por este trabalho.

Suzuoki e Epstein (1976) para fracionamento **Biotita-H₂O**: $(\delta D_{H_2O}) 10^3 \ln \alpha_{Biotita-H_2O} = D(10^6)/T^2 + E(10^3)/T^2 + F$, onde D = -21.300 (Cte.); E = -2.80 (Cte.) e F = -2.80 e T = Temperatura usada por este trabalho.

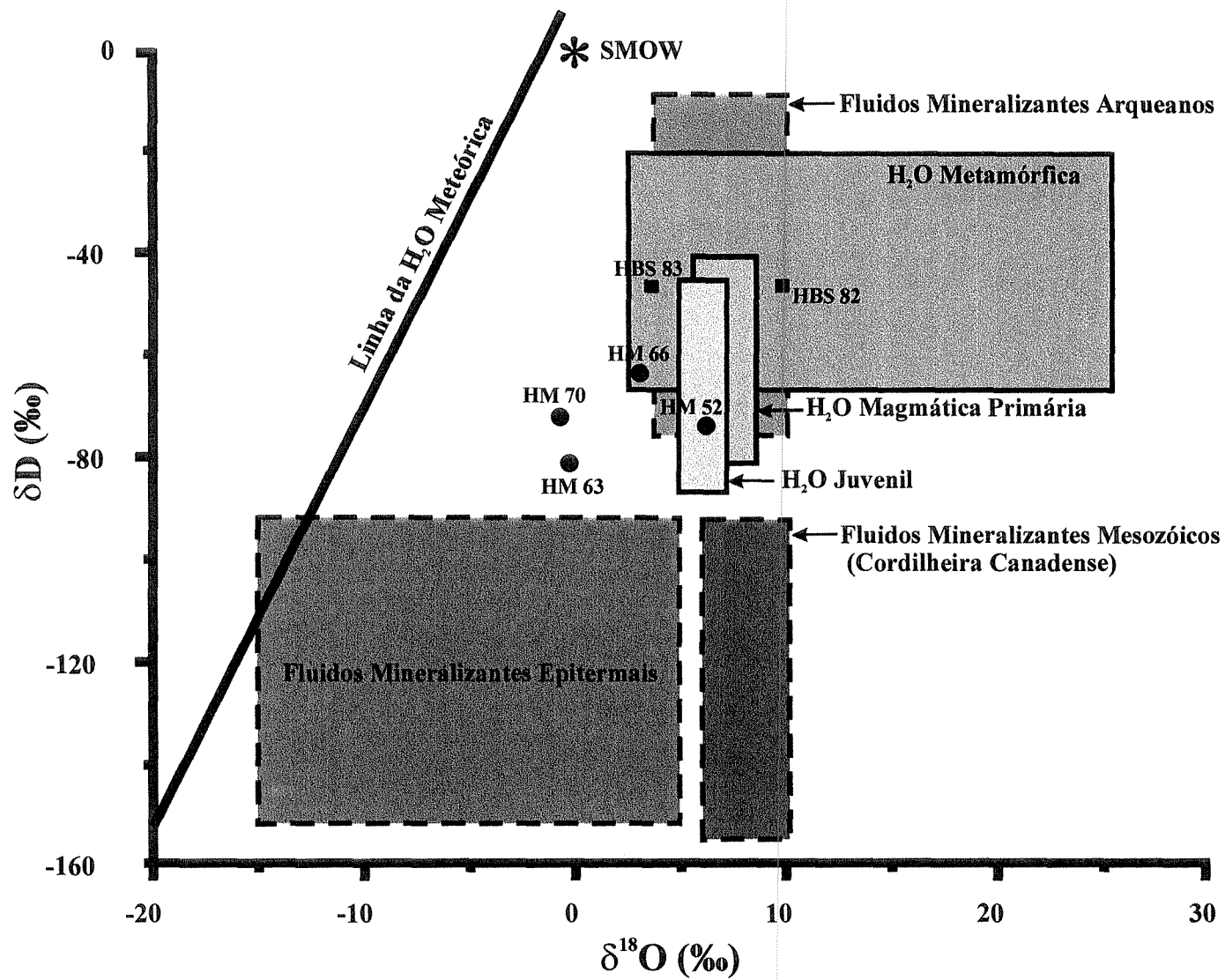


Figura 4.13 - Variação de $\delta^{18}O$ (‰) e δD (‰) para os fluidos aquosos de quartzo dos veios (●) e biotita (■) do xisto milonítico encaixante dos veios posicionados na Zona de Cisalhamento de Itapetim. Compilado e modificado de Xavier et al (1994).

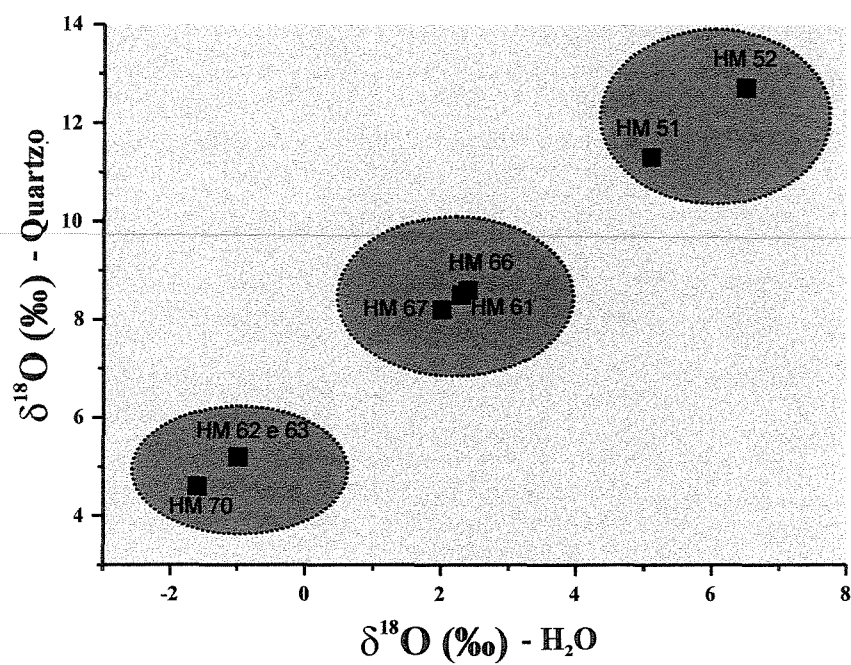


Figura 4.14 - Valores calculados (Tabela 4.2) de $\delta^{18}\text{O} (\text{‰})$ do fluido (H_2O) presente nas inclusões fluidas aprisionadas no quartzo plotados contra o $\delta^{18}\text{O} (\text{‰})$ do quartzo determinado no Laboratório.

CAPÍTULO 5

DISCUSSÃO

5.1 - A Zona de Cisalhamento de Itapetim e a Formação dos Veios de Quartzo

As zonas de cisalhamento são definidas como zonas planares ou curvilineares muito alongadas quando comparadas com sua largura, encontrando-se circundadas por rochas que se mostram pouco deformadas (Ramsay e Huber 1987). O padrão cinemático ou de fluxo acomodado pelas zonas de cisalhamento, depende do nível crustal na qual esta se desenvolveu (Sibson 1977, White et al. 1980, Wise et al. 1984). Em níveis crustais rasos, o movimento é concentrado ao longo das falhas ou zonas de falhas produzindo as rochas da série cataclástica (comportamento rúptil), enquanto que, em níveis mais profundos na crosta, o movimento se distribui em zona de cisalhamento, envolvendo marcantes rearranjos na textura e microestruturas das rochas, produzindo as rochas da série milonítica (comportamento dúctil). Em níveis crustais intermediários ou de transição, feições de deformação rúptil e dúctil estão presentes, caracterizando ambos os tipos de comportamento.

Embora que as zonas de cisalhamento de 1ª ordem possam atingir grandes profundidades na crosta (p. ex. manto) canalizando e aprisionando os fluidos destas fontes profundas (modelo magmático de Viljoen 1984), as classificadas particularmente em 2ª e 3ª ordens representam os melhores locais para a canalização e precipitação de fluidos auríferos mineralizadores (Groves et al. 1998). Este marcante controle estrutural das mineralizações auríferas em veios de quartzo, ou do tipo *lode*, é observado em escala variável, comumente confinadas em estruturas de natureza dúctil-rúptil destas zonas de cisalhamento.

Os indicadores cinemáticos ou critérios de cisalhamento dentro destas zonas são estruturas melhores observadas no plano perpendicular à foliação e paralelo à lineação de estiramento dos tectonitos (plano XZ) que permitem diferenciar um regime de deformação coaxial (cisalhamento puro) de um não coaxial (cisalhamento simples ou geral) e, nesse segundo

caso, o sentido de cisalhamento (p. ex. dextral versus. sinistral). Um cisalhamento puro é caracterizado por texturas simétricas (p. ex. sombras de pressão e caudas de recristalização) e cisalhamentos conjugados, enquanto que no cisalhamento simples ou geral, se desenvolvem por exemplo, foliações sigmoidais S-C, sombra de pressão, caudas de recristalização assimétricas, pofiroblastos rotacionados e *boudins* assimétricos entre outros.

Na área de Itapetim, os indicadores cinemáticos ou critérios de cisalhamento descritos no Capítulo 2, apontam para um cisalhamento do tipo geral não coaxial com cinemática predominantemente sinistral, embora indícios de uma cinemática dextral terem sido observados localmente na porção leste da área (localidade de Gurgueia). Evidências macro e microscópicas de cisalhamento puro (p. ex. sombras de pressão e caudas de recristalização simétricas, “*boudins*” de quartzo simétricos, cisalhamentos conjugados) foram também observadas em toda a área de Itapetim. As estruturas macroscópicas observadas mostraram um provável posicionamento do tensor principal (σ_1) regional numa direção aproximadamente Norte-Sul.

A trama cristalográfica de um mineral ou grupo de minerais pode também ser usada na avaliação das condições e processos deformacionais associados com o fluxo intracristalino das rochas. Para o caso do quartzo, a trama cristalográfica do seu eixo-c tem sido uma ferramenta muito usada como indicador cinemático ou critério de cisalhamento assim como também na avaliação das condições de temperatura e pressão envolvidas na deformação. Neste trabalho, o estudo da petrotrama de eixo-c desenvolvido no quartzo de rochas e veios mostrou um padrão de distribuição ou arranjo muito consistente com relação à concentração dos pólos destes eixos (Figuras 3.2 e 3.8). Para os veios predominou um eixo-c, cujo valor foi definido pela maior concentração dos pólos, com baixo ângulo de mergulho (em média 10°) e numa direção cujo ângulo com a direção de X (eixo de estiramento máximo/traço da zona de cisalhamento) mostrou um valor predominante de 55°. Para o caso das rochas, o eixo-c do quartzo também apresentou baixo ângulo de mergulho (média em torno de 10°) e um ângulo com a direção da zona de cisalhamento predominando em torno de 50°. Este padrão de distribuição da petrotrama de eixo-c apresentado pelo quartzo dos veios e das rochas revela que a cinemática de movimento predominante na Zona de Cisalhamento de Itapetim foi sinistral, corroborando assim com as feições meso e macroscópicas observadas na área.

Os veios de quartzo estão presentes com grande frequência nas zonas de cisalhamento nos mais variados terrenos metamórficos. Várias razões importantes para o estudo destes veios

podem ser descritas aqui, destacando-se entre estas: a) indicador de pelo menos parte da história deformacional da rocha encaixante; b) as inclusões fluidas aprisionadas no quartzo desses veios representam amostras diretas dos fluidos formadores dos veios, de mineralizações associadas, assim como dos fluidos que participaram nos eventos deformacionais posteriores durante o soerguimento crustal; c) os minerais acessórios contidos nos veios podem ser utilizados para se estimar limites das condições de pressão e temperatura de formação desses veios e de mineralizações associadas.

Feições estruturais mostradas por veios de quartzo da área de Itapetim sugerem que durante a evolução da zona de cisalhamento a formação dos veios ocorreu de maneira variável onde os veios de pequena espessura mostram predominantemente uma cristalização contínua do quartzo (Figuras 2.7 B-F), enquanto que os veios mais espessos mostram uma textura com aspecto fitado (Figura 2.7 H) ou brechado (Figura 2.7 G) sugerindo um mecanismo mais complexo para a formação destes veios.

Os mecanismos de formação de veios envolvem dois fatores básicos importantes que são: (i) o fraturamento desenvolvido na rocha e (ii) a mobilização e balanço de massa durante a deformação do veio (Ramsay 1980, Cox et al. 1986, Batzle e Simmons 1976, Secor 1968, Phillips 1972, Sibson 1981, Brantley et al. 1990, Walther e Orville 1982, Hodgson 1989). No entendimento de Ramsay (1980), o processo de desenvolvimento de um veio pode se dar de uma forma “simples” envolvendo essencialmente o estágio de abertura da fratura e uma contínua cristalização das fases minerais. Neste contexto, a pressão do fluido dentro da fratura permaneceria elevada, mantendo-a aberta para que o fluido em contínua precipitação venha a formar o veio. Ramsay (1980) mostrou também que o processo de formação de um veio pode se dar de uma maneira mais complexa por um processo “acrescionário” envolvendo inúmeros incrementos repetitivos de abertura de uma fratura e subsequente preenchimento desta pela cristalização do fluido, definido assim um mecanismo, por ele denominado de “*crack-seal*”. Para um subsequente crescimento do veio, dentro deste mecanismo “*crack-seal*”, um esforço tectônico induz uma deformação no veio já existente, proporcionando condições para o desenvolvimento de novas fraturas, dando início a uma nova infiltração de fluido e cicatrização desta fratura, num processo cíclico, em que no final, o veio formado apresentará um aspecto bandado ou “fitado”.

Um outro modelo alternativo que explica a formação de veios em zonas de falha se baseia num mecanismo de “flutuação cíclica da pressão de fluido” ou “válvula de falha” (*faut-valve*),

proposto por Sibson (1975), e posteriormente modificado/adaptado em algumas situações por Parry e Brunh (1990), Cox et al. (1991), Boulrier e Robert (1992), Byerlee (1993), Cox et al. (1995) e Robert et al. (1995). Neste modelo, os minerais que preenchem a fratura, para formar o veio, precipitam pelo decréscimo de sua solubilidade no fluido em função de fatores do tipo: (i) variação da pressão; (ii) decréscimo de temperatura; e (iii) mudanças na composição química do fluido. Com base no modelo proposto por Sibson (1975), os sismos atuariam como um mecanismo ativo para o transporte de fluidos por bombeamento para o interior das zonas de falha. Desta maneira, nos episódios entre estes sismos ocorreria dilatação ou extensão da região em torno da falha. Essa extensão seria acomodada pela rocha por meio de: i) formação de microfraturas e aberturas dos espaços intergranulares (poros), com conseqüente diminuição da pressão fluida; ii) com a continuação da deformação, a pressão de fluidos volta a aumentar e, ao atingir um determinado valor (valor máximo de coesão da rocha) haveria um novo sismo com a respectiva movimentação da falha; iii) após o sismo, todo o fluido acumulado seria expulso através da falha, dando-se o colapso da região em extensão. A redução na pressão fluida dada pelo sismo no momento de formação e abertura da fratura, tem um efeito sobre a solubilidade do quartzo (Walter e Helgeson 1977) e assim um papel importante na deposição deste mineral (Helgeson e Lichtner 1987) para a formação dos veios. Desta maneira, este modelo proposto por Sibson (1975) defende uma combinação entre sismos e falhamentos como um mecanismo atuante para a circulação de fluidos, com provável formação de veios

5.2 - O Microfraturamento e a Formação de Planos de Inclusões Fluidas (PIFs)

Os planos de inclusões fluidas (PIFs), podem ser definidos estruturalmente como o resultado do selamento ou cicatrização de uma microfratura pré-existente por onde circulou um fluido e, portanto, podem ser considerados como focalizadores do caminho deste paleofluido (Roedder 1984). Estudos experimentais (p. ex. Brace e Bombolakis 1963, Friedman e Logan 1970, Peng e Johnson 1972, Tapponier e Brace 1976, Krantz 1979 a, 1979 b e 1983, Segall 1984, Atkinson 1987) têm mostrado que grande parte das microfraturas desenvolvidas são extencionais, e que estas propagam-se aproximadamente paralelas ao eixo máximo de tensão (σ_1) local, sendo assim denominadas de tipo ou modo I de fraturamento (Krantz 1983, Lespinasse 1991). Contrário

aos modos II e III de microfraturamento, as do modo I não mostram evidências de deslocamento transcorrente entre as paredes da microfraturas.

Lespinasse e Pêcher (1986) listam alguns exemplos de estudos realizados, em que os PIFs foram usados para ressaltar uma regularidade numa escala regional, de conjuntos de juntas e macrofraturas. Nestes exemplos destacam-se os estudos pioneiros de Tuttle (1949), que demonstrou uma grande regularidade na distribuição dos PIFs numa área de aproximadamente 750 Km², e o de Wise (1964). Desta maneira, estas microfraturas cicatrizadas e materializadas como planos de inclusão fluidas (PIFs) podem ser usadas de forma independente, gerando assim informações sobre o arranjo ou disposição da trajetória da tensão (σ) no tempo, durante a formação das microfraturas em resposta aos campos de tensão externa (tectônica) numa escala local e/ou regional.

As características petrográficas e microestruturais observadas nos grãos de quartzo das amostras dos veios e das rochas da área de Itapetim, mostraram a presença de grupos de microfraturas preenchidas por fluidos (PIFs) e microfraturas vazias (sem inclusões fluidas) nos modos intra e intergranular como descrito no Capítulo 4. Localmente foi observado que algumas microfraturas estavam preenchidas por pirita, calcita, clorita, albita ou óxidos de ferro (Figuras 2.4 D, 2.5 A e F).

O arranjo definido pelos PIFs intra e intergranular e pelas microfraturas abertas ou vazias (Figuras 3.3, 3.4, 3.5, 3.6 e 3.8) das várias amostras estudadas, parece mostrar-se coerente com o modelo em que relaciona a orientação geográfica preferencial destas microfraturas com a direção do paleotensor principal (σ_1) numa escala regional (p. ex., Pecher et al. 1985, Kowallis et al. 1987) isto porque encontram-se muito alinhadas ao longo de uma direção geográfica bem definida sobre toda a área de estudo. O modo de distribuição espacial de todos os conjuntos de PIFs e microfraturas vazias nos grãos de quartzo dos veios e das rochas (planos com ângulo de mergulho maior que 45°), mostrou uma orientação preferencial (Figura 3.8) para a direção destes conjuntos variando entre NNW-SSE (predominante) e NNE-SSW (subordinada). Diante destas evidências e com base no modelo de microfraturamento do tipo I (Krantz 1983, Lespinasse 1991), estas microfraturas foram provavelmente formadas por um esforço tectônico regional cujo tensor principal (σ_1) esteve posicionado preferencialmente na direção NNW-SSE (perpendicular ao plano (σ_2 - σ_3), com mudança eventual para uma direção NNE-SSW. Este modelo de distribuição do campo dos esforços tectônico regional com o tensor principal nas referidas

direções foi também atestado na escala macroscópica pelo arranjo dos planos de mesofraturas (Figura 2.1 C), numa direção muito próxima à dos PIFs, e pela presença de macrofraturas de direção NNW-SSE preenchidas por pegmatitos como mostrado na Figura 2.3 F. Este comportamento no arranjo das meso e macroestruturas frágeis parece demonstrar que estas estão sendo controladas por uma anisotropia previa marcada pelas microfraturas. Deflexões nestas orientações podem ocorrer em função do controle de fatores locais na escala do grão, o que será discutido posteriormente.

Para os PIFs intragranulares (modos B e C), o arranjo da distribuição destes planos mostrados pelas Figuras 3.3 e 3.4 sugerem, a presença de dois conjuntos para estas microfraturas, sendo um conjunto com mergulho íngreme (75° a 80°) e outro suave (20° a 25°). O conjunto íngreme, em algumas situações, mostrou uma distribuição aproximadamente ortogonal entre si (Figura 3.7 E) para estes PIFs. Os dados microtermométricos (Figuras 4.11 A e B) parecem mostrar que estes PIFs de baixo e alto ângulo de mergulho (modos B e C) se formaram dentro de um intervalo restrito de temperatura (entre 300 e 340°C) dada pela temperatura de homogeneização total (T_{total}) quando comparada aos dados das inclusões fluidas aprisionadas no modo A.

Para os PIFs intergranulares (modo D), os dados microtermométricos (Figuras 4.11 A e B) da temperatura de homogeneização total (T_{total}) das inclusões fluidas alocados num intervalo restrito entre 181 e 219°C para as inclusões tipo III e entre 196 e 359°C para as inclusões tipo I, sugerem que sua formação tenha se dado em grande maioria numa fase mais tardia, provavelmente num campo de comportamento mais frágil, dentro de um processo evolutivo de deformação em nível crustal de menor profundidade, isso quando comparada os mesmo dados das inclusões aprisionadas nos modos de ocorrência A, B e C.

A análise petrográfica dos PIFs nos grãos de quartzo dos veios e das rochas mostrou em algumas situações a existência de grupos de PIFs dispostos paralelamente e/ou ortogonalmente entre si (Figura 3.7). Esta distribuição revela que o desenvolvimento e arranjo destas microfraturas geradas, que aqui são atribuídas à um esforço tectônico externo regional, podem em algum momento terem sido controladas por mecanismos de deformação intra e intercristalino do tipo puro-elástico (p. ex. Brace e Walsh 1962, Parks 1984, Vollbrech 1999) em função de tensões (*stress*) termais intracristalinas (p. ex. Devore 1969, Savage 1978, Bruner 1984, Birch 1966), ou ainda em respostas a uma deformação cristal-plástica (p. ex. Hobbs 1985, Mainprice et al 1986).

Dentro de um modelo por deformação puro-elástico o desenvolvimento das microfraturas pode se concentrar nos planos de mínima energia de superfície ou baixa força de ligação (Figura 5.1 A). Alguns experimentos realizados com quartzo naturalmente deformado (p. ex. Brace e Walsh 1962, Parks 1984), mostraram que os valores mais baixos da energia de superfície (γ) estão contidos no romboedro-r ($\gamma_r = 0.28$ a 0.57 J/m^2), seguido do romboedro-z ($\gamma_z = 0.46$ a 0.53 J/m^2) e do prisma-m ($\gamma_m = 0.83$ a 1.20 J/m^2). Desta maneira, grupo de microfraturas paralelos a estes planos podem se desenvolver em resposta aos tensores externo ou tectônico (σ_1). Em função das propriedades termoelásticas do quartzo quando comparado com outros minerais formadores de rocha (Figura 5.1 C) o *stress* termal interno tem sido considerado uma outra força importante atuando na formação de um microfraturamento elástico. Em rochas policristalinas o resfriamento do quartzo de baixa temperatura (Figura 4.1 D) pode por um momento levar ao microfraturamento deste mineral se este estiver, por exemplo, circundado por feldspatos que tem uma menor contração. Além disso, o quartzo mostra uma significativa anisotropia de contração termal com altos valores normal ao seu eixo-c (Figura 5.1 D).

Um outro modelo de deformação na escala intracristalina pode ser representado por um mecanismo de deformação cristal-plástica. Este mecanismo também seria capaz de, conjuntamente com os esforços externos (σ_1), dar início ao desenvolvimento de microfraturas. Neste caso, o microfraturamento pode ter início em resposta ao acúmulo de deslocamentos através de obstáculos intracristalinos por processos de deslizamento (Figura 5.1 B). Desvios nesta direção de deslizamento podem também ocorrer se mais de um sistema estiver envolvido e que os planos destes sistemas estejam numa orientação adequada para abrir-se, como por exemplo, em alto ângulo com a direção de deslizamento. Este tipo de mecanismo de deformação tem mostrado que o deslizamento em $\langle a \rangle$ é dominante em baixa temperatura (abaixo de 400°C), enquanto o deslizamento em $[c]$ torna-se mais efetivo em altas temperaturas (acima de 400°C) (p. ex. Hobbs 1985, Mainprice et al 1986). Entretanto, uma vez que a atividade relativa ao sistema de deslizamento pode ser controlada pela taxa de deformação, *stress* diferencial e conteúdo de H_2O , uma exata determinação da temperatura definindo o regime de deslizamento e o microfraturamentos relacionado não são possíveis (p. ex. Hobbs, 1985).

Estes mecanismos intracristalinos, localmente atuando em conjunto com as tensões tectônicas externas para a formação das microfraturas das amostras de Itapetim, podem explicar a disposição ortogonal entre si de conjuntos de microfraturas observado em algumas situações, sem

haver à necessidade de rotacionar o tensor σ_1 regional em 90° para o desenvolvimento das referidas microfraturas.

A orientação do eixo-c de quartzo, para todas as amostras estudadas em rochas e veios, mostrou uma direção muito regular, em alto ângulo com a direção da zona de cisalhamento e a lineação de estiramento, (marcada pela direção de x nos estereogramas - Figuras 2.1 e 3.8) e baixo ângulo de mergulho com relação ao plano XZ. Esta distribuição pode estar indicando que o deslizamento intracristalino durante a deformação do quartzo tenha se dado em baixa temperatura, predominantemente sobre o plano basal do prisma <a>, como descrito por Hobbs (1985) e Mainprice et al. (1986). Este comportamento estaria de acordo com as temperaturas definidas para a formação dos veios de quartzo, dada pelo geotermômetro da clorita e pela temperatura de homogeneização total das inclusões fluidas primárias (modo A), se concentram entre 350° e 400 °C.

5.3 – Os Fluidos Hidrotermais: Características e Evolução

5.3.1 - Características Composicionais e Físico-químicas dos Fluidos e o Mecanismo de Deposição do Quartzo dos Veios pelo Fluido - Os fluidos hidrotermais têm um papel importante nos processos mineralizantes na crosta terrestre, pois mudanças em parâmetros físico-químicos (p. ex. P, T, fO_2 , fCO_2 , fH_2S e pH) podem resultar na desestabilização de complexos transportadores de metais (p. ex. ouro), deposição de minerais metálicos e, como consequência, a formação de depósitos minerais.

A coexistência de dois tipos de inclusões fluidas (p. ex. aquo-carbônica e carbônicas) em uma mesma amostra expondo contrastes na razão $H_2O:CO_2$ e em suas propriedades químicas e físicas (p. ex. temperaturas de homogeneização total para o estado líquido e vapor, composição, densidade, salinidade e volume molar) tem sido atribuída a: i) aprisionamentos sucessivos de fluidos diferentes com múltiplos estágios de atividade fluida (Pichavant et al. 1982, McQueen e Perkins 1995); ii) aprisionamento heterogêneo de um fluido em imiscibilidade (Ramboz et al. 1982, Diamond 1994); iii) aprisionamento de fluido durante flutuações nas condições de pressão (Robert e Kelly 1987, Xavier 1991); iv) mistura parcial e aprisionamento heterogêneo de dois fluidos de origens distintas (Anderson et al. 1992, Cassidy e Bennet 1993); v) modificações que

ocorrem após o aprisionamento do fluido (por ex. estrangulamento; perda de H_2O - Crawford e Hollister 1986, Watson e Brennan 1987, Hollister 1990, Wilkins e Barkas 1978, Xavier et al. 1991, Craw e Norris 1993, Johnson e Hollister 1995); v) aprisionamento em diferentes níveis estruturais (Hollister e Burrows 1976, Cathelineau et al. 1991) ou vi) erros de estimativa visual do volume da bolha de CO_2 (Dubessy 1994).

As inclusões fluidas alojadas nos veios de quartzo posicionados na zona de cisalhamento de Itapetim, com base nas avaliações petrográficas e microtermométricas apresentadas no Capítulo 4, foram categorizadas em três tipos principais, denominados de I, II e III, distribuídas nos modos de ocorrência A, B, C e D. Estas características conjuntamente com os dados termobarométricos definidos no Capítulo 2, mostram que o fluido primitivo, contemporâneo a formação dos veios de quartzo mineralizados posicionados na zona de cisalhamento de Itapetim, era composto por $H_2O-CO_2\pm CH_4$ (fluido tipo IA), de baixa salinidade (em média 6% em peso equivalente de NaCl), e estava sendo inicialmente aprisionado numa temperatura e pressão por volta de 375 °C e 4.0 Kbar respectivamente, o que corresponderia a uma profundidade na crosta de aproximadamente 10 Km (Figura 5.2). Nestas condições termobarométricas, este fluido primitivo encontrava-se em imiscibilidade, como demonstrado em algumas situações, pela contemporaneidade dentro de um mesmo grupo, de inclusões fluidas com diferentes razões $H_2O:CO_2$.

A coexistência de duas fases de uma determinada composição são imiscíveis se esta associação define um estado de equilíbrio numa condição de pressão e temperatura específica (Dugdale e Hagemann 2001). Neste sentido o comportamento físico-químico mostrado pelas inclusões IA e a contemporaneidade entre inclusões fluidas H_2O-CO_2 , ricas em CO_2 e ricas em H_2O em uma mesma população de inclusões observado no presente estudo parece consistente com os critérios básicos para a imiscibilidade de fluidos de acordo com Ramboz et al 1982.

Um dos critérios básicos que caracteriza a imiscibilidade fluida definido por Ramboz et al 1982, se baseia no modelo de homogeneização total da fase CO_2 para líquido e vapor. Embora não se tenha conseguido medir a temperatura de homogeneização total ($T_{h_{total}}$) para as inclusões H_2O-CO_2 com grande volume de CO_2 em função de ter havido crepitação destas, foi observado durante o procedimento microtermométrico de aquecimento que a homogeneização caminhava para o estado vapor. Em algumas situações em que foi possível registrar a temperatura no momento da crepitação, esta se mostrou muito próximo das temperaturas de homogeneização

total ($T_{h_{total}}$) medidas para outras inclusões H_2O-CO_2 com maior volume molar de H_2O , da mesma população, demonstrando assim que em ambos os sistemas (mais aquoso ou mais carbônico das inclusões tipo I), a temperatura de homogeneização total ($T_{h_{total}}$) esteve dentro de uma mesma faixa de pressão e temperatura (Anexo 4.1A) como também é requerido pela imiscibilidade de acordo com Ramboz et al. (1982). Este comportamento mostra que o volume molar total das inclusões do tipo I ricas em CO_2 que crepitaram tinham a mesma pressão interna que as ricas em H_2O .

Com base nestes argumentos, as inclusões carbônicas (tipo II) definidas no modo A de aprisionamento, seriam as prováveis representantes do membro extremo carbônico desse fluido aquo-carbônico (tipo I) sendo aprisionado em processo de imiscibilidade. Isto parece estar sendo mostrado pelos dados apresentados nas Figuras 4.11 C e D onde as inclusões ricas na fase CO_2 resultariam da separação do vapor durante o processo de imiscibilidade, e que a fase H_2O-CO_2 representa o fluido gerado pelo mesmo processo.

Este processo de imiscibilidade pode ser atribuído a um resultado da migração e perda de quantidade considerável de vapor durante um processo cíclico de *crack-seal*, processo esse que foi mostrado pelos veios de quartzo de Itapetim. De acordo com este modelo cíclico de *crack-seal*, durante estágios graduais de reconstrução da pressão fluida em função de um selamento progressivo do conduto via cristalização do veio de quartzo, a fase vapor rica em CO_2 poderia sofrer condensação e ficar aprisionada como inclusões fluidas carbônicas monofásicas, como está sendo mostrado pelas inclusões fluidas aqui analisadas. Durante um processo de deformação contínua em condição de flutuação da pressão, um fluido sofrendo imiscibilidade seria aprisionado como fases aquosa e carbônica separadamente. Uma flutuação da pressão pode também resultar em diferentes intervalos de densidade dados pelas diferentes temperaturas de homogeneização do CO_2 das inclusões como também está mostrado pelas Figuras 4.11 C e D para as inclusões do tipo IA.

Para os modos de ocorrência em microfraturas (PIFs) definidos aqui por B, C e D o fluido aprisionado parece ter sido derivado do fluido (tipo I) representado no modo A de ocorrência. Em várias situações as inclusões carbônicas ou ricas em CO_2 , mostraram uma grande frequência de ocorrência nos modos B e C e muito raramente no modo D onde é predominantemente dominado por inclusões ricas em H_2O . Essa predominância das inclusões ricas em CO_2 nos modos de ocorrências B e C pode ter ocorrido em função de uma separação seletiva entre H_2O e CO_2 , das

inclusões aquo-carbônicas primitivas já aprisionadas (tipo IA), por diferenças nas propriedades físico-químicas entre H_2O e CO_2 (p. ex. Crawford e Hollister 1986, Watson e Brenan 1987, Hollister 1990, Craw e Norris 1993, Johnson e Hollister 1995), com migração da H_2O para as microfraturas, por processos pós-aprisionamento do tipo estrangulamento (*necking down*) ou vazamento (*leakage*), resultando assim em modificações físico-químicas e composicionais dos fluidos destas inclusões tipo IA. Entretanto, os dados mostrados nas Figuras 4.11 C e D com relação à fração molar do CO_2 para todos os modos de ocorrência aqui definidos, revela que houve uma variação muito pequena desta fração molar, variando apenas a densidade e a salinidade destas inclusões onde fica mais claro uma separação dos modos A, B e C do modo D.

Este comportamento pode ser explicado pelas propriedades de transporte que são controladas pelas aberturas e conectividade destas microfraturas. A taxa de cicatrização destas microfraturas está relacionada à pressão, temperatura e a química dos fluidos em percolação, que são os parâmetros controladores da solubilidade da sílica. Brantley e Voigt (1989), Brantley et al. (1990), Brantley (1992) mostraram que o tempo de vida de uma microfratura é muito curto em quartzo. Em condições de pressão e temperatura relativamente elevadas (numa faixa entre 290 a 600° C), o tempo de vida é um intervalo de horas/semanas na presença de soluções. Em pressões e temperaturas fixas, a cinética da cicatrização da microfratura aumenta com a solubilidade do quartzo, portanto, estas microfraturas não permaneceriam abertas durante longo período de tempo em condições geológicas com temperaturas acima de 200° C. Um pequeno aumento no conteúdo de NaCl e/ou pequena mudança no pH (aumento ou diminuição) leva a um aumento da taxa de cicatrização (Brantley et al., 1990), enquanto inibidores de dissolução ou precipitação (p. ex. Fe, Al, Zn) numa fase muito pouco aquosa e com alta fração molar de CO_2 , pode diminuir a taxa de cicatrização das microfraturas (Brantley e Voigt, 1989; Brantley et al., 1990, Brantley 1998).

Com base nestas informações, não haveria condições de mudanças drásticas mas apenas sutil nas características composicionais e físico-químicas dos fluidos das inclusões sendo aprisionadas dentro das microfratura do modo B e C, a partir de um fluido derivado (tipo IA) do próprio grão de quartzo onde estaria sendo desenvolvida(s) a(s) fratura(s) ou seja, o sistema na escala de grão individual permaneceria “fechado”, como parece mostrar os dados composicionais e físico-químicos apresentados na Figura 4.11.

Para o modo D de ocorrência dos fluidos as características petrográficas e físico-químicas reveladas pelas amostras analisadas mostram que estas microfraturas cortam os limites dos grãos

sendo aqui definidas como tardias, na grande maioria das situações investigadas, dentro de um caminho pressão-temperatura-tempo para a evolução dos fluidos formadores dos veios de quartzo da zona de cisalhamento de Itapetim. Este argumento tem por base os dados de temperatura de homogeneização total e salinidade do fluido aquoso (tipo III) mostrados na Figura 4.11B aprisionado no modo D. Na Figura 4.11A, observa-se que as inclusões aquo-carbônicas aprisionadas no modo D mostram uma salinidade da fase aquosa mais elevada que as inclusões ricas em H₂O no mesmo modo de ocorrência (Figura 4.11B). Este comportamento parece mostrar que a evolução do fluido aquo-carbônico primitivo (tipo I) do modo A para o modo D de aprisionamento se deu com a partição da fase salina causada pela separação de fases durante o aprisionamento destas inclusões tardias e secundárias. Já as inclusões aquosas (tipo III) aprisionadas no modo D revelam uma salinidade baixa (Figura 4.11B), o que pode estar mostrando que estas inclusões tipo III sejam derivadas de um novo regime “externo” de fluidos ricos em H₂O que estariam permeando o novo conjunto de microfraturas intergranulares geradas posteriormente a formação dos veios de quartzo, ou ainda pela reativação das microfraturas pré-existentes provocando a diluição da salinidade de fases aquosas já presentes. Esta provável participação de um novo regime de fluido levando à uma mistura entre fluidos parece ter ocorrido, como mostram os dados isotópicos da H₂O destes fluidos apresentados nas Figuras 4.13 e 4.14.

Várias inclusões fluidas aquo-carbônicas ou ricas em CO₂ analisadas para a área de Itapetim, mostraram a presença de pequenas quantidades variáveis de CH₄ dissolvida na fase carbônica (Tabela 4.1) como detectado pela microtermometria (T_{fCO2}) e confirmado pela micro-espectroscopia Raman. A presença ou ausência de gases como este (CH₄) em inclusões fluidas, vai depender de alguns fatores dentre estes, o estado de oxidação do fluido (Sherlock et al. 1993) que pode estar associado a uma progressiva variação da fase volátil contendo CH₄ e CO₂ como uma consequência da flutuação da pressão o que aumente o pH resultado na oxidação do fluido. e/ou relacionado à presença de material grafitoso nas rochas encaixantes com as quais o fluido interagiu. Rochas contendo material grafitoso não foram observadas na área de Itapetim estudada.

5.3.2 – Assinatura Isotópica dos Fluidos Hidrotermais Envolvidos na Formação dos Veios - Estudos isotópicos têm demonstrado que numa escala crustal os fluidos responsáveis pela formação de mineralizações auríferas em zonas de cisalhamento são originados em partes

profundas da crosta, onde reequilibram-se com diferentes litologias e/ou misturam-se com outros fluidos (p. ex. metamórficos e meteóricos) durante sua migração para níveis superiores da crosta, formando veios de quartzo mineralizados (Eisenlohr et al. 1989). A composição isotópica de um fluido hidrotermal envolvido na formação de minerais hidrotermais como por exemplo quartzo de veios, pode ser determinada a partir dos valores de δD e $\delta^{18}O$ obtidos dos minerais a partir de uma equação de fracionamento isotópico mineral-água ou diretamente do fluido aquoso das inclusões, em conjunto com um valor de temperatura estimada para o ambiente ou evento mineralizante e que tais valores quando determinados podem revelar informações sobre e a fonte dos fluidos formadores do minério (Taylor 1979)

As temperaturas de formação dos veios de quartzo aqui estudados foram estimadas a partir das temperaturas de homogeneização total das inclusões fluidas aquo-carbônicas e aquosas definidas pelo modo A de ocorrência, pela temperatura de formação da clorita inclusa nestes veios e pela temperatura do termômetro dado pelo par mineral granada-biotita do gnaiss milonítico encaixante dos veios de quartzo. Estes valores de temperatura situam-se numa faixa bem delimitada para a formação destes veios (Figuras 2.6, 4.5, 4.10 e 4.11), com uma maior concentração de valores entre 350° e 400 °C.

A composição isotópica de oxigênio ($\delta^{18}O$) obtida em quartzo dos veios aqui analisados, mostraram um intervalo variando entre 5.2 e 12.7‰ (Tabela 4.2). Segundo Kerrich 1989, variações de $\delta^{18}O$ observadas em um mesmo depósito podem estar relacionadas a parâmetros independentes, tais como a temperatura de cristalização do mineral pela precipitação do fluido e a composição $\delta^{18}O$ original do fluido formador do mineral. Este valor de $\delta^{18}O$ do fluido aquoso depende do seu volume (relação fluido/rocha) e como este fluido se modificou isotopicamente ao longo do tempo pela reação com as rochas durante sua trajetória de percolação, ou ainda por mistura com outros fluidos aquosos de fontes diferentes. Um outro fator que também pode contribuir alterar os valores de $\delta^{18}O$ é a deformação e recristalização do quartzo (Kirschner et al. 1995), o que aqui para o caso de Itapetim, parece pouco provável porém não descartável.

Os valores de temperatura atribuídos a fase aquosa dos fluidos primitivos que participaram na formação dos veios mostram-se dentro de um intervalo bem definido, logo a variação nos valores de $\delta^{18}O$ aqui verificada pode ser consequência da reação destes fluidos com as rochas encaixantes e/ou pela mistura entre fluidos de fontes diferentes. Esta mistura de fluidos parece ter ocorrido como mostram os dados das Figuras 4.13 e 4.14. Observa-se na Figura 4.14

que os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{quartzo}}$ (‰) determinados no laboratório plotados contra os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰) calculados à partir fluido contido nas inclusões fluidas aprisionadas no quartzo, se separam em três campos de diferentes mostrando assim possíveis assinaturas isotópicas distintas deste conjunto de dados.

Um outro fator que pode também ter contribuído para esta variação no valor de $\delta^{18}\text{O}$ do sistema hidrotermal é a imiscibilidade atuando durante a precipitação do quartzo pelo fluido e o aprisionamento deste fluido nas inclusões (Bottinga 1968, Smith et al. 1984, Smith e Kesle 1985). Como reportado anteriormente, a imiscibilidade foi um mecanismo teve uma atuação importante durante o processo de formação dos veios de quartzo mineralizados de Itapetim, e assim pode também ter contribuído para alterar os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do sistema hidrotermal, como proposto nos modelos de Bottinga (1968), Smith et al. (1984), e Smith e Kesler (1985).

Apesar da atuação do processo de imiscibilidade, poder provocar uma variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ como mostrado na Figura 4.14, é mais provável para as amostras analisadas aqui, que esta variação seja resultante da mistura de fases aquosa de fluidos de fontes diferentes, uma vez que, segundo McCuaig e Kerrich (1998) o fracionamento isotópico do oxigênio entre o CO_2 exsolvido e a H_2O residual resultante de um processo de imiscibilidade é muito limitado, implicando em valores de $\delta^{18}\text{O}$ menor que 3‰.

5.3.3 - Mecanismos de Transporte e Deposição do Ouro - Os mecanismos de transporte e deposição do ouro têm sido avaliados e revistos nas últimas décadas por vários pesquisadores, segundo McCuaig e Kerrich (1998). Os dados apresentados na literatura sugerem que o transporte do ouro no grande número de casos estudado, pode ter ocorrido através de complexos químicos tiosulfetados que, em condições metamórficas de fácies xisto verde seriam representados pelo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ enquanto que em condições metamorfismo de fácies anfibolito o complexo transportador do ouro seria o AuHS^0 (Seward 1973 e 1991). Outros complexos como do tipo tioarseniato, carbonosos, carbonosos-clorados e carbonosos-sulfetados podem também exercer um papel significativo no transporte do ouro (Fyfe e Kerrich 1984).

Para que ocorra uma concentração do ouro nos veios a partir de um fluido hidrotermal é necessário induzir mudanças na química do fluido capaz de desestabilizar os complexos auríferos e remover o ouro da solução para uma posterior deposição. Estas mudanças podem ocorrer em função do estado de oxidação ou redução do fluido, incremento de pH do fluido (para complexos

clorados) ou diminuição na concentração de sulfetos (para complexos sulfetados). Vários são os fatores que causam estas mudanças químicas, dentre estes: i) interação fluido-rocha; ii) mistura de fluidos; iii) imiscibilidade e iv) decréscimo da temperatura do fluido (McCuaig e Kerrich 1998).

As evidências apresentadas para a área do Distrito Aurífero de Itapetim mostraram que a formação da mineralização aurífera esteve relacionada com a geração de zona de cisalhamento e percolação de fluidos no seu interior. As condições de pressão e temperatura durante a formação do minério são compatíveis com o metamorfismo de fácies xisto verde ($P = 3$ e 4 kbar e $T = 350^\circ$ e 400° °C; Figura 5.2) e que as características físico-químicas e composicionais das inclusões fluidas sugerem que o fluido mineralizante tinha uma natureza aquo-carbônicas de baixa salinidade e com pequena quantidade de CH_4 dissolvido na fase carbônica e que estava em imiscibilidade quando da formação dos veios de quartzo mineralizados.

Embora algumas hipóteses tenham sido adotadas, para o caso de Itapetim o transporte e a precipitação do ouro pode ter ocorrido em função de vários fatores que atuando em conjunto dentro de alguns processos geológicos entre estes:

- i) interação entre o fluido que percolou na zona de cisalhamento para formar os veios de quartzo mineralizados e a rocha encaixante, promovendo a desestabilização dos complexos e precipitação do metal (ouro). Existem vários mecanismos possíveis pelos quais isto pode ocorrer entre eles a sulfetação da rocha encaixante onde neste caso o H_2S e o S do complexo aurífero presente no fluido são consumidos pela reação com a rocha encaixante rica em minerais de ferro para formar os sulfetos de ferro (p. ex. pirita) diminuindo assim o conteúdo de S no fluido e desestabilizando o complexo aurífero para a precipitação do ouro segundo a reação $Au(HS)_{-2} + FeO_{(silicato, \text{oxido})} \rightarrow Au + FeS_2$ (McCuaig e Kerrich 1998).

A sulfetação nas rochas encaixantes dos veios mineralizados bem como nestes veios de Itapetim, está representada pela presença de pirita, mostrando assim uma provável atuação de um processo de alteração hidrotermal como descrito anteriormente nas rochas encaixantes dos veios para a precipitação da pirita e o ouro, que em conjunto com outros processos de alteração hidrotermal levaram também à cloritização, carbonatação, turmalinização e silicificação da rocha encaixante do minério;

- ii) mudanças de pressão por um mecanismo *crack-seal* ou por “válvula de falha” levando à imiscibilidade pode diminuir a temperatura e drasticamente a concentração de H_2S do fluido resultando assim numa mudança pelo aumento do pH do fluido mineralizante pela partição das espécies voláteis (H_2S , CO_2 e SO_2) dentro da fase vapor o que provocaria a desestabilização do complexo aurífero para a precipitação do ouro. Neste mecanismo também pode ocorrer uma elevação da fugacidade de oxigênio do fluido provocado pela redução de espécies voláteis do tipo CH_4 , H_2S e H_2 em partição dentro da fase vapor mais prontamente que a contraparte H_2S , CO_2 e SO_2 (McCuaig e Kerrich 1998).

Em Itapetim, as evidências apresentadas aqui revelam uma participação destes mecanismos através da textura mostrada pelos veios “fitados” ou brechados. A imiscibilidade fluida ficou registrada pelos dados das inclusões fluidas e mudanças de temperatura durante a evolução de formações dos veios como mostradas pelas isócoras, e pela temperatura de formação da clorita neoformada dentro dos veios;

- iii) mistura de fluidos. De acordo com McCuaig e Kerrich (1998) é improvável que ocorra uma mistura de fluidos de dois reservatórios distintos em função da uniformidade entre a composição calculada do fluido mineralizante de todos os depósitos auríferos do tipo lode de todas as idades e localizações geográficas e os valores uniformes de $\delta^{18}O_{\text{mineral}}$ nos depósitos individualmente. Entretanto, estudos recentes têm demonstrado que a mistura de fluidos pode ocorrer em duas escalas distintas sendo: a) mistura de dois fluidos originados externamente (p. ex. mistura de fluidos de fonte profunda com águas superficiais) e b) mistura dos membros finais de um fluido derivado localmente. Este mecanismo segundo pode explicar a grande concentração do ouro situada dentro do veio e negligenciável quantidade de ouro na rocha encaixante do veio. McCuaig e Kerrich (1998).

Os dados apresentados pelas inclusões fluidas particularmente às aquosas (tipo III) conjuntamente com os dados isotópicos parecem mostrar que houve a interação e mistura entre duas fontes de fluidos distintas com uma provável participação de sistemas fluidos meteóricos na formação dos veios mineralizados.

Pelo exposto, é provável que todos estes processos em conjunto, possam ter atuado, com proporções variáveis entre eles, para no final levarem à formação dos corpos de minério

auríferos posicionados na Zona de Cisalhamento de Itapetim e que fluidos seriam aprisionados em estado de imiscibilidade e condições de físico-químicas como mostrado pela Figura 5.3.

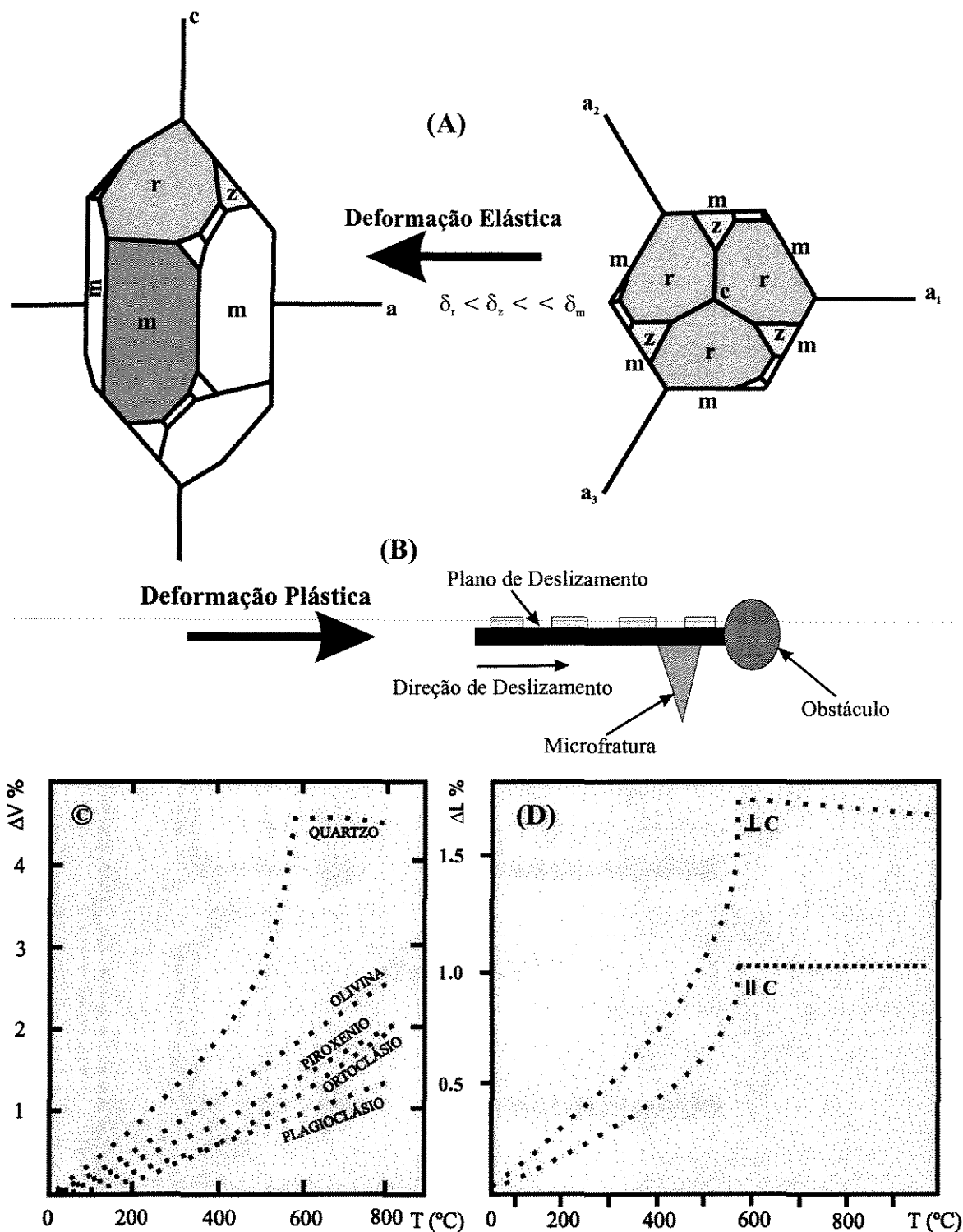


Figura 5.1 - Modelos de microfraturamento em quartzo por processo de deformação intracristalina. (A) Mecanismo elástico ao longo de superfície de baixa energia (δ) e (B) Mecanismo cristal plástico. (C) Gráfico de expansão térmica de alguns minerais formadores de rocha. (D) Gráfico da anisotropia de contração térmica do quartzo (o valor de ΔL é referente a uma temperatura de 20 °C). Explicações no texto. Modificado de Vollbrecht et al 1999.

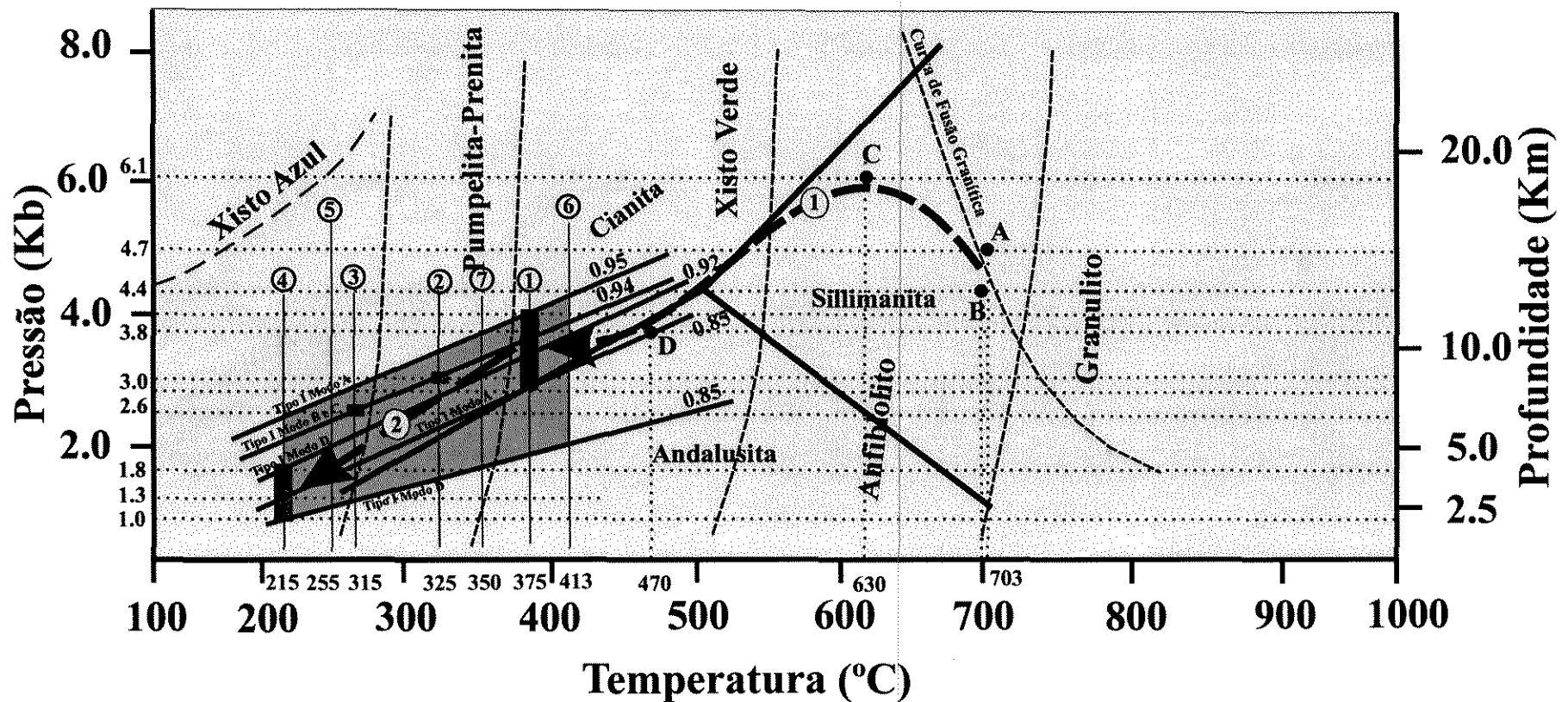


Figura 5.2 - Diagrama Pressão-Temperatura-Profundidade mostrando os campos das fácies metamórficas segundo Yardley, (1989); as curvas dos campos de estabilidade dos aluminossilicatos segundo Holdaway (1971) e: i) Pressões e Temperaturas do gnaiss "augen" determinadas por Coutinho (1994) (ponto A) e Bittar (1999) (ponto B); ii) Pressões e Temperaturas determinadas por este trabalho para os Gnaisses Protomilonítico (ponto C) e Milonítico (ponto D); iii) O intervalo de temperatura de formação da clorita (5 e 6 com moda em 7); iv) Temperatura (valor modal) de homogeneização total das inclusões fluidas do tipo IA, nos modos de ocorrências (1) isoladas ou grupos isolados, (2) intragranular com alto ângulo de mergulho, (3) intragranular com baixo ângulo de mergulho e (4) intergranular. A curva 1 representa a provável trajetória tectono-metamórfica e a curva 2 o provável caminho do aprisionamento do fluido tipo I nas inclusões.

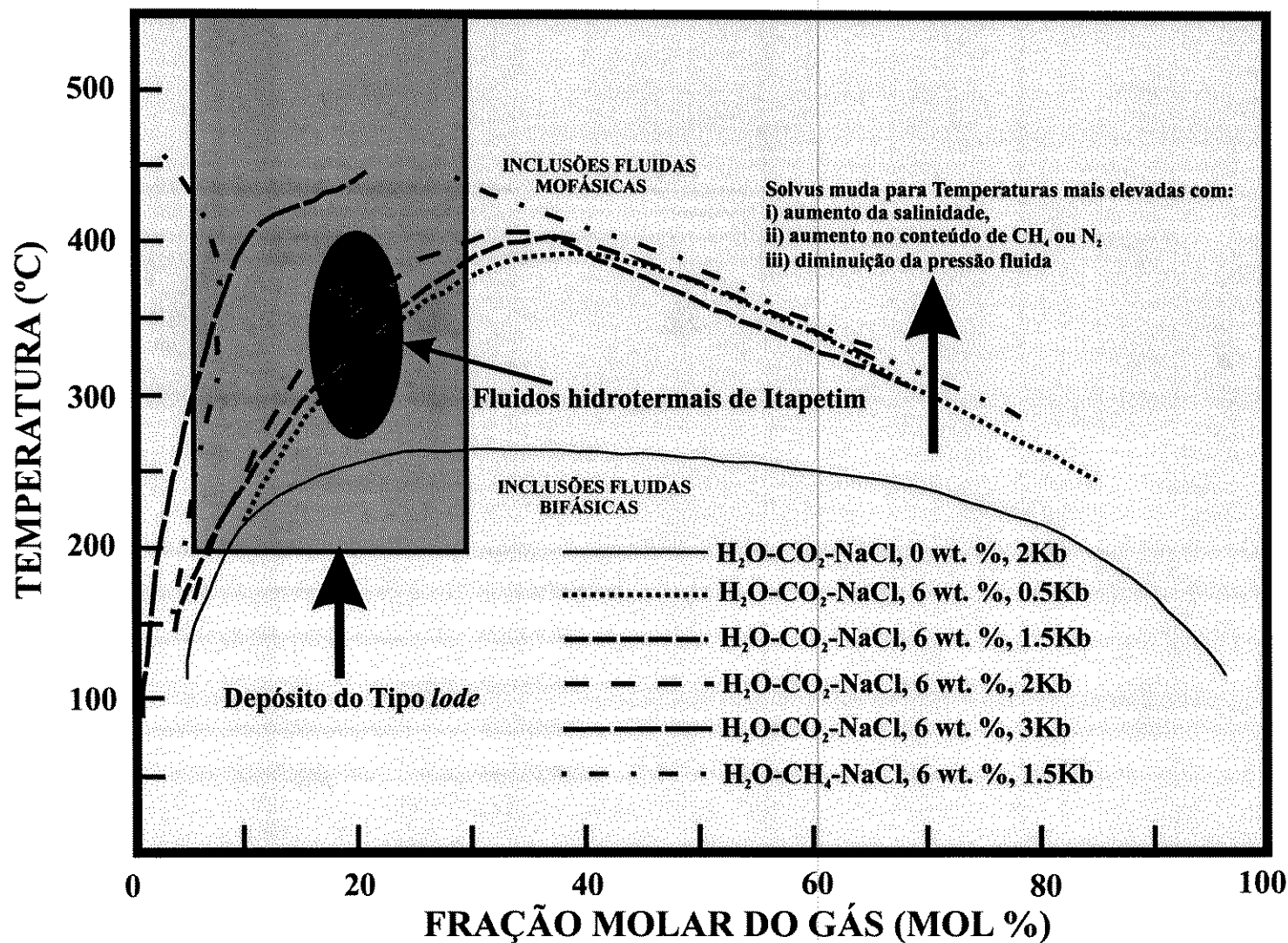


Figura 5.3 - Diagrama da Temperatura versus Composição de fase fluida para os sistemas $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ e $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4-\text{NaCl}$ mostrando o campo de deposição dos fluidos para a maioria dos depósitos auríferos do tipo lode e o provável campo de aprisionamento dos fluidos hidrotermais de Itapetim mostrado pelas inclusões fluidas do tipo I, II e III. (Compilado e modificado de McCuaig e Kerrich 1998).

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

Numa escala regional, a Zona de Cisalhamento de Itapetim pode ser aqui definida como uma zona de 3ª ordem quando comparada com os lineamentos Patos e Pernambuco ou de 2ª ordem quando comparada com a zona de cisalhamento de Afogados da Ingazeira. Zonas de cisalhamento de 2ª e/ou 3ª ordens têm sido reconhecidas como boas armadilhas para os fluidos responsáveis pela formação de depósitos auríferos do tipo *lode*, espalhados por todo o globo terrestre.

A análise estrutural de macro e microestruturas da área do Distrito Aurífero de Itapetim mostrou que o cisalhamento que afetou as rochas e os veios foi do tipo geral ou composto (desenvolvimento de tectonitos LS). Com base no arranjo da trama do eixo-c de quartzo das rochas e veios, em conjunto com evidências meso e macroscópicas de padrões cinemáticos analisados em campo, mostrou para o caso da Zona de Cisalhamento de Itapetim, uma deformação cisalhante com movimentação predominantemente sinistral, com variações localizadas de uma cinemática dextral. Desta maneira, o comportamento da trama de eixo-c demonstrou uma nítida relação entre a simetria da deformação, o modelo da trama cristalográfica e os eixos do elipsóide de deformação finita.

A deformação cisalhante promoveu nas rochas de Itapetim o desenvolvimento de uma porosidade atestada por macro, meso e microfraturas, aqui materializada pelos veios de quartzo e pelos planos de inclusões fluidas (PIFs), atestando assim uma pervasiva circulação de fluidos dentro da zona de cisalhamento. Estas estruturas representam um somatório de vários incrementos da deformação e percolação de fluidos em condições físico-químicas variáveis ao longo do tempo. O arranjo das microfraturas definiu planos de inclusões fluidas (PIFs) intragranulares e intergranulares ou abertos/vazios também intra e intergranulares, preferencialmente desenvolvidas em quartzo. Para os PIFs intragranulares, as microfraturas mostraram mergulhos variáveis em alto e baixo ângulo com respeito ao plano horizontal da seção

delgada, com predominância do primeiro. O padrão de distribuição das microfraturas também definiu o arranjo do campo de tensão externa, onde a orientação do tensor externo regional (σ_1) responsável pela deformação cisalhante esteve numa direção variável entre NNW-SSE e NNE-SSW, formando assim (σ_1) um alto ângulo (por volta de 75°) com o traço da zona de cisalhamento.

A orientação espacial destas microfraturas em várias situações, mostrou também uma provável participação de tensão interna intracristalinas na geração e propagação destas microfraturas na escala do mineral. Assim, na geração e desenvolvimento das microfraturas estiveram envolvidos campos de tensões externas (tectônicas) e internas (intracristalina) onde os mecanismos de deformação intracristalina puro-elástica e cristal-plástica tiveram uma provável participação, particularmente no caso de grupos de microfraturas disposto ortogonalmente entre si. Para o caso aqui estudado, a orientação espacial marcante e bem definida das microfraturas com respeito à direções geográficas mostrou que estas podem ser consideradas bons marcadores estruturais do campo de paleotensão, principalmente quando comparados com dados dos estudos estruturais macroscópicos de campo. Aqui neste caso, a distribuição preferencial dos planos macroscópicos de fraturas se justapõe com à orientação preferencial dos planos de microfraturas, indicando assim um provável controle anisotrópico das mesofraturas pela microfraturas.

O fluxo de fluidos na Zona de Cisalhamento de Itapetim promoveu modificações texturais, químicas e físicas na rocha protólito, um gnaiss “augen”, transformando-a em um gnaiss milonítico. Adicionalmente também deu origem a um grande número de veios de quartzo mineralizados em ouro encaixados predominantemente no gnaiss milonítico, provocando nesta rocha um processo de alteração hidrotermal marcante dado por silicificação, sulfetação, carbonatação, cloritização e turmalinização dos locais próximo aos veios. O cisalhamento deve ter se iniciado em um nível crustal com regime de deformação predominantemente dúctil, cujos valores de temperatura e pressão, revelados pela termobarometria da paragênese granada-biotita-plagioclásio-muscovita do gnaiss protomilonítico, ficou por volta de 630°C e 6.1 kb, respectivamente.

Dentro de um processo contínuo de evolução crustal da Zona de Cisalhamento de Itapetim para níveis mais superiores da crosta, agora já em regime de deformação rúptil-dúctil, o fluido hidrotermal presente circulava num ambiente com temperatura em torno de 470°C e uma pressão por volta de 3.8 kb, parâmetros definidos pela termobarometria da paragênese biotita-granada-

plagioclásio-muscovita do gnaiss milonítico. O metamorfismo responsável pelo processo de alteração hidrotermal produzido pelo fluido circulante na zona de cisalhamento foi aqui definido pela temperatura de cloritização do gnaiss milonítico que variou entre 225° e 425 °C, com um valor modal em torno de 350 °C. Para a formação dos veios de quartzo mineralizados em ouro encaixados no gnaiss milonítico, uma temperatura entre 225° e 400 °C com um valor modal em torno de 375 °C, foi definida pela temperatura de homogeneização total das inclusões fluidas primitivas (tipo IA) aprisionadas, temperatura esta muito próxima do valor real pelo fato de o aprisionamento ter ocorrido em processo de imiscibilidade fluida na curva de pressão de vapor.

Três tipos de fluidos foram identificados nas inclusões fluidas estudadas nos veios de quartzo mineralizados, sendo:

a) Um fluido aquo-carbônico (tipo I), com quantidades subordinadas de CH₄ e baixa salinidade (0.8 a 10.0 % em peso equivalente de NaCl, com maior frequência entre 5.0 e 8.0%). As inclusões fluidas que representam esse fluido são constituídas por proporções variáveis de H₂O (72.0 a 85.0 mol %) e CO₂ (13.0 a 97.0 mol %) e aparecem em vários modos de ocorrências, embora predomine grupos isolados (modo A).

b) Um fluido carbônico (tipo II) ou rico em CO₂ (92.0 a 99.0 mol %) com quantidades variáveis de CH₄ (1.0 a 8.0 mol %), também encontrados nos vários modos de ocorrências, mas com predomínio nos modos B e C (planos de inclusões fluidas pseudosecundárias).

c) Um fluido aquoso (tipo III) ou rico em H₂O (98.4 a 99.7 mol %) e de baixa salinidade (0.8 a 5.0 % em peso equivalente de NaCl) também encontrado nos vários modos de ocorrências, porém com maior predomínio no modo D (planos de inclusões fluidas secundárias).

As condições de pressão e temperatura do ambiente durante a percolação dos fluidos e formação dos veios de quartzo na Zona de Cisalhamento de Itapetim foram estimadas, com base nas isócoras das inclusões fluidas aquo-carbônicas aprisionadas nos vários modos de ocorrência e no geotermômetro dado pela temperatura de formação da clorita incluídas nos veios, entre 215 °C - 413 °C e 1.0 – 4.4 kb, respectivamente. Todavia, tomando-se como base um valor modal para a temperatura de formação da clorita, a temperatura estimada para o ambiente durante a formação dos veios e provável evento mineralizante deu-se por volta de 350 °C num campo de pressão variável entre 1.8 e 3.8 kb.

Nestas condições, o fluido hidrotermal primitivo foi depositado e aprisionado como fases imiscíveis exsolvidas de um fluido homogêneo, formando grupos de inclusões primárias,

pseudosecundárias e secundárias mistas num mecanismo de infiltração fluida que parece ter sido episódica e dirigida provavelmente por um mecanismo do tipo *faul-valve*, envolvendo transições de pressão entre sublitostática e supralitostática de maneira cíclica dentro da zona de cisalhamento. Este processo cíclico nos veios de quartzo mineralizados em ouro de Itapetim ficou evidenciado pelas texturas fitada/laninada ou brechada apresentado por alguns veios. Este movimento da deformação e subsequente descompressão pode não ser necessariamente grandes, mas pode ser suficiente para produzir e preencher pequenas fraturas dentro dos grãos de quartzo formando assim eventualmente trilhas de inclusões fluidas (PIFs) pseudosecundárias e secundárias. As transformações físico-químicas e composicional sofridas pelos fluidos durante estes aprisionamentos subseqüentes parecem ter sido gradativas e muito sutis, no que se refere a temperatura de aprisionamento, densidade e salinidade destes fluidos provavelmente em função da velocidade de cicatrização destas fraturas.

O processo de imiscibilidade episódica produzido pela flutuação da pressão de fluidos durante a formação dos veios e pode ter sido o motor para a deposição do ouro dentro dos veios de quartzo mineralizados de Itapetim, como ocorre em várias situações estudadas em outros depósitos do tipo *lode* espalhados pelo globo.

A composição isotópica do fluido hidrotermal envolvido na formação dos veios de quartzo, determinada a partir dos valores de δD e $\delta^{18}O$ obtidos dos minerais e/ou diretamente do fluido aquoso das inclusões, mostrou distintas assinaturas isotópicas, revelando assim uma provável participação de águas de fontes distintas envolvendo uma mistura de fluidos metamórficos, magmáticos e meteóricos. A fonte magmática (provável fonte do fluido primitivo) está representada na região de Itapetim pelo volumoso número de corpos ígneos existentes posicionados pré a sin-desenvolvimento da Zona de Cisalhamento de Itapetim. A participação dos fluidos metamórficos está representada pelas reações hidrotermais evidenciadas (p. ex. cloritização) na rocha encaixante dos veios e, a participação dos fluidos meteóricos pode estar sendo mostrado pelo grande número de planos de inclusões secundárias dominados por inclusões fluidas ricas em H_2O de baixa salinidade. Esse comportamento de uma mistura híbrida de um fluido de fontes distintas deve ter provocado uma variação na assinatura isotópica, descaracterizando desta forma a fonte do fluido original ou primitivo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahlgren S.G. 2001. The nucleation and evolution of Riedel shear zones as deformation bands in porous sandstone. *J. of Struc. Geol.*, **23**:1203-1214
- Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, DNPM/MME, 241p (Boletim 06).
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. 1976. The upper Precambrian of South América. *Boletim. IG- USP*, 7:45-80.
- Almeida F.F.M. & Hasui Y. 1984. *O pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, 378p.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG, *Simp. Geol. do Nordeste 8*, Atas 363-391.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural province: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, **17**:1-29.
- Almeida F.F.M., Leonardos Jr O.H., Valença J. 1967. Granitic rocks of Northeast South América. *IUGS/UNESCO Symp.*, Recife: 41p.
- Alvarenga, C., Cathelineau, M., Dubessy, J. 1990. Chronology and orientation of N₂-CH₄, CO₂-H₂O, H₂O rich fluid inclusion trails in intrametamorphic quartz veins from the Cuiabá gold district, Brazil. *Mineral. Magaz.*, **54**:245-255.
- Amaro V.E., Corsini M., Vauchez A. 1991. Geometria, cinemática e deformação da zona de cisalhamento de Campina Grande. *Atas 14º Simp. Geol. do Nordeste*. 303-305
- Anderson M.R, Rankin A.H, Spiro B. 1992. Fluid mixing in the geration of mesothermal gold mineralization in the Transvaal Sequence, Transvaal, South Africa. *Eur. J. Mireal.*, **4**:933-948.
- Archanjo C.J. 1993. *Fabriques de plutons granitiques et déformation crustale du Nord-Est du Brésil. Une étude par anisotropie de susceptibilité magnétique de granites ferromagnétiques*. Université Paul Sabatier, Toulouse, França, Tese de Doutorado, 167p.
- Atkinson B. K. (ed) 1987. *Fracture mechanics of rock*. Academic Press, London, 534p.

- Atkinson B.K. e Meredith P.G. 1987. Experimental fracture mechanics data for rocks and minerals. In: Atkinson B.K. (ed) *Fracture mechanics of rock*. Academic Press, London. 477-525 p.
- Batzle M.L. e Simmons G., 1976. Microfractures in rocks from two geothermal áreas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **30**:71-93.
- Birch F. 1966. Compressibility: elastic constants. In: *Handbook of Physical Constants*. Clark, S.P. Jr (ed.). Mem. Geol. Soc. Am., **97**:97-173.
- Bittar S.M.B. 1999. *Faixa Piancó-Alto Brígida: Terrenos Tectono-Estratigráficos sob Regimes Metamórficos Deformacionais Contrastantes*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 126p.
- Boiron M.C., Essarraj S., Sellier E., Cathelineau M., Lespinasse M., Poty B. 1992. Identification of fluid inclusions in relation to their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **56**:175-185
-
- Boiron M.C., Cathelineau M., Banks D.A., Yardley B.W.D., Noronha, F., Miller, F.M. 1996. P-T-X conditions of late Hercynian fluid penetration and the origin of granite-hosted gold quartz veins in northwestern Iberia: a multidisciplinary study of fluid inclusions and their chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**:43-57.
- Boulier A.M. 1999. Fluid inclusions: tectonic indicators. *J. of Struct. Geol.*, **21**:1229-1235.
- Boulier A.M. e Robert F. 1992. Palaeoseismic events recorded in Archaean gold-quartz networks, Val d'Or Abitibi, Quebec, Canada. *J. of Struct. Geol.*, **14**:161-179.
- Botinga Y. 1968. Calculation of fractionations factors for carbon and oxygen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *J. Phys. Chem.*, **72**:800-808.
- Burke E.A.J. 2001. Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos* **55**:139-158
- Brace W.F. e Bombolakis E.G. 1963. A note on the brittle crack growth in compression. *J. Geophys. Res.*, **68**:3709-3713.
- Brace W.F. e Walsh J.B. 1962. Some direct measurements of the surface energy of quartz and orthoclase. *Am. Mineral.*, **47**:1111-1122.
- Brantley S.L. 1992. The effect of fluid chemistry on quartz microcrack lifetimes. *Earth and Plan. Sci. Letters*. **113**: 145-156.
- Brantley S.L. e Voigt D. 1989. Fluids in metamorphic rocks: Effects of fluid chemistry on quartz microcrack healing. In: *Water-Rock Interaction* (D.L. Miles ed.), Balkeema p.113-116.

- Brantley S.L., Evans B., Hickman S.H., Crear, D.A. 1990. Healing of microcracks in quartz: Implications for fluid flow. *Geology*, **18**:136-139.
- Brito Neves B.B. e Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South América during the Late Proterozoic. *Precamb. Res.*, **53**:23-40.
- Brito Neves B.B. 1975. *Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino*. Inst. de geociências, universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 198p.
- Brito Neves B.B. 1983. *O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1/1.000.000*. Tese de Livre Docência, Inst. de Geociências, USP: 177p .
- Brito Neves B.B. 1986. Tectonic regimes in the Proterozoic of Brazil. *Atas 12º Simp. Geol. Nordeste*: 235-251.
- Brito Neves B.B. 1990. A bacia do Araripe no contexto geotectônico regional. *Anais do I Simpósio sobre a Bacia do Araripe e bacias interiores do Brasil*: 21-33.
- Brito Neves B.B. 1999. América do sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário Andino. *Ver. Bras. de Geociências*. **29**(3):379-392.
- Brito Neves B.B., Pessoa D.A.R., Pessoa R.J.R., Kawashita K., Côrtes P.L. 1984. Estudo geocronológico das rochas do embasamento da Quadrícula de Salgueiro - PE. *Anais 33º Congr. Bras. Geol.*, **5**:2473-2490.
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R. e Basei M.A.S. 1990. Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do sistema de dobramento Piancó-Alto Brígida. In: SBG, Cong. Bras. Geol. 36, *Anais* **6**:2697-2710.
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Babinski M., Sabim T. 1993. O evento de magmatismo de 1,0 Ga nas faixas móveis ao norte do Cráton do São Francisco. *Anais do 2º Simp. Cráton S. Francisco*: 243-245.
- Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Santos E.J., Campos Neto M.C., Kozuch M. 1995. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema. Integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. de Geociências*, **25**(4):279:296.
- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Van Schmus W.R., Santos E.J. 2001a. O Sistema Pajeú-Paraíba e o Maciço São José de Campestre no Leste da Borborema. *Rev. Bras. de Geociências*, **31**(2):173-184.

- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Van Schmus W.R., Fernandes T.M.G., Souza S.L. 2001b. O terreno Alto Moxotó no Leste da Paraíba (Maciço Caldas Brandão). *Rev. Bras. de Geociências*, **31**(2):185-194.
- Brown P.E. e Hagemann S.G. 1994. MacFlinCor: A computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation. *In: Fluid inclusions in minerals: methods and applications* (edited by de Vivo, B. e Frezzotti, M.L.). Short Course of the working group (IMA) "Inclusion in minerals", Virginia Technicon: 231-250
- Brown P.E. e Lamb W.M. 1989. P-V-T properties of fluids in the system H₂O-CO₂-NaCl: New graphical presentations and implications for fluid studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **45**:1209-1221.
- Bruner W.M. 1984. Crack growth during unroofing of crustal rocks: Effects on thermoelastic behavior and near-surface stresses. *J. Geophys. Res.*, **89**:4167-4184.
- Byerlee J.D. 1993. Model for episodic flow of high-pressure H₂O in fault zones before earthquakes. *Geology*, **21**:289 - 304
- Caby R., Sial A.N., Arthaud M.H., Vauchez A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. *In: Dallmeyer, R. D. and Lécorché, J. P. (eds.) The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives*. Springer-Verlag: 373-397.
- Cameron E.M. 1988. Archean gold: relation to granulite formation and redox zoning in the crust. *Geology*, **16**:109 -112.
- Cameron E.M. e Hattori K. 1987. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Econ. Geol.*, **82**:1177-1191.
- Campos Neto M.C., Brito Neves B.B., Bittar S.M.B. 1994. Domínio Tectônico Rio Pajeú – Província da Borborema: Orogêneses superpostas no ciclo brasileiro/Pan-Africano. XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia (Camburiú, SC) Extd. Abst., **1**:221-222.
- Cathelineau M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner.* **23**:471-485.
- Cathelineau M., Lespinasse M., Bastoul A.M., Bernard C., Leroy J. 1990. Fluid migration during contact metamorphism: The use of oriented fluid inclusion trails for a time/space reconstruction. *Mineral. Mag.* **54**:169-182.

- Cassidy K F. e Bennet, J.M. 1993. Gold mineralization at the Lady Bountiful Mine, Western Australia: an example of granitoid hosted Archaean lode gold deposit. *Mineral. Dep.*, **82**:388-408.
- Cathelineau M., Boiron, M.C., Essarraj S., Lespinasse M., Poty B., Sellier E. 1991. Fluid density changes and gold deposition in Au quartz veins: the role of pressure fluctuations linked to multistage deformation. In: Pagel, L. (ed.). *Source, Transport e Deposition of Metals*, Balkema, Rotterdam: 653-656.
- Chang H.W., Kowsmann R.O., Figueredo, A.M.F. 1988. New concepts on the development of east Brazilians marginal basins. *Episodes*, **11**:194-202.
- Chang H.W., Kowsmann R.O., Bender A.A. Mello, U.T. 1991. Origem e evolução Termomecânica de Bacias Sedimentares. In: GABAGLIA, G. P. R., MILANI, E. J., (eds.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS: 49-71.
- Chang H.W., Kowsmann R.O., Figueredo, A.M.F., Bender, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophy.*, **213**:97-138.
- Colvine A.C, Fyon J.A., Heather K.B., Marmont S., Smith P.M., Troop D.G. 1988. Archaean lode gold deposits in Ontario. Part I. A depositional model. Part II. A genetic model. *Ontario Geol. Sur., Miscellaneous Paper*, **139**, 136p.
- Corsini M., Amaro V.E. e Vauchez A. 1992. Relais de cisaillements ductiles transcurrents à l'échelle continentale: exemple de la Province de Borborema (NE Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris II*, **314**:845-850.
- Corsini M., Vauchez A., Archanjo C. J., Jardim de Sá E. F. 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó system, northeastern Brazil. *Geology*, **19**:586-589.
- Coutinho M G.N. 1994. *The geology of shear zone-hosted gold deposits in Northeast Brazil*. PhD Thesis, Royal Holloway and Bedford New College, Geology Department, University of London, England, 358 p.
- Cox S.F., Sun S.S., Etheridge M.A., Wall V.J., Potter T.F. 1995. Structural and geochemical controls on the development of turbidity-hosted gold quartz vein deposits Wattle Gully Mine, Central Victoria, Australia. *Econ. Geol.*, **90**:1722-1746.

- Cox S.F., Etheridge M.A., Wall V.J. Potter, T.F. 1986. Hydrofracture dilatancy and the development of quartz veins arrays in the Wattle Gully Fault Zone, Victoria. (Abstr.) J. of Struct. Geol., 7:491-525.
- Clayton R.N. e Mayeda T.K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27:43-52.
- Craw D e Norris R. J. 1993. Grain boundary of water and carbon dioxide during uplift of garnet-zone Alpine Schist. New Zealand. J. of Metamorph. Geol., 11:371-378.
- Crawford M L. e Hollister L.S. 1986. Metamorphic fluids: the evidence from fluid inclusions. In: Walther, J. V., Wood, B. J. (eds.). *Fluid rocks interaction during metamorphism*, Physical Geochemistry, Springer, Berlin, 5:1-35.
- Deer W.A., Howie R.A. & Zussman J. 1985. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. 15^a ed., Longman, Essex, England, 528p.
- Devore G.W. 1969. Differential thermal contraction and compressibilities as a cause for mineral fracturing and annealing. *Contr. Geol.*, 8:21-36.
- Diamond L.W. 1994. Introduction to phase relations of CO₂-H₂O fluid inclusions. In: De Vivo, B., Frezzotti, M. L. (eds.), *Fluid inclusions in Minerals: Methods and Applications*. Blacksburgs, Virginia Tech,:131-158.
- Dubessy J., Poty B., Ramboz C. 1989. Advance in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. *Eur. J. Mineral.* 1:517-534.
- Dugdale A.L e Hagemann S.G. 2001. The Bronzewing lode-gold deposit, Western Australia: P-T-X evidence for fluid immiscibility caused by cyclic decompression in gold-bearing quartz-veins. *Chem. Geol.* 173:59-90.
- Ebert H. 1962. Bastil und regional metamorphose in Prakambrischen grundgebirge brasiliens. *Tschermarks Min. U. Petr. Mitt.*, 8:49-81.
- Eisenlohr B.N., Groves D., Partington G.A. 1989. Crustal-scale shear zones and their significance to Archaean gold mineralization in Western Australia. *Mineral Deposita*, 24:1-8.
- Etchecopar A. e Vasseur G.A. 1987. 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparison with experimental and textural examples. *J. of Struct. Geol.*, 9:705-717.

- Fernandez-Rodrigues C., Gonzales-Casado J.M., Tejero R. 1994. The external asymmetry of quartz c-axis fabrics: a linear approximation to its statistical description. *J. of Struct. Geol.*, **16**:263-276.
- Ferreira V.P. e Sial A.N. 1986. The peralkalic magmatism in the Precambrian Cachoeirinha-Salgueiro foldbelt, northeast Brazil: geochemical aspects. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**:73-85.
- Ferreira V.P., Sial, A.N., Long L., Pin C. 1997. Isotopic signature of Neoproterozoic to Cambrian ultrapotassic syenitic magma, northeastern Brazil: evidence for an enriched mantle source. *International Geology Review*. **39**:660-669.
- Friedman M. e Logan J.M. 1970. Microscopic feather fractures. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **81**:3417-3420.
- Fyfe, W.S. e Kerrich, R. 1984. Gold: natural concentration processes. In Foster, R.P (ed.), *Gold '82. geol. Soc. Zimbabwe, Spec. Publ. (1)* 99-127.
- Gomes J.R.C., Gatto C.M.P.P., Souza G.M.C., Luz D.S., Pires J.L., Teixeira W. 1981. *Geologia, mapeamento regional. Folhas SB. 24/25 Jaguaribe/Natal. Vol. 23, texto e mapa. Projeto Radambrasil, MME*: 27-176.
- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geol. Rev.*, **18**:1-75.
- Guimarães I, P. e Silva Filho A.F. 2000. Evidence of multiple sources involved in the genesis of neoproterozoic Itapetim granitic complex, NE Brazil, based on geochemical and isotopic data. *Journ. Of South American Earth Sciences*, **13**:561-586.
- Gleason G.C., Tullis J., Heidelbach H.F. 1993. The role of dynamic recrystallisation in the development of lattice preferred orientation in experimentally deformed quartz aggregates. *J. of Struct. Geol.*, **15**:1145-1168.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam H., Hagemann S.G., Robert F. 1998 – Orogenic gold deposits – a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposits type. *Ore Geol. Rev.*, **13**:7-27.
- Groves D.I. e Phillips G.N. 1987. The genesis and tectonic control on Archean gold deposits of the Western Australian Shield - a metamorphic replacement model. *Ore Geol. Rev.*, **2**:287-322.
- Helgeson H.C. e Lichtner P.C. 1987. Fluid flow and mineral reactions at high temperatures and pressures. *J. Geol. Soc. London*, **144**:313-326.

- Hobbs B.E. 1985. The geological significance of microfabric analysis. In: Wenk, H. R. (ed.), Preferred Orientation in Deformed Minerals and Rocks. Academic Press, London,: 463-483.
- Hodgson C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: A review. Ore Geol. Rev., **41**:231-273.
- Hodges, K.V e Spear, F.S. 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, NW Hampshire, Amer. Mineral., **67**:1118-1134.
- Holdaway M. J. 1971. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. Amer. J. Sci., **272**:91-131.
- Hollister L.S. 1990. Enrichment of CO_2 in fluid inclusion in quartz by removed of H_2O during crystal-plastic deformation. J. Struct. Geol. **12**:895-901.
- Hollister L.S. e Burrows R. C. 1976. Phase equilibrium in fluid inclusions from the Khtada Lake metamorphic complex. Geochim. Cosmochim. Acta, **40**:163-175.
- Jacobs G.K. e Kerrick D.M. 1981. Methane: an equation of state with application to the ternary system $H_2O-CO_2-CH_4$ system. Geochim. Cosmochim. Acta, **45**:607-614.
- Jang B.A., Wang H.F., Ren X., Kowallis B.J. 1989. Precambrian paleostress from microcracks in the Wolf River batholiths of central Wisconsin. Geol. Soc. Amer., Bull., **101**:1457-1464.
- Jardim de Sá E.F. 1977. A idade e natureza das faixas dobradas do Nordeste: comentários preliminares. In; SBG /Núcleo Nordeste, Simp. Geol. Nordeste 8, Res. Com., 61p.
- Jardim de Sá E.F. 1978. Reavaliação dos conceitos estratigráficos da Região Seridó (RN-PB). Min. Metal., **80**:16-28.
- Jardim de Sá E.F. 1978a. Revisão preliminar sobre a “Faixa de Dobramento Seridó” e eventuais correlatos no Nordeste. Revista Ciências, UFRN, **1**:77-83.
- Jardim de Sá E.F. 1978b. Evolução tectônica da região do Seridó: síntese preliminar, problemas e implicações. I Ciclo Est. Prosp. Scheelita Nordeste, Currais Novos, DNPM (Publicado no Bol. Dep. Geol., CCE-UFRN, **5**:1-17, 1982)
- Jardim de Sá E.F. 1984. A evolução proterozóica da Província Borborema. Atas 11º Simp. Geol. Nordeste, Natal, SBG Núcleo Nordeste: 297-306
- Jardim de Sá E.F. 1994. *A faixa Seridó (Província Borborema, Nordeste do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileiro/PanAfricana*. Inst. de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, Tese de Doutorado, Nº 3, 804 p.

- Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Legrand J.M., McReath I., Galindo A.C., Sá J.M. 1987. Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: the Seridó region, NE Brazil. Intern. Symp. Granites Assoc. Mineraliz., Ext. Abstr.: 103-110.
- Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Torres, H.H.F., Kawashita, K. 1988. Geochronology of metaplutonics and the evolution of supracrustal belts in Borborema Province, NE Brazil. Anais do 7º Congr. Latino-Amer. Geol.: 49-62.
- Jessell M.W. e Lister G.S. 1990. A simulation of the temperature dependence of quartz fabrics. In: KNIPE, R.J.; RUTTER, E.H.; Deformation mechanisms, rheology and tectonics. Geological Society Special Publication. London, 54:353-361.
- Johnson E.L. e Hollister L.S. 1995. Syndeformational fluid trapping in quartz: determining the pressure-temperature conditions of deformation from fluid inclusions and the formation of pure CO₂ fluid inclusions during grain boundary migration. J. Metamorph. Geol., 13: 239-249.
- Kerrick R. 1989. Geodynamic Setting and Hydraulic Regimes: Shear Zone Hosted Mesothermal Gold Deposits. In J.T. Bursnall (ed.): Mineralization and Shear Zones. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 6:89-128.
- Kerrick R e Fryer B.J. 1979. Archean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt: Part II. REE and oxygen isotope relations. Can. J. Earth Sci., 16:440-458.
- Kerrick D.M. e Jacobs G.K. 1981. A remodified Redlich-Kwong equation for H₂O-CO₂ and H₂O-CO₂ mixture at elevated pressures and temperatures. Amer. J. Sci., 281:735-767.
- Kerrick R. e Fyfe W.S. 1981. The gold-carbonate associations: source of CO₂ and CO₂ fixation reactions in Archean lode deposits. Chem. Geology. 33:265-294.
- Kirschner D.L., Teyssier C., Gregory R.T, Sharp Z.D. 1995. Effect do deformation on oxygen isotope exchange in the Heavitree Quartzite, Ruby Gap duplex, central Australia. J. of Struct. Geol., 17:1407-1423.
- Krantz R.L. 1979a. Crack growth and development during creep of Barre granite. Int. J. Rock. Mech. Min. Sci., 16:23-35.
- Krantz R.L. 1979b. Crack-crack and crack-pore interactions in stressed granite. Int. J. Rock. Mech. Min. Sci., 16:37-47.
- Krantz R.L. 1983. Microcracks in rocks: a review. Tectonophy., 100:449-480.

- Kowallis B.J., Wang H.F., Jang B. 1987. Healed microcrack orientations in granite from Illinois borehole UPH-3 and their relationship to the rock's stress history. *Tectonoph.*, **135**: 297-306.
- Kozuch M., Bittar S.B., Van Schmus W.R., Brito Neves B.B. 1997. Late Mesoproterozoic and middle Neoproterozoic magmatism in the Zone Transversal of Borborema Province, Brazil. XVII SBG Simpósio de Geol. do Nordeste (Fortaleza, CE) Proceedings, **15**:47-50.
- Lana E.C. e Milani E.J. 1986. A Microplaca do Nordeste brasileiro – um elemento dinâmico no rifteamento cretácico inferior. In: Congr. Bras. Geol., 34, Goiania, 1986. Goiania, SBG. **3**:1131-1144.
- Law, R.D. 1990. Crystallographic fabrics: a selective review of the applications to research in structural geology. In: KNIPE, R.J., RUTTER, E.H.. Deformation mechanisms, rheology and tectonics. Geological Society Special Publication. London. **45**:335-352.
- Lawn B.R. 1993. *Fracture of Brittle Solids*. Cambridge University Press, Cambridge, 378 p.
- Lawn B.R. e Wilshaw T.R. 1975. *Fracture of Brittle Solids*. Cambridge University Press, Cambridge, 204 p.
- Leite P.R.B., Lima E.S., Mariano G. 2000. Geochemical characterization of granites of distinctly different ages in the Alto-Pajeú Terrane, Borborema, Northeast, Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **42**:555-564.
- Lespinasse M. e Pêcher A. 1986. Microfracturing and regional stress field: a study of the preferred orientations of fluid-inclusions planes in a granite from the Massif Central, France. *J. of Struct. Geol.*, **8**:169-180.
- Lespinasse M. 1999. Are fluid inclusion planes useful in structural geology? *J. of Struct. Geol.*, **21**:1237-1243.
- Lespinasse M. 1991. Les trainées d'Inclusions Fluides: Marqueur microstructural des paléocontraintes et des migrations fluides., Mém., Géol. Géochim. Mat. Prem. Energ., Nancy, France. **19**, 251p.
- Leterrier J., Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F, Amaro V.E. 1990. Magmatic and geodynamic signature of the Brasiliano cycle plutonism in the Seridó belt, NE Brazil. *Anais 36º Congr. Bras. Geol.*, **4**:1640-1655.
- Lister G.P. 1977. Discussion: crossed girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophy.*, **39**:51-54.

- Lister G.P. e Hobbs B.E. 1990. The simulation of fabric development during plastic deformation and it's application to quartzite: the influence of deformation history. *J. of Struct. Geol.*, **2**:355-370.
- Loubach S. 1989. Paleostress direction from the preferred orientation of closed microfractures (fluid-inclusion planes) in sandstone, East Texas basin, U.S.A. *J. of Struct. Geol.*, **11**:603-611.
- Mainprice D., Bouchez J. L., Blumenfeld P., Tubia J.M. 1986. Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic softening at high temperatures. *Geology*, **14**:819-822.
- Macedo M.H.F, Jardim de Sá E.F., Sá J.M. 1984. Datações Rb-Sr em ortognaisses e a idade do Grupo Seridó. *Atas do 11º Simp. Geol. Nordeste*: 253-262.
- Matos R.M.D. 1987. Sistema de riftes cretáceos do Nordeste Brasileiro. In: *Seminário de Tectônica da Petrobrás*, 1, 1987, Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/DEPEX: 126-159.
- Matos R.M.D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, **11**:766-791.
- Matos R.M.D. 2000. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic. In: MOHRIAK, W & TALWANI, M., (ed). *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Geophysical Monograph, **115**:331-354.
- Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clayton R.N. 1978. Mechanisms of hydrothermal crystallization of quartz at 250 °C and 15 kbar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**:173-182.
- Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clayton R.N. 1979. Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**:1131-1140.
- McCuaig T.C e Kerrick R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geol. Rev.*, **12**:381-453.
- McQueen, K.G. e Perkins, C. 1995. The nature and origin of a granitoid-related gold deposit at Dargue's Reef, Major's Creek, New South Wales. *Econ. Geol.*, **90**:1646-1662.
- Medeiros V.C. 1995. *Sensoriamento Remoto e Petrografia de Granitóides Brasileiros no Domínio da Zona Transversal, Nordeste do Brasil*. Centro de Tecnologia, Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Dissertação de Mestrado, 148p.

- Mikucki E.J. 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archaean lode-gold systems: a review. *Ore Geol. Rev.*, **13**:307-321.
- Nesbitt B.E., Murowchick J.B., Muehlenbachs K. 1986. Dual origin of gold deposits in the Canadian Cordillera. *Geology*, **14**:506-509.
- Novais F.R.G., Brito Neves B.B., Kawashita K. 1979. Reconhecimento cronoestratigráfico na região noroeste do Ceará. *Atas do 9º Simp. Geol. Nordeste*: 93-110.
- Parks G. A. 1984. Surface and interfacial free energies of quartz. *J. Geophys. Res.* **89**:3997-4008.
- Parry W.T. e Brunh R.L. 1990. Fluid pressure transients on seismogenic normal faults. *Tectonophy.* **179**:335-344.
- Pêcher A., Lespinasse M., Leroy J. 1985. Relations between fluid inclusions trails and regional stress field: a tool for fluid chronology. *Lithos*, **18**:229-327.
- Peng S. e Johnson A.M. 1972. Crack growth and faulting in cylindrical specimens of Chelmsford granite. *Inter. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **9**:37-82.
-
- Pichavant M., Ramboz, C., Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusions data. I. Phase equilibria analysis – a theoretical and geometrical approach. *Chem. Geol.*, **37**:1-27.
- Ponte F.C. e Ponte Filho F.C. 1996. Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe. DNPM, Recife – PE, 68 p.
- Powell, R. e Holland, T.J.B. 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and computer program. *J. Metamorph. Geol.*, **6**:173-204.
- Phillips W.J., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *J. Geol. Soc. London*, **128**:337-359.
- Plumb R., Engelder T., Yale D. 1984. Near-surface in situ stress. Correlation with microcracks fabric within the New Hampshire granites. *J. Geophys. Res.*, **89**:9350-9364.
- Ramboz C., Pichavant M., Weisbrod, A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chem. Geol.*, **37**:29-48.
- Ramdohr, P. 1969. *The Ore Minerals and The Intergrowths*. 2ª ed., Pergamon Press, New York, 1207 p.
- Ramsay J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. In: Carreras J., Cobbold P.R, Means, W.D.; Treagus, S.H. eds., *Shear zones in rocks*. *J. of Struct. Geol.*, **2**:83-99.

- Ramsay J.G. e Huber M.I. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Vol. 1, Strain Analysis. Academic Press. 307 p.
- Ramsay J.G. e Huber M.I. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Vol. 2, Folds and Fractures. Academic Press. 700 p.
- Rangel da Silva J.M., Mariano G., Bittar S.M.B. 1997. Sequência de deformações na faixa Pajeú-Paraíba e suas relações com os eventos Cariris Velhos e Brasileiro S.S. In: SBG, Simp. Geol. do Nordeste, 17, Fortaleza, Atas p. 118-119.
- Ren X., Kowallis B.J., Best M.G. 1989. Paleostress history of the basin and range province in western Utah and eastern Nevada from healed microfracture orientations in granites. *Geology*, 17:487-490.
- Robert F., Boullier A., Firdaous K. 1995. Gold-quartz veins in terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *J. Geophys. Res.*, 100:12861-12879.
- Robert F. e Kelly W.C. 1987. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada. *Econ. Geol.*, 82:1464-1482.
- Roedder E. 1967. Fluid inclusions as samples of ore fluids. In: Barnes, H.L. (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 1^a edition. Holt, Rinehart, and Winston, New York: 515-574.
- Roedder E. 1984. *Fluid Inclusions*. Reviews in Mineralogy. 12, Mineral. Soc. of Amer. 644 p.
- Roedder E. 1977. Fluid inclusions as tools in mineral exploration. *Econ. Geol.*, 72:503-525.
- Roedder E. e Bodnar R.J. 1997. Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Barnes, H.L., (ed) 3^a ed. John Wiley & Sons, New York,: 657-698.
- Sá J.M., Bertrand J.M e Leterrier, J. 1991. Evolution géodynamique et géochronologie (U-Pb, Rb-Sr et K-Ar) de la ceinture plissée d'Orós, NE du Brésil. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, Tome 313, Série II, 231-237.
- Santos E.J. 1993. O episódio magmático de 1,0-0,9 Ga. Do domínio extremo Nordeste. Atas do 15^o Simp. Geol. Nordeste: 323-324.
- Santos E.J. 1995. *O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de floresta (Pernambuco), Província Borborema*. USP / Instituto de Geociências, Tese de Doutorado, 219p.

- Santos E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. Cong. Bras. Geol., **39**(6):47-50.
- Santos E.J. e Brito Neves B.B. 1984. Província Borborema. In: Almeida, F.F.M. e Hasui, Y (Coords.) *O Pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher,:123-186.
- Santos E.J. e Brito Neves B.B. 1993. Petrogenesis and tectonic setting of Lagoa das Pedras magmatism, Floresta, State of Pernambuco, Borborema Province, Northeastern Brazil. *Anais Acad. Bras. Cienc.*, **65**(1):131-140.
- Santos E.J. e Medeiros V.C 1997. Constranints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Zona Transversal domain, Boborema Province, NE Brazil. II Int. Symp. Granites and Assoc. Mineraliz., Anais, Salvador, Brazil. 237-239.
- Santos E.J., Coutinho M.G.N., Costa M.P.A., Ramalho R. 1984. A região de Dobramento Nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton do São Luiz e as bacias marginais. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derza, G.R.; Asmus, H.E. eds. *Geologia do Brasil* Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. Departamento Nacional da Produção Mineral: 131-189.
- Santos E.J., Oliveira R.G, Paiva I.P. 1997. Terrenos do Domínio Transversal da Província Borborema: controles sobre acreção e retrabalhamento crustais ao sul do Lineamento Patos. XVII SBG Simpósio de Geol. do Nordeste (Fortaleza, CE), Proceedings, **15**:140-144.
- Santos E.J., Wanderley A.A., Veiga JR J.P., Barbosa A.G., Rocha D.A. 1993. Diversidade do magmatismo e compartimentação tectônica do Extremo Nordeste da Província Borborema. Atas do 15º Simp. Geol. Nordeste: 321-322.
- Santos E.J., Van Schmus W.R., Brito Neves B.B. 1994. Investigação geocronológica U/Pb e Sm/Nd em zona de colisão múltipla de arcos na região de Floresta (PE), faixa Pajeú-Paraíba, Província Borborema. Cong. Bras. Geol., **38**, 1:247-249.
- Savage W.Z. 1978. The development of residual stress in cooling rocks bodies. *Geophys. Res. Lett.*, **5**:633-636.
- Secor D.T. 1968. Mechanics of natural extension fracturing at depth in the Earth's crust. *Geol. Surv. Canada, Paper*, **68**(52)3-48.
- Segall P. 1984. Rate-dependant extensional deformation resulting from crack growth in rock. *J. Geophys. Res.* **89**:4185-4195.

- Seward, T.M. 1973. Thio-complexes of gold and transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **17**:379-399.
- Seward, T.M. 1991. The hydrothermal geochemistry of gold. In *Gold Metalogeny and Exploration*, ed. Foster, R.P., Blackie, 432p.
- Sial A.N. 1986. Granite types in Northeast Brazil: current knowledge. *Rev. Bras. Geociências*, **16**:54-72.
- Sial A.N. e Ferreira V.P. 1988. Brasileiro age peralkaline plutonic rocks of the Central structural domain, NE Brazil. *Rendiconti della Soc. Italiana Miner. Petrol.*, **43**:307-342.
- Sial A.N. e Ferreira V.P. 1990. Granitoids in northeastern Brazil: oxygen and sulfur isotope compositions and depths of emplacement. *J. South Amer. Earth Sci.*, **3**:103-112.
- Sibson R.H. 1981. Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models. In: D.W. Simpson and P.G. Richards (eds.), *Earthquake prediction: An international review*. Maurice Ewing, 4, A.G.U., Washington, D.C.: 593-603.
- Sibson R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, **133**:191-214.
- Sibson R.H., Moore J.McM., Ranking A.H. 1975. Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism. *J. Geol. Soc. London*, **131**:653-659.
- Silva Filho M.A. 1984. A faixa de dobramento Piancó: síntese do conhecimento e novas considerações. 33º Cong. Bras. Geol., **7**:3337-3347.
- Silva Filho M.A. 1993. Os grupos Salgueiro e Cachoeirinha no contexto do sistema de dobramento Pinacó-Alto Brígida. *Bol. 15º Simp. Geol. Nordeste*: 309-311.
- Silveira F.V. 1997. *Mapeamento Geológico, Controle Estrutural e Atividade Hidrotermal do Distrito Aurífero de Itapetim (PE-PB)*. Relatório de Graduação do Curso de Geologia da UFRN, 59p.
- Simmons G. e Richeter D. 1976. *Microcracks in rocks*. In: R.G.J. Sterns (ed.), *The Physics and Chemistry of Minerals and Rocks*. Wiley, New York, N.Y.:105-137.
- Suzuoki T. e Epstein S. 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim, Cosmochim. Acta*, **40**:1229-1240.
- Schild M., Vollbrech A., Siegesmund S, Reutel Chr. 1998. Microcracks in granite cores from the EPS-1 geothermal drill hole, Soultz-sous-Forêts (France): paleostress directions, paleofluids and crack-related Vp-anisotropies. *Geol. Rundsch*, **86**:775-785.

- Sherlock R.S., Jowett E.C., Smith B.D., Irish D.E. 1993. Distinguishing barren and auriferous veins in the Sigma Mine, Val d'Or, Quebec. *Can. J. Earth Sci.*, **30**:413-419.
- Smith T.J., Cloke P.L., Kesler S.E. 1984. Geochemistry of fluid inclusions from the McIntyre Holling gold deposit, Timmins, Ontario, Canada. *Econ. Geol.* **79**:1265-1285.
- Smith T.J. e Kesler S.E. 1985. Relation of fluid inclusion geochemistry to wallrock alteration and lithogeochemical zonation at the Hollinger-McIntyre gold deposit, Timmins, Ontario, Canada. *Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*, **78** (876):35-46.
- Spear, F.S. e Peacock, S.M. 1990. *Metamorphic P-T-path: Program manual and computer exercises for calculation of metamorphic phase equilibria, pressure-temperature-time paths and thermal evolution of orogenic belts*. Am. Geophys. Union, Washington, USA, 188p.
- Spooner E.T.C. 1991. The magmatic model for the origin of Archean Au-quartz veins ore systems: An assessment of the evidence. In *Proc. Of Brazil Gold'91, The Economics Geology Geochemistry and Genesis of Gold deposits*, (ed. Ladeira, E. A.), Balkema, Rotterdam, 313-318.
- Streckeisen A.L. 1974. Classification and nomenclature of igneous rocks. Recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geol. Rundsch.* **63**:773-786
- Tapponier P. e Brace W.F. 1976. Development of stress induced microcracks in Westerly granite. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci.*, **13**:103-112.
- Taylor H.P. 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In *Geochemistry of hydrothermal mineral Deposits*. Barnes, H. L. (ed.), John Wiley and Sons, New York.
- Tullis J.A. 1977. Preferred orientation of quartz produced by slip plane strain. *Tectonoph.*, **39**:87-102.
- Tuttle O.F. 1949. Structural petrology of planes of liquid inclusions. *J. Geol.*, **57**:331-356.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B. B., Hackspacher P. C., Babinski M. 1993. Identification of crustal blocks in Northeast Brazil using Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Anais do 2º Simp. Cráton São Francisco*: 239-242.

- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P.C., Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *J of South Amer. Earth Sci.*, **8** (3/4):267-288.
- Vaucher A., Amaro V.E., Archanjo C.L., Arthaud M., Bouchez J.L., Caby R., Corsini M., Egydio da Silva M., Jardim de Sá E.F., Neves S.P., Sá J.M., Sial A.N. 1992. The Borborema shear zone system: a tectonic model. *37º Cong. Bras. Geol., Bol. Res. Exp.*, **2**:371-372.
- Vaucher A e Egydio da Silva M. 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: the West-Pernambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology*, **20**:1007-1010.
- Vaucher A., Neves S.P., Caby R., Corsini M., Egydio da Silva M., Arthaud M., Amaro V.E. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Jour. of South American Earth Sciences* **8**:247-266.: a tectonic model. *37º Cong. Bras. Geol., Bol. Res. Exp.*, **2**:371-372.
- Viljoen M.J. 1984. Archaean gold mineralization and komatiites in southern Africa. In *Gold'82, The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*, (ed. Foster, R.P.), Balkema, Rotterdam,:595-627.
- Vollbrech A., Rust S., Weber K. 1991. Development of microcracks in granites during cooling and uplift: examples from the Variscan basement in NE-Bavaria (FRG). *J. Struct. Geol.*, **13**:787-799.
- Vollbrech A., Dürrast H, Kraus J., Weber K. 1994a. Paleostress directions deduced from microcracks fabrics in KTB core samples and granites from the surrounding area. *Sci Drill.* **4**:233-241.
- Vollbrech A., Michael, S., Olsen N.O. 1999. Crystallographic orientation of microcracks in quartz and inferred deformation processes: a study on gneisses from the German Continental Deep Drilling Project (KTB). *Tectonoph.*, **303**:279-297.
- Walter J.V. e Helgeson H.C. 1977. Calculation of the thermodynamic properties of aqueous silica and solubility of quartz and its polymorphs at high pressure and temperature. *Amer. J. Sci.*, **277**:1315-1351.
- Wanderley A.A. 1990. Monteiro, folha SB.24-Z-D-IV. Carta geológica, carta metalogenético-previsional, escala 1:100.000: Brasília, DNPM, PLGB, 100p.

- Watson E.B. e Brenan J.M. 1987. Fluids in the lithosphere. 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO₂-H₂O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **85**:497-515.
- Walther J.V. e Orville P.M. 1982. Volatile production and transport in regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**:252-257.
- Wilkins R.W.T. e Barkas J.P. 1978. Fluid inclusions, deformation and recrystallization in granite tectonites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**:293-299.
- Wilkinson J.J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**:229-272
- Winkler, H.G.F. 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 5^a ed., Springer-Verlag, New York. 348 p.
- Wood P.C., Burrows D.R., Thomas A.V., Spooner E.T.C. 1986. The Hollinger-McIntyre Au-quartz veins system, Timmins, Ontario, Canada; geologic characteristics fluid properties and light stable isotope geochemistry. In *Gold'86 Canadian Precambrian Gold Deposits Re-Interpreted*, (ed. Macdonald, A. J.) Konsult International, Toronto, 56-80.
- Wise D.U. 1964. Microjointing in basement, middle Rocky Mountains of Montana and Wyoming: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **75**:287-306.
- Wise D.U., Dunn D.E., Engelder J.T., Geiser P.A., Hatcher, R.D., Kish S.A., Odom A.L., Schamel S. 1984. Fault-related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, **12**:391-394.
- White S.H., Burrows S.E., Carreras J., Shaw N.D., Humphreys F.J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. In: Carreras, J.; Cobbold, P.R.; Ramsay, J.G.; White, S.H. eds., *Shear zones in rocks*. *J. of Struct. Geol.*, **2**:175-187.
- Xavier, R. P. 1991. *The role of microstructural and fluid processes in the genesis of gold-bearing shear zones: Fazenda Maria Preta mine, Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil*. PhD thesis. Southampton Univ., 241p.
- Xavier R.P., Foster R.P., Burke E. 1991. Post-entrapment modifications of inclusion fluids: Implication for modelling of fluid chemistry and gold precipitation in mesothermal gold deposits. In *Plinius - Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*. **5**:249-250.
- Xavier, R. P.; Foster, R.P.; Fallicks, A. E.; Alderton, D. H. M., 1994 – Potential fluid reservoirs for mesothermal gold deposits in the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Comunicaciones, universidad de Chile*, **45**:13-22.

- Xavier R.P. e Foster R.P. 1999. Fluid evolution and chemical controls in the Fazenda Maria Preta (FMP) gold deposits, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Chem. Geol.*, **154**:133-154.
- Xu G. 1997. Fluid inclusions in crack-seal veins at Dugald River, Mount Isa Inler: implications for paleostress states and deformations conditions during orogenesis. *J. of Struct. Geol.*, **19** (11):1359-1363.
- Yardley B.W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman scientific Technical, New York, 248p.
- Zheng Y.F. 1993b. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth Planet. Sci. Lett.* **120**:247-263.
-

ANEXOS

Anexo 2.3.1A - Tabelas com os resultados das análises químicas da Clorita inclusa no veio de quartzo, usados para o cálculo da temperatura de formação da Clorita	170
Anexo 2.3.1B - Tabelas com os resultados das análises químicas da Clorita inclusa no veio de quartzo, usados para o cálculo da temperatura de formação da Clorita	171
Anexos 2.3.1C - Tabelas com os resultados das análises química da Clorita inclusa no gnaiss milonítico, usados para o cálculo da temperatura de formação da Clorita	172
Anexo 2.3.1D - Tabelas com os resultados das análises química da Clorita inclusa no gnaiss milonítico, usados para o cálculo da temperatura de formação da Clorita	173
Anexo 2.3.1E - Tabelas com resultados das análises químicas da paragénesse Granada-Biotita-Feldspato-Muscovita, usados para o cálculo Termobarométrico	174
Anexo 2.3.1F - Tabelas com resultados das análises químicas da paragénesse Granada-Biotita-Feldspato-Muscovita, usados para o cálculo Termobarométrico	175
Anexo 4.1A - Tabela com resultados microtermométricos (medido e calculado) das inclusões fluidas do tipo I conjuntamente com as atitudes de eixo-c e d microfraturas (PIFs)	176
Anexo 4.1B - Tabela com resultados microtermométricos (medido e calculado) das inclusões fluidas do tipo II conjuntamente com as atitudes de eixo-c e d microfraturas (PIFs)	181
Anexo 4.1C - Tabela com resultados microtermométricos (medido e calculado) das inclusões fluidas tipo do III conjuntamente com as atitudes de eixo-c e d microfraturas (PIFs)	183

OBSERVAÇÕES

*O cálculo da fórmula mineral (cálculo dos cátions) mostrado nas planilhas de 2.3.1A até F, foi realizado como base no proposto por Deer et al. (1985) Apêndice 1 p. 545-547.

*Para o cálculo da temperatura de formação da Clorita (Anexos 2.3.1A - D) foi usada a seguinte equação empírica definida por Cathelineau (1988);

$$T (^{\circ}\text{C}) = 321.9772 \times \text{Al}_{(\text{iv})}/2 - 61.9229, \text{ onde}$$

321.9772 e -61.9229 = Valores Constantes;

- $Al_{(iv)}$ = quantidade de Alumínio medido que ocupa a posição tetraédrica.
- $Al_{(iv)} \text{ medido} = 8 - Si_{(iv)}$
- O cálculo dos cátions (fórmula química) foi efetuado para a Clorita com base em 28 oxigênios.

*Para as tabelas 2.3.1E e F, o cálculo dos cátions para os minerais representados por Biotita, Granada, Plagioclásio e Muscovita foi efetuado na seguinte base de oxigênio:

- Biotita = 28 oxigênios
- Granada = 24 oxigênios
- Plagioclásio = 8 oxigênios
- Muscovita = 28 oxigênios

*As abreviaturas usadas nas tabelas 4.1A, B e C (dados microtermométricos de inclusões fluidas) são as mesmas empregadas na tabela 4.1 do Capítulo 4. Na Tabela 4.1A, c representa que a inclusão crepitou. O valor entre parêntese ao lado de c representa a temperatura de crepitação quando foi possível medir.

*Os valores de atitude dos Planos de Inclusões Fluidas (PIF) mostrado das tabelas 4.1A, B e C estão em notação Clar. Os dados de eixo-c e planos de microfraturas foram tratados no aplicativo StereoNet versão 3.03.

*Os dados completos com os valores das atitudes medidas de eixo-c e planos de microfraturas não colocado no anexo deste trabalho estão em poder do autor, estando disponível para consulta por parte dos interessados. No total são 114 páginas.

Anexo 2.3.1 A - Análise Química Mineral da Clorita em Veio de Quartzo

Anexo 2.3.1 A - Análise Química Mineral da Clorita em Veio de Quartzo															
Tipo de Rocha		Minério de Sertãozinho (Veio de Quartzo)							Minério de Piedade (Veio de Quartzo)						
Ident. da Amostra	HM69P1	HM69P2	HM69P3	HM69P4	HM69P5	HM69P6	HM69P7		HM84P1	HM84P2	HM84P3	HM84P4	HM84P5	HM69P8	HM69P9
SiO ₂	22,485	21,931	22,580	22,800	22,669	22,652	23,232		22,817	23,003	28,410	23,048	22,701	22,796	22,770
TiO ₂	0,036	0,081	0,000	0,045	0,000	0,000	0,054		0,009	0,000	0,000	0,181	0,018	0,082	0,036
Al ₂ O ₃	20,913	21,346	20,793	20,301	20,831	20,733	20,159		20,175	20,271	20,467	19,980	20,209	20,295	20,905
Cr ₂ O ₃	0,018	0,001	0,015	0,000	0,022	0,049	0,019		0,018	0,039	0,007	0,000	0,000	0,004	0,057
MgO	3,670	3,298	3,427	3,570	3,587	3,571	3,608		3,732	3,494	3,408	3,948	4,073	3,851	3,779
CaO	0,000	0,001	0,000	0,000	0,009	0,016	0,016		0,000	0,064	0,021	0,054	0,000	0,006	0,003
MnO	0,604	0,649	0,609	0,498	0,594	0,573	0,666		0,679	0,658	0,554	0,645	0,545	0,570	0,599
FeO _t	40,244	41,291	40,435	40,264	41,108	41,202	40,346		40,679	40,499	40,285	40,544	40,415	40,360	40,637
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O	0,016	0,000	0,000	0,019	0,000	0,000	0,011		0,002	0,037	0,000	0,036	0,003	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,325	0,557	0,138	0,000	0,000		0,232	0,600	0,233	0,000	0,000	0,279	0,000
Cl	0,005	0,000	0,009	0,000	0,010	0,004	0,005		0,006	0,014	0,000	0,000	0,008	0,022	0,008
H ₂ O	10,424	10,430	10,200	10,028	10,404	10,479	10,445		10,268	10,051	11,193	10,464	10,409	10,241	10,516
total	98,415	99,028	98,390	98,079	99,369	99,276	98,558		98,614	98,727	98,051	98,897	98,377	98,503	99,307
O=F=Cl	0,001	0,000	0,139	0,235	0,060	0,001	0,001		0,099	0,256	0,098	0,000	0,002	0,122	0,002
Total	98,414	99,028	98,251	97,844	99,309	99,275	98,557		98,515	98,471	97,953	98,897	98,375	98,381	99,305
Si	5,174	5,004	5,231	5,315	5,194	5,186	5,335		5,274	5,338	60030	5,285	5,232	5,269	5,194
Ti	0,006	0,014	0,000	0,008	0,000	0,000	0,009		0,002	0,000	0,000	0,031	0,003	0,014	0,006
Al	5,674	5,778	5,679	5,579	5,626	5,596	5,458		5,498	5,545	50122	5,401	5,491	5,531	5,622
Cr	0,003	0,000	0,003	0,000	0,004	0,009	0,003		0,003	0,007	0,001	0,000	0,000	0,001	0,010
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,259	1,131	1,183	1,240	1,255	1,218	1,234		1,286	1,208	1,078	1,349	1,399	1,327	1,285
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,004	0,004		0,000	0,016	0,005	0,013	0,000	0,001	0,001
Mn	0,118	0,126	0,12	0,098	0,115	0,111	0,13		0,133	0,129	0,100	0,125	0,106	0,112	0,116
Fe	7,745	7,943	7,834	7,850	7,887	7,889	7,749		7,864	7,859	7,151	7,775	7,790	7,802	7,752
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002		0,000	0,005	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000
Total	19,982	20,047	20,049	20,093	20,043	20,013	19,925		20,06	20,109	19,487	19,984	20,021	20,057	19,985
F	0,000	0,000	0,238	0,411	0,100	0,000	0,000		0,170	0,440	0,156	0,000	0,000	0,204	0,000
Cl	0,002	0,000	0,004	0,000	0,004	0,002	0,002		0,002	0,006	0,000	0,000	0,003	0,009	0,003
OH	15,998	16,000	15,759	15,559	15,897	16,000	15,998		15,829	15,555	15,845	16,001	15,999	15,788	15,998
Total	16,000	16,000	16,001	16,001	16,001	16,001	16,000		16,001	16,000	16,001	16,001	16,002	16,000	16,001
Tetraedro (IV)															
Si	5,174	5,044	5,231	5,315	5,194	5,186	5,335		5,274	5,338	60030	5,285	5,232	5,269	5,194
Al	2,826	2,956	2,769	2,685	2,806	2,814	2,665		2,726	2,662	1,970	2,715	2,768	2,731	2,806
Total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000		8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Mg	13,979	12,46	13,121	13,644	13,457	13,378	13,745		14,051	13,325	13,10	14,786	15,225	14,532	14,216
XFe	0,860	0,875	0,869	0,864	0,865	0,866	0,863		0,859	0,867	0,869	0,852	0,848	0,855	0,858
Al (IV) medido	2,826	2,956	2,769	2,685	2,806	2,814	2,665		2,726	2,662	1,970	2,715	2,768	2,731	2,806
Temperatura (°C)															
	392,967	413,889	383,871	370,349	389,867	391,126	367,044		376,908	366,669	255,19	375,239	383,728	377,682	389,826

Anexo 2.3.1 B- Análise Química Mineral da Clorita em Veio de Quartzo

Tipo de Rocha	Minério de Pimenteirás (Veio de Quartzo)										Minério de Gurgueia (Veio de Quartzo)									
	Ident. da Amostra	HMS2P1	HMS2P2	HMS2P3	HMS2P4	HMS2P5	HMS2P6	HMS2P7	HMS2P8	HMS2P9	HMS2P10	HM107P1	HM107P2	HM107P3	HM107P4	HM107P5	HM107P7	HM107P8	HM107P9	HM107P10
SiO ₂		23,068	23,011	23,011	23,145	23,494	22,959	22,775	23,439	23,373	23,239	25,080	23,355	23,631	23,221	23,279	22,691	23,235	23,411	23,232
TiO ₂		0,100	0,127	0,081	0,000	0,063	0,000	0,054	0,000	0,000	0,000	0,009	0,009	0,082	0,109	0,000	0,009	0,000	0,009	0,000
Al ₂ O ₃		20,357	20,511	20,165	19,506	19,111	19,639	19,622	19,215	19,196	19,071	20,599	20,598	20,132	20,426	20,046	19,576	19,613	18,998	19,224
Cr ₂ O ₃		0,019	0,014	0,000	0,034	0,000	0,021	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,013	0,034	0,000	0,000	0,004	0,004	0,000
MgO		3,682	3,729	1,648	2,364	2,913	2,626	2,749	2,516	2,350	2,665	4,564	5,016	4,816	4,278	4,556	1,902	4,505	3,261	2,779
CaO		0,017	0,003	0,000	0,003	0,004	0,000	0,056	0,040	0,000	0,010	0,102	0,078	0,029	0,035	0,017	0,006	0,068	0,008	0,017
MnO		0,658	0,674	0,509	0,551	0,514	0,536	0,525	0,570	0,503	0,477	0,552	0,442	0,551	0,565	0,539	0,481	0,604	0,497	0,506
FeO _x		40,327	41,006	43,927	43,141	42,731	42,842	42,210	43,278	43,282	42,727	36,745	39,211	39,147	40,402	39,878	43,639	40,183	41,690	42,142
Na ₂ O		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,272	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O		0,020	0,033	0,014	0,000	0,001	0,039	0,000	0,082	0,010	0,026	0,035	0,036	0,059	0,018	0,033	0,000	0,027	0,010	0,033
F		0,093	0,000	0,360	0,000	0,091	0,273	0,321	0,000	0,000	0,229	0,000	0,000	0,419	0,000	0,000	0,000	0,000	0,046	0,184
Cl		0,011	0,000	0,001	0,013	0,027	0,034	0,000	0,006	0,010	0,021	0,011	0,009	0,032	0,009	0,028	0,005	0,048	0,000	0,000
H ₂ O		10,403	10,535	10,185	10,355	10,337	10,181	10,108	10,398	10,350	10,165	10,706	10,613	10,312	10,575	10,499	10,260	10,444	10,305	10,197
total		98,751	99,639	99,899	99,109	99,284	99,147	98,432	99,541	99,070	100,070	98,672	99,370	99,220	99,669	98,872	98,566	98,728	98,236	98,310
O=F=Cl		0,042	0,000	0,152	0,003	0,044	0,123	0,135	0,001	0,002	0,101	0,002	0,002	0,184	0,002	0,006	0,001	0,011	0,019	0,077
Total		98,709	99,639	99,747	99,106	99,240	99,024	98,297	99,540	99,068	99,969	98,670	99,368	99,036	99,667	98,866	98,565	98,717	98,217	98,233
Si		5,296	5,240	5,331	5,361	5,426	5,338	5,326	5,407	5,417	5,424	5,619	5,278	5,39	5,267	5,316	5,305	5,331	5,439	5,420
Ti		0,017	0,002	0,014	0,000	0,011	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,014	0,019	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000
Al		5,510	5,507	5,507	5,326	5,204	5,383	5,409	5,226	5,245	5,248	5,44	5,488	5,413	5,462	5,396	5,396	5,305	5,203	5,287
Cr		0,003	0,003	0,000	0,006	0,000	0,004	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,006	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000
Fe ³⁺		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg		1,260	1,266	0,569	0,816	1,003	0,91	0,958	0,865	0,812	0,927	1,524	1,689	1,637	1,446	1,550	0,663	1,540	1,129	0,966
Ca		0,004	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,014	0,010	0,000	0,003	0,024	0,019	0,007	0,009	0,004	0,002	0,017	0,002	0,004
Mn		0,128	0,130	0,100	0,108	0,101	0,106	0,104	0,111	0,099	0,094	0,105	0,085	0,106	0,109	0,104	0,095	0,117	0,098	0,100
Fe		7,743	7,810	8,511	8,357	8,254	8,330	8,255	8,3500	8,389	8,341	6,884	7,411	7,467	7,664	7,616	8,533	7,710	8,100	8,222
Na		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K		0,003	0,005	0,002	0,000	0,000	0,006	0,000	0,012	0,001	0,004	0,005	0,005	0,009	0,003	0,005	0,000	0,004	0,001	0,005
Total		19,966	19,983	20,034	19,975	19,999	20,076	20,078	19,981	19,963	20,04	19,662	19,978	20,046	19,983	19,991	19,996	20,026	19,975	20,004
F		0,068	0,000	0,264	0,000	0,066	0,201	0,237	0,000	0,000	0,169	0,000	0,000	0,302	0,000	0,000	0,000	0,000	0,034	0,136
Cl		0,004	0,000	0,000	0,005	0,011	0,013	0,000	0,002	0,004	0,008	0,004	0,003	0,012	0,003	0,011	0,002	0,019	0,000	0,000
OH		15,929	16,001	15,736	15,996	15,923	15,786	15,763	15,998	15,997	15,824	15,996	15,996	15,686	15,996	15,989	15,999	15,981	15,966	15,865
Total		16,001	16,001	16,000	16,001	16,000	16,000	16,001	16,000	16,001	16,001	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,001	16,000	16,000	16,001
Tetraedro (iv)																				
Si		5,296	5,240	5,331	5,361	5,426	5,338	5,326	5,407	5,417	5,424	5,619	5,278	5,39	5,267	5,316	5,305	5,331	5,439	5,420
Al		2,704	2,760	2,669	2,639	2,574	2,662	2,674	2,593	2,583	2,576	2,381	2,722	2,61	2,733	2,684	2,695	2,669	2,561	2,580
Total		8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Mg		13,993	13,945	6,267	8,896	10,832	9,847	10,399	9,387	8,822	10,003	18,123	18,564	17,981	15,874	16,915	7,207	16,652	12,234	10,515
XFe		0,860	0,861	0,937	0,911	0,892	0,902	0,896	0,906	0,912	0,900	0,819	0,814	0,820	0,841	0,831	0,928	0,833	12,234	0,895
Al (iv) medido		2,704	2,760	2,669	2,639	2,574	2,662	2,674	2,593	2,583	2,576	2,381	2,722	2,610	2,733	2,684	2,695	2,669	2,561	2,580
Temperatura (°C)		373,343	382,327	367,799	362,943	352,414	366,663	368,635	355,496	353,934	352,744	321,47	376,272	358,303	378,105	370,219	371,872	367,771	350,411	353,463

Anexo 2.3.1C - Análise Química Mineral da Clorita em Rocha

Tipo de Rocha		Gnaiss Milonítico de Sertãozinho										Gnaiss Milonítico de Sertãozinho						
Ident. da Amostra	HM03P1	HM03P2	HM03P3	HM03P4	HM03P5	HM03P6	HM03P7	HM03P8	HM03P9	HM03P10		HM39P1	HM39P2	HM39P3	HM39P4	HM39P5	HM39P6	HM39P7
SiO ₂	22,637	22,917	21,728	21,652	22,136	22,372	22,136	22,917	22,376	22,562		23,433	24,391	23,359	24,336	22,909	23,907	23,916
TiO ₂	0,000	0,045	0,018	0,000	0,000	0,000	0,126	0,036	0,018	0,009		0,027	0,000	0,110	0,182	0,073	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	19,456	19,634	20,078	20,160	20,158	20,115	19,522	18,980	19,135	19,644		19,744	19,137	19,354	19,185	19,755	19,632	19,841
Cr ₂ O ₃	0,010	0,014	0,004	0,000	0,000	0,018	0,027	0,000	0,008	0,030		0,000	0,008	0,000	0,000	0,017	0,032	0,000
MgO	1,078	1,503	0,282	0,350	1,507	0,567	0,992	0,176	0,476	0,199		6,060	6,060	5,846	6,584	6,336	6,247	6,341
CaO	0,004	0,018	0,027	0,021	0,035	0,000	0,000	0,022	0,028	0,011		0,030	0,074	0,086	0,096	0,088	0,137	0,135
MnO	0,319	0,284	0,387	0,359	0,328	0,364	0,284	0,336	0,284	0,295		0,149	0,119	0,135	0,135	0,127	0,075	0,184
FeO _i	45,134	44,190	46,509	45,840	45,102	45,236	44,971	46,117	46,245	45,359		38,580	38,382	35,649	37,132	38,955	36,784	36,288
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O	0,039	0,003	0,033	0,025	0,030	0,000	0,000	0,056	0,001	0,050		0,092	0,066	0,121	0,121	0,043	0,067	0,271
F	0,624	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,539	0,000	0,134	0,000		0,000	0,187	0,438	0,000	0,462	0,000	0,000
Cl	0,028	0,020	0,029	0,000	0,000	0,019	0,023	0,000	0,000	0,000		0,000	0,011	0,000	0,028	0,035	0,001	0,000
H ₂ O	9,836	10,284	10,160	10,124	10,301	10,218	9,804	10,165	10,053	10,148		10,568	10,506	10,008	10,619	10,258	10,530	10,556
total	99,163	98,909	99,252	98,528	99,594	98,906	98,421	98,802	98,755	98,304		98,680	98,938	95,103	98,415	99,054	97,409	97,528
O=F+Cl	0,269	0,005	0,007	0,000	0,000	0,004	0,232	0,000	0,056	0,000		0,000	0,081	0,184	0,006	0,202	0,000	0,000
Total	98,894	98,904	99,245	98,528	99,594	98,902	98,189	98,802	98,699	98,304		98,680	98,857	94,919	98,409	98,852	97,409	97,528
Si	5,356	5,344	5,127	5,131	5,156	5,251	5,276	5,409	5,306	5,334		5,320	5,522	5,486	5,495	5,242	5,447	5,436
Ti	0,000	0,008	0,003	0,000	0,000	0,000	0,023	0,006	0,003	0,002		0,005	0,000	0,019	0,031	0,013	0,000	0,000
Al	5,427	5,397	5,585	5,632	5,535	5,565	5,486	5,281	5,350	5,475		5,284	5,108	5,358	5,107	5,329	5,273	5,317
Cr	0,002	0,003	0,001	0,000	0,000	0,003	0,005	0,000	0,001	0,006		0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,006	0,000
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,380	0,522	0,099	0,124	0,523	0,198	0,352	0,062	0,168	0,070		2,050	2,045	2,046	2,216	2,161	2,121	2,148
Ca	0,001	0,004	0,007	0,005	0,009	0,000	0,000	0,006	0,007	0,003		0,007	0,018	0,022	0,023	0,022	0,033	0,033
Mn	0,064	0,056	0,077	0,072	0,065	0,072	0,057	0,067	0,057	0,059		0,029	0,023	0,027	0,026	0,025	0,014	0,035
Fe	8,932	8,618	9,178	9,085	8,785	8,879	8,964	9,104	9,172	8,968		7,325	7,267	7,002	7,012	7,454	7,009	6,898
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,006	0,000	0,005	0,004	0,004	0,000	0,000	0,008	0,000	0,008		0,013	0,010	0,018	0,017	0,006	0,010	0,039
Total	20,168	19,952	20,083	20,053	20,077	19,969	20,164	19,944	20,065	19,924		20,033	19,993	19,978	19,926	20,254	19,914	19,906
F	0,467	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,406	0,000	0,101	0,000		0,000	0,134	0,325	0,000	0,334	0,000	0,000
Cl	0,011	0,008	0,012	0,000	0,000	0,008	0,009	0,000	0,000	0,000		0,000	0,004	0,000	0,011	0,014	0,000	0,000
OH	15,522	15,993	15,989	16,000	16,001	15,993	15,585	16,001	15,900	16,000		16,001	15,862	15,675	15,991	15,653	16,000	16,001
Total	16,000	16,001	16,000	16,000	16,001	16,001	16,000	16,001	16,000	16,000		16,001	16,000	16,000	16,001	16,001	16,001	16,001
Tetraedro (IV)																		
Si	5,356	5,344	5,127	5,131	5,156	5,251	5,276	5,409	5,306	5,334		5,320	5,522	5,486	5,495	5,242	5,447	5,436
Al	2,644	2,656	2,873	2,869	2,844	2,749	2,724	2,591	2,694	2,666		2,680	2,478	2,514	2,505	2,758	2,553	2,564
Total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000		8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Mg	4,082	5,715	1,069	1,342	5,620	2,185	3,782	0,675	1,801	0,776		21,869	21,957	22,614	24,011	22,471	23,233	23,745
XFe	0,959	0,943	0,989	0,987	0,944	0,978	0,962	0,993	0,982	0,992		0,781	0,780	0,774	0,760	0,775	0,768	0,763
Al (IV) medido	2,644	2,656	2,873	2,869	2,844	2,749	2,724	2,591	2,694	2,666		2,680	2,478	2,514	2,505	2,758	2,553	2,564
Temperatura (°C)	363,677	365,712	400,604	399,958	395,988	380,714	376,587	355,170	371,724	367,278		369,555	337,035	342,837	341,387	382,122	349,096	350,874

Anexo 2.3.1D - Análise Química Mineral da Clorita em Rocha

Tipo de Rocha		Gnaiss Milonítico de Piedade								Gnaiss Milonítico de Gurgueia								
Ident. da Amostra	HMI69P1	HMI69P2	HMI69P3	HMI69P5	HMI69P6	HMI69P7	HMI69P8	HMI69P9		HMI34P1	HMI34P2	HMI34P3	HMI34P4	HMI34P5	HMI34P6	HMI34P7	HMI34P8	HMI34P9
SiO ₂	26,594	26,782	26,527	27,263	26,959	26,928	27,605	27,620		22,941	23,361	23,336	22,966	23,391	23,650	23,468	22,310	23,736
TiO ₂	0,028	0,076	0,104	0,085	0,009	0,170	0,000	0,000		0,173	0,100	0,000	0,000	0,000	0,000	0,055	0,054	0,018
Al ₂ O ₃	18,957	18,620	18,794	18,576	18,479	18,349	18,144	18,852		19,060	20,318	19,520	20,319	16,347	19,992	20,155	19,356	19,690
Cr ₂ O ₃	0,044	0,124	0,159	0,034	0,075	0,070	0,168	0,067		0,004	0,026	0,000	0,000	0,055	0,000	0,005	0,000	0,032
MgO	18,210	17,927	18,504	18,947	18,869	18,691	18,603	18,991		5,459	5,807	5,774	5,874	5,329	5,771	5,742	5,295	5,870
CaO	0,021	0,040	0,129	0,039	0,028	0,103	0,079	0,032		0,109	0,099	0,078	0,107	0,224	0,163	0,062	0,192	0,160
MnO	0,540	0,411	0,391	0,414	0,460	0,423	0,414	0,511		0,114	0,165	0,131	0,145	0,131	0,210	0,141	0,152	0,084
FeO _t	22,032	21,697	21,526	21,553	21,455	21,619	21,268	20,686		38,116	37,404	38,979	37,964	41,217	37,052	38,491	39,937	36,807
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O	0,017	0,013	0,034	0,025	0,000	0,006	0,045	0,058		0,170	0,103	0,162	0,176	0,611	0,308	0,158	0,168	0,641
F	0,000	0,000	0,577	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,375	0,000	0,379	0,000	0,139	0,143
Cl	0,000	0,000	0,000	0,009	0,023	0,018	0,000	0,014		0,032	0,000	0,014	0,004	0,000	0,011	0,035	0,001	0,000
H ₂ O	11,384	11,311	11,019	11,497	11,404	11,395	11,436	11,542		10,288	10,546	10,508	10,285	10,188	10,287	10,588	10,254	10,413
total	97,824	96,999	97,761	98,439	97,758	97,769	97,759	98,371		96,463	97,926	98,499	98,212	97,491	97,819	98,896	97,855	97,590
O=F=Cl	0,000	0,000	0,243	0,002	0,005	0,004	0,000	0,003		0,007	0,000	0,003	0,159	0,000	0,162	0,008	0,059	0,060
Total	97,824	96,999	97,518	98,437	97,753	97,765	97,759	98,368		96,456	97,926	98,496	98,053	97,491	97,657	98,888	97,796	97,530
Si	5,605	5,680	5,636	5,688	5,669	5,668	5,791	5,739		5,346	5,314	5,326	5,266	5,508	5,420	5,313	5,187	5,434
Ti	0,004	0,012	0,017	0,013	0,001	0,027	0,000	0,000		0,030	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,009	0,003
Al	4,710	4,656	4,707	4,569	4,581	4,553	4,487	4,618		5,236	5,449	5,252	5,492	4,538	5,401	5,380	5,305	5,314
Cr	0,007	0,021	0,027	0,006	0,012	0,012	0,028	0,011		0,001	0,005	0,000	0,000	0,010	0,000	0,001	0,000	0,006
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	5,719	5,667	5,859	5,891	5,913	5,863	5,816	5,881		1,896	1,969	1,964	2,007	1,870	1,971	1,937	1,835	2,003
Ca	0,005	0,009	0,029	0,009	0,006	0,023	0,018	0,007		0,027	0,024	0,019	0,026	0,057	0,040	0,015	0,048	0,039
Mn	0,096	0,074	0,070	0,073	0,082	0,075	0,074	0,090		0,023	0,032	0,025	0,028	0,026	0,041	0,027	0,030	0,016
Fe	3,883	3,849	3,825	3,761	3,773	3,805	3,731	3,595		7,428	7,116	7,440	7,280	8,117	7,101	7,288	7,765	7,047
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,002	0,002	0,005	0,003	0,000	0,001	0,006	0,008		0,025	0,015	0,024	0,026	0,092	0,045	0,023	0,025	0,094
Total	20,032	19,969	20,174	20,013	20,037	20,027	19,951	19,949		20,012	19,942	20,051	20,125	20,218	20,019	19,994	20,203	19,955
F	0,000	0,000	0,388	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,272	0,000	0,275	0,000	0,102	0,104
Cl	0,000	0,000	0,000	0,003	0,008	0,006	0,000	0,005		0,013	0,000	0,005	0,002	0,000	0,004	0,013	0,000	0,000
OH	16,000	16,000	15,613	15,997	15,992	15,995	16,000	15,995		15,988	16,000	15,995	15,727	16,000	15,722	15,987	15,898	15,898
TOTAL	16,000	16,000	16,001	16,000	16,000	16,001	16,000	16,000		16,001	16,000	16,000	16,001	16,000	16,001	16,001	16,001	16,001
Tetraedro (IV)																		
Si	5,605	5,680	5,636	5,688	5,669	5,668	5,791	5,739		5,346	5,314	5,326	5,266	5,508	5,420	5,313	5,187	5,434
Al	2,395	2,320	2,364	2,312	2,331	2,332	2,209	2,261		2,654	2,686	2,674	2,734	2,492	2,580	2,687	2,813	2,566
Total	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000		8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Mg	59,561	59,553	60,503	61,037	61,047	60,640	60,918	62,063		20,333	21,670	20,884	21,613	18,725	21,725	21,001	19,111	22,130
XFe	0,404	0,404	0,395	0,390	0,390	0,394	0,391	0,379		0,797	0,783	0,791	0,784	0,813	0,783	0,790	0,809	0,779
Al (IV) medido	2,395	2,320	2,364	2,312	2,331	2,332	2,209	2,261		2,654	2,686	2,674	2,734	2,492	2,580	2,687	2,813	2,566
Temperatura (°C)	323,712	311,509	318,687	310,291	313,402	313,583	293,686	302,054		365,380	370,422	368,551	378,280	339,262	353,465	370,609	391,014	351,227

Anexo 2.3.1E - Análise Química mineral usada para o Cálculo de Pressão e Temperaturas

Amostra HM 06

Biotita		Granada					Feldspato				Muscovita		
	HM06P14		HM06P8	HM06P9	HM06P10	HM06P11		HM06P21	HM06P22	HM06P24		HM06P17	HM06P18
	Borda		Centro	Borda	Centro	Borda		Centro	Borda	Borda		Borda	Borda
SiO ₂	35,051	SiO ₂	36,864	37,040	36,861	36,778	SiO ₂	62,887	62,853	62,487	SiO ₂	47,191	46,357
TiO ₂	2,182	TiO ₂	0,034	0,000	0,049	0,000	Al ₂ O ₃	22,693	23,409	23,300	TiO ₂	0,964	0,467
Al ₂ O ₃	17,436	Al ₂ O ₃	20,304	20,074	20,291	20,109	MgO	0,007	0,010	0,003	Al ₂ O ₃	34,180	34,888
Cr ₂ O ₃	0,013	Cr ₂ O ₃	0,034	0,021	0,000	0,000	CaO	4,458	4,823	4,706	Cr ₂ O ₃	0,031	0,001
MgO	7,295	Fe ₂ O ₃	0,299	0,486	0,283	0,362	FeO	0,007	0,056	0,056	MgO	0,808	0,640
CaO	0,033	MgO	1,374	1,252	1,365	1,241	Na ₂ O	7,151	7,234	6,978	CaO	0,007	0,041
MnO	0,121	CaO	2,347	2,341	2,383	2,264	K ₂ O	0,064	0,056	0,068	MnO	0,004	0,000
FeO	19,423	MnO	6,817	7,238	6,622	7,137	Total	97,267	98,441	97,598	FeO _t	1,595	1,754
Na ₂ O	0,020	FeO _t	32,447	32,634	32,431	32,510					Na ₂ O	0,460	0,594
K ₂ O	8,750	Total	100,221	100,600	100,002	100,039	Si	2,832	2,830	2,807	K ₂ O	7,468	7,691
F	0,551						Al	1,205	1,231	1,234	F	0,000	0,000
Cl	0,041	Si	6,0105	6,0309	6,0182	6,0199	Mg	0,000	0,001	0,000	Cl	0,005	0,017
H ₂ O	3,440	Ti	0,0042	0,0000	0,0060	0,0000	Ca	0,215	0,230	0,227	H ₂ O	4,470	4,439
Total	94,356	Al	3,9028	3,8533	3,9056	3,8804	Fe	0,000	0,002	0,002	Total	97,183	96,889
O=F	0,551	Cr	0,0040	0,0027	0,0000	0,0000	Na	0,304	0,313	0,304	O=F	0,000	0,000
O=Cl	0,041	Mg	0,3399	0,3038	0,3321	0,3027	K	0,002	0,002	0,002	O=Cl	0,005	0,017
Total	93,764	Ca	0,4100	0,4084	0,4169	0,3971	Total	4,566	4,581	4,576	Total	97,178	96,872
		Mn	0,9415	0,9982	0,9158	0,9895							
Si	7,31	Fe	4,4244	4,4438	4,4282	4,4503	ANORTITA	40,652	42,301	42,550	Si	8,172	8,083
Ti	0,342	Total	16,0300	16,0411	16,0229	16,0399	ALBITA	59,000	57,406	57,084	Ti	0,126	0,061
Al	4,287						ORTOCLÁSIO	0,347	0,292	0,366	Al	6,978	7,171
Cr	0,002	Mg	7,017	6,399	6,977	6,369					Cr	0,004	0,006
Mg	2,267	MOL%:									Mg	0,209	0,016
Ca	0,007	ALMANDINA	72,415	72,207	72,677	72,485					Ca	0,001	0,008
Mn	0,021	GROSSULÁRIA	6,711	6,636	6,842	6,467					Mn	0,001	0,000
Fe	3,388	PIROPO	5,465	4,937	5,451	4,931					Fe	0,231	0,256
Na	0,004	ESPESSARTITA	15,409	16,220	15,030	16,117					Na	0,077	0,100
K	1,164										K	0,825	0,855
Total	18,793										Total	16,624	16,701
F	1,164												
Cl	0,014												
OH	4,786												
Total	5,964												

Anexo 2.3. 1F - Análise Química Mineral usada para o Cálculo de Pressão e Temperatura

AMOSTRA HM 99

Biotita				Granada										Muscovita		Feldspato					
	HM99P4	HM99P34	HM99P35		HM99P2	HM99P5	HM99P6	HM99P7	HM99P8	HM99P9	HM99P10	HM99P11		HM99P37		HM99P43	HM99P44	HM99P46	HM99P47		
	Borda	Borda	Borda		Centro	Intermed.	Borda	Centro	Intermed.	Borda	Centro	Borda		Borda		Centro	Borda	Centro	Centro		
SiO ₂	34,760	35,085	35,131		SiO ₂	37,363	37,536	37,323	37,685	37,537	37,113	37,494	37,107	SiO ₂	48,002		SiO ₂	62,945	63,992	63,554	62,988
TiO ₂	2,191	1,752	1,911		TiO ₂	0,086	0,015	0,037	0,088	0,110	0,007	0,039	0,044	TiO ₂	0,476		Al ₂ O ₃	24,404	23,948	23,642	23,753
Al ₂ O ₃	19,112	18,906	18,615		Al ₂ O ₃	20,785	20,874	20,666	20,904	20,743	20,799	20,827	20,785	Al ₂ O ₃	36,475		MgO	0,000	0,000	0,012	0,000
Cr ₂ O ₃	0,015	0,046	0,055		Cr ₂ O ₃	0,024	0,000	0,000	0,020	0,000	0,025	0,043	0,000	Cr ₂ O ₃	0,049		CaO	5,324	4,812	4,709	4,784
MgO	7,921	7,992	7,711		Fe ₂ O ₃	0,433	0,421	0,398	0,434	0,512	0,206	0,337	0,268	MgO	0,854		FeO	0,085	0,096	0,056	0,170
CaO	0,074	0,006	0,040		MgO	2,204	2,137	1,350	2,191	1,903	1,557	1,569	1,441	CaO	0,003		Na ₂ O	7,397	7,799	8,049	7,853
MnO	0,204	0,089	0,118		CaO	4,328	3,998	3,705	4,727	4,766	3,765	2,388	3,104	MnO	0,000		K ₂ O	0,073	0,095	0,068	0,082
FeO	21,726	21,143	21,449		MnO	2,145	2,441	7,094	1,965	2,633	5,629	6,724	6,984	FeO	1,269		Total	100,228	100,742	100,090	99,630
Na ₂ O	0,047	0,000	0,000		FeO	33,583	33,571	33,548	33,584	33,662	33,356	33,487	33,418	Na ₂ O	0,557						
K ₂ O	9,267	9,639	9,325		Total	100,518	100,572	103,723	101,164	101,354	102,251	102,571	102,883	K ₂ O	8,153		Si	2,766	2,795	2,796	2,785
F	0,420	0,106	0,893											F	0,000		Al	1,264	1,233	1,226	1,238
Cl	0,013	0,000	0,005		Si	5,990	6,021	5,921	6,007	5,996	5,935	5,978	5,922	Cl	0,000		Mg	0,000	0,000	0,001	0,000
H ₂ O	3,672	3,818	3,397		Ti	0,010	0,002	0,004	0,011	0,013	0,001	0,005	0,005	H ₂ O	4,616		Ca	0,251	0,225	0,222	0,227
Total	99,422	98,582	98,650		Al	3,935	3,947	3,865	3,928	3,906	3,922	3,915	3,911	Total	100,454		Fe	0,003	0,004	0,002	0,006
O=F	0,420	0,106	0,893		Cr	0,003	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	0,005	0,000	O=F	0,000		Na	0,315	0,330	0,343	0,337
O=Cl	0,013	0,000	0,005		Mg	0,527	0,511	0,319	0,520	0,453	0,371	0,373	0,343	O=Cl	0,000		K	0,002	0,003	0,002	0,002
Total	98,989	98,476	97,752		Ca	0,745	0,687	0,630	0,807	0,816	0,645	0,408	0,531	Total	100,454		Total	4,602	4,589	4,591	4,596
					Mn	0,292	0,332	0,953	0,265	0,356	0,763	0,908	0,944								
					Fe	4,510	4,504	4,451	4,477	4,497	4,461	4,465	4,461								
					Total	16,021	16,004	16,143	16,018	16,038	16,101	16,057	16,117								
					Mg	10,470	10,188	6,631	10,415	9,152	7,679	7,706	7,136								
					MOL%:																
					ALMANDINA	74,252	74,646	70,059	73,754	73,456	71,494	72,557	71,047								
					GROSSULARIA	12,260	11,389	9,913	13,300	13,325	10,339	6,629	8,455								
					PIROPO	8,684	8,467	5,024	8,574	7,400	5,947	6,058	5,459								
					ESPESSARTITA	4,803	5,497	15,005	4,371	5,819	12,220	14,756	15,039								

		18		-56,9	c(368)	0,3									
		19	6	-57,1	395	0,5	0,77	0,918	7,376	0,238	0,002	0,741	0,018	27,21	
		20,3		-57,5	c	0,3									
		18,3	6,2	-57,3	386	0,6	0,77	0,921	7,047	0,235	0,005	0,743	0,017	27,09	
		20,7		-58	c	0,3									
		23,1	7	-57,1	296	0,6	0,72	0,889	5,681	0,226	0,002	0,757	0,014	27,6	
		10,8	9,1	-56,9	365	0,6	0,84	0,932	1,809	0,254	0,003	0,739	0,004	26,67	
		18,7	6,2	-56,9	374	0,6	0,72	0,923	7,044	0,226	0,002	0,754	0,018	26,7	
		18,5		-57,3	c(393)	0,4									
		8,3	9	-58,6	381	0,6	0,84	0,944	2,337	0,244	0,013	0,738	0,005	26,383	
		18,7	6,1	-57,3	378	0,5	0,77	0,92	7,211	0,238	0,002	0,742	0,018	27,15	
		18,3		-56,7	385	0,6									
		8,4		-58,7	381	0,5									
		20,5		-57,2		0,4									
		17,9	6	-57,1	383	0,6	0,78	0,924	7,376	0,24	0,002	0,739	0,018	27,1	
		18,5		-57,5	c(390)	0,3									
		23,8	5,9	-57,5	265	0,7	0,71	0,891	7,54	0,224	0,002	0,755	0,002	27,66	
		18,1		-57,3	393	0,6									
		17,9	6	-57,3		0,6	0,78	0,924	7,376	0,24	0,002	0,739	0,002	27,1	
		18,5		-57,2		0,4									
		20,3		-57,3	393	0,5									
		9,2	6,8	-56,9	385	0,6	0,85	0,956	6,027	0,256	0,003	0,727	0,014	26,48	
		18,9		-58,1	318	0,6									
		17,8	6,9	-57,2	c	0,4	0,77	0,919	5,855	0,236	0,005	0,745	0,014	27,01	
		18,9		-57,5	c(390)	0,3									
		21,5		-57,3	c	0,3									
		18,3	7,5	-56,5	395	0,5	0,792	0,911	4,797	0,246	0	0,743	0,012	27,3	
		20,3		-58	c	0,3									
		21,3	6,5	-57,5	387	0,6	0,74	0,903	6,54	0,229	0,005	0,751	0,016	27,38	
		19,5		-57,3	319	0,7									
		24,1	7,8	-58,1	326	0,6	0,61	0,887	4,256	0,193	0,008	0,788	0,011	26,68	
		18,9	6,5	-57,3	389	0,6	0,76	0,917	6,54	0,236	0,002	0,746	0,016	27,11	
		9,8		-56,8	364	0,5									
		20,7		-57,2	c(390)	0,3									
		16,8	6,3	-57,5	318	0,5	0,78	0,928	6,877	0,238	0,005	0,741	0,017	26,93	
		17,8	5,2	-57,4	336	0,5	0,77	0,931	8,663	0,235	0,005	0,738	0,022	26,99	
		24		-57,1	381	0,8									
		19,3		-57,2		0,3									
		20,5	6,5	-57,5	272	0,8	0,75	0,908	6,54	0,233	0,002	0,748	0,016	27,31	
		19,3	6,3	-56,9		0,4	0,76	0,916	6,877	0,236	0,002	0,754	0,017	27,17	
		18,9	6	-57,3	342	0,6	0,76	0,92	7,376	0,236	0,002	0,744	0,018	27,1	
		20,1	6,8	-57,3	351	0,5	0,75	0,908	6,027	0,231	0,005	0,749	0,015	27,24	
		18,3	6,9	-56,8	385	0,6	0,77	0,917	5,855	0,238	0,002	0,745	0,014	27,1	
		19,6		-56,8		0,3									
		8,3		-58,7	361	0,6									
		18,8	6,8	-57,8	395	0,6	0,75	0,916	6,027	0,229	0,007	0,075	0,015	27	
		18,3		-56,8	c(396)	0,3									
		19,2	7,3	-57,2	281	0,8	0,76	0,909	5,154	0,236	0,002	0,749	0,013	27,178	
		18,5		-57,1		0,3									
		19,3		-57,2		0,3									
		18,8	7	-58,1	395	0,5	0,74	0,915	5,681	0,224	0,009	0,753	0,014	26,91	
		9,7		-56,8	393	0,6									
		18,7	6,1	-57,1	381	0,4	0,77	0,92	7,211	0,238	0,002	0,742	0,018	27,15	
		20,3		-57,8		0,9									
		25,8		-57,2	390	0,5									
		18,4	6,5	-57,9	361	0,5	0,75	0,92	6,54	0,228	0,007	0,748	0,016	26,093	
		12,7		-58,1	375	0,6									
		20,5		-57,5		0,3									
		18,7		-57,2		0,8									
		18,5	6,3	-57,8	361	0,7	0,76	0,92	6,877	0,233	0,005	0,745	0,017	27,03	

HM52	HM52(1)-IA _{1g} GURGUEIA	18,5	6	-57,2	391	0,6	0,77	0,922	7,376	0,238	0,002	0,742	0,018	27,12	
		9,5		-58,9	385	0,6									
		21,7		-57,3	386	0,5									
		18,7		-57,1		0,4									
HM67	HM67(1)-IA _{1g} GURGUEIA	18,5		-57,6		0,4									
		22,1	5,8	-57,3	393	0,6	0,74	0,902	7,703	0,231	0,002	0,747	0,019	27,55	
		18,3		-56,7	381	0,5									
		18,7		-57,1	371	0,5									
	HM67(2)-IA _{1g} GURGUEIA	18,3		-57		0,4									
		18,9		-58	312	0,5									
		9,5	8	-56,7	379	0,5	0,85	0,946	3,89	0,256	0,003	0,732	0,009	26,55	
		18,5	7,3	-57,2	258	0,6	0,77	0,913	5,154	0,238	0,002	0,747	0,013	27,14	
PIF ₂ INTRAGRANULAR (<45°)/TIPO B		Th CO _{2(g)}	Tf elat	TfCO ₂	TH _i	GP	d fCO ₂	d _i	S	XCO ₂	XCH ₄	XH ₂ O	XNaCl	V _i	Altitude do PIF
HM62	HM62(1)-IB ₁ SERTÃOZINHO	21,6		-56,8	360	0,6									
		19,8	6,2	-57,1	291	0,7	0,76	0,913	7,044	0,236	0,002	0,745	0,017	27,27	265 80
		19,6		-56,7	361	0,5									
HM63	HM63(1)-IB ₁ SERTÃOZINHO	15,2		-57,3	312	0,5									
		21,3	6	-57,1	360	0,7	0,73	0,908	7,376	0,226	0,005	0,751	0,018	27,28	154 71
		20,9	5,8	-57,3	305	0,6	0,75	0,91	7,703	0,233	0,002	0,745	0,019	27,39	154 85
		19,6	7,3	-57,1	258	0,7	0,76	0,907	5,154	0,236	0,002	0,749	0,013	27,25	270 76
HM69	HM69(1)-IB ₁ SERTÃOZINHO	21		-56,9	346	0,5									
		19,8	8,2	-57		0,7	0,76	0,899	3,572	0,236	0,002	0,753	0,008	27,31	075 85
		19,1	7,4	-56,9	298	0,7	0,77	0,908	4,975	0,238	0,002	0,747	0,012	27,25	248 69
	HM69(2)-IB ₁ SERTÃOZINHO	21,2	5,8	-57,1	290	0,6	0,74	0,909	7,703	0,231	0,002	0,748	0,019	27,25	265 80
		18,6		-56,9	360	0,7									
		21,2	6,1	-56,8	328	0,5	0,74	0,907	7,211	0,231	0,002	0,749	0,018	27,35	232 76
HM61	HM61(1)-IB ₁ PIEDADE	19,8	5,8	-56,7	236	0,7	0,77	0,915	7,703	0,24	0	0,741	0,019	27,35	255 60
		21,2		-57	356	0,6									
	HM61(2)-IB ₁ PIEDADE	21,2	6,3	-56,8	359	0,5	0,75	0,904	6,877	0,233	0,002	0,747	0,017	27,45	197 62
		19,8	6,5	-57,1	341	0,6	0,76	0,911	6,54	0,236	0,002	0,746	0,016	27,27	333 77
		19,8	6,8	-56,9	340	0,7	0,76	0,909	6,027	0,236	0,002	0,747	0,015	27,27	333 70
HM65	HM65(1)-IB ₁ PIMENTEIRAS	20,9		-57,3	310	0,7									
		21,3		-56,9	291	0,6									
		19,7	8	-57	298	0,7	0,76	0,901	3,89	0,236	0,002	0,752	0,009	27,28	168 71
		21,2	5,9	-56,9	286	0,5	0,75	0,907	7,54	0,233	0,002	0,746	0,019	27,45	168 70
HM52	HM52(1)-IB ₁ GURGUEIA	19		-56,8	290	0,5									
		21	6,1	-57,1	321	0,7	0,75	0,907	7,211	0,233	0,002	0,746	0,018	27,41	172 77
		18,9		-56,9	348	0,6									
		19,4	6,8	-56,9	343	0,7	0,76	0,912	6,027	0,236	0,002	0,747	0,015	27,2	016 81
		21,4	7,3	-57,1	329	0,7	0,74	0,897	5,154	0,231	0,002	0,754	0,013	27,42	023 75
		21	5,7	-56,8	320	0,5	0,75	0,91	7,865	0,233	0,002	0,745	0,02	27,4	023 81
HM67	HM67(1)IB ₁ GURGUEIA	18,8	6,1	-57,3	307	0,6	0,77	0,919	7,211	0,238	0,002	0,742	0,018	27,17	022 73
		21,3		-56,9	351	0,5									
		19,2		-57,1	311	0,7									
		19	6,8	-56,9		0,6	0,77	0,913	6,027	0,238	0,002	0,745	0,015	27,22	229 60
		18,9		-57,1	315	0,7									
		21,4		-57	360	0,6									
		19,8		-56,9	358	0,5									
PIF ₂ INTRAGRANULAR (<45°)/TIPO C		Th CO _{2(g)}	Tf elat	TfCO ₂	TH _i	GP	d fCO ₂	d _i	S	XCO ₂	XCH ₄	XH ₂ O	XNaCl	V _i	Altitude do PIF
HM62	HM62(1)-IC ₁ SERTÃOZINHO	15,7	6,1	-57,1	318	0,8	0,77	0,945	7,211	0,238	0,002	0,742	0,018	26,427	012 09
		13,9		-56,9	316	0,7									
		12,6		-56,7		0,4									
		12,8	9,6	-56,8	287	0,6	0,77	0,923	0,825	0,239	0,002	0,757	0,002	26,039	323 20
		13,5		-56,9	328	0,7									
		12,8		-56,8	c	0,4									
		13,7	6,4	-56,7	312	0,7	0,83	0,94	6,709	0,254	0	0,73	0,016	26,89	212 12

HM63	HM63(1)-IC _i , SERTÃOZINHO	12,8	6,9	-56,7	298	0,7	0,83	0,941	5,855	0,254	0	0,732	0,014	26,77	121 08
		13,6		-56,7	312	0,6									
		14,6	7,2	-56,8	348	0,6	0,81	0,931	5,33	0,247	0,002	0,738	0,013	26,87	122 19
		13,7		-56,7	335	0,5									
		13,9		-56,9	321	0,6									
HM69	HM69(1)-IC _i , SERTÃOZINHO	14,1		-56,7	c	0,4									
		12,9		-56,8	c	0,4									
		13,6	6,6	-56,7	318	0,7	0,82	0,94	6,37	0,249	0,003	0,733	0,015	26,8	085 17
		13,7		-56,7	296	0,6									
		14,1	9,3	-56,7	291	0,6	0,82	0,917	1,418	0,25	0,003	0,744	0,003	26,95	180 05
	HM69(2)-IC _i , SERTÃOZINHO	13,2		-56,9	312	0,7									
		14,3		-56,7	310	0,5									
		13,9		-56,7	289	0,5									
		13,9	6,5	-56,9	317	0,8	0,82	0,939	6,54	0,252	0	0,732	0,016	26,84	180 118
		15,2	6,3	-57,4	321	0,7	0,81	0,934	6,877	0,247	0,002	0,734	0,017	26,94	092 21
		14,7		-56,9	312	0,6									
		13,7		-56,7	289	0,5									
		14,3		-56,8	318	0,6									
		13,5	6,9	-56,7	296	0,8	0,82	0,938	5,855	0,249	0,003	0,734	0,014	26,79	039 15
		13,7		-56,7	296	0,6									
HM61	HM61(1)-IC _i , PIEDADE	12,8		-56,7	296	0,4									
		13,8	6,3	-57,1	316	0,6	0,82	0,941	6,877	0,249	0,003	0,732	0,017	26,82	063 12
		14,1		-56,7	c	0,4									
		13,6		-56,7	298	0,6									
	HM61(2)-IC _i , PIEDADE	13,5	6,5	-57,1	305	0,7	0,83	0,94	6,54	0,251	0,003	0,73	0,016	26,86	100 17
		14,3		-56,7	318	0,5									
		12,9		-56,7	312	0,5									
		13,8		-56,7	312	0,6									
		13,5	6,4	-57,4	328	0,7	0,83	0,941	6,709	0,251	0,003	0,73	0,016	26,86	090 07
		13,6		-56,7	289	0,4									
HM65	HM65(1)-IC _i , PIMENTEIRAS	12,8	6,5	-56,9	318	0,7	0,83	0,943	6,54	0,251	0,003	0,73	0,016	26,77	180 11
		14,5		-56,7	312	0,4									
		13,5	6,4	-57,1	320	0,6	0,82	0,941	6,709	0,249	0,003	0,732	0,016	26,78	078 21
		13,5		-56,8	296	0,5									
		13,6		-56,7	346	0,6									
HM66	HM66(1)-IC _i , PIMENTEIRAS	12,9	6,1	-56,9	309	0,5	0,83	0,946	7,211	0,251	0,003	0,729	0,017	26,77	158 16
		13,5	6,4	-56,9	312	0,6	0,82	0,941	6,709	0,249	0,003	0,732	0,016	26,78	082 27
		12,5		-56,6	312	0,5									
HM52	HM52(1)-IC _i , GURGUEIA	13,9	6,5	-57,1	317	0,6	0,81	0,939	6,54	0,244	0,005	0,735	0,016	26,76	180 10
		13,7		-56,8	308	0,5									
		15,3		-56,8	325	0,5									
		14,7	6	-57,4	341	0,6	0,8	0,94	7,376	0,242	0,005	0,735	0,018	26,78	043 12
		13,8		-56,7	c	0,4									
		15,5		-56,8	296	0,5									
		13,5		-56,7	298	0,5									
HM67	HM67(1)-IC _i , GURGUEIA	12,6		-56,7	316	0,8									
		13,7	6,4	-56,9	321	0,6	0,82	0,94	6,709	0,249	0,003	0,732	0,016	26,81	018 18
		14,2		-56,7	c	0,5									
		13,5		-56,8	298	0,6									
		15,1		-56,8	318	0,7									
		13,6	6,5	-57,1	321	0,5	0,81	0,941	6,54	0,244	0,005	0,735	0,016	26,71	145 08
		12,8		-57,4	289	0,8									

PIFs INTERGRANULAR/TIPO D		Tb CO _{2(g)}	Tt cat	Tt CO ₂	Tt H ₂	GP	d/CO ₂	d _i	S	XCO ₂	XCH ₄	XH ₂ O	XNaCl	V _i	Altitude do PIF
HM63	HM63(1)-ID, SERTÃOZINHO	28,3	5,3	-57,5	196	0,6	0,55	0,869	8,505	0,181	0,004	0,793	0,023	27,29	078 81
		28		-56,9	219	0,5									
		28,5		-56,9		0,5									
HM61	HM61(1)-D ₁ PIEDADE	26,7	4,7	-57,2	359	0,6	0,65	0,878	9,436	0,209	0,002	0,764	0,025	27,89	038 68
		18,5		-56,9	221	0,5									
		29,3	4,9	-57	218	0,5	0,55	0,854	9,129	0,183	0,002	0,791	0,024	27,86	093 75
HM66	HM66(1)-D ₁ PIMENTEIRAS	28,1	5	-57,1	201	0,6	0,6	0,866	8,975	0,196	0,002	0,778	0,024	27,86	090 78
		18,3		-56,9	231	0,5									
		28	5	-56,9	212	0,6	0,6	0,867	8,975	0,196	0,002	0,778	0,024	27,82	164 73
HM67	HM67(1)-D ₁ GURGUEIA	19,5	4,3	-56,9	215	0,5	0,76	0,927	10,03	0,235	0,002	0,737	0,025	27,2	133 72
		28,7		-56,9		0,5									

ANEXO 4.1 B - Dados Microtermométricos medidos e calculados, das Inclusões fluidas do tipo II (Ricas em CO₂ ± CH₄)

Amostra	IF ISOLADA OU EM GRUPO TIPO/A	Th CO _{2(l)}	TfCO ₂	dfCO ₂ th	XCO ₂ p	XCH ₄	dCO ₂ eq	Veq	Atitude do PIF
HM62	HM62(1)-IIA _{II} SERTÃOZINHO	-8,2	-56,8	0,9738	45,139	0,01	0,97	45,37	
	(i)	-10,9	-58,1	0,9878	44,55	0,04	0,97	45,37	
	(g)	14,5	-57,8	0,8256	53,304	0,03	0,8	55,012	
HM63	HM63(1)-IIA _i SERTÃOZINHO	-8,9	-58	0,9774	45,023	0,03	0,96	45,843	
	(g)	7,9	-57,9	0,8764	50,212	0,03	0,85	51,776	
	(g)	5,9	-56,9	0,8902	49,436	0,01	0,87	50,585	
HM69	HM69(1)-IIA _{II} SERTÃOZINHO	-8,7	-56,9	0,9764	45,071	0,01	0,97	45,37	
	(g)	9,3	-56,8	0,8664	50,794	0,01	0,85	51,776	
	(g)	14,3	-57,2	0,8273	53,195	0,02	0,81	54,333	
	HM69(2)-IIA _{II} SERTÃOZINHO	-10,9	-56,9	0,9878	44,55	0,01	0,97	45,37	
	(g)	14	-56,8	0,8298	53,034	0,01	0,81	54,333	
	(g)	12,6	-56,9	0,8412	52,313	0,01	0,83	53,023	
	(i)	-10,6	-57,1	0,9863	44,62	0,01	0,97	45,37	
HM61	HM61(1)-IIA _{II} PIEDADE	-10,5	-57,1	0,9858	44,643	0,01	0,93	47,322	
HM65	HM65(1)-IIA _{II} PIMENTEIRAS	-10,9	-56,9	0,9878	44,55	0,01	0,97	45,37	
	(g)	8,3	-57,1	0,8736	50,375	0,01	0,86	51,174	
HM67	HM67(2)-IIA _{II} GURGUEIA	-9,5	-56,8	0,9806	44,879	0,01	0,97	45,37	
PIFs INTRAGRANULAR (>45°)/TIPO B		Th CO _{2(l)}	TfCO ₂	dfCO ₂ th	XCO ₂ p	XCH ₄	dCO ₂ eq	Veq	Atitude do PIF
HM62	HM62(1)-IIB _I SERTÃOZINHO	5,8	-56,8	0,8909	49,399	0,01	0,87	50,585	385 77
		9,3	-56,9	0,8664	50,794	0,01	0,85	51,776	180 70
HM63	HM63(1)-IIB _I SERTÃOZINHO	10,6	-57,5	0,8567	51,365	0,02	0,84	52,392	359 68
		9	-56,7	0,8686	50,666	0,01	0,85	51,776	359 73
		6,2	-56,9	0,8882	49,549	0,01	0,87	50,585	155 69
HM69	HM69(1)-IIB _I SERTÃOZINHO	-4,2	-56,8	0,952	46,228	0,01	0,94	46,818	170 81
		6,7	-56,7	0,8848	49,739	0,01	0,87	50,585	170 77
		9,3	-57,1	0,8664	50,794	0,01	0,85	51,776	170 75
		6,8	-56,8	0,8841	49,778	0,01	0,87	50,585	325 78
HM69	HM69(2)-IIB _I SERTÃOZINHO	8,4	-56,9	0,8729	50,416	0,01	0,86	51,174	190 76
		6,8	-57,1	0,8841	49,778	0,01	0,87	50,585	360 81
HM61	HM61(1)-IIB _I PIEDADE	10,3	-56,8	0,859	51,23	0,01	0,84	52,392	156 72
		7,2	-56,7	0,8813	49,934	0,01	0,87	50,585	156 74
		7,8	-56,9	0,8771	50,172	0,01	0,86	51,174	305 81
		8,1	-56,8	0,875	50,293	0,01	0,86	51,174	108 78

HM65	HM65(1)-IIB ₁ PIMENTEIRAS	5,6	-56,7	0,8922	49,324	0,01	0,88	50,011	135 75
		6,9	-57	0,8834	49,817	0,01	0,87	50,585	135 67
		6,8	-56,9	0,8441	49,778	0,01	0,87	50,585	170 73
HM52	HM52(1)-IIB ₁ GURGUEIA	9,1	-56,8	0,8678	50,708	0,01	0,85	51,776	173 78
		8,5	-56,9	0,8722	50,457	0,01	0,86	51,174	165 81
		-4,2	-56,9	0,952	46,228	0,01	0,94	46,818	348 61
		6,5	-56,7	0,8861	49,663	0,01	0,87	50,585	346 65
PIFs INTRAGRANULAR (<45°)/TIPO C		Th CO ₂₍₀₎	TfCO ₂	dfCO _{2th}	XCO _{2p}	XCH ₄	dCO _{2eq}	Veq	Atitude do PIF
HM63	HM63(1)-IIC ₁ SERTÃOZINHO	-5,9	-56,8	0,9614	45,775	0,01	0,95	46,326	303 11
		13,8	-57,5	0,8315	52,928	0,02	0,81	54,333	270 18
HM69	HM69(1)-IIC ₁ SERTÃOZINHO	14,9	-56,9	0,8222	53,526	0,01	0,81	54,333	270 06
		6,8	-57,2						
HM65	HM65(1)-IIC ₁ PIMENTEIRAS	13,8	-56,9	0,8315	52,928	0,01	0,82	53,67	180 15
		14,7	-56,9	0,8239	53,415	0,01	0,81	54,333	175 21
HM52	HM52(1)-IIC ₁ GURGUEIA	-5,8	-57,1	0,9608	45,801	0,01	0,95	46,326	270 05
		10,6	-56,9	0,8567	51,365	0,01	0,84	52,392	270 06
HM67	HM67(2)-IIC ₁ GURGUEIA	10,1	-56,9	0,8605	51,141	0,01	0,84	52,392	180 17
		12,4	-57,3	0,8428	52,214	0,02	0,82	53,67	180 11
		12,6	-58,8	0,8412	52,313	0,08	0,76	57,907	180 03
PIFs INTERGRANULAR/TIPO D		Th CO ₂₍₀₎	TfCO ₂	dfCO _{2th}	XCO _{2p}	XCH ₄	dCO _{2eq}	Veq	Atitude do PIF
HM63	HM63(1)-IID ₁ SERTÃOZINHO	2,1	-56,8	0,9148	48,107	0,01	0,9	48,899	308 79
		14,5	-56,9	0,8256	53,304	0,01	0,81	54,333	332 75
HM69	HM69(1)-IID ₁ SERTÃOZINHO	13,1	-57,5	0,8372	52,564	0,02	0,82	53,67	048 81
		14,4	-56,8	0,8264	53,25	0,01	0,81	54,333	231 73
HM61	HM61(1)-IID ₁ PIEDADE	14,9	-56,8	0,8222	53,526	0,01	0,81	54,333	259 78
HM65	HM65(1)-IID ₁ PIMENTEIRAS	13,6	-57,1	0,8331	52,822	0,01	0,82	53,67	238 75
		14	-56,8	0,8298	53,034	0,01	0,82	53,67	214 75

ANEXO 4.1 C - Dados Microtermométricos medidos e calculados, das Inclusões fluidas do tipo III (Ricas em H₂O)

Amostra	IF ISOLADA OU EM GRUPO/TIPO A	Tfg	Tc	THt	GP	S	XNaCl	Terit.	Perit.	Vt	dt	Atitude do PIF
HM63	HM63(1)IIIA _{II} SERTÃOZINHO	-3,1	-23	268	0,5	5,012	0,016	420	340	22,8	0,819	
	(g)	-2,8		378	0,6	4,546	0,014	416	328	32,06	0,579	
	(g)	-3	-23	320	0,8	4,857	0,015	419	336	25,76	0,723	
HM69	HM69(1)IIIA _{II} SERTÃOZINHO	-2,9		285	0,5	4,702	0,015	418	332	23,67	0,787	
	(i)	-3		369	0,5	4,857	0,015	419	336	30,53	0,61	
HM61	HM61(1)IIIA _{II} PIEDADE	-1	-23	370	0,6	1,651	0,005	389	256	33,95	0,537	
	(g)	-3		278	0,8	4,857	0,015	419	336	23,26	0,801	
HM65	HM65(1)IIIA _{II} PIMENTEIRAS	-1,5		378	0,4	2,469	0,008	397	275	34,47	0,532	
	(i)	-2,6		280	0,4	4,232	0,013	413	320	23,49	0,789	
	(g)	-1,9		370	0,6	3,117	0,01	403	292	32,34	0,57	
HM66	HM66(1)IIIA _{II} PIMENTEIRAS	-2,8		291	0,5	4,546	0,014	416	328	24,01	0,774	
	(i)	-1,5	-23	370	0,8	2,469	0,008	397	275	33,03	0,555	
	(g)	-1,7		346	0,4	2,794	0,009	400	284	29,33	0,627	
HM67	HM67(1)IIIA _{II} GURGUEIA	-3		273	0,6	4,857	0,015	419	336	23,03	0,809	
	(i)	-1,6		370	0,4	2,632	0,008	398	280	32,82	0,559	
	(g)	-1,8		325	0,3	2,956	0,009	401	288	27,03	0,68	
	(i)	-2,8		270	0,5	4,546	0,014	416	328	22,95	0,81	
HM52	HM52(1)IIIA _{II} GURGUEIA	-1		290	0,6	1,651	0,005	389	256	24,8	0,735	
	(i)	-2,8		360	0,4	4,546	0,014	416	328	29,67	0,626	
	(i)	-3		356	0,4	4,857	0,015	419	336	28,99	0,642	
	(g)	-2,6	-23	378	0,8	4,232	0,013	413	320	32,39	0,572	
PIFs INTRAGRANULAR (>45°)/TIPO B		Tfg	Tc	THt	GP	S	XNaCl	Terit.	Perit.	Vt	dt	Atitude do PIF
HM63	HM63(1)IIIB _I SERTÃOZINHO	-1,5		287	0,6	2,469	0,008	397	275	24,38	0,752	144 75
		-2		316	0,5	3,278	0,01	404	296	26,11	0,705	147 81
		-1,5		321	0,8	2,469	0,008	397	275	26,94	0,681	058 73
HM69	HM69(1)IIIB _I SERTÃOZINHO	-1,5		318	0,6	2,469	0,008	397	275	26,67	0,687	058 70
		-2		320	0,6	3,278	0,01	404	296	26,44	0,697	349 80
		-1		295	0,5	1,651	0,005	389	256	25,15	0,724	103 78
HM61	HM61(1)IIIB _I PIEDADE	-1		317	0,6	1,651	0,005	389	256	26,96	0,676	103 81
		-1,5		312	0,5	2,469	0,008	397	275	26,17	0,701	339 79
		-1,5		285	0,6	2,469	0,008	397	275	24,25	0,756	339 80
		-1		293	0,8	1,651	0,005	389	256	25,01	0,728	177 71
HM65	HM65(1)IIIB _I PIMENTEIRAS	-2		321	0,6	3,278	0,01	404	296	26,52	0,695	184 77
		-1		315	0,5	1,651	0,005	389	256	26,77	0,68	026 79
		-1,5		310	0,6	2,469	0,008	397	275	26,01	0,705	337 71
HM66	HM66(1)IIIB _I PIMENTEIRAS	-1		297	0,5	1,651	0,005	389	256	25,3	0,72	165 73
		-2		345	0,6	3,278	0,01	404	296	28,85	0,638	165 78
		-1		249	0,8	1,651	0,005	389	256	22,5	0,81	354 68

HM52	HM52(1)IIIB ₁ GURGUEIA	-1		296	0,5	1,651	0,005	389	256	25,23	0,722	354 63
		-1,5		318	0,6	2,469	0,008	397	275	26,67	0,687	354 57
		-1		278	0,6	1,651	0,005	389	256	24,03	0,758	031 77
		-1		293	0,5	1,651	0,005	389	256	25,01	0,728	182 78
HM67	HM67(1)IIIB ₁ GURGUEIA	-1		285	0,8	1,651	0,005	389	256	24,47	0,745	194 71
		-1,5		315	0,6	2,469	0,008	397	275	26,42	0,694	015 80
		-1		291	0,6	1,651	0,005	389	256	24,08	0,735	168 76
		-1		252	0,8	1,651	0,005	389	256	22,64	0,805	168 78
PIFs INTRAGRANULAR (<45°)/TIPO C		Tfg	Te	THt	GP	S	XNaCl	Terit.	Perit.	Vt	dt	Atitude do PIF
HM62	HM62(1)IIIC ₁ SERTÃOZINHO	-2,7		275	0,6	4,389	0,014	415	324	23,24	0,8	193 18
		-1		306	0,7	1,651	0,005	389	256	26	0,701	248 16
HM66	HM66(1)IIIC ₁ PIMENTEIRAS	-1,5		300	0,5	2,469	0,008	397	275	25,25	0,726	267 11
		-1,3		291	0,4	2,143	0,007	394	267	24,93	0,74	274 02
HM61	HM61(1)IIIC ₁ PIEDADE	-1,7		302	0,5	2,794	0,009	400	284	25,27	0,727	116 21
		-1		296	0,6	1,651	0,005	389	256	25,23	0,722	247 05
		-1,5		295	0,5	2,469	0,008	397	275	24,9	0,737	075 09
HM52	HM52(1)IIIC ₁ GURGUEIA	-1,7		298	0,5	2,794	0,009	400	284	24,99	0,735	075 15
		-1		298	0,5	1,651	0,005	389	256	25,38	0,718	084 18
		-1,2		312	0,5	1,978	0,006	392	263	26,35	0,693	084 05
		-3,1	-23	378	0,7	5,012	0,016	420	340	31,64	0,59	121 14
PIFs INTERGRANULAR/TIPO D		Tfg	Te	THt	GP	S	XNaCl	Terit.	Perit.	Vt	dt	Atitude do PIF
HM63	HM63(1)IIID ₁ SERTÃOZINHO	-1,8		181	0,5	2,956	0,009	401	288	20,19	0,91	200 73
		-1		196	0,4	1,651	0,005	389	256	20,61	0,884	181 63
		2,1		217	0,5	3,438	0,011	406	300	21,12	0,874	008 75
		-1		198	0,5	1,651	0,005	389	256	20,67	0,801	012 83
		-1,5		212	0,5	2,469	0,008	397	275	21,04	0,872	183 71
		-1		200	0,4	1,651	0,005	389	256	20,71	0,88	018 81
		-1,5		193	0,5	2,469	0,008	397	275	20,53	0,893	008 71
HM62	HM62(1)IIID ₁ SERTÃOZINHO	-1		193	0,4	1,651	0,005	389	256	20,53	0,887	016 83
		-3,1		210	0,6	5,012	0,016	420	340	20,83	0,895	187 81
		1		185	0,4	1,651	0,005	389	256	20,31	0,897	195 76
		-1,5		183	0,5	2,469	0,008	397	275	20,27	0,905	198 65
		-1,1		193	0,5	1,816	0,006	391	260	20,55	0,889	210 68
		-1,5		198	0,4	2,469	0,008	397	275	20,67	0,887	200 79
		1,3		205	0,6	2,143	0,007	394	267	20,85	0,878	018 67
HM69	HM69(1)IIID ₁ SERTÃOZINHO	1		204	0,5	1,651	0,005	389	256	20,83	0,875	010 81
		1,5		203	0,4	2,469	0,005	397	275	20,77	0,883	016 80
		-0,5		183	0,5	0,827	0,003	381	236	20,3	0,893	298 73
		-1,3		185	0,4	2,143	0,007	394	267	20,33	0,9	296 81
		-1,3		191	0,5	2,143	0,007	394	267	20,48	0,893	023 76
		-1		198	0,6	1,651	0,005	389	256	20,67	0,881	025 80
		-0,5		191	0,5	0,827	0,003	381	236	20,52	0,884	226 81
		1,5		209	0,4	2,469	0,008	397	275	20,94	0,876	202 71
		2		217	0,5	3,278	0,01	404	296	21,11	0,873	266 73
		-1		205	0,6	1,651	0,005	389	256	20,86	0,873	355 83

HM61	HM61(1)IID, PIEDADE	-1,8		217	0,6	2,956	0,009	401	288	21,13	0,87	100 78
		-1,3		185	0,5	2,143	0,007	394	267	20,33	0,9	188 81
		-1		194	0,4	1,651	0,005	389	256	20,56	0,886	188 20
		-0,5		181	0,5	0,827	0,003	381	236	20,25	0,896	202 75
		1,8		215	0,6	2,956	0,009	401	288	21,07	0,872	191 83
HM65	HM65(1)IID, PIMENTEIRAS	1,3		205	0,5	2,143	0,007	394	267	20,85	0,878	188 79
		-0,5		185	0,4	0,827	0,003	381	236	20,36	0,891	280 75
		-1		198	0,5	1,651	0,005	389	256	20,67	0,881	271 83
		-1,3		196	0,4	2,143	0,007	394	267	20,62	0,887	192 73
HM52	HM52(1)IID, GURGUEIA	-1,1		198	0,5	1,816	0,006	391	260	20,69	0,883	107 75
		2		219	0,5	3,278	0,01	404	296	21,17	0,87	282 73
		1,2		208	0,4	1,979	0,006	392	263	20,92	0,873	081 83
		-0,5		196	0,5	0,827	0,003	381	236	20,66	0,878	175 79
		-1,2		190	0,4	1,979	0,006	392	263	20,44	0,893	226 75
HM67	HM67(1)IID, GURGUEIA	-1		193	0,5	1,651	0,005	389	256	20,53	0,887	226 84
		1,8		210	0,6	2,956	0,009	401	288	20,92	0,879	185 75
		1		206	0,4	1,651	0,005	389	256	20,89	0,872	345 81
		-0,5		185	0,4	0,827	0,003	381	236	20,36	0,891	203 80
		-1,5		193	0,5	2,469	0,008	397	275	20,53	0,893	191 75
		-1,5		196	0,4	2,469	0,008	397	275	20,61	0,89	281 75
		1,5		216	0,5	2,469	0,008	397	275	21,16	0,867	208 78
		-1,8		218	0,4	2,956	0,009	401	288	21,16	0,868	199 73