



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CENTRO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

TESE DE DOUTORADO



“Evolução Petroquímico-Metalogenética das Rochas e Mineralizações Associadas à Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará)”

**Tese apresentada por:
MARIA TELMA LINS FARACO**

BELÉM

1997

AGRADECIMENTOS

- À CPRM, pela autorização e apoio ao doutorado.
- À CAPES, por ter patrocinado o estágio no *Centre National de la Recherche Scientifique* (CNRS), na França.
- Ao CNRS, pelo estágio no *Centre de Recherches Sur la Synthèse et Chimie des Mineraux*.
- Ao CDTN (Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear), pela autorização e apoio ao estágio no Laboratório de Inclusões Fluidas.
- Ao Laboratório de Microsonda Eletrônica da UnB, em nome do Prof. José Gaspar, pelas análises microquímicas.
- Ao CPGeo (Centro de Pesquisas Geocronológicas), da USP, especialmente a L. Petronilho e K. Sato, pelas análises isotópicas de Sm e Nd e Rb e Sr.
- Ao Prof. Ian McReath, pela dedicada, sempre presente, atuante e interessada orientação.
- Ao Prof. Marcondes Costa, por todo o incentivo e vibração com este trabalho.
- Ao Dr. Kazuo Fuzikawa, pela magnífica receptividade, apoio e dedicada orientação nas análises de inclusões fluidas, no Laboratório do CDTN.
- À Dra. Claire Ramboz, pela importante orientação no estudo dos fluidos.
- Ao Prof. Roberto Dall’Agnol, com admiração, respeito e carinho, por todo constante incentivo e apoio, especialmente na viabilização do estágio, com a Dra. Claire Ramboz, para realização de análises de inclusões fluidas no laboratório do *Centre de Recherches Sur la Synthèse et Chimie des Mineraux* do *Centre National de la Recherche Scientifique*, da França.
- Ao colega Francisco Javier Rios, através de quem conheci o Dr. Kazuo Fuzikawa, para quem apresentei minhas intenções em estudar as inclusões fluidas.
- Aos colegas da CPRM: Abraão Melo, Armínio Vale, Evandro Luiz Klein, João Orestes Santos, José Maria de Azevedo Carvalho, José de Moura Carreira, Marcelo Vasquez, Paulo Augusto Marinho, Rômulo Angélica, Tomaz Lobato e Valter Marques, por variadas, valiosas e incontáveis ajudas no decorrer deste trabalho.
- Ao Cleber Valdir da Costa Ribeiro, pela competente, valiosa e sempre prestativa colaboração, na computação gráfica.
- Ao Edilberto Leão por inúmeras colaborações, sempre demonstrando boa-vontade e satisfação, minha gratidão.
- À Cleida Freitas e Tania Argolo, pela digitação do texto.
- Ao Gilmar dos Santos e Alexandre Carvalho, pelo desenho das figuras.
- À Dileide Cirino, pelas ilustrações das fotos.
- Às bibliotecárias do Centro de Geociências da UFGA, pela sempre tão prestativa e interessada colaboração, excedendo o simples dever profissional.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUÇÃO	3
1.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS E OBJETIVOS	3
1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO	4
1.3. METODOLOGIA	4
1.4. GEOLOGIA REGIONAL	8
1.4.1. Considerações geotectônico-geocronológicas	8
1.4.2. Considerações litoestratigráficas	13
2. GEOLOGIA LOCAL	18
3. PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL	22
3.1. ANFIBOLITOS	22
3.2. HORNFELS	23
3.3. METATUFOS COM CPX	26
3.4. ACTINOLITA-XISTOS	26
3.5. EPIDOSITOS	30
3.6. METADIABÁSIOS	30
3.7. METAPIROXENITO	32
3.8. ROCHAS A CLORITA-QUARTZO	32
3.9. ROCHAS A CORDIERITA-ANTOFILITA	34
3.10. FORMAÇÃO FERRÍFERAS BANDADAS	37
3.10.1. Tipo óxido	37
3.10.2. Tipo silicato	39
3.11. METASSEDIMENTOS CLÁSTICOS	40
3.12. GRANITOS E GRANITÓIDES	43
3.13. GOSSANS E LATERITOS	47
3.14. TURMALINITOS	49
3.15. CONSIDERAÇÕES SOBRE OS DADOS MICROQUÍMICOS	49
4. ESTUDO DAS MINERALIZAÇÕES	55
4.1. MINERALIZAÇÕES SULFETADAS	55
4.1.1. Considerações gerais	55
4.1.2. Metalografia	55
4.1.3. Discussão acerca das feições texturais	58
4.1.4. Quimismo das mineralizações	63

4.1.5. Distribuição de Cu e Zn em subsuperfície	66
4.1.6. Algumas considerações sobre os depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos hidrotermais sindeposicionais	69
4.1.7. A mineralização sulfetada na Suíte Vila Nova	70
4.2. OURO EM SUPERFÍCIE	72
4.2.1. Considerações gerais	72
4.2.2. Algumas considerações sobre as concentrações de Au em depósitos de sulfetos vulcanogênicos	72
4.3. OURO ASSOCIADO AS ROCHAS DA SUPERFÍCIE	78
4.3.1. Mineralizações tipo <i>lode</i>	78
4.3.1.1. Considerações gerais	78
4.3.1.2. Algumas considerações sobre as concentrações de Au em depósitos tipo <i>lode</i>	80
4.3.1.3. Mineralizações auríferas tipo <i>lode</i> na Suíte Vila Nova	82
4.3.2. Mineralizações auríferas supergênicas na Suíte Vila Nova	83
4.4. PLATINA	86
4.5. COMPARAÇÃO ENTRE AS MINERALIZAÇÕES DA SUÍTE VILA NOVA COM AQUELAS DO PALEOPROTEROZÓICO DA GUIANA FRANCESA E DO CRÁTON OESTE-AFRICANO	88
5. HIDROTHERMALISMO E ESTUDO DAS INCLUSÕES FLUIDAS	92
5.1. OS EVENTOS HIDROTHERMAIS	92
5.2. ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS	93
5.2.1. Rochas ricas em quartzo-clorita	93
5.2.2. Rochas a cordierita-antofilita e <i>BIFs</i> tipo silicato	104
5.2.3. Veios de quartzo cisalhados	107
5.2.4. Considerações sobre o transporte do ouro	111
5.2.5. Considerações sobre a origem do metano nos sistemas hidrotermais	113
5.2.6. Características dos fluidos atuantes	116
6. PETROQUÍMICA	118
6.1. ROCHAS METAVULCÂNICAS BASAIS	118
6.1.1. Elementos maiores	118
6.1.2. Elementos traços	123
6.1.3. Elementos terras raras, Nb, Y, Zr	123
6.1.4. Ambiente tectônico	129
6.1.5. Dados isotópicos	138
6.1.5.1. Sm-Nd	138
6.1.5.2. Rb-Sr	139
6.2. ROCHAS A QUARTZO-CLORITA E A CORDIERITA-ANTOFILITA	140

6.2.1. Considerações acerca da gênese -----	140
6.2.1.1. Rochas a quartzo-clorita-----	140
6.2.1.2. Rochas a cordierita-antofilita -----	145
6.2.2. Elementos maiores -----	148
6.2.3. Elementos traços -----	148
6.2.4. Elementos terras raras, Nb, Y, Zr -----	149
6.3. FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS -----	156
6.3.1. Elementos maiores -----	156
6.3.2. Elementos traços -----	157
6.3.3. Elementos terras raras -----	160
6.3.4. Discussão dos dados obtidos -----	162
6.3.5. Considerações acerca da gênese -----	162
6.4. METASSEDIMENTOS CLÁSTICOS -----	168
6.4.1. Elementos maiores -----	168
6.4.2. Elementos terras raras -----	168
6.4.3. Considerações acerca da gênese -----	170
7. SUMÁRIO DAS CONCLUSÕES -----	173
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS -----	183
ANEXOS -----	197
TABELAS DE ANÁLISES QUÍMICAS POR MICROSSONDA ELETRONICA	
TABELAS DE ANÁLISES QUÍMICAS EM ROCHA	

RESUMO

A Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará) consiste em uma seqüência de rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas, rochas a cordierita-antofilita e a quartzo-clorita, às quais estão sobrepostos metassedimentos químicos (*BIFs* tipos óxido e silicato) e clásticos. Parte das lavas básicas foi hidrotermalmente alterada em condições similares às de sistemas hidrotermais atuais, ao longo de eixos de expansão oceânicos, formando rochas a quartzo-clorita e mineralizações sulfetadas do tipo vulcanogênico-hidrotermal sindeposicional, constituídas de pirrotita-pirita-calcopirita-esfalerita, com Au e Ag associados, além de traços de galena e molibdenita. As temperaturas de formação dessas rochas, calculadas a partir de cloritas saturadas em Al, variam de 273°C a 320°C, com valor médio de 308°C. Posterior metamorfismo regional até a fácies anfíbolito transformou parte das lavas básicas em anfíbolitos e parte das rochas a quartzo-clorita em rochas a cordierita-antofilita. Os cálculos geotermométricos para o par cordierita-antofilita, apontam valor médio de 547°C para formação dessas rochas. As atuais associações mineralógicas das formações ferríferas e dos metassedimentos clásticos foram geradas a partir de reações metamórficas durante esse evento. Todo o pacote vulcano-sedimentar foi deformado de maneira rúptil e dúctil, assumindo a atual configuração estrutural, em faixas alongadas segundo NW-SE, com mergulhos subverticais geralmente para NE e desenvolvendo zonas de cisalhamento. A formação dessas zonas está relacionada à geração de milonitos e rochas polimetamorfizadas e hidrotermalizadas, exibindo associações metamórficas retrogressivas. As intrusões de rocha graníticas no pacote metavulcano-sedimentar propiciou metamorfismo termal, além de alterações hidrotermais nas diversas rochas da seqüência. O ouro está presente na Suíte em três tipos distintos de jazimentos: associado a sulfetos vulcanogênicos, em *lodes* cisalhados (com calcopirita, pirita e covelita) e em rochas alteradas por processos supergênicos. Indícios de Pt foram registrados em muitas rochas hidrotermalizadas, mas não associados à mineralização sulfetada. Quatro eventos hidrotermais foram identificados. Os estudos de inclusões fluidas feitos nas hospedeiras das mineralizações sulfetadas, em rochas a cordierita-antofilita e em veios de quartzo cisalhados, caracterizaram doze tipos de inclusões, relacionadas a dois sistemas de fluidos, ligados a eventos hidrotermais peculiares. Um aquo-carbônico, constituído principalmente por CH₄ e H₂O, e um outro aquoso salino. As temperaturas de homogeneização finais das inclusões nas hospedeiras da mineralização são compatíveis com o intervalo 250⁰-450⁰C para origem dessas rochas. As isócoras de CH₄ e o intervalo de temperatura de formação das hospedeiras, permitiram o cálculo do intervalo de 0,7Kb a 2,3Kb para geração da mineralização sulfetada. Os protólitos das rochas metavulcânicas são basaltos subalcalinos toleíticos. Basaltos komatiíticos foram também caracterizados, indicando a presença de uma série komatiítica no magmatismo. Os dados litoquímicos apontam para um ambiente equivalente aquele das bacias trás-arcos para a deposição das rochas metavulcânicas máficas. Estudos isotópicos pelo método Sm-Nd revelam idades modelos de 2,6 Ga a 2,19 Ga para as metavulcânicas. O padrão de distribuição de ETR nas *BIFs* são compatíveis com os das *BIFs* paleoproterozóicas. Esses fatos são condizentes com as idades de 2,11 Ga (Sm/Nd) e 2,25 Ga (U/Pb) atribuídas ao vulcanismo inicial em unidades correlatas à Suíte Vila Nova na Guiana Francesa e Guiana. Os dados petrológicos, geoquímicos, metalogenéticos e geocronológicos da Suíte Vila Nova permitem correlacioná-la às seqüências metavulcano-sedimentares paleoproterozóicas birrimianas do Cráton Oeste Africano.

ABSTRACT

The Vila Nova Metamorphic Suite in the Ipitinga Hills (NW Pará) consists of a supracrustal sequence of mafic and ultramafic metavolcanics, cordierite-antophyllite - and quartz-chlorite-bearing rocks underlying chemical (oxide and silicate-type BIFs) and clastic metasediments. Part of the basic lavas was hydrothermally altered under greenschist facies conditions, similar to mid-ocean-ridge axis hydrothermal systems, creating quartz-chlorite-bearing rocks (which occur as large clots within the metavolcanic sequence) and hydrothermal syndepositional exhalative volcanogenic sulphide deposits, formed by pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite and sphalerite with associated Au and Ag and traces of galena, molybdenite and silver telluride. The temperature range of generation of these host rocks, calculated from Al-saturated chlorite, is 273°C to 320°C, with an average value of 308°C. Afterwards, metamorphism under amphibolite facies transformed the basic volcanics to amphibolites, and part of the quartz-chlorite to cordierite-antophyllite rocks. Geothermometric calculations using the cordierite-antophyllite pair, point to 547°C for the generation of these rocks. Present-day mineralogical associations of BIFs and clastic metasediments were formed during that metamorphism. All the metavolcano-sedimentary sequence was deformed by brittle-ductile shearing and transformed in present-day NW-SE trending shear belts with subvertical-NE dip. The deformational shearing episode yielded mylonites, polymetamorphic and hydrothermalized rocks, showing retrogressive metamorphic paragenesis. There was also hydrothermal alteration produced by granitic fluids. Gold is present in three typologies: associated to volcanogenic sulphides, sheared lodes, and supergene altered rocks. Platinum anomalies were registered in many hydrothermalized rocks, but not in association with sulphide mineralization. Four hydrothermal events were identified. Fluid inclusion studies indicated twelve types of inclusions which pointed to two fluid systems, one consisting of a CH₄-rich aqueous-carbonic phase and the other of an aqueous phase with salinities ranging from 40% CaCl₂ equivalent to near pure water. The first is related to sulphide-bearing rocks and the second to the shearing episode. The homogenization temperatures of the fluid inclusions in the sulphide mineralization's host-rocks, point to 250°C-450°C to the origin of these rocks. The CH₄-isochores and the temperature range of generation of the host-rocks, provide a pressure range of 0,7 kb to 2,3 kb for the mineralization. The protoliths of mafic metavolcanics are subalkaline tholeiitic basalts. Komatiitic basalts were also characterized, suggesting the presence of a komatiitic affinity to the magmatism. The lithochemical study revealed a volcanic environment similar to back-arc basins to the Vila Nova Suite. The Nd isotopic study yielded model ages between 2.26 Ga and 2.19 Ga for Vila Nova metavolcanics, while the BIF's REE patterns are equivalent to many Paleoproterozoic banded iron-formation of the world. This is in agreement with the 2.11 Ga (Sm/Nd) and 2.25 Ga (U/Pb) ages from French Guyana and Guyana's rocks, correlatives to Vila Nova Suite. The petrological, lithochemical, metallogenetic and isotopic data from the Vila Nova metamorphic suite account also for its correlation with the paleoproterozoic birimian metavolcano-sedimentary belts of the West African craton.

1. INTRODUÇÃO

1.1. CONSIDERAÇÕES GERAIS E OBJETIVOS

A presente pesquisa consiste no estudo petroquímico-metalogenético das rochas e mineralizações associadas à Suíte Metamórfica Vila Nova, na Serra do Ipitinga (NW do Pará), em área dos projetos Cérbero I e Cérbero I-Alfa, executados pela CPRM para o GEBAM (Grupo Executivo do Baixo Amazonas). O objetivo principal desta tese é complementar o que foi inicialmente investigado por FARACO (1990), quando da elaboração do estudo petrológico-geoquímico preliminar na aludida unidade.

Naquela ocasião, pôde-se caracterizar a Suíte Metamórfica Vila Nova, na Serra do Ipitinga, como um pacote de rochas metavulcano-sedimentares, constituído por rochas metavulcânicas basais sobrepostas por metassedimentos clásticos continentais e químicos (*BIFs*) com salientes efeitos de ações hidrotermais responsáveis pelas transformações mineralógico-texturais dos litotipos, bem como pela geração das mineralizações sulfetadas (com Au e Ag associados). As rochas metavulcânicas são derivadas de basaltos subalcalinos toleíticos, havendo algumas com características químicas compatíveis às dos basaltos komatiíticos, sugerindo, desse modo, a possibilidade de existência de uma série komatiítica subordinada, no magmatismo.

Os dados obtidos, a partir do estudo inicial, levaram a novas questões. O entendimento mais detalhado dos processos metamórficos e hidrotermais, a que foi submetida a unidade, carecia de estudos complementares, envolvendo novas técnicas analíticas. Por outro lado, suas mineralizações e quimismo, necessitavam maiores investigações.

Assim, são objetivos desta pesquisa:

- Ampliar o conhecimento acerca da Suíte Metamórfica Vila Nova, bem como esclarecer questões e dúvidas levantadas durante aquela investigação preliminar;
- Realizar análises petrográficas e calcográficas, em rochas e minérios, respectivamente, para maior conhecimento das associações mineralógicas e metálicas, nos diversos litotipos que compõem a unidade, visando a caracterização de possíveis novos tipos de mineralizações;
- Complementar o acervo já existente de análises dos elementos maiores, traços e ETR, em todos os litotipos, na tentativa de uma discriminação geoquímico-tectônica, bem como dos elementos preciosos e nobres;
- Definir as composições químicas dos minerais integrantes dos diversos litotipos, para melhor concepção de sua petrogênese;
- Determinar as composições químicas dos metais constituintes das mineralizações sulfetadas, nos diversos litotipos, na tentativa de caracterizar os possíveis novos tipos genéticos de mineralizações e de estabelecer a evolução metalogenética da unidade, correlacionando-a à petrológica;
- Caracterizar, através de estudo de inclusões fluidas, os sistemas de fluidos que atuaram na unidade, relacioná-los aos seus respectivos eventos hidrotermais, bem como estabelecer os parâmetros físico-químicos desses eventos, a fim de correlacioná-los aos diversos estágios da evolução petrológica da unidade;

- Analisar os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd, dos toleítos basais, na tentativa de conhecer a idade de geração dessas rochas, bem como os processos petrológicos a que foram submetidas, durante sua evolução.
- Reunir os dados petrológicos, geoquímicos, geocronológicos e metalogenéticos da Suíte Vila Nova, compará-los àqueles das unidades de mesma idade no escudo das Guianas e no cráton Oeste-Africano, na tentativa de se conceber um modelo genético evolutivo global dessas unidades.

1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

Situada na Amazônia Setentrional Brasileira e correspondendo a uma faixa de direção NW-SE com 33 km², a área em questão é limitada pelos meridianos 53°36'22" e 53°46'22" WGr e pelos paralelos 00°35'06" e 00°23'57"N havendo um subparalelismo com o curso do rio Ipitinga, na confluência com o igarapé dos Patos (Figura 1).

A área faz parte da Serra do Ipitinga, unidade orográfica de aproximadamente 190 km de extensão, largura média de 1,5 km e direção geral NW-SE, ao longo do rio homônimo, coberta por floresta tropical densa, e integrante dos *planaltos residuais do Amapá* (BOAVENTURA & NARITA, 1974), os quais consistem em um conjunto de cristas e picos, com altitudes variando de 400 a 500m, em contraste com os pediplanos adjacentes, de altitudes entre 150 e 200 m (Figura 2).

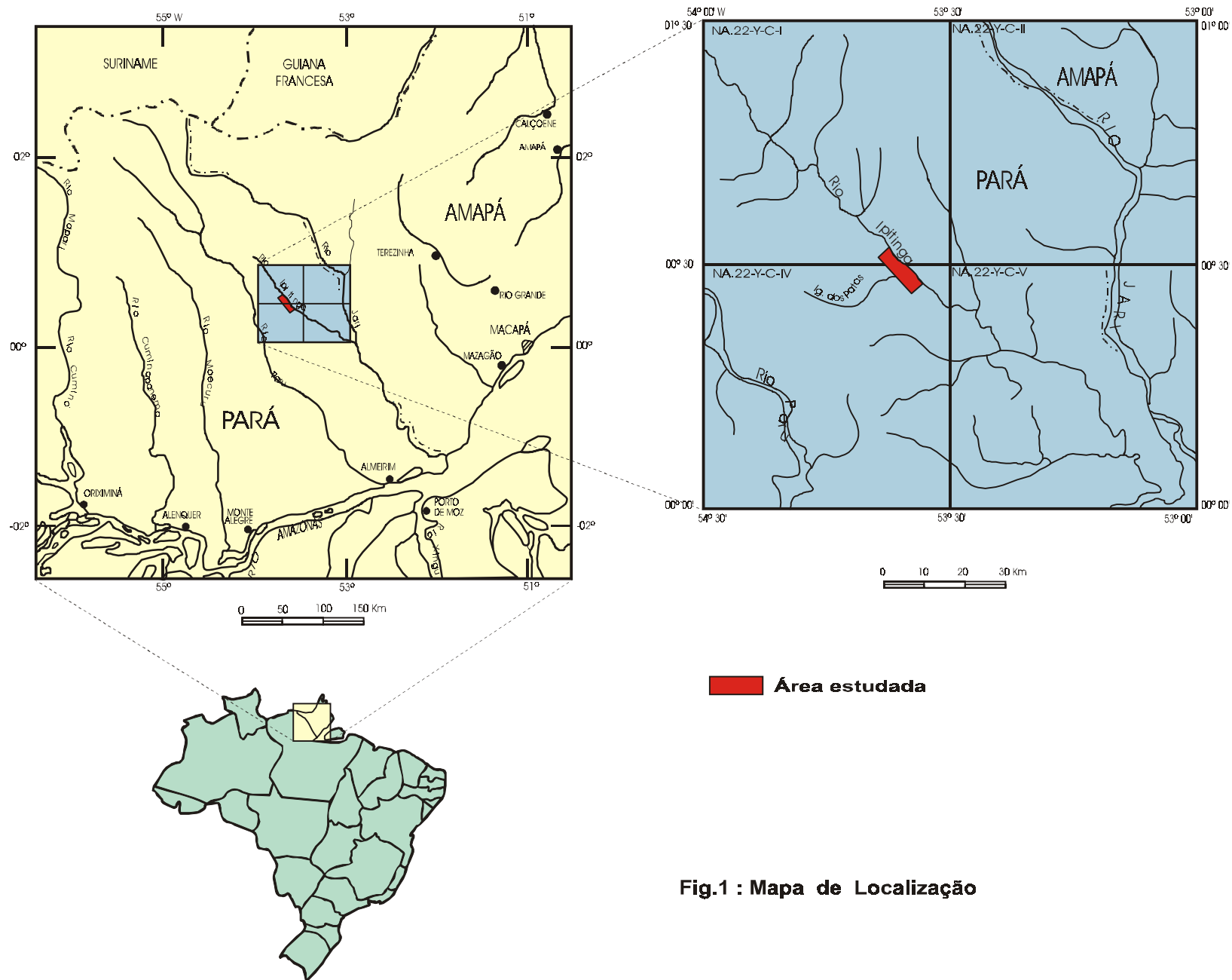
O acesso é efetuado de Belém a Macapá por vôo comercial, ainda que seja também possível através de via marítimo-fluvial. A partir daí, em avião fretado até a pista de pouso do Carecuru, às margens do rio Jari e a jusante da foz do rio Ipitinga. Nesse local, sobe-se o rio em barcos movidos a motor de popa até a confluência do igarapé dos Patos. Daí em diante, o deslocamento é realizado a pé, através de abertura de picada na floresta.

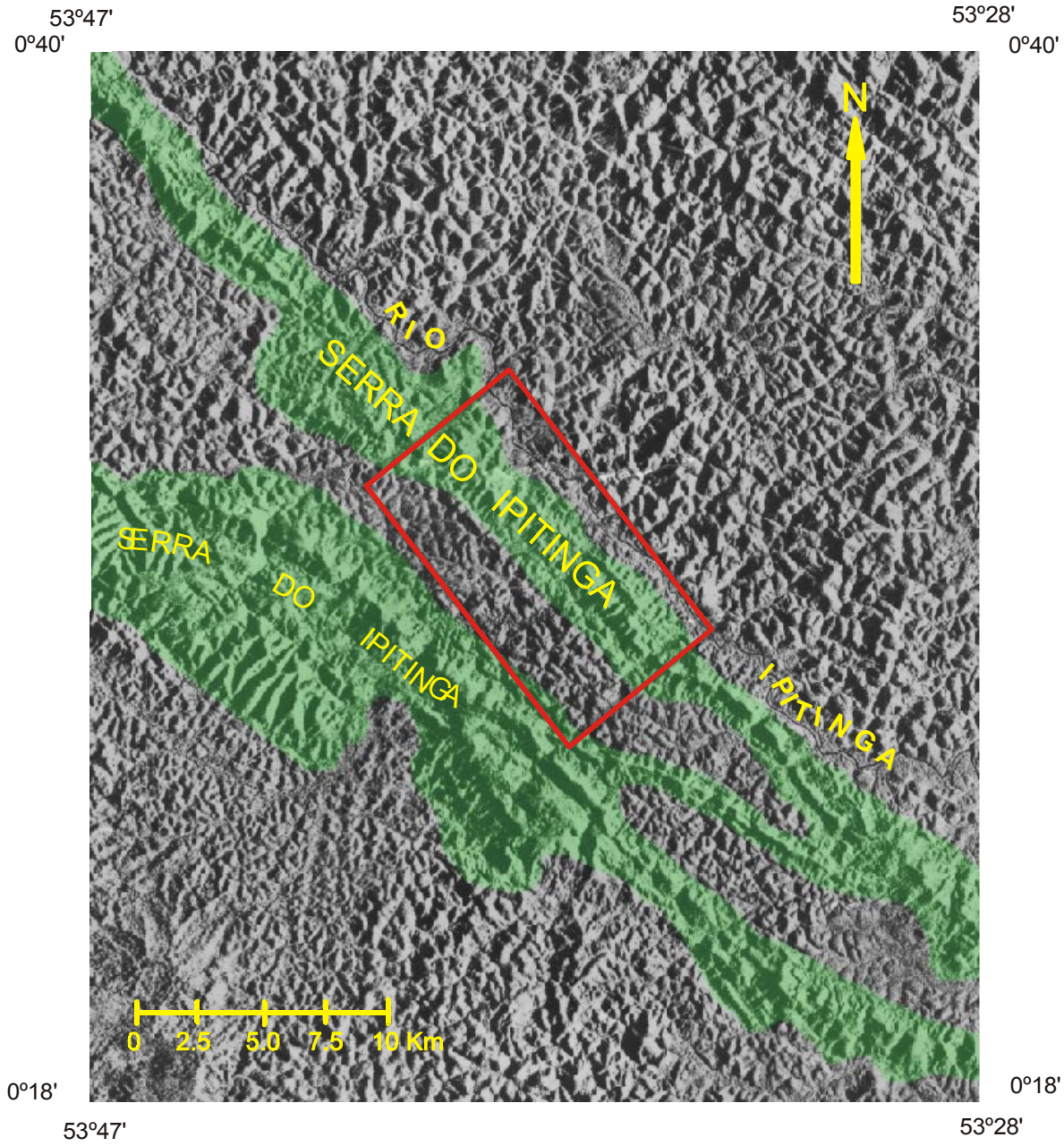
1.3. METODOLOGIA

A pesquisa foi realizada a partir de análises petrográficas, calcográficas, microtermométricas, por espectroscopia Raman, microquímica (por microsonda eletrônica), bem como através de análises químicas de elementos maiores, traços e terras raras em rochas superficiais e em testemunhos de sondagem (Figura 3), coletados durante a execução dos retromencionados projetos.

As análises petrográficas e calcográficas, todas executadas pela doutoranda, foram feitas em microscópio Zeiss, modelo Standard 18 Pol, da UFPA e CPRM. A partir do conhecimento dos diversos litotipos identificados na área estudada, foram selecionados rochas e minérios, para serem analisados por microsonda eletrônica. Assim, a doutoranda preparou as seções e realizou as análises no Laboratório de Microsonda Eletrônica da UnB, em equipamento Cameca SX50, com quatro espectrômetros WDS verticais e um EDS KeveX.

As rochas contendo registro de eventos hidrotermais foram selecionadas para confecção de seções bipolidas e para posterior estudo das inclusões fluidas. Em seguida, a autora executou as análises microtermométricas preliminares no Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear (CDTN) da CNEN, em Belo Horizonte, sendo a composição das fases fluidas determinadas por espectroscopia





LEGENDA



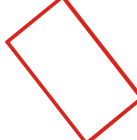
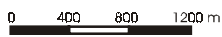
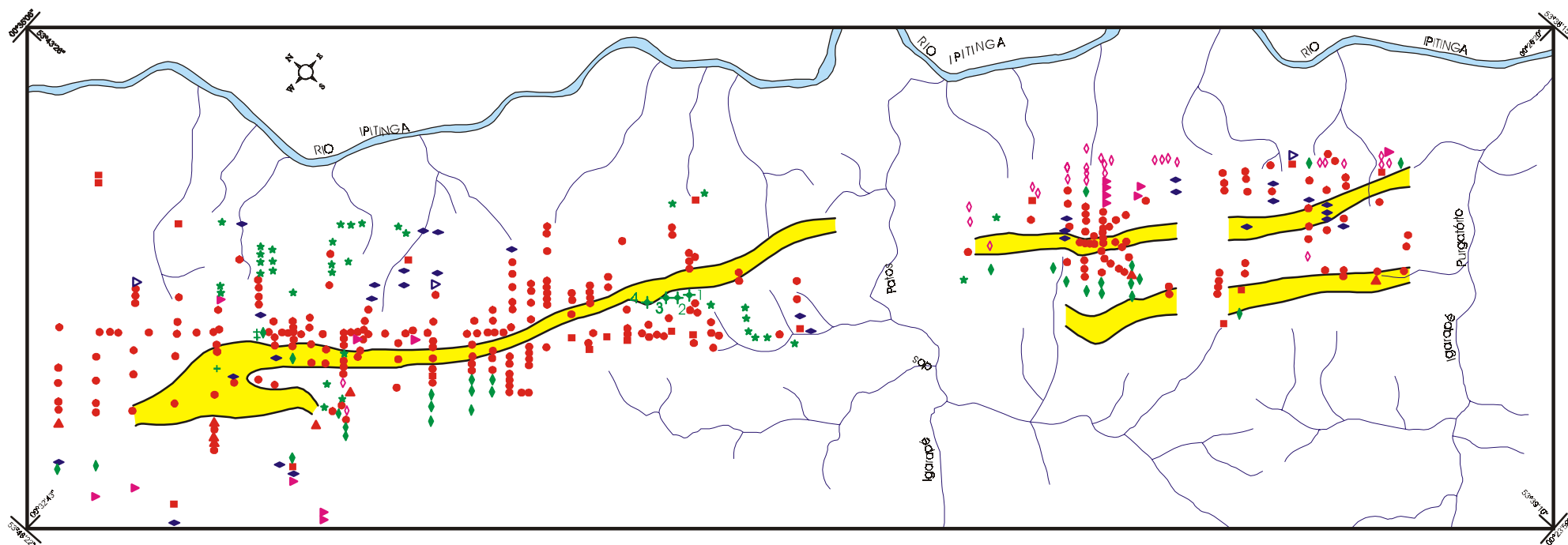
-  Pediplano
-  Planaltos Residuais
-  Área Trabalhada

Fig. 02 - Imagem de RADAR de parte d Serra do Ipitinga



LEGENDA

- Metavulcânica máfica
- Rocha à cordierita - antofilita
- ▲ Metassedimento
- ◇ BIF (tipo óxido)
- ◇ BIF (tipo silicato)
- ▷ Xisto quartzo - feldspático
- + Turmalinito
- ▲ Granito
- ◆ Vela de quartzo clsalhado
- ★ Laterito
- ✦ Furos de sondagem (Furos profundos 1 , 2 , 3 e 4)
- ▾ Projeção vertical da corpa condutor em superfície

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

54°30'	54°	53°30'	53°		
01°	NA-21-Z-D-III	NA-22-Y-C-I	NA-22-Y-C-II	01°	
00°30'	NA-21-Z-D-VI	NA-22-Y-C-IV	NA-22-Y-C-V	00°30'	
00°	SA-21-X-B-III	SA-22-V-A-I	SA-22-V-A-II	00°	
00°30'	54°30'	54°	53°30'	53°	00°30'

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA

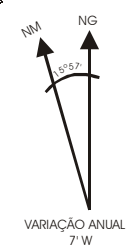


Fig. 3 - Mapa de Amostragem de Rocha

Raman, em equipamento Dilor XY, do Departamento de Física da UFMG, sob a orientação do Dr. Kazuo Fuzikawa.

A partir dos resultados analíticos obtidos no CDTN/UFMG, um maior número de amostras foi selecionado para análises complementares. Assim, um posterior estudo de fluidos, através de análises microtermométricas, em platina tipo Chaixmecha modificada, foi realizado pela doutoranda, no CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique), no laboratório do Centre de Recherches sur la Synthèse et Chimie des Minéraux, em Orléans-França, orientado pela Dra. Claire Ramboz. Análises por microsonda Raman tipo U-1000 foram, ainda, executadas nesse mesmo laboratório.

A determinação dos elementos maiores, e de parte dos elementos traços, foi efetuada no LAMIN (Laboratório Central de Análises Mineraias, da CPRM). As amostras foram abertas em ácidos, com auxílio de fusões alcalinas e ácidas. A análise dos elementos foi feita por gravimetria (SiO_2 , H_2O^+ , H_2O^- e perda ao fogo), volumetria (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO), colorimetria (TiO_2 , P_2O_5), espectrofotometria de absorção atômica (Na_2O , K_2O , CaO , MgO), além dos elementos traços Cu , Zn , Co e Mo . Por fluorescência de raios-x foram determinados Zr , Sr e Rb . A determinação do ouro em rocha total processou-se através de absorção atômica, com abertura por água régia. O ouro também foi analisado, juntamente com a Pt , por absorção atômica, após abertura por ensaios por fusão. Os elementos Nb e Y , bem como os ETR foram analisados na GEOLAB (Divisão de Laboratórios da GEOSOL), os primeiros por fluorescência de raios-X, e os últimos por espectrometria atômica de plasma (ICP).

O tratamento dos dados analíticos foi executado mediante aplicação do GEOQUANT, sistema estatístico desenvolvido na CPRM, a partir do STATPAC, do *United States Geological Survey*. Foram igualmente utilizados os programas MINFILE (desenvolvido no Departamento de Ciências Geológicas da Universidade de Michigan, e pertencente ao Laboratório de Microscopia Eletrônica da UnB), AMBGeo (criado pelo geólogo João Henrique Gonçalves da CPRM), FLINCOR (para tratamento de dados microtermométricos, adquirido pelo prof. Roberto Xavier da UNICAMP), além do MINPET (pertencente ao geólogo João Orestes Santos, da CPRM-MA).

1.4. GEOLOGIA REGIONAL

1.4.1. Considerações geotectônico - geocronológicas

A Suíte Metamórfica Vila Nova distribui-se pela porção oriental do Cráton Amazônico e SE do Escudo das Guianas (ALMEIDA et al., 1976), integrando as áreas pré-brasilianas indiferenciadas, dos mencionados autores. Posteriormente, CORDANI et al. (1979), baseados em dados geocronológicos, delimitaram quatro províncias geocronológico-estruturais, estando a área da presente pesquisa inserida no Cinturão Móvel Maroni-Itacaiúnas, que se estende desde a Venezuela, atravessando a Guiana, Suriname, Guiana Francesa, Roraima, Amapá e Pará. Tal cinturão contém grande parte das seqüências metavulcano-sedimentares do cráton, incluindo Carichapo-Pastora (Venezuela), Bahama-Mazaroni (Guiana), Paramaca, Orapu e Bonidoro (Guiana Francesa) e parte da Suíte Vila Nova, no Brasil (TEIXEIRA et al. 1989).

Dados magnetométricos e gravimétricos, relativos à região Amazônica e utilizados por HASUI et al. (1984), permitiram a definição de megafeições tectono-estruturais e possibilitaram a caracterização de doze blocos crustais articulados por zonas de cisalhamento e cinturões granulíticos, delimitados através de descontinuidades relacionadas às anomalias geofísicas. Segundo a concepção desses autores, a área estudada localiza-se na porção limítrofe do Bloco Maecuru com o Bloco Oiapoque, no contexto *do Cinturão de Cisalhamento Jari* (HASUI et al. op. cit.)

FARACO & CARVALHO (1994), quando da realização da Carta Metalogenética e Previsional do Pará e Amapá, elaborada sobre uma base tectono-estratigráfica, caracterizaram três grandes unidades geotectônicas: Área de Núcleo Antigo, Cinturões de Cisalhamento e Coberturas Plataformais. Além dessas, foram individualizadas quatro Províncias Metalogenéticas: Província Metalogenética do Amapá/NW do Pará, Província Metalogenética de Carajás-Sul do Pará, Província Aurífera do Gurupi e Província Aurífera do Tapajós. De acordo com esses autores, a área trabalhada está inserida no contexto de um cinturão de cisalhamento, no Distrito Aurífero do Ipitinga (Figura 4). Nesta Figura, pode-se, igualmente, observar a distribuição das seqüências metavulcano-sedimentares tipo Vila Nova, na porção oriental-setentrional brasileira do Cráton Amazônico.

O embasamento dessa seqüência metavulcano-sedimentar é constituído por granulitos, gnaisses, anfibolitos, migmatitos e granitos, integrantes do Complexo Guianense (LIMA et al., 1974), cujas datações pelo método U-Pb efetuadas em rochas correlatas no Complexo Imataca (Venezuela) forneceram idade de 3400 M.a. (MONTGOMERY, 1979 e MONTGOMERY & HURLEY, 1978). No Brasil, MONTALVÃO & TASSINARI (1984) dataram pelo método Rb-Sr, tonalitos e gnaisses do Amapá, da região da serra de Cupixi e dos rios Amapari e Ipitinga, cujos resultados permitiram a elaboração de uma isócrona de seis pontos, bem alinhados, revelando uma idade de 2944 M.a. e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,701, cujo valor levou os autores a admitir uma origem mantélica ou da crosta inferior para essas rochas. As idades K-Ar obtidas de minerais das rochas do mencionado complexo revelaram valores entre 2076-1759 M.a. interpretados pelos autores como resultantes do resfriamento regional do Ciclo Transamazônico e evidência de atuação do Ciclo Brasileiro (530 M.a.) Os granulitos do Complexo Guianense mostraram idade isocrônica Rb-Sr de 2674 M.a. e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7045. Posteriormente, LIMA et al. (1986) encontraram idades isocrônicas (Rb-Sr) de 2860 ± 60 M.a. e 2450 ± 70 M.a., respectivamente, em tonalitos trondjemitos e granulitos, no Amapá.

As datações K-Ar em muscovita e biotita de dois xistos da Suíte Vila Nova (MONTALVÃO & TASSINARI, op. cit.), apresentaram idades de 1819 ± 46 M.a., 1759 ± 49 M.a., enquanto que anfibólitos de três anfibolitos analisados, mostraram idades de 2088 ± 93 M.a., 2046 ± 63 M.a. e 1971 ± 51 M.a. Os mencionados autores atribuíram esses valores ao resfriamento regional dessas rochas, durante o Ciclo Transamazônico.

BASEI (1973), utilizando os dados de HURLEY (1968), realizou um estudo geocronológico nas rochas da Suíte Vila Nova na Serra do Navio, tendo obtido uma idade isocrônica (Rb-Sr) de 2090 M.a., com razão inicial de 0,706. Esses dados levaram o autor considerar tais rochas como integrantes de um cinturão formado durante o Ciclo Transamazônico.

Datações pelo método K-Ar em micas e hornblendas de xistos e anfibólitos da Suíte Vila Nova, revelaram 1750 ± 70 M.a., refletindo, certamente, a última homogeneização isotópica, devido ao magmatismo Uatumã, e 1975 a 2530 M.a. pelo método Rb-Sr (LIMA et al., 1974).

Análises isotópicas pelo método Sm-Nd realizadas nas metavulcânicas básicas basais do *greenstone belt* da Série Paramaca, correlatadas às metavulcânicas da Suíte Vila Nova, produziram idade isocrônica de 2110 ± 90 M.a. (GRUAU et al., 1985), considerada como idade de geração do vulcanismo inicial, da mencionada unidade. Tal valor é compatível com a idade de 2250 ± 10 M.a., obtida por GIBBS & OLSZEWSKI (1982), através do método U-Pb, para as rochas do Supergrupo Barama-Mazaruni na Guiana, correlatas às da Série Paramaca e às da Suíte Vila Nova. Esse fato levou GRUAU et al. (op. cit) a proporem o período entre 2200 a 2100 M.a. para o alojamento da maioria dos cinturões de rochas metavulcano-sedimentares no Escudo das Guianas.

Correlações entre o norte da América do Sul e o cráton Oeste-Africano, já foram propostas por vários autores, desde Choubert, Hurley, Hurley e Rand, Piper et al., Besols, apud CAEN-VACHETTE (1988).

A comparação dos dados paleomagnéticos da parte norte do Escudos das Guianas, com os registros precambrianos dos Escudos Oeste Africano, Kalahari e Congo sugere que os cinturões móveis, que bordejam esses escudos, representam zonas de movimentos transcorrentes (ONSTOTT & HARGRAVES, 1981). Os dados da África Ocidental são de unidades geologicamente similares àquelas do Escudo das Guianas.

O Escudo das Guianas aflora ao norte do continente Sul-Americano e cobre uma parte da Venezuela, da Guiana, Suriname, Guiana Francesa, Brasil e Colômbia. Os dados de geoquímica isotópica apontam para a existência de um núcleo arqueano, a oeste desse escudo, e de terrenos do Proterozóico Inferior, a leste. Entre essas duas porções há o lineamento de Guri, na Venezuela (Figura 5). O núcleo arqueano está situado na Venezuela, na Província de Imataca, compreendendo gnaisses (3252 M.a.), migmatitos (2700 M.a.), granulitos (3500 M.a.), metassedimentos, intrusões ígneas e *BIFs* orientadas segundo NE-SW. Assim, essas rochas possuem idades que variam entre 3500-3250 M.a., tendo sido migmatizadas a 2700 M.a.

Relíquias de terrenos arqueanos, semelhantes aos de Imataca, ocorrem a leste do lineamento de Guri, destacando-se as dos Complexo de Kanuko (Guiana) e de Fulawatra (Venezuela), a Série Ile de Cayenne (Guiana Francesa) e os Complexos Cauarane e Parima (Brasil, Figura 5). As rochas do Proterozóico Inferior, a leste de Guri, são representadas pelos cinturões metavulcano-sedimentares: Supamo e Botanamo (Venezuela), Barama-Mazaruni (Guiana), Marowijne (Suriname) e Paramaca-Bonidoro-Orapu (Guiana Francesa). Complexos granito-gnáissicos separam esses conjuntos vulcano-sedimentares, como o de Bartica, ao norte da Guiana, cujos zircões foram datados em 2200 M.a. (CAEN-VACHETTE, 1988).

A zona milonitizada de Guri, limita o domínio arqueano de Imataca do domínio gnáissico remobilizado do Grupo Pastora (Figura 5). Às proximidades dessa zona as idades dos gnaisses são muito

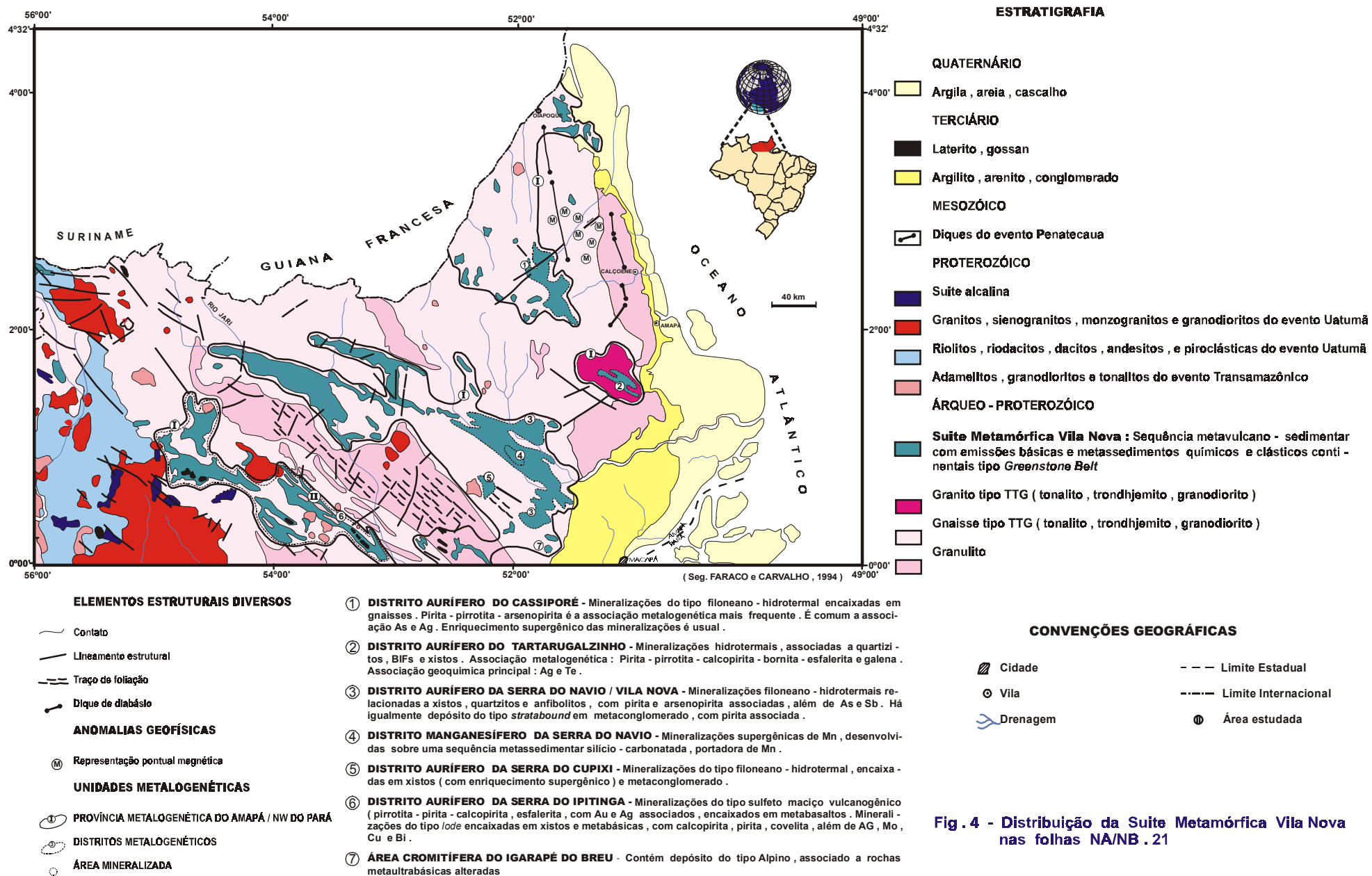


Fig. 4 - Distribuição da Suíte Metamórfica Vila Nova nas folhas NA/NB. 21

dispersas variando, de 2050 M.a. a 1540 M.a., e mostrando uma importante desestabilização, devido às intrusões de granitos, há cerca de 1700 M.a.

A concordância entre os resultados paleomagnéticos de ONSTOTT & HARGRAVES (op. cit) e os dados de geocronologia isotópica permitiu uma nova correlação entre o norte da América do Sul e o Cráton Oeste-Africano, cujas posições relativas, no período 2100-1500 M.a. estão mostradas na Figura 6. Nessa ocasião, as zonas falhadas de Guri (Venezuela), Sassandra (Côte d'Ivoire) e do leste de Zednes (Mauritânia) eram alinhadas, revelando as datações de milonitos, nessas duas últimas zonas, idade de 1670 M.a. (CAEN-VACHETTE op. cit). Vale ainda salientar que, como em Guri, a região de Zednes é o limite aproximado do Arqueano, a oeste, e do Proterozóico Inferior, a leste. Por outro lado, as regiões de Sassandra e de Guri exibem diversas analogias geocronológicas a saber: a) as rochas vizinhas mostram rejuvenescimento isotópico no período 1700-1600 M.a.; b) a região de Sasca, próxima à zona falhada e Sassandra, e a de Pastora (Venezuela), próxima à zona de Guri, foram desestabilizadas, ocorrendo idades dispersas, determinadas por Rb-Sr; c) na região de Zednes (Mauritânia), os dados geocronológicos são insuficientes para uma comparação semelhante à anterior, no entanto, nessas três regiões (Zednes, Sassandra e Guri) as idades das rochas plutônicas, às proximidades, se equivalem: 1755±98 M.a. (granitos de Bio Moghrein) e 1563±98 M.a. (Sienito do Tabatanat, Mauritânia), 1644±75 M.a. (granitos e sienitos do Monte Troquoi, Côte D'Ivoire), aproximadamente 1600 M.a. para os granitos da Venezuela, relacionados ao evento Parguazense, correlato ao evento tardi-eburneano da África Ocidental. Ademais, a grande semelhança entre as seqüências vulcano-sedimentares, relacionadas ao evento Eburneano Baoulé-Mossi, a leste da zona de Sassandra, e as rochas metavulcano-sedimentares a leste de Guri, na Venezuela, reforça tal correlação.

As supramencionadas similaridades levaram CAEN-VACHETTE (1988) a propor um alinhamento das zonas falhadas de Zednes, Sassandra e Guri, corroborado pela comparação entre os gnaisses de Sasca (Cote d'Ivoire) e Pastora (Venezuela), desestabilizados no início do Paleoproterozóico, e separadores de núcleos arqueanos (a oeste) de terrenos paleoproterozóicos (a leste), tanto no Cráton Oeste Africano, como no Escudo Guianense. Para a citada autora, os vestígios de terrenos eoproterozóicos, e mesmo arqueanos, nas zonas móveis pan-africanas e brasileiras (600-500 M.a.), podem representar testemunhos de um amplo escudo arqueano, que teria sido desestabilizado durante a orogênese eburneana-transamazônica. Segundo essa concepção, a dorsal de Man e o Escudo das Guianas teriam evoluído, conjuntamente, no período até de 3300 a 1500 M.a., após o que se teriam dissociado (Figura 7).

ABOUCHAMI et al. (1990) dataram as rochas birrimianas, da África Ocidental (Mauritânia, Senegal, Côte d'Ivoire, Nigéria), integrantes das duas grandes unidades maiores, as vulcânicas máficas bimodais e a seqüência vulcano-detrital, de protólito predominantemente félsico. Três isócronas de Sm-Nd foram obtidas das lavas toleíticas: 2229±0,042 Ga ($\epsilon\text{Nd}=3,6\pm1,0$), 21260±0,024 Ga ($\epsilon\text{Nd}=2,9\pm0,7$) e 2063±0,04 Ga ($\epsilon\text{Nd}= 3,1\pm1,0$).

Afora as considerações já emitidas, BOHER et al. (1992) definiram em 2195±19 M.a. (U-Pb em zircão), 2162±19 M.a. (Rb-Sr) e 2141 M.a. (Sm-Nd) as idades das rochas relacionadas ao evento

Dabakaliano (o mais antigo do ciclo Birrimiano). As idades mais precisas para os terrenos birrimianos ficam entre 2,12 e 2,07 Ga. As evidências isotópicas dos granitóides birrimianos mostram que eles contêm um componente desprezível de crosta arqueana: ϵNd (2,1Ga) positivos e similares aos dos basaltos birrimianos, tempo de residência crustal inferior a 200 M.a. e idades U-Pb, para zircões detríticos dos sedimentos, variando de $2098 \pm$ M.a. a 2125 ± 17 M.a.

Em consonância com a proposta de ABOUCHAMI et al. (op. cit.), segundo a qual os basaltos birrimianos representam platôs oceânicos, os supracitados autores argumentam que os protólitos da maior parte do continente oeste-africano foram gerados em torno de 2,1 Ga, em ambiente distinto àquele da crosta arqueana, onde as rochas graníticas calci-alcálicas, intrusivas nas unidades toleíticas, condicionariam a formação dos arcos de ilhas nos topos desses platôs, que teriam colidido com o cráton arqueano de Man. Considerando-se as formações Birrimianas do Escudo das Guianas, BOHER et al. (op. cit.) estimaram em $1,6 \text{ km}^3/\text{ano}$ a taxa de crescimento crustal birrimiana há 2,19 Ga, cerca de 60% mais elevada que a atual. Assim, a comparação da taxa de crescimento da crosta birrimiana, naquele tempo, com a taxa média de crescimento crustal da história da Terra, indica que grande parte da crosta birrimiana foi reciclada no manto ou incorporada aos segmentos orogênicos mais jovens.

As idades do Birrimiano africano são compatíveis com os $2,11 \pm 0,099$ Ga. (Sm-Nd) das rochas da Série Paramaca na Guiana Francesa (GRUAU et al., 1985), e os $2,25 \pm 0,01$ Ga. (U-Pb), na Guiana (GIBBS & OLSZEWSKI, 1982). A Série Paramaca e a Suíte Vila Nova exibem os mesmos litotipos, graus metamórficos, quimismos e tipos de mineralizações (MILÉSI et al., 1992).

Os resultados obtidos durante esta pesquisa, acerca das idades modelos da Suíte Vila Nova, variam de 2.26 Ga a 2.19 Ga, o que vem a reforçar a correlação entre a Suíte Metamórfica Vila Nova e as demais seqüências metavulcano-sedimentares do Escudo das Guianas e do Cráton Oeste-Africano.

1.4.2. Considerações litoestratigráficas

As primeiras referências à unidade Vila Nova partiram de PAIVA (1946), quando da citação de uma faixa de metassedimentos, com várias camadas de Mn, às proximidades da Serra do Navio, além de quartzitos intercalados a itabiritos e lentes de hematita, localizados no Amapá. Todavia, data de 1948 a denominação *Série Vila Nova* para designar um conjunto de rochas precambrianas perturbadas (sic), dobradas e subverticalizadas, intercaladas ao Complexo Fundamental, ocorrente no Amapá e estendendo-se do rio Vila Nova até o rio Oiapoque (ACKERMANN, 1948). Posteriormente, NAGGEL (1962) denominou *Série Amapá* ou *Vila Nova* aos metamorfitos da parte central do Amapá, subdividindo-os nas fácies *Santa Maria*, *Jornal* e *Serra do Navio*. Em 1966, SCARPELLI estabelece uma divisão da *Série Amapá*, no Distrito da Serra do Navio, em *Grupo Serra do Navio* (metassedimentos protominérios de manganês) e *Grupo Jornal* (metamafitos de fácies anfíbolito).

Na região do rio Ipitanga, o estudo petrográfico da unidade Vila Nova foi efetuado inicialmente por ISLLER et al. (1974), que a caracterizaram como faixas de metassedimentos, predominando metapelitos com camadas basais arenosas, impurezas aluminosas e calcíferas e vulcanismo básico associado

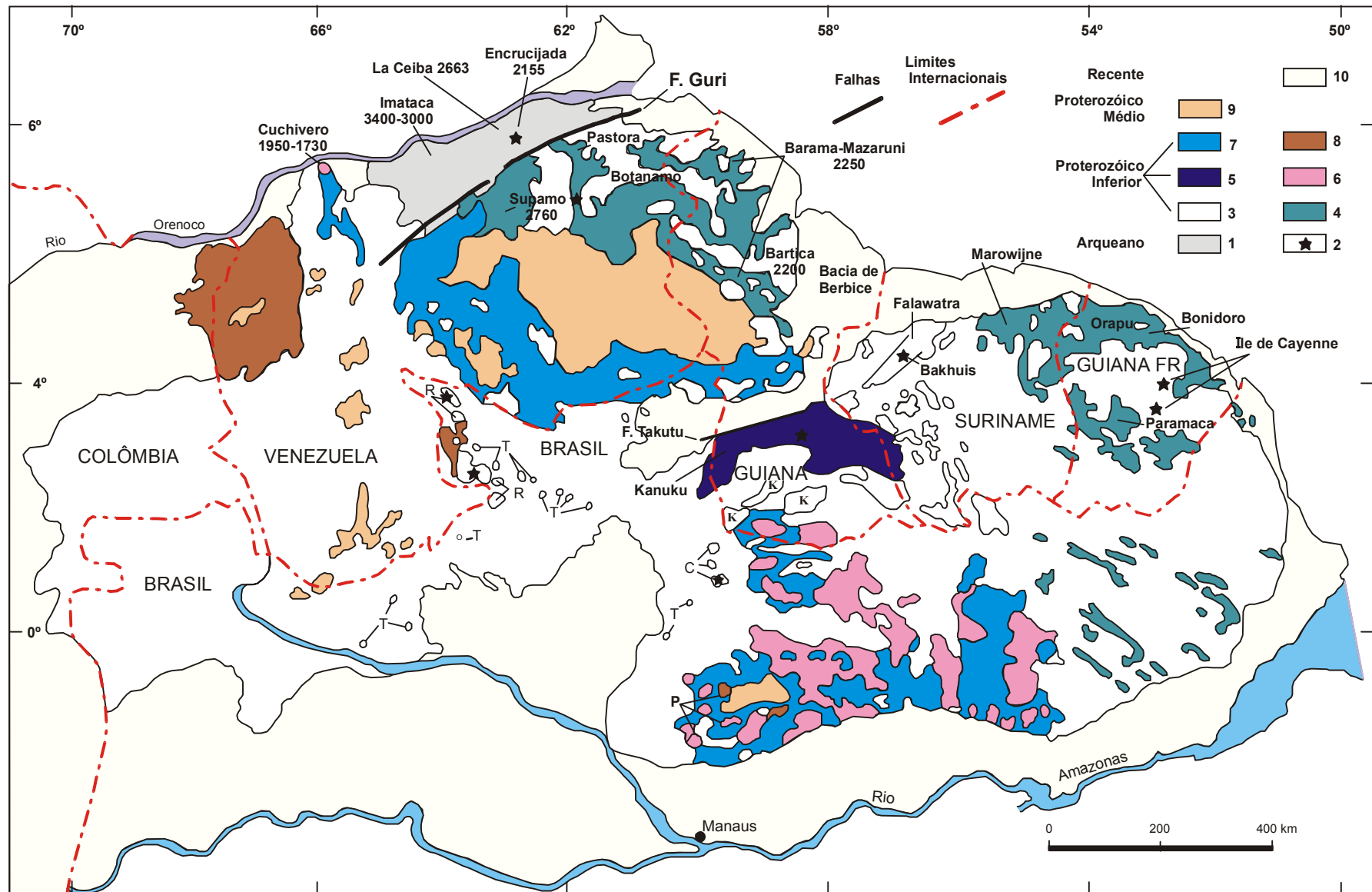


Fig.5 - Mapa geocronológico do Escudo das Guianas (CAEN - VACHETTE, 1988) com modificações (CARVALHO et al, 1995) . 1 - Complexo Arqueano de Imataca (Norte da Venezuela); 2 - Possíveis vestígios arqueanos nas seguintes unidades : Kanuko (Guiana), Falawatra (Suriname), Ile de Cayenne (Guiana Francesa), Supamo (Venezuela), Cauarana (C) e Parima (R) (Brasil) . Conjunto remobilizado de Pastora (Venezuela) . 3 - Proterozóico Indiferenciado , principalmente granitos e rochas metamórficas do Proterozóico Inferior ; Kwitaro (K) (Guiana) ; Cauarana (C) e Parima (R) Brasil ; T : rochas intrusivas máficas transamazônicas (Brasil) , 4 - Sequências vulcano-sedimentares do Proterozóico Inferior : Supamo e Botanamo (Venezuela) ; Barama - Mazaruni (Guiana) ; Marowijne (Suriname) ; Paramaca, Bonidoro e Orapu (Guiana Francesa) . 5 - Rochas transamazônicas de alto grau metamórfico . 6 - Granitóides de 1900 a 1700 M. a. 7 - Vulcânicas de 1900 a 1750 M. a. 8 - Granito de 1600 a 1500 M. a. (P) . 9 - Sedimentos do Proterozóico Médio . 10 - Cobertura recente .

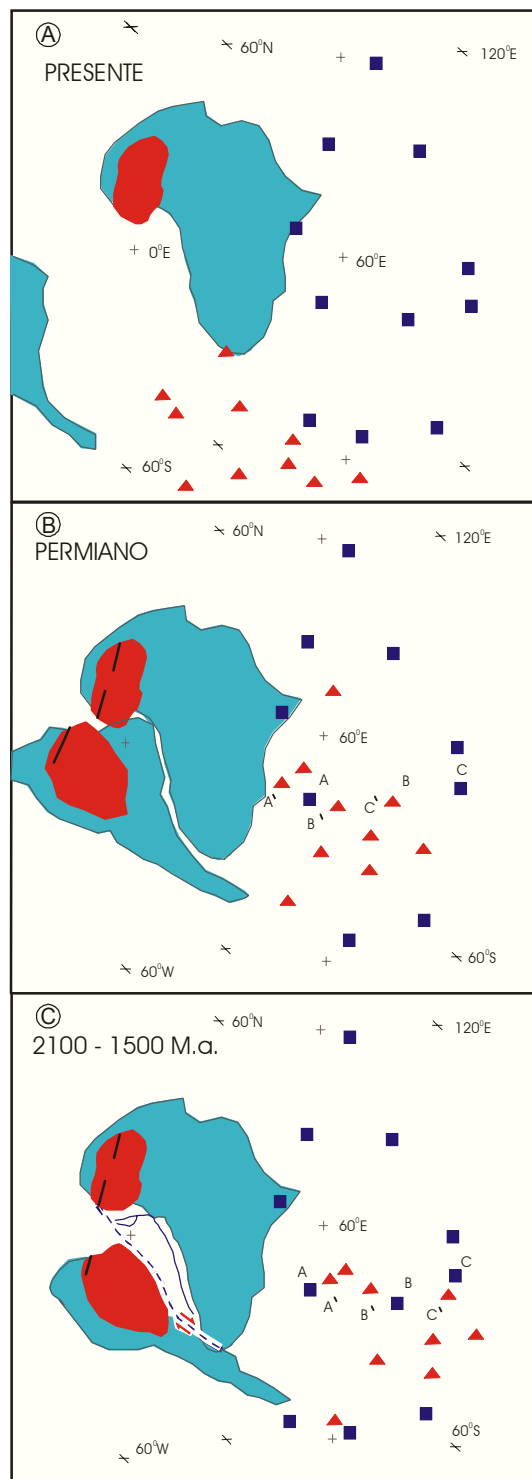
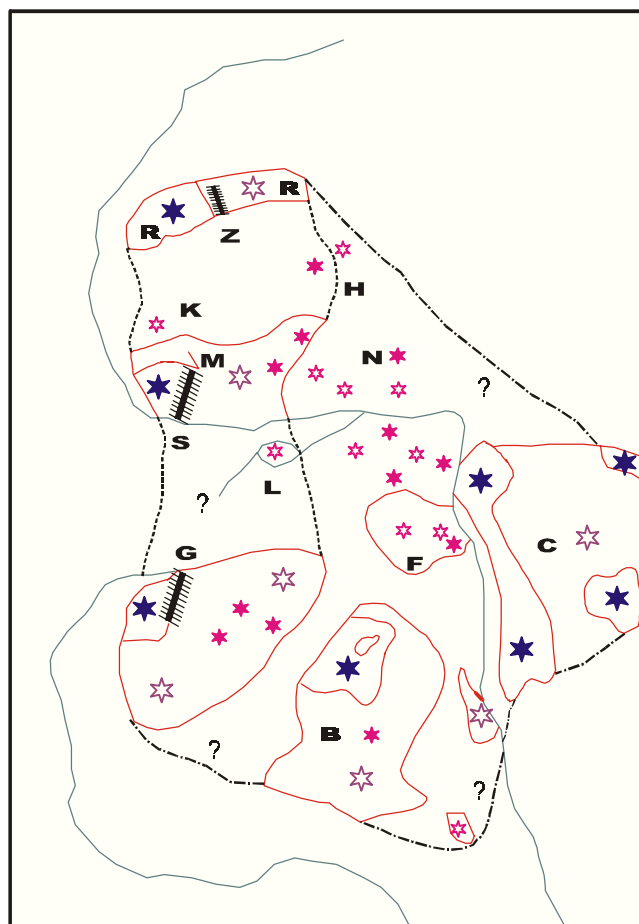


Fig. 6 - Dados paleomagnéticos dos Escudos das Guianas (▲) e Oeste-Africano (■), (ONSTOTT & HARGRAVES, 1981). As linhas mais espessas correspondem à crosta continental mais antiga que 1.500 M.a e as zonas de falhas de Guri e Sassandra. a) posições atuais dos continentes; b) Reconstrução no Permiano, em que A, B e C e A', B' e C' indicam provavelmente os pólos dos escudos W-Africano e das Guianas, respectivamente; c) Reconstrução proposta para o período 2.100 M.a - 1.500 M.a. Falha transcorrente (linha tracejada).



- ★ Registros de 2.000 M.a em terrenos de 600 M.a
- ☆ Zonas reativadas e/ou formadas entre 2.500 e 1.500 M.a
- ✱ Vestígios arqueanos a confirmar
- ★ Zonas de idade arqueanas datadas > 2.700 M.a
- Limite do Escudo Guianense / W - Africano
- Extensão possível desse Escudo

Cráton W -Africano

- R. Dorsal Réguiat
- M. Dorsal de Man
- K. Keniaba
- H. Hoggar
- N. Nigéria
- Z. Zona falhada de Zednes
- S. Zona falhada de Sassandra

Cráton Amazônico

- A. Escudo Guianense
- B. Escudo do Guaporé
- G. Zona falhada de Guri

- Cráton de São Francisco: F
- Cráton do Ungo: C
- Cráton de São Luis: L

Fig. 7 - Possível cráton W-Africano-Guianense no Paleoproterozóico. (CAEN-VACHETTE, 1988).

posicionada, discordantemente, sobre o Complexo Guianense (unidade basal para os mencionados autores). LIMA et al. (1974) denominaram *Grupo Vila Nova* ao “conjunto de metamorfitos, pertencentes ao fácies xisto-verde e almandina-anfibolito de TURNER & VERHOOGEN (1960), “assentados discordantemente sobre o Complexo Guianense”. OLIVEIRA et al. (1975) individualizaram o grupo Vila Nova nas folhas NA.21/NB.21, como metamorfitos das fácies xisto verde e anfibolito, sobrepostos ao Complexo Guianense e constituídos por quartzitos, itabiritos, mica-xistos e anfibolitos.

A concepção de JORGE JOÃO et al. (1978), acerca da unidade Vila Nova, quando dos trabalhos nas folhas NA.22-Y-C-V, na mesopotâmia Jari-Paru, difere das até aqui consideradas. Para eles, a *Suíte Metamórfica Vila Nova* constitui-se de “ortoanfibolitos basais, minérios de ferro e quartzitos epizonais”, íntima e geneticamente relacionados. Desse modo, a unidade foi dividida em duas subunidades com hierarquia de formação: *Anfibolito Anatum* e *Quartzito Fé em Deus*, este subdividido em *Fácies Muscovita Quartzito*, *Fácies Quartzo Ferrífero* e *Fácies Ferrífero*. Ainda segundo aqueles autores, o quartzito representa “produto derivativo” das metavulcânicas máfico-ultramáficas que lhes são subjacentes”(Anfibolito Anatum). Essa hipótese foi idealizada pela existência de uma “zona de transição” entre anfibolito e quartzito em muitas amostras representativas e pela presença nos quartzitos de “fácies minerais exclusivas de rochas ultramáficas”. Admitiram, ainda, ser a unidade Vila Nova uma seqüência do tipo *greenstone belt*, cronologicamente mais antiga que os gnaisses, tonalitos, trondhjemitos, granodioritos e sienogranitos da *Suíte Metamórfica Guianense*, estes “equivalentes migmatizados dos componentes rochosos”, daquela suíte. A Suíte Metamórfica Vila Nova seria integrante da *Associação Amapá* (sic) e foi considerada pelos referidos autores como arqueano-eoproterozóica, cronologicamente mais jovem que os granulitos da “**Suíte Metamórfica Ananaí** (sic) e mais antiga que os gnaisses e migmatitos da “**Suíte Metamórfica Guianense**” (sic).

MONTALVÃO (1985a) em estudo petrológico do Grupo Parima e do Supergrupo Vila Nova (sic), caracterizou essas unidades como seqüências vulcano-sedimentares, tipo *greenstone belt*, de natureza toleítica-komatiítica, originadas a partir de fusão do manto superior, seguida de diferenciação. Para esse autor, a Suíte Vila Nova consiste em metarenitos, tremolita-xistos, serpentina-clorita-tremolita-xisto, anfibolitos e plagioclásio-actinolita-xisto. MONTALVÃO (1985b) também estudou a origem dos anfibolitos das duas unidades supracitadas e dos encaves na região do Parima, determinando que os mesmos são de origem ígnea.

CHOUDHURI et al. (1985) consideraram os cinturões de rochas verdes paleoproterozóicos do norte do Escudo das Guianas, constituídos predominantemente de rochas de composição basáltica, com quimismo semelhante aos arcos de ilha. Em diagramas discriminantes (PEARCE et al. - 1977) é notória a similaridade entre essas rochas e os basaltos das cadeias meso-oceânica (*MORBs*) e os toleitos de arcos insulares (*IAT*). No entanto, existem diferenças significativas nos conteúdos de Ti e Zr, assim como nos padrões de terras raras. Assim, CHOUDHURI et al. (op. cit.) propõem a combinação de arco de Ilha - subducção como modelo para geração dessas rochas e deixam clara a necessidade de estudos futuros para a idealização da história da produção do magma basáltico nesses cinturões.

FARACO (1990) manteve a denominação da Suíte Metamórfica Vila Nova de JORGE JOÃO et al. (op. cit.), sugerindo contudo, o abandono do termo *Associação Amapá*, em obediência ao GUIA DE NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA (1982), segundo o qual é errônea tal denominação, para designar uma reunião de grupos ou de formações. Naquela ocasião, a referida autora caracterizou a Suíte Metamórfica Vila Nova como uma seqüência metavulcano-sedimentar, constituída por rochas metavulcânicas, e, mais raramente, metaplutônicas, máficas e ultramáficas, rochas a cordierita-antofilita e rochas a quartzo-clorita, às quais estão sobrepostos sedimentos químicos, que configuram formações ferríferas bandadas dos tipos óxido e silicato, além de metassedimentos clásticos. Mineralizações sulfetadas estão associadas às rochas metavulcânicas basais hidrotermalizadas, contendo pirrotita, pirita, calcopirita e esfalerita, com Au e Ag associados, além de traços de galena e molibdenita. Teores significativos de Pt foram detectados em *BIFs* tipo silicato e rochas a cordierita-antofilita.

2. GEOLOGIA LOCAL

No âmbito da área estudada estão cartografados os gnaisses, migmatitos e granitóides do Complexo Guianense, as rochas metavulcânicas máfico-ultramáficas e as *BIFs* com intercalações de metassedimentos clásticos da Suíte Metamórfica Vila Nova, além os corpos de granitos intrusivos no pacote metavulcano-sedimentar. Os afloramentos dessas rochas graníticas estão igualmente assinaladas, devido à importância petrológico-metalogenética das relações entre eles e os metamafitos da Suíte Vila Nova (Figuras 8a,b).

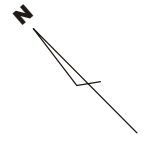
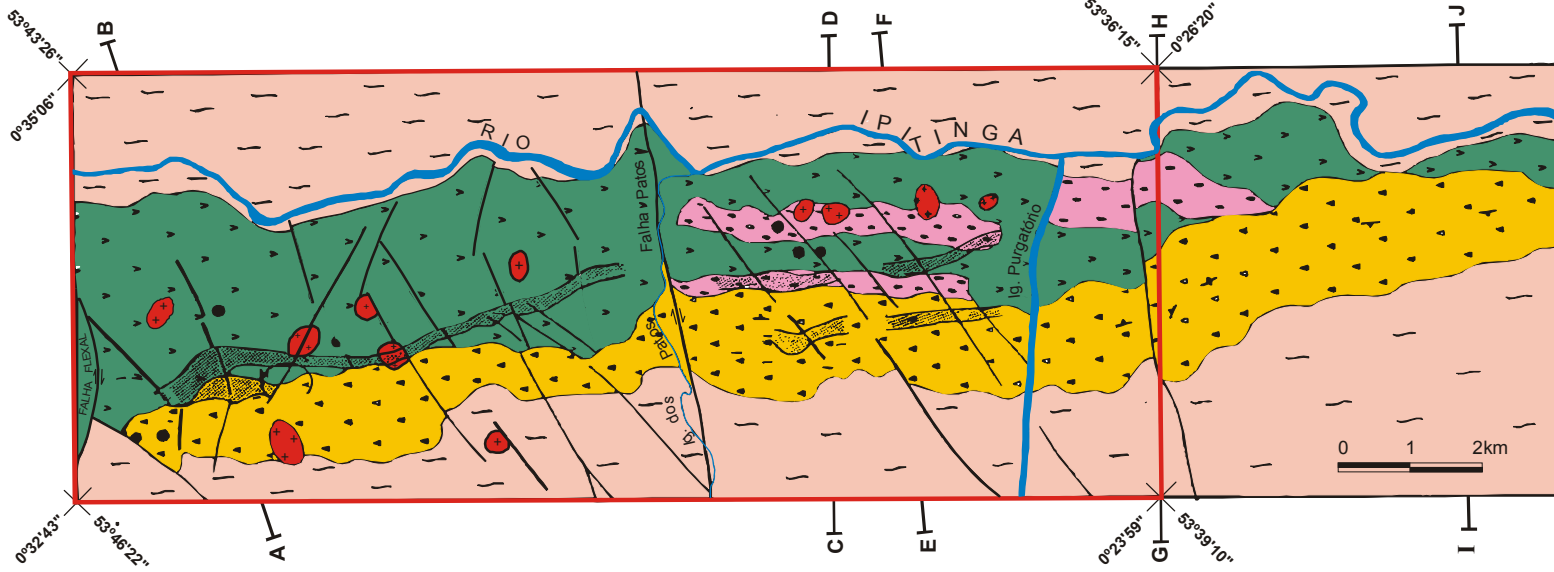
O Complexo Guianense constitui o embasamento sobre o qual está assentada a referida Suíte, mantendo contato com ela em toda a sua extensão. As estruturas planares possuem direção geral NW-SE, com mergulhos para NE (Figura 8a).

As rochas que compõem a Suíte Vila Nova configuram serras alongadas segundo NW-SE consistindo em rochas metavulcânicas máfico-ultramáficas basais, sobrepostas por *BIFs* dos tipos silicato e óxido e metassedimentos clásticos continentais (quartzitos, xisto pelíticos e metagrauvacas), correspondendo aproximadamente a 2/3 da área (Figura 8). Os metamafitos são mais expressivos e distribuem-se por toda a área, enquanto que as formações ferríferas formam faixas alongadas nas porções SE, SW e NW. Os metassedimentos clásticos estão intercalados às *BIFs* tipo silicato e não puderam ser cartografados separadamente na escala trabalhada. Todo o pacote sofreu deformação dúctil, revelada pelas zonas e microzonas de cisalhamento de caráter indefinido, além de mega, meso e microveios de quartzo, dobras e microdobras, formando faixas alongadas com foliação NW-SE e mergulhos subverticais (70° - 80°) geralmente para NE. Há registro de inversão de mergulho, de NE para SW em região contígua à área pesquisada (Figura 8a).

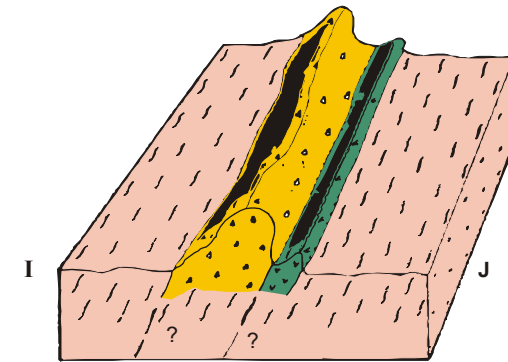
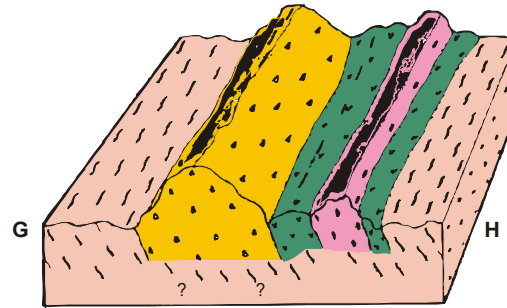
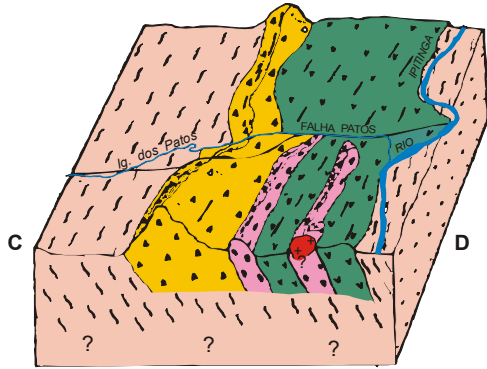
As metavulcânicas basais da Suíte Vila Nova (Anfibolito Anatum) são lavas básicas e subordinadamente ultrabásicas, metamorfisadas até a fácies anfibolito. Em subsuperfície há predominância de metamafitos básicos de baixo grau, de fácies xisto verde, com a presença marcante de basaltos hidrotermalizados (rochas ricas em quartzo-clorita), hospedeiros de mineralizações sulfetadas, e restritas à subsuperfície. Assim, no contexto das metavulcânicas máfico-ultramáficas estão agrupados anfibolitos, hornfels, metatufos com CPX, actinolita-xistos, epidiositos, metadiabásios, metapiroxenitos e rochas a cordierita-antofilita.

A porção sedimentar da suíte é constituída por *BIFs* tipo silicato com intercalações de metassedimentos clásticos e *BIFs* tipo óxido. Os primeiros consistem em grunerita-granada-quartzo-xistos, grunerita-quartzo-granada-xistos e grunerita-hastingsita-granada-quartzo-xisto, com intercalações de muscovita-quartzito, cordierita-muscovita-quartzito, biotita-cordierita-muscovita-quartzo-xisto, cordierita-muscovita-quartzo-xisto, cordierita-quartzo-muscovita-xisto e andaluzita-muscovita-quartzo-xisto. As *BIFs* tipo óxido são hematita-quartzo-xisto, hematita-grunerita-xisto, K-feldspato-grunerita-hematita-quartzo-xisto, K-feldspato-grunerita-hematita-quartzo-xisto, actinolita-grunerita-hematita-quartzo-xisto à magnetita.

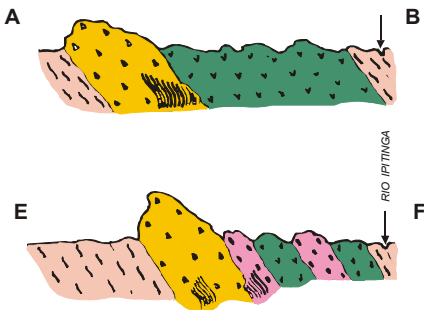
MAPA GEOLÓGICO



BLOCOS DIAGRAMAS



SEÇÕES ESQUEMÁTICAS



- BIF (tipo óxido) metassedimentos clásticos
- BIF (tipo silicato) metassedimentos clásticos
- Metavulcânicas máfico-ultramáficas
- Gnaisses, migmatitos e granitóides
- Granito intrusivo
- Afloramento de granito intrusivo não individualizado
- Anomalia magnética-corpo circular

- Contato
- Falha
- Atitude
- Projeção vertical do corpo condutor em superfície
- Corpo condutor
- Área trabalhada

FIGURA. 8a

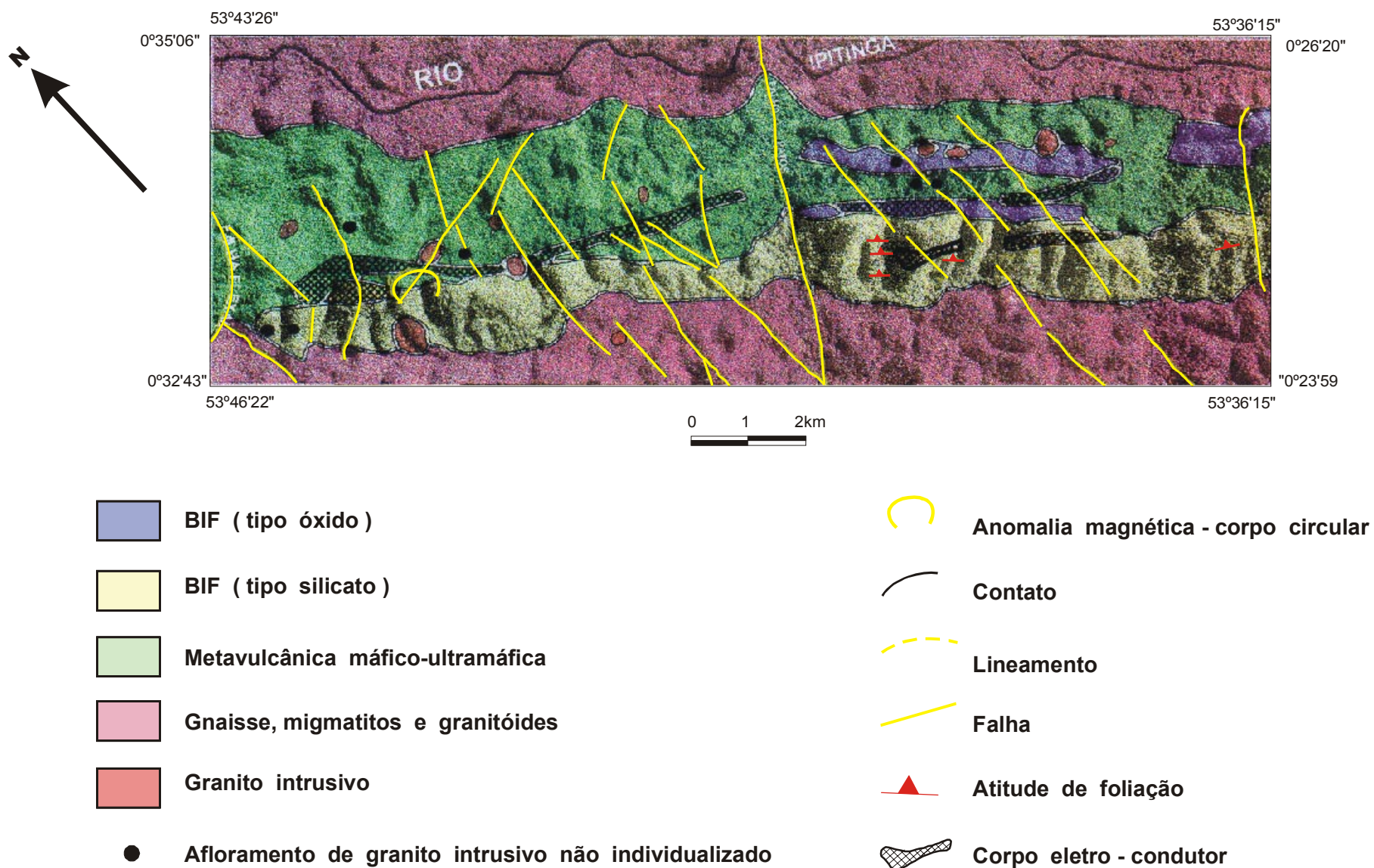


Fig. 08b: Mapa Geológico sobreposto à fotografia aérea da área estudada.

As rochas graníticas intrusivas na seqüência são granitos (ss), álcali-feldspato-granitos alaskíticos, granodioritos e leucogranitos subvulcânicos. Não obstante o caráter pontual das exposições dessas rochas, suas ações termais e hidrotermais em todo o pacote metavulcano-sedimentar são significativas.

Um fato relevante é a existência de rochas alteradas por processos supergênicos, desenvolvivos sobre as metavulcânicas básicas e sobre as formações ferríferas, representando gossans e lateritos (FARACO, 1990). Ainda que tais rochas não sejam cartografadas no mapa geológico da Figura 8, sua presença é importante por constituir metalotecto de mineralizações auríferas.

A aplicação do método elétrico de polarização induzida simultaneamente ao método magnético, condicionou a delimitação de um corpo condutor em subsuperfície, concordante com o *trend* dos metamorfitos encaixantes (MARINHO et al. 1983). A projeção vertical desse corpo em superfície é de aproximadamente 10 km de extensão, com largura variando de 50 a 700 m, profundidade do topo calculada entre 35 a 70 m e mergulho médio de 60° NE. Furos de sondagem realizados pela CPRM para o GEBAM (MELLO et al 1985) revelaram a presença de mineralizações sulfetadas.

3. PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

A Suíte Vila Nova, na área estudada, possui uma grande variedade de litotipos, gerados quando do metamorfismo, deformação e dos diversos eventos hidrotermais nela atuantes. Tais litotipos foram classificados como:

3.1. ANFIBOLITOS

Constituem as rochas de maior distribuição superficial, exibindo considerável diversidade textural-mineralógica, que permite sua classificação em diversos tipos. Todavia, a grande maioria sofreu efeitos hidrotermais superimpostos ao processo metamórfico regional, com intensidades variáveis, havendo rochas em que os mesmos são apenas incipientes, enquanto que em outras a recristalização tardia é bastante significativa e em algumas ela é sobreposta ao metamorfismo regional. A presença dessas rochas nos furos de sondagem 01, 03, e 04 é subordinada.

Os anfibólitos mais comuns são anisotrópicos, ricamente foliados, cinza-escuros a cinza-esverdeados. Microscopicamente mostram fábricas cristaloblásticas, texturas nematoblásticas finas, cujos tamanhos dos grãos variam de 0,05 mm a 1,5 mm, essencialmente constituídos por hornblenda verde e plagioclásio, sendo quartzo, opacos, epidoto e titanita os acessórios mais freqüentes (Figura 9a). Alguns deles registram ações hidrotermais, reveladas pela microclinização, sericitização e epidotização do plagioclásio, actinolitização, biotitização e cloritização da hornblenda. As análises de microsonda eletrônica nos anfibólitos dessas rochas revelaram que os mesmos são hornblendas, tendo sido identificada também actinolita, formada por alteração daquelas (Figura 10, Tabelas 1 e 2 - Anexo).

O plagioclásio ocorre como cristais subidioblásticos a xenoblásticos de 0,04 a 0,05 mm, em quantidades que variam de 10 a 25% dos volumes. Mais raramente mostram-se como prismas ripiformes maclados segundo as leis da albita, periclina e albita-Carlsbad. A composição química desse mineral corresponde principalmente à labradorita, tendo sido analisado apenas um cristal de andesina (Figura 11 e Tabela 3). A microclina também está presente nessas rochas (Figura 11 e Tabela 4). O quartzo perfaz 2 a 4% dos volumes, ocorrendo como integrante das porções granoblásticas, junto com plagioclásio, segregado como inclusões em hornblendas actinolitizadas ou, como vênulas de espessura média em torno de 0,5 mm. Nas rochas em que os processos hidrotermais são mais salientes, há um aumento da quantidade de quartzo.

Os opacos estão presentes em quantidades que variam de 1 até 7% do volume. São ilmenita e sulfeto de ferro (pirita e/ou pirrotita), inclusos em hornblenda e/ou plagioclásio. O epidoto constitui cerca de 0,2% dos volumes, ocorrendo como substituto parcial de anfibólito e plagioclásio, ou como produto de recristalização tardia em zonas de cisalhamentos transversais à foliação, via de regra associados a opacos, ou formando vênulas cujas espessuras variam de centésimos até décimos de milímetro.

Análises químicas de epidoto nessas rochas mostram que os mesmos são epidoto (ss) e zoisita (Tabela 5), em uma clara demonstração de processo metamórfico retrogressivo. Titanita e albita estão presentes em quantidades acessórias. Em alguns anfibolitos ocorrem cristaloblastos subidioblásticos de clinopiroxênio em quantidades acessórias, cujas composições apresentam leve excesso de Wo (Figura 12 e Tabela 6). Assim, essas rochas apresentam uma paragênese do tipo hornblenda-plagioclásio-titanita-opacos-(quartzo)-(clinopiroxênio) típica de fácies anfibolito, que por reações com fluidos relacionados ao cisalhamento regional e às intrusões graníticas, exibem associações de fácies xisto verde (actinolita-zoisita-(clinozoisita)-clorita). As cloritas analisadas nessas rochas possuem composições químicas no limite do campo da sheridanita com a ripidolita (Figura 13 e Tabela 7).

Existem anfibolitos mesoscopicamente semelhantes aos acima comentados, no entanto, ao microscópio distinguem-se destes por apresentarem dois tipos de anfibólios: a hornblenda verde e a grunerita (Figura 9b). Ambos foram identificados na microscopia eletrônica de varredura (Figuras 14 e 15) e na microsonda (Tabelas 1 e 8). Os anfibólios cálcicos dessas rochas foram identificados como hornblendas comuns (Figura 10), o plagioclásio como labradorita (Figura 11). Reações minerais retrogressivas são registradas, através de penetração de fluidos em microfraturas transversais à foliação, com geração de carbonato, opacos, sericita, microclina e zoisita (Tabela 5 e Figura 16). Ação de metamorfismo termal superimposto é evidenciada pela presença de texturas granoblásticas subordinadas, formadas por mosaicos de plagioclásio, quartzo e hornblenda, além de scheelita (Figura 17), sugerindo a interferência de fluidos e magmas graníticos na sequência cálcio-silicática.

3.2. HORNFELS

A grande maioria das rochas metavulcânicas máficas analisadas petrograficamente exhibe efeitos termais superimpostos ao processo metamórfico regional. São maciças e ligeiramente anisotrópicas, de granulação média à grossa, com fábricas cristaloblásticas, em que as texturas, dependendo das intensidades das transformações sobrepostas, variam de nematoblásticas, com subordinadas porções granoblásticas - quando tais processos são incipientes - a granoblásticas poiquiloblásticas - quando as modificações sobrepõem-se quase que totalmente aos efeitos do metamorfismo regional (Figura 9c). A composição mineralógica essencial é hornblenda e plagioclásio, havendo diopsídio (Figura 12), epidoto, titanita, opacos e quartzo como acessórios. Via de regra essas rochas possuem granulação média a grossa, no entanto, há hornfels de granulação fina, maciços, cinza-escuros, com fábrica cristaloblástica isotrópica, essencialmente constituída de feldspato, hornblenda e diopsídio (Tabela 9). As feições texturais granoblásticas fenoblásticas (quase sempre poiquiloblásticas), superimpostas às nematoblásticas são evidências de ações termais pós-metamórficas, responsáveis pela recristalização e rearranjo textural. Tais evidências são reforçadas pela presença de granitos intrusivos às proximidades.

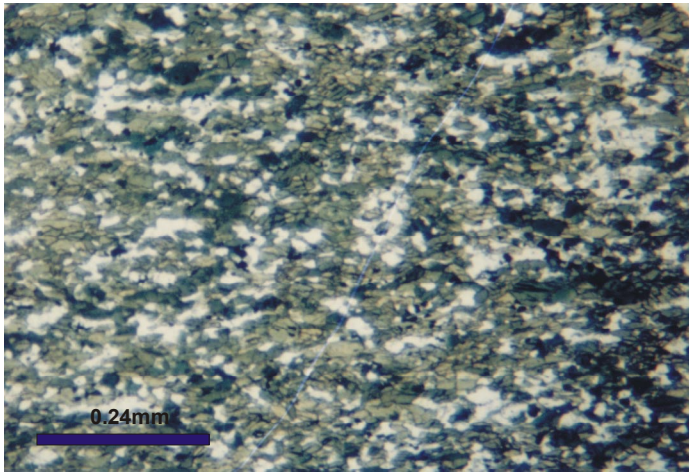


Fig. 9a - Textura grano-nematoblástica fina de anfibólito, em que prismas alongados de hornblenda orientados, são intercalados às porções granoblásticas quartzo-feldspáticas. Aumentada 10 vezes; nicóis//.



Fig. 9b -Hornblenda (verde) e grunerita (incolor), misturados às porções granoblásticas quartzo-feldspáticas e opacos, configurando uma textura grano-nematoblástica. Aumentada 25 vezes; nicóis//.

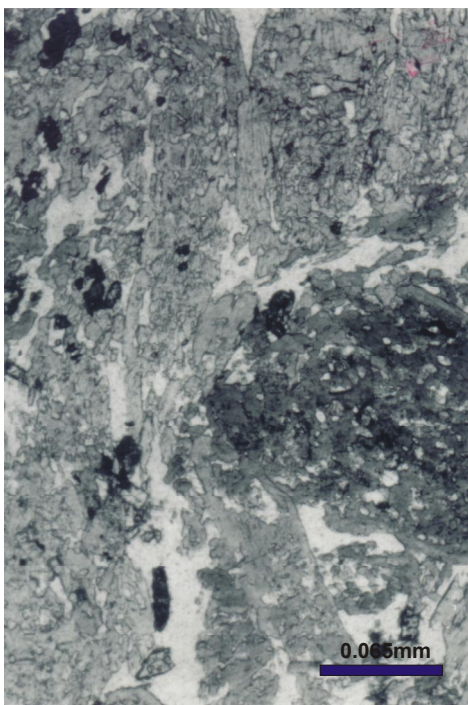


Fig. 9c - Hornfels com textura poiquiloblástica tipo *peneira*, em que fenoblastos de hornblenda são diversos em uma matriz fina quartzo-feldspática. Nicóis//

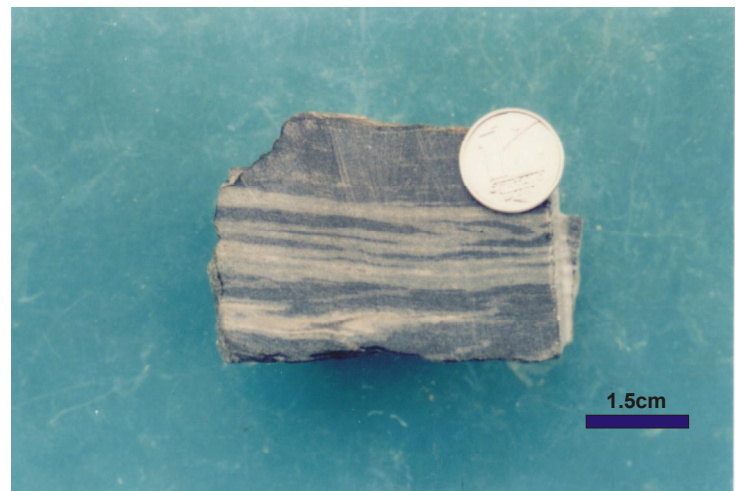


Fig. 9d - Metatufo bandado com CPX bandado. Os aspectos microscópicos serão vistos na figura. 18b e 18c.

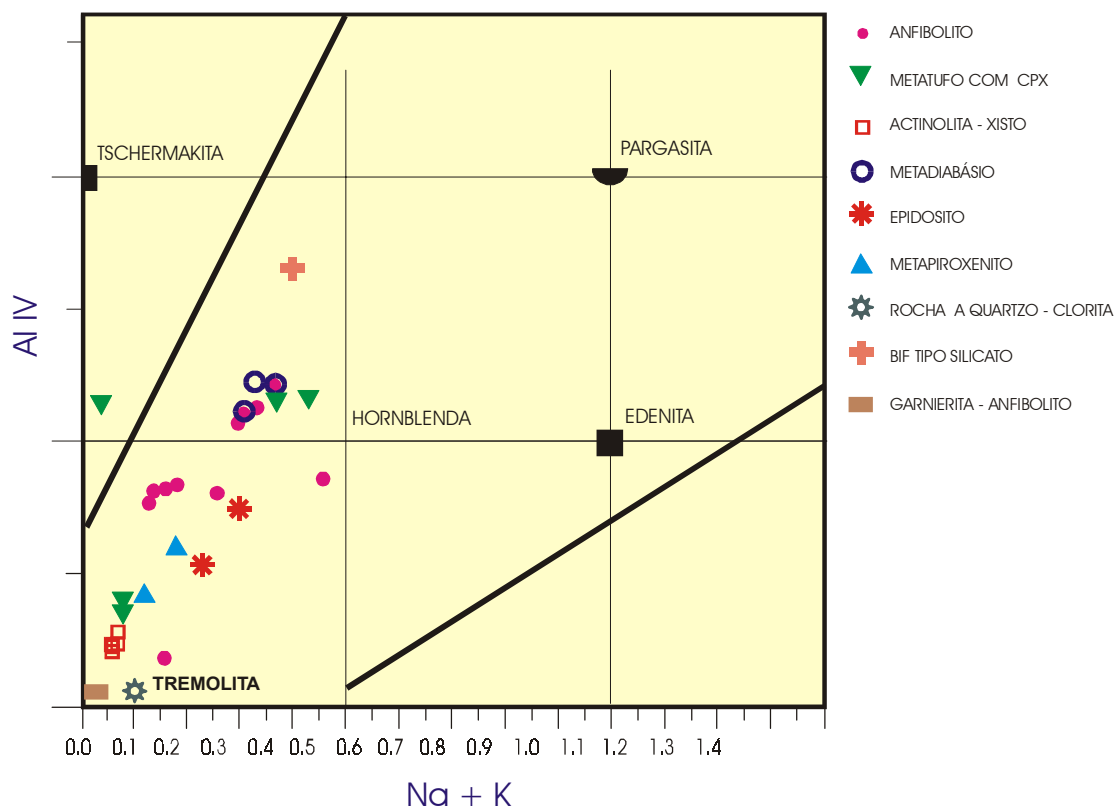


Fig.10 - Classificação dos anfibólios cálcicos de rochas da S. Vila Nova

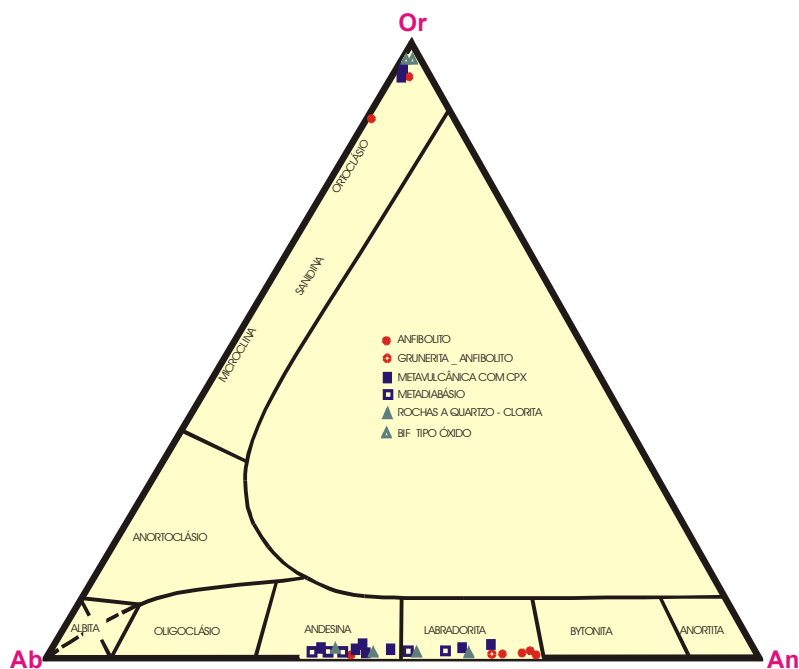


Fig.11 - Classificação dos feldspatos de rochas da Suite Vila Nova

3.3. METATUFOS COM CPX

São rochas máficas, finamente foliadas, cujo caráter mesoscópico mais relevante é a estrutura bandada, em que bandas verde-claras (de 1,0 a 8,0 mm), regulares ou não, encontram-se intercaladas às porções verde-escuras; quase sempre desenvolvendo um bandamento e mais raramente formando espécies de *boudins* entre as partes escuras (Figura 9d e 18a.). Em ambos os casos as porções claras encontram-se dispostas paralelamente aos planos de foliação. Há igualmente rochas anisotrópicas, foliadas que mostram alternância de cores, distribuídas tanto em bandas irregulares verde-claras e cinza-escuras, como em manchas esbranquiçadas aleatoriamente dispersas nas partes mais escuras, estas exibindo um arranjo textural nematoblástico fino, essencialmente constituído de anfibólio e plagioclásio. O anfibólio é a hornblenda e a actinolita (Figura 10 e Tabela 10) e o plagioclásio dos tipos andesina e labradorita (Figura 11 e Tabela 11), com zoneamento inverso, constatado na análise de microsonda, em que os pontos mais externos (10 e 17, Tabela 11), são mais cálcicos que o interno (18, Tabela 11). As porções claras granoblásticas são constituídas por epidoto, clinopiroxênio e plagioclásio (Figura 18b e 18c).

As análises de microsonda constataram a presença de epidoto e zoisita (Tabela 5), o clinopiroxênio possui composição química correspondente ao limite diopsídio/hedenbergita rico em cálcio (Figura 12, Tabela 12). Ações hidrotermais posteriores ao metamorfismo regional são registradas nas bandas nematoblásticas, através de substituições parciais de hornblenda por actinolita e/ou epidoto (Figura 18d), e da microclinização (Figura 11 e Tabela 4) e/ou sericitização do plagioclásio, enquanto que nas porções heteroblásticas a substituição do clinopiroxênio por epidoto e/ou actinolita é o efeito mais realçante (Figura 19a). Quanto mais atuantes foram os processos hidrotermais, maior a quantidade de epidoto nessas rochas, havendo algumas em que esse mineral constitui 15% do volume. Todas as substituições são de caráter retrogressivo, gerando assembléias de fácies xisto verde. Os arranjos irregulares podem ser indicativos de metamorfismo a partir de uma rocha vulcanoclástica (tufo ou vulcânica intercalada a sedimentos), enquanto que as bandas regulares podem representar um caráter deposicional regular do protólito, em que lavas seriam regularmente intercaladas a sedimentos. Os baixos teores de Cr_2O_3 nos piroxênios das possíveis porções metassedimentares (Tabela 12) reforçam essa hipótese.

3.4. ACTINOLITA-XISTOS

A ocorrência dessas rochas em superfície é restrita, predominando as de fácies anfibolito, ainda que a quase totalidade destas últimas exiba associações minerais tardias, geradas por processos metamórfico-hidrotermais retrogressivos. As informações que se dispõem de subsuperfície, a partir dos quatro furos de sondagem, indicam serem os actinolita-xistos mais abundantes que os anfibolitos. A actinolita é a fase mineral dominante (Figura 10, Tabela 13). O par albita-epidoto, diagnóstico de fácies xisto verde, está presente em algumas amostras. No entanto, todas elas exibem associações mineralógicas

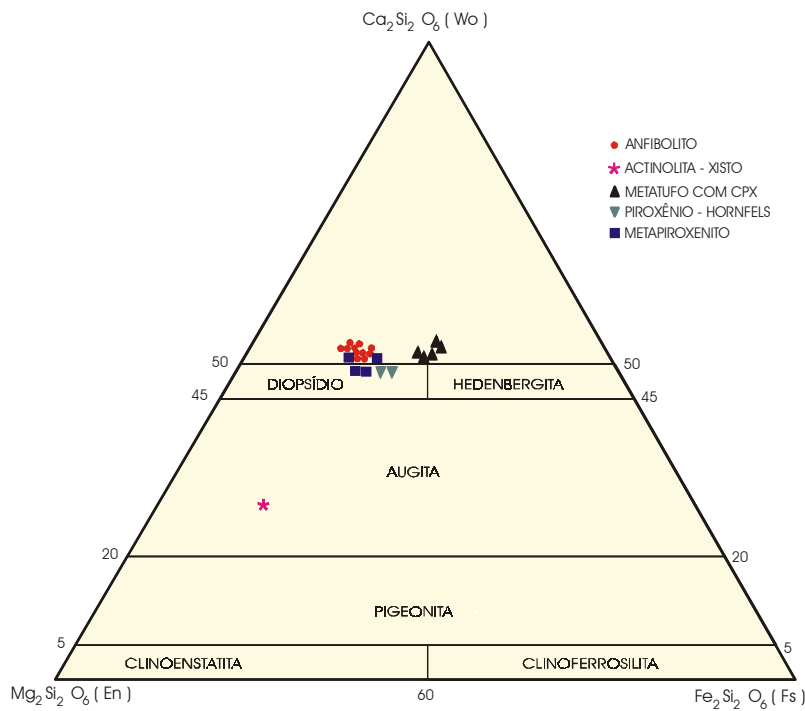


Fig. 12 - Classificação dos piroxênios de rochas da Suíte Vila Nova (MARIMOTO et al. - 1988).

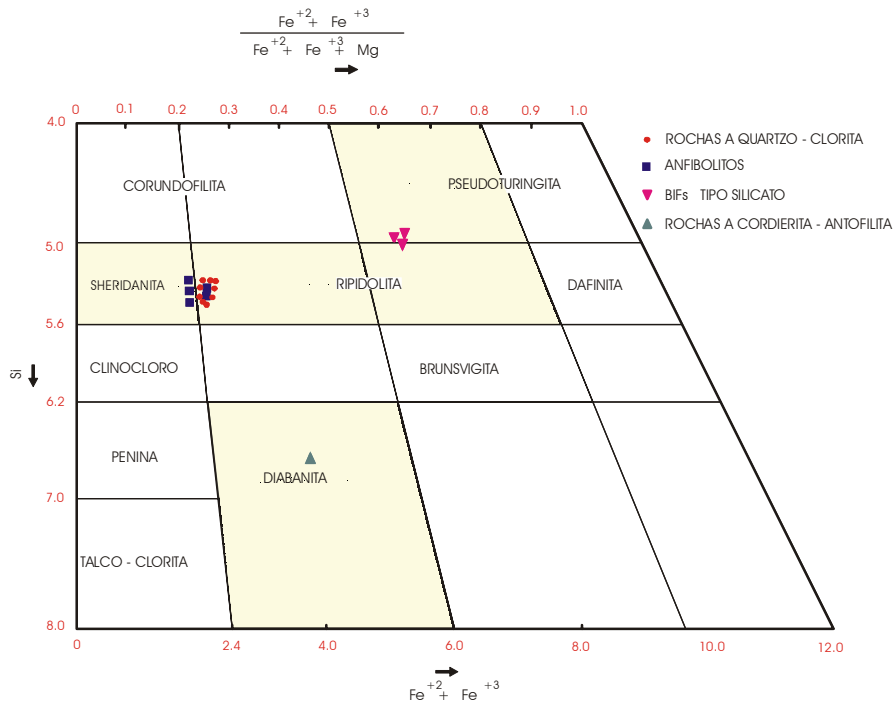


Fig. 13 - Composição Química das cloritas em rochas da Suíte Vila Nova (HEY - 1954).

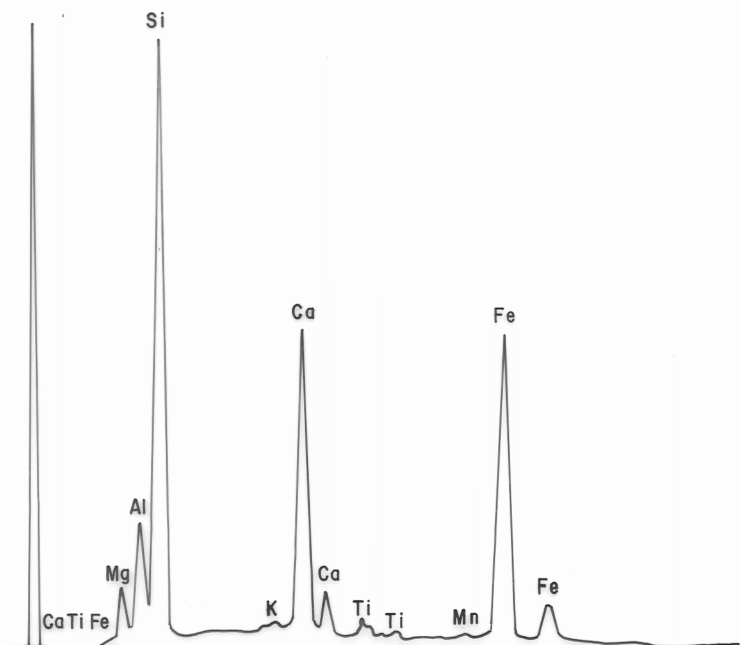


Fig.14 - Espectrograma de MEV de hornblenda em grunerita - anfibolito .

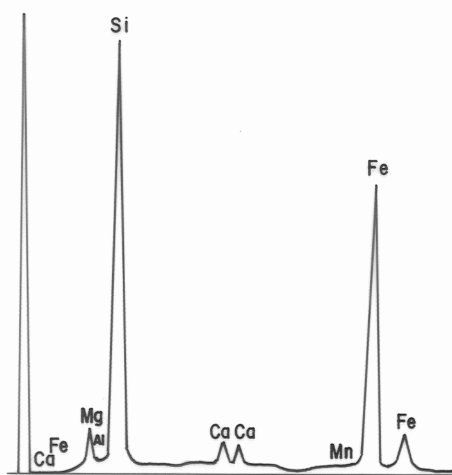


Fig.15 - Espectrograma de MEV de grunerita em grunerita - anfibolito .

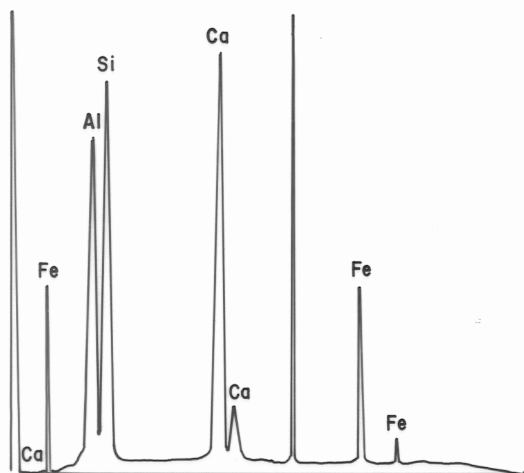


Fig.16 - Espectrograma de MEV de zoisita em grunerita-actinolito.

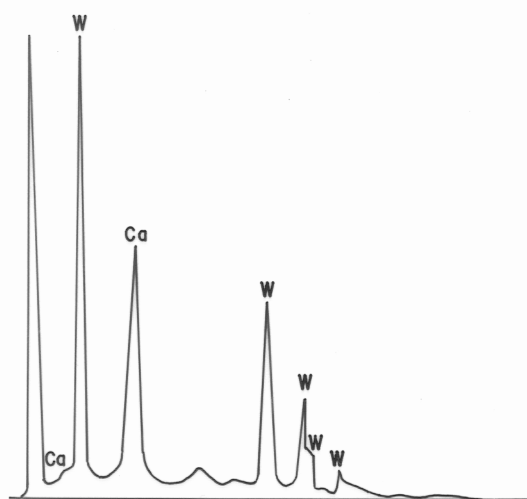


Fig.17 - Espectrograma de MEV de scheelita em grunerite-actinolito.

características de associações básicas dessa fácies, sendo actinolita-clorita-plagioclásio-epidoto e carbonato a mais freqüente. Vale salientar que os opacos estão presentes em todas as amostras analisadas. Essas rochas são anisotrópicas, finamente foliadas, cinza-escuras e cinza-esverdeadas, com fábricas cristaloblásticas e texturas nematoblásticas finas. Recristalização de quartzo e plagioclásio, em tamanhos significativamente maiores que os demais cristais da rocha, ocorre em feições venulares, indicando ações tectônicas pós-metamórficas. Não é raro haver superimposição de foliação milonítica à xistosidade metamórfica. Existem actinolita-xistos em superfície contendo clinopiroxênio, geralmente associado à albita e/ou zoisita, formando manchas granoblásticas incolores dispersas nas porções nematoblásticas verde-claras, comumente substituído por actinolita, zoisita ou carbonato. Análise em microsonda eletrônica do piroxênio, determinou ser o mesmo augita (Figura 12). Tal determinação o caracteriza como um relicto ígneo do basalto original, não recristalizado durante o metamorfismo de fácies xisto verde.

3.5. EPIDOSITOS

São rochas máficas hidrotermalizadas, com significativa formação de epidoto, em variadas feições macroscópicas, produzidas por ações dinâmico-hidrotermais, através da percolação de fluidos. Ao microscópio também exibem-se de diversas maneiras. As que se encontram às proximidades de intrusões graníticas mostram textura de substituição, com significativa predominância de epidoto, além de opacos e ainda vênulas de epidoto tardio, alguns ainda preservando a textura nematoblástica de anfíbolito, em nítidas feições reliquiares com hornblendas actinolíticas (Tabela 14, Figura 10). Há outros constituídos essencialmente por quartzo e epidoto, com textura nematoblástica ou milonítica, em que bandas irregulares e descontínuas de quartzo deformado estão alternados com bandas de epidoto subidioblástico, neste caso, o hidrotermalismo responsável pela epidotização é o relacionado ao cisalhamento regional.

3.6. METADIABÁSIOS

São subordinados em relação aos demais metamafitos, ocorrendo *misturados* a eles. No entanto, distinguem-se deles por serem mais grossos. Constituem-se essencialmente de anfíbólio cálcico, cuja composição química corresponde a hornblenda comum (Tabela 15 e Figura 10) e plagioclásio, com teor de An oscilando entre andesina e labradorita (Figura 11 e Tabela 16). O arranjo textural é subofítico reliquiar (Figura 19b), em que prismas colunares subidioblásticos e grãos xenoblásticos de hornblenda verde, de 0,2 a 0,6mm, se misturam a prismas ripiformes de plagioclásio maclados segundo a lei de albita ou albita-Carlsbad. Algumas vezes eles são microclinizados. Ações hidrotermais são registradas pela intensa sericitização, além de subgrãos microcristalinos de plagioclásio e grãos maiores de epidoto, nas microfaturas. As rochas estão metamorfasadas na fácies anfíbolito, e são equivalentes metamórficos de diabásios que atravessam as metavulcânicas máficas.

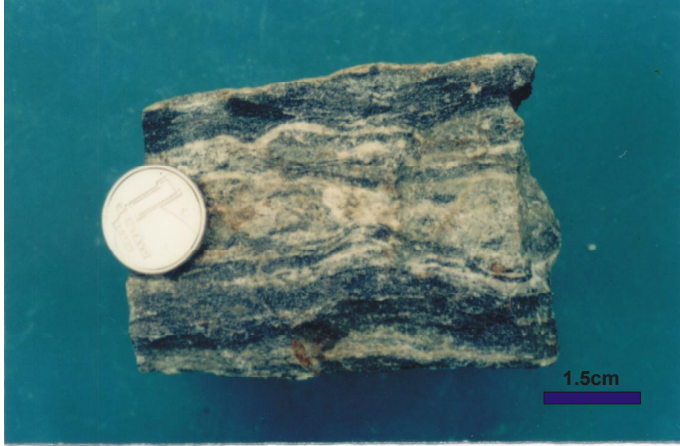


Fig. 18a - Anfibolito com boudinagem de foliação nas porções verde-claras.



Fig. 18b - Metavulcânica bandada, em que bandas granoblásticas claras de salita, andesina/labradorita e epidoto de 0,25 a 0,62mm são alternadas às bandas verde-escuras nematoblásticas, compostas de hornblenda e andesina/labradorita de 1,5 e 4,5 mm. Aumentada 10 vezes; nicóis//.

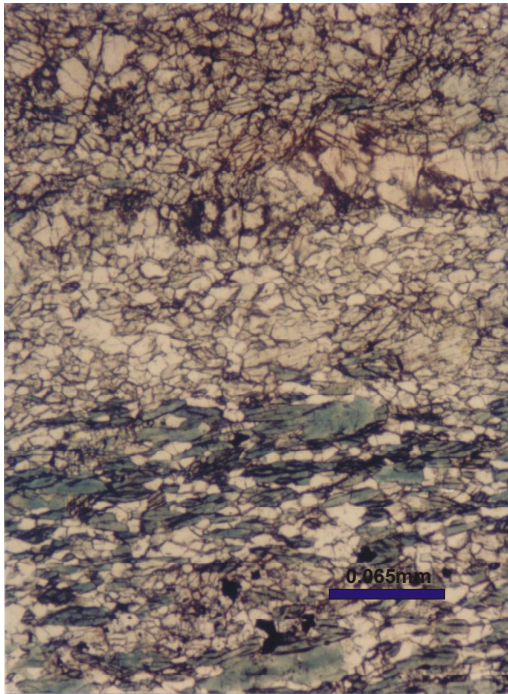


Fig. 18c- Detalhe do contato entre bandas granonematoblásticas verdes, constituídas de hornblenda e andesina e banda incolor composta de salita, andesina e epidoto, com espessuras de 0,25 a 0,62mm e bandas nematoblásticas, compostas de hornblenda e andesina/labradorita de 1,5 a 4,5mm de espessura. ; Nicóis//.

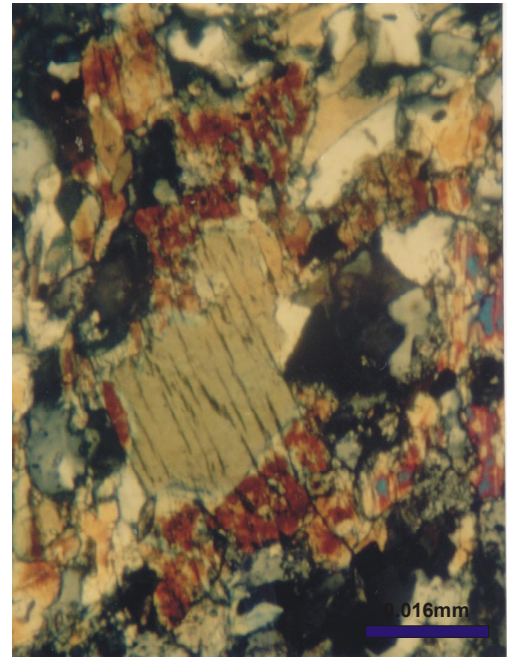


Fig.18d - Fenoblasto de hornblenda verde substituída por epidoto incolor com segregação de opacos. Nicóis x.

3.7. METAPIROXENITO

Corresponde a uma rocha de granulação média à grossa, contendo xenólitos cinza-escuros de actinolita-xisto de granulação fina e textura nematoblástica (Figura 19c). Ao microscópio apresenta-se com fábrica isotrópica, textura granoblástica subidioblástica reliquiar, constituído predominantemente por clinopiroxênio, cuja composição química equivale ao diopsídio (Tabela 17 e Figura 12), em cristais subidioblásticos a idioblásticos, de contornos lineares, tamanho de 1,4 a 8,0 mm, às vezes exibindo maclas polissintéticas (Figura 19d). São frequentes os intercrescimentos clinopiroxênio-epidoto-talco, formando textura de substituição. Nos espaços intersticiais dos piroxênios ocorre plagioclásio, via de regra microclinizado e/ou carbonatizado e/ou sericitizado e/ou epidotizado. A porção escura subordinada é constituída por actinolita verde-pálido de fraco pleocroísmo, (Tabela 10, Tabela 18) via de regra alterada a talco, com plagioclásio intersticial microclinizado, representando um actinolita-xisto. O contato entre as duas rochas é brusco. O metapiroxenito pode representar porções de um pretérito piroxenito intrusivo no pacote vulcânico máfico, englobando rochas deste pacote (actinolita-xisto) como xenólitos. Essa rocha é exclusiva de subsuperfície, tendo sido identificada apenas no furo 2 (120 a 123m).

3.8. ROCHAS A CLORITA-QUARTZO

São exclusivas de subsuperfície, detectadas nos quatro furos de sondagem. Possuem fábricas anisotrópicas foliadas, de coloração verde-clara a cinza-esverdeada, com brilho sedoso característico (Figura 20a), de textura lepidoblástica, configurada por planos de foliação constituídos predominantemente de clorita e intercalados à bandas milimétricas quartzosas. Também apresentam-se como brechas tectônicas, em que fragmentos de rochas se misturam às porções enriquecidas em minerais metálicos (pirrotita, pirita e/ou calcopirita e/ou esfalerita), nos mais diversos arranjos (Figura 20b). Geralmente mostram uma foliação milonítica superimposta, visível através do estiramento de minerais (inclusive dos metálicos) e decorrente da deformação em regime de cisalhamento simples. A composição mineralógica essencial é de quartzo (38-52%) e clorita (30-40%), quase sempre com significativa quantidade de biotita, sendo frequentes pirrotita, pirita e, subordinadamente, calcopirita e esfalerita, preenchendo fraturas das mais variadas maneiras. As análises químicas das cloritas (Tabela 19) permitem classifica-las como ripidolita (Figura 13).

Além de clorita e quartzo, a maioria contém plagioclásio e/ou antofilita em quantidades que variam 1 até 20% do volume da rocha. O plagioclásio é andesina/labradorita (Tabela 20 e Figura 11), ocorrendo como fenoblastos xenoblásticos com tamanhos variando de 0,2 até 2,5mm, algumas vezes turvos, geralmente milonitizados intercrescidos com quartzo goticular, dando à rocha uma feição poiquiloblástica subordinada. A elevação do grau metamórfico é indicada pela presença de agregados fibrosos de antofilita (Figura 20c, Tabela 21), quase sempre alterados a talco e intercrescidos com clorita, com frequentes inclusões de rutilo. A ocorrência de carbonato é comum, via de regra relacionada às zonas de cisalhamento e associada a sulfetos de ferro. Os minerais acessórios mais frequentes são rutilo e apatita. O primeiro bastante frequente.

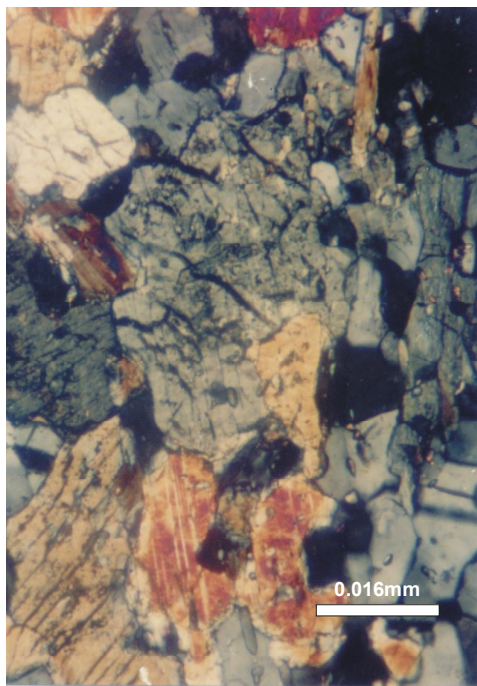


Fig. 19a- Fenoblasto de diopsídio substituído por epidoto (amarelo) e actinolita (maclado). Nicóis x.

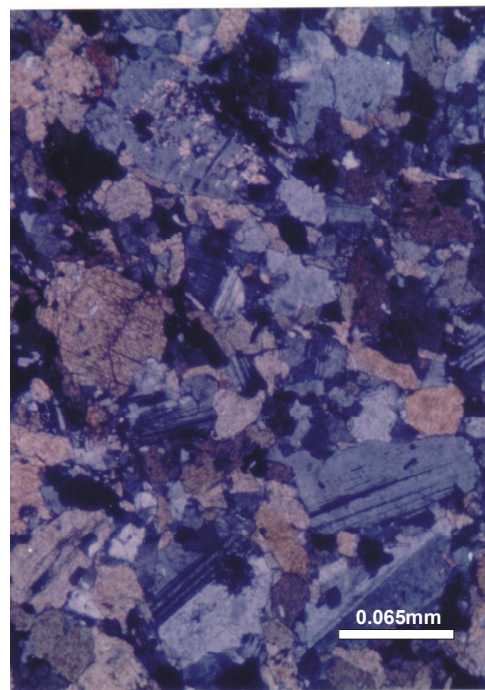


Fig. 19b - Metadiabásio com textura subofítica reliquiar. ; Nicóis x.



Fig. 19c - Metapiroxenito com xenólito verde-escuro de actinolita-xisto. Furo 02 (120-123m).

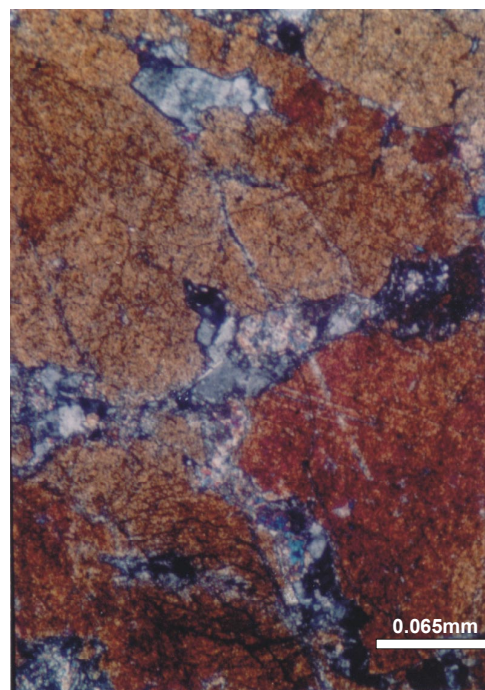


Fig. 19d - Fenoblastos maclados e fraturados de CPX, com as fraturas e os espaços intersticiais preenchidos por microclina e carbonato. Nicóis X.

Ao longo dos furos de sondagem, observam-se brechas dessas rochas em contato com metamafitos, indicando intercalação tectônica das duas. Análises em microscópio eletrônico de varredura demonstram que as brechas possuem dois tipos de anfibólios, cummingtonita e actinolita (Figura 21 e 22) além de pirrotita, pirita, calcopirita, esfalerita, um telureto de prata (hessita?) e ouro nativo em formas irregulares e tamanhos que não ultrapassam cinco micra, incluso em pirrotita.

3.9. ROCHAS A CORDIERITA-ANTOFILITA (CUMMINGTONITA)

Distribuem-se por toda a área estudada, interbandadas nos anfibolitos, sendo mais freqüentes em superfície que nos furos de sondagem. Possuem fábricas cristaloblásticas, quase sempre anisotrópicas, foliadas, de granulação fina à média e constituídas por porções fibrosas de anfibólio, cujas cores variam de cinza-amarronzado à cinza-esverdeado. A anisotropia é mais acentuada à medida que aumenta a quantidade de anfibólio, havendo espécimes fracamente anisotrópicos, constituídos essencialmente de cordierita, quartzo e opacos, e outros bem orientados. Ao microscópio, mostram arranjos texturais granonematoblásticos, com bandas irregulares e alternadas de cordierita granoblástica (30-40% do volume) e antofilita (cummingtonita) prismática ou fibrosa (12-37% do volume) (Figura 20d). As composições químicas das cordieritas e dos anfibólios dessas rochas estão contidos, respectivamente, nas Tabelas 22 e 23. Os anfibólios possuem composições equivalentes à cummingtonita, uma vez que é comum a sobreposição composicional entre o anfibólio ferromagnésiano ortorrômbico (antofilita) e o monoclinico, cummingtonita, para os minerais das duas séries contendo 30 a 40% de $\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ (DEER, et al., 1967). Elas também exibem textura poiquiloblástica-nematoblástica, consistindo de poiquiloblastos de cordierita, geralmente pinitizados, com inclusões goticulares de quartzo, anfibólio, opacos, etc, misturados ou envolvidos por anfibólio, clorita, cordierita, biotita, às vezes com foliação milonítica superimposta (Figura 23a). Algumas mostram microdobramento, com foliação plano-axial, ainda que fraca, em bandas de cordieritas (Figura 23b), indicando que o metamorfismo responsável pela geração dessas rochas é anterior ao cisalhamento regional. Os minerais acessórios mais freqüentes são magnetita, ilmenita, rutilo, apatita e biotita. Não é raro a clorita (diabanita, Figura 13 e Tabela 24) substituir antofilita, bem como inclusões de turmalina em antofilita e cordierita (Figuras 23c e 23d). Há registro de espinélio verde (hercinita) incluso em cordierita (Figura 24a). É comum essas rochas ocorrerem junto a anfibolito com metamorfismo termal superimposto.

Existem várias hipóteses para explicar a gênese das rochas a cordierita-antofilita ocorrentes em diversas partes do mundo. A maneira de ocorrência na área estudada, bem como os estudos petroquímicos discutidos no capítulo 6, permitem considera-las como resultante do metamorfismo, tanto regional quanto termal, de rocha alteradas hidrotermalmente (aqui as rochas ricas em quartzo-clorita ou basaltos hidrotermalizados), em consonância com VALLANCE (1967), CHINNER & FOX (1974), DE ROSE-SPENCE (1969), FROESE (1969), MORTON (1972), UPADHYAY & SMITHERINGALE (1972), BERGE (1978), SCHERMERHORN (1978), TRELOAR et al. (1981), TRELOAR & PUTNIS (1982) KOISTINEN (1981) e REINHARDT (1987)..



Fig. 20a - Testemunho de sondagem de rocha rica em quartzo-clorita.



Fig. 20b - Rocha rica em quartzo-clorita com textura brechoide, contendo pirita (amarelo-claro) e pirrotita (marron).

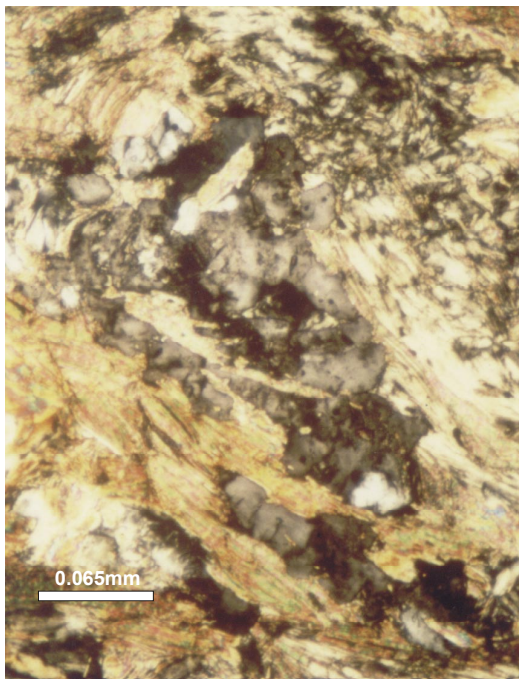


Fig. 20c - Cristais e de antofilita em contato com biotita e plagioclásio em rocha a quartzo-clorita. Nícois X.

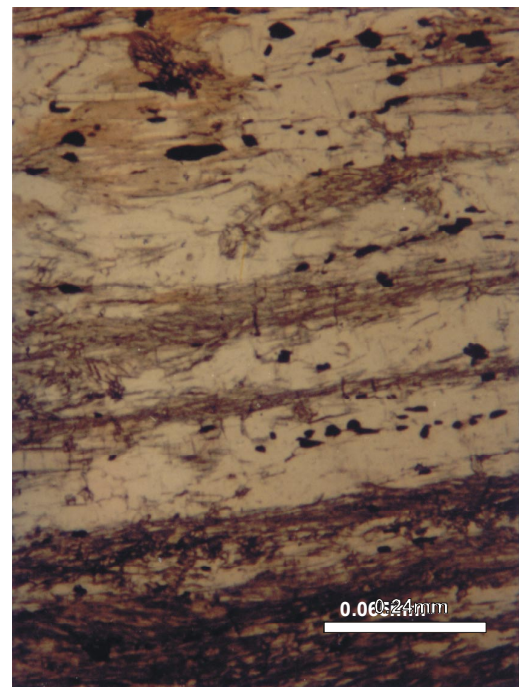


Fig. 20d - Textura anisotrópica com intercalações de bandas de cordierita e antofilita e pequenos cristais de rutilo. Nícois //.

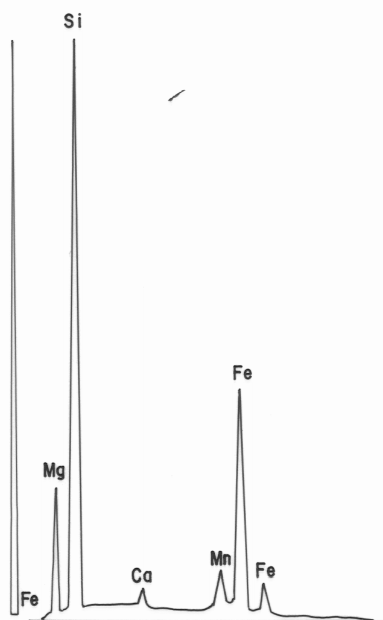


Fig. 21 – Espectrograma de MEV de cummingtonita-grunerita em brecha rica em quartzo-clorita, tectonicamente misturada a metamafito.

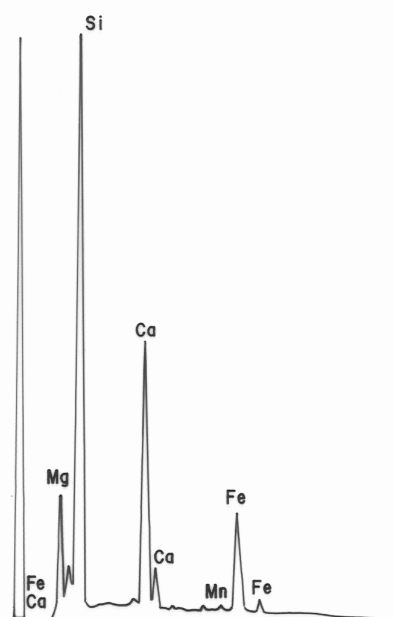


Fig. 22 – Espectrograma de MEV de actinolita em brecha rica em quartzo-clorita, tectonicamente misturada a metamafito.

KOISTINEN (1981) e REINHARDT (1987). A presença de antofilita nas rochas ricas em quartzo-clorita com um grau metamórfico mais elevado, é indicativa dessa transformação, além da frequente associação dessas rochas a anfibolitos com metamorfismo termal superimposto comuns na área, devido às inúmeras intrusões graníticas.

MASSONNE (1989), mostra que o limite de estabilidade clorita+quartzo no sistema MASH ($\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$) é mudado a medida que a temperatura é elevada, na presença de FeO. Assim, a baixas pressões, a quebra do conjunto clorita+quartzo, no sistema FMASH ($\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$), produz a associação antofilita+cordierita+talco, o que é confirmado pelos estudos experimentais de FLEMING & FAWCETT (1976).

Os cálculos geotermométricos elaborados para determinar a temperatura de formação das rochas a cordierita-antofilita da Suíte Vila Nova, levando-se em consideração as distribuições de Fe-Mg e os valores de K_D , para o par cordierita-antofilita de REINHARDT (1987), chegaram a valores de temperatura entre 398° e 652°C (média de 547°C), dentro da fácies anfibolito.

3.10. FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS

Constituem, junto com os metassedimentos clásticos, a porção superior do pacote metavulcano-sedimentar. Conforme argumentado por FARACO (1990), em consonância com as proposições de TRENDALL (1983), para a terminologia desses litotipos, as *BIFs* aqui estudadas podem ser caracterizadas como *tipo óxido* e *tipo silicato*, cujos grupos de minerais de Fe mais abundantes são, respectivamente, óxidos e silicatos. Distribuem-se pelas porções oriental e ocidental da área, configurando faixas alongadas de direção geral NE-SW, com mergulhos para NE (Figuras 8a,b).

3.10.1. Tipo óxido

São foliadas, com intercalações de bandas brancas, essencialmente quartzosas, e avermelhadas, constituídas de minerais de Fe. Via de regra elas possuem bandamento regular fino, com espessuras variando de décimos de mm até aproximadamente 3mm. Há, todavia, alguns espécimes com bandas regulares mais espessas, e outros deformados. Possuem textura granoblástica anisotrópica, em que as bandas delgadas e alternadas de mineral Fe e quartzo variam, respectivamente, de 0,1 a 2 mm e 0,05 a 2,5 mm. A Figura 24c ilustra o aspecto textural geral dessas rochas. O quartzo é o mineral mais abundante, perfazendo geralmente 50 a 60% do volume, enquanto os opacos compreendem cerca de 40 a 50%, sendo a hematita o mais freqüente e abundante, seguida de magnetita e goethita. Grunerita e actinolita (Figuras 24b e 25 e Tabela 25), e mais raramente K-feldspato (Figura 11 e Tabela 26), estão associados às porções quartzosas (Figura 24b). As diversas associações mineralógicas permitem que se classifiquem essas rochas como hematita - quartzo - xisto, hematita-grunerita-xisto, K-feldspato-grunerita-hematita-quartzo-xisto, K-feldspato-grunerita-xisto, K-feldspato-hematita-quartzo-xisto e actinolita-grunerita-hematita-quartzo-xisto à magnetita.

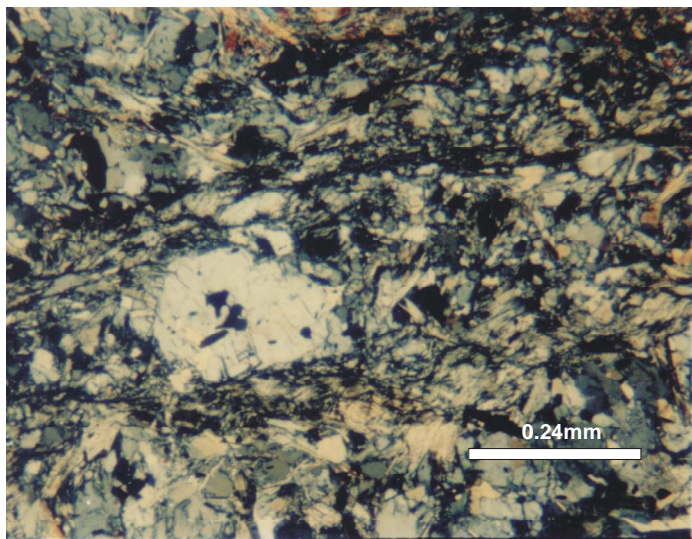


Fig. 23a - Fenoblasto de cordierita, envolvido por clorita, antofilita e quartzo em textura milonítica. Nicóis X.

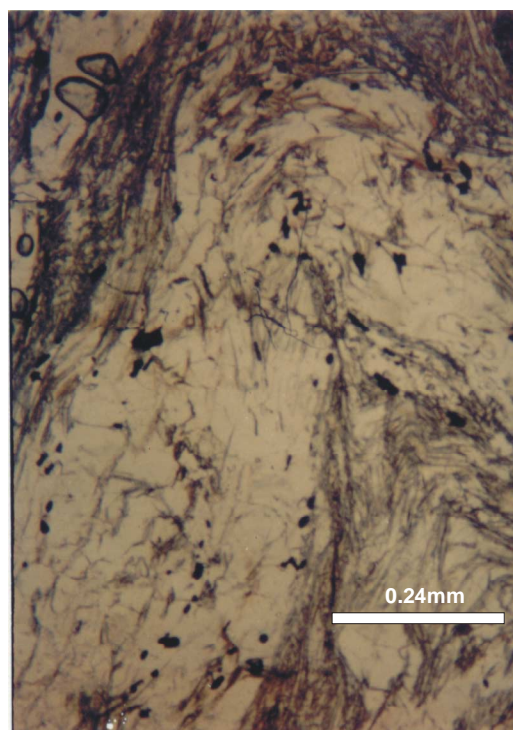


Fig. 23b - Bandas dobradas de cordierita e antofilita com inclusões de rutilo. Nicóis //

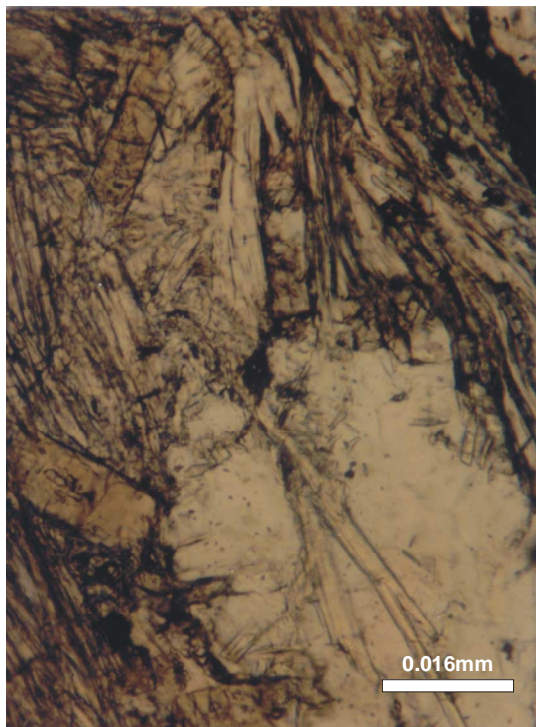


Fig. 23c - Turmalina pós-tectônica inclusa em antofilita em zona de cisalhamento, além de cordierita e clorita. Nicóis //

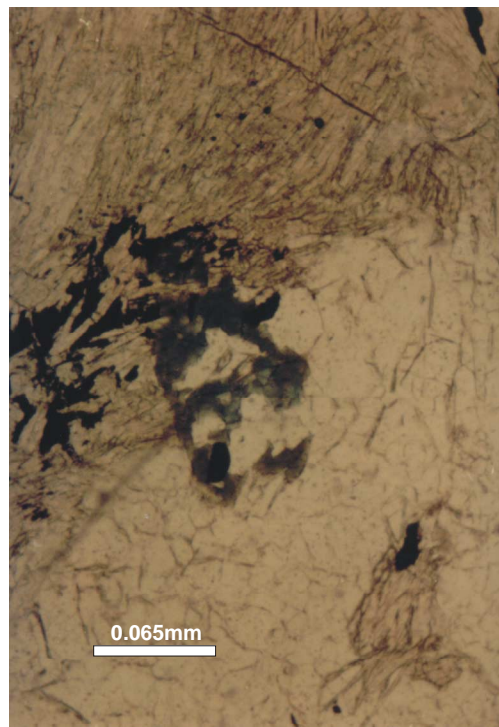


Fig. 23d - Fenoblasto de turmalina *corroído* por cordierita e quartzo em contato com antofilita contendo opacos segregados. Nicóis //

A caracterização dessas rochas como formações ferríferas bandadas é condizente com a definição de BRANDT et al. (1972), segundo a qual elas consistem de um precipitado químico, constituído por chert ou quartzo interbandado com um ou mais minerais ricos em Fe: óxido, carbonato, silicato ou sulfeto.

O critério petrográfico utilizado para caracterizar o grau metamórfico das rochas aqui estudadas foi o tamanho dos grãos (JAMES, 1954; GROSS, 1961; DORR, 1964; KLEIN JR, 1973). Assim, com exceção de uma amostra com tamanhos de grãos (0,05 - 0,15 mm) indicativos de baixo grau metamórfico (fácies xisto verde), todas as demais possuem granulação que excedem 0,2 mm. Além do mais, boa parte delas contém grunerita, considerada por KLEIN (1983) como diagnóstico de assembléia de médio grau metamórfico (fácies anfibolito). Esse fato é reforçado pela associação, no campo, dessas rochas com metavulcânicas máficas de fácies anfibolito.

3.10.2. Tipo silicato

São anisotrópicas, ocorrendo em diversos arranjos texturais. Ora foliadas, de granulação média, desenvolvendo um certo bandamento, configurado por bandas predominantemente avermelhadas de granada almandínica (Tabela 27), intercaladas a bandas esverdeadas de hastingsita (Tabela 25, nº 8 e Figuras 24d e 26) e grunerita (Figuras 24d, 27 e Tabela 25), via de regra milonitizadas. Ora homogêneas à finamente foliadas, de cor cinza-escuro. Há ainda algumas variações de granulação média, cor cinza, com matizes avermelhados de granada. A textura microscópica é poiquiloblástica média à grossa, em que fenoblastos de granada de 1,5 a 4,5 mm, com inclusões de quartzo, opacos e grunerita, são envolvidos por prismas subidioblásticos de anfibólio e/ou por xenoblastos de quartzo, com tamanhos da ordem de décimos de mm. Também exibem-se anisotrópicas, de granulação fina à média, foliadas, de textura poiquiloblástica-nematoblástica, configurada por fenoblastos de granada de décimos de mm até 1,5mm, misturados ou intercrescidos com anfibólio. Existem algumas amostras isotrópicas, ou incipientemente anisotrópicas, constituídas por poiquiloblastos fraturados e seccionados de granada, com as fraturas preenchidas por opacos ou quartzo recristalizado, dando à rocha um aspecto brechóide. Assim, a anisotropia é tanto maior quanto maior for a quantidade de anfibólio. A granada almandina em solução sólida com grossularita (Tabela 27) é o mineral mais abundante, mostrando um saliente caráter pré-tectônico, evidenciado pelas intensas fraturas preenchidas por agregados de grunerita, por mosaico de quartzo recristalizado fino, por óxido de ferro, opacos e, em algumas amostras, por clorita/biotita. As análises químicas em microsonda eletrônica das cloritas permitiram sua classificação no limiar dos campos da ripidolita com a pseudoturingita (Figura 13 e Tabela 28), bem distintas das demais cloritas das diversas rochas analisadas. Aqui elas são mais ricas em Fe e Al. O quartzo integra as porções mais finas ou constitui inclusões em granada. A grunerita é o anfibólio mais freqüente (Figuras 24d, 27 e Tabela 23), no entanto há rochas que contêm também hastingsita (Tabela 25, nº 8 e Figura 24d e 26) verde-escuro prismática, geralmente intercrescida com grunerita e associada à granada e opacos.

Para KLEIN (1983), a granada e os anfibólios da série grunerita-cummingtonita ocorrem em *BIFs* de médio grau metamórfico. Assim, as associações contendo grunerita+granada formar-se-iam a partir de 400°C até 700°C, em condições ricas em CO₂ e resultam de reações metamórficas entre carbonato + silicato (ankerita + clorita + quartzo = grunerita e granada + CO₂ + H₂O) e/ou silicato e silicato (clorita + hornblenda + quartzo = grunerita + granada + H₂O). Tais considerações são condizentes com os dados de campo, em que as *BIFs* estão associadas às metavulcânicas máficas e metassedimentos também metamorfizados na fácies anfibólito.

3.11. METASSEDIMENTOS CLÁSTICOS

Estão distribuídos por toda área, intercalados às *BIFs* tipo silicato, sobrejacentes às rochas metavulcânicas máficas basais. São anisotrópicos finamente foliados, esbranquiçados ou esverdeados, constituídos por grãos de quartzo orientados, intercalados com filmes de muscovita e/ou clorita. Há espécimes isotrópicos a fracamente anisotrópicos, granoblásticos, de cor branca. Existe ainda um outro tipo de cor cinza-escuro, anisotrópico, constituído de quartzo e biotita. Essas rochas mostram associações mineralógicas diversas, como os constituídos exclusivamente de quartzo e muscovita (50% e 40%, respectivamente), em que o quartzo ocorre em grãos xenoblásticos, com extinção ondulante, bordas irregulares e interpenetrantes em grãos de 0,3 a 1,2 mm, intercalados por lamelas de muscovita. Quando deformados, contêm turmalina tardia em cristais subidioblásticos. Muitas delas rochas encerram, além de quartzo e muscovita, cordierita e/ou andaluzita, e/ou cianita e/ou biotita, e ainda opacos e turmalina como possíveis constituintes adicionais. As associações mais freqüentes são: quartzo-muscovita-cordierita-biotita-opacos, quartzo-muscovita-cordierita-turmalina, quartzo-muscovita-andaluzita-turmalina e quartzo-cianita-muscovita.

Ao microscópio observa-se que, à marcante anisotropia textural, se misturam porções isotrópicas formadas principalmente por fenoblastos de cordierita e/ou andaluzita, além de turmalina pós-tectônica, indicando que a rocha pelítica, anteriormente metamorfizada por processo regional, tenha sido posteriormente submetida a metamorfismo termal, decorrente das intrusões graníticas na seqüência metaígnea-sedimentar. As Figuras 28a a 30a mostram alguns aspectos mineralógico-texturais dessas rochas.

Para WINKLER (1979), o começo da fácies anfibólito, em metapelitos, é definido pelo desaparecimento do cloritóide e da clorita pobre em Mg (na presença de quartzo e muscovita), pela presença de estauroлита e, à pressões muito baixas à médias, pelo primeiro aparecimento de cordierita (sem almandina) a expensas de clorita, quartzo e muscovita. Além do mais, o referido autor afirma que os conjuntos de reações das isógradas *cordierita-in* e *estauroлита-in*, que ocorrem em metapelitos, definem igualmente o começo da fácies anfibólito para todas as rochas (qualquer que seja sua composição) que acompanhem tais metapelitos.

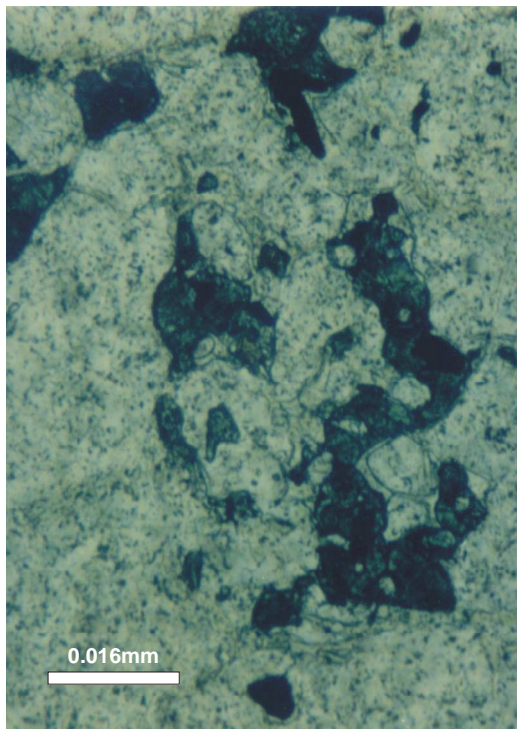


Fig. 24a - Espinélios verdes (hercinita) incluídos em fenoblastos de cordierita. Nicóis //

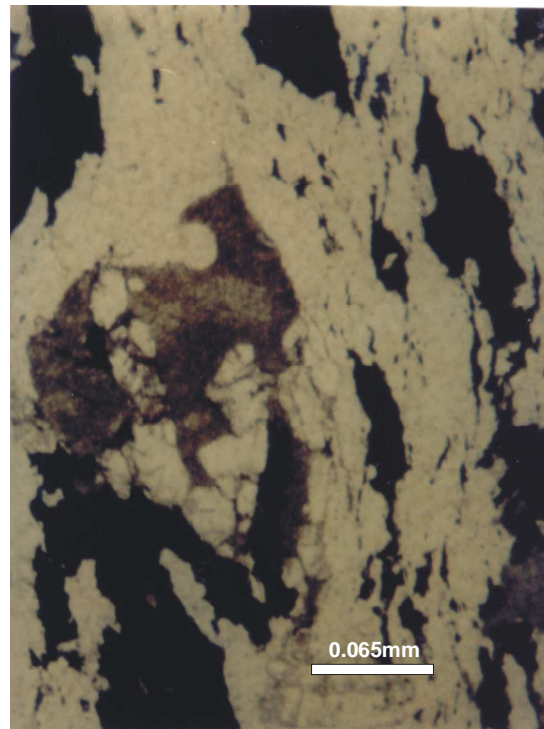


Fig. 24b - Fenoblasto de grunerita intercrescida com k-feldspato e bandas de opacos dobradas em BIF milonitizada. Nicóis //

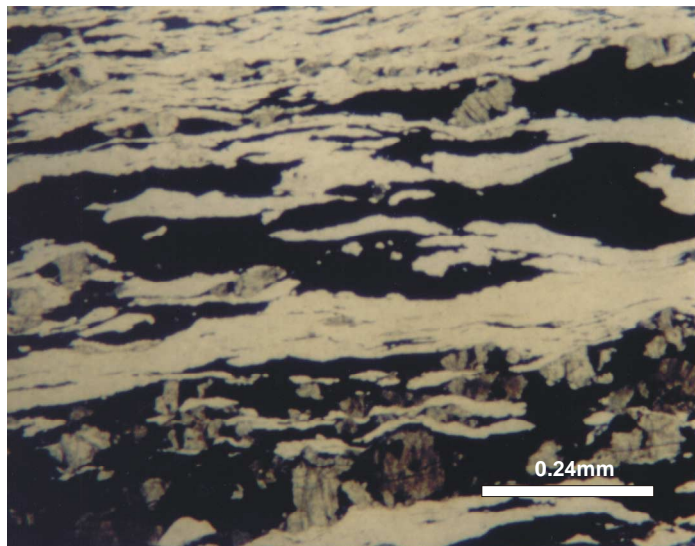


Fig. 24c - Textura anisotrópica bandada de BIF tipo óxido, com bandas de quartzo (brancas), alternadas a bandas de opacos e actinolita. Nicóis //

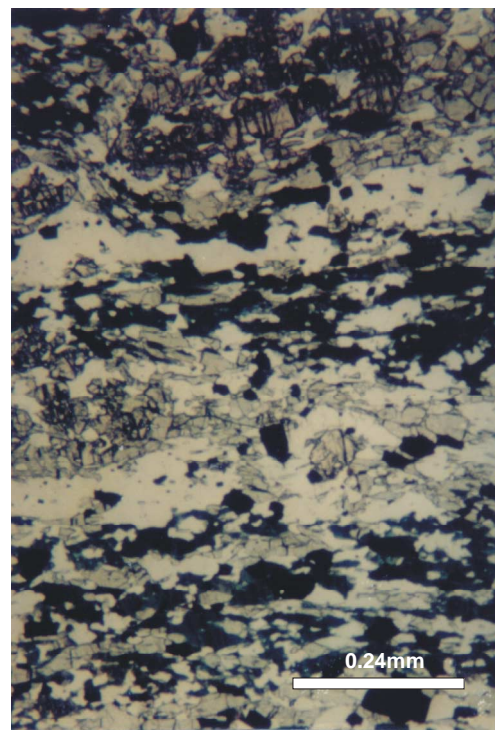


Fig. 24d - Bandas de granada almandínica poiquiloblástica, com inclusões de grunerita e quartzo gótico, em contato com hastingsita (verde escuro) e alternadoa com bandas quartzosas. Nicóis //

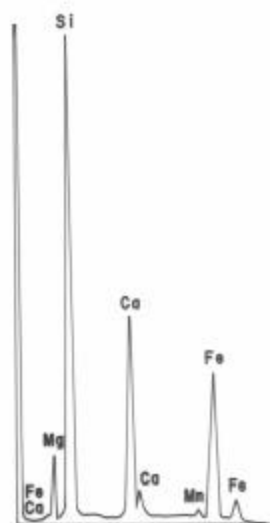


Fig. 25 - Espectrograma de MEV de actinolita em BIF tipo óxido.

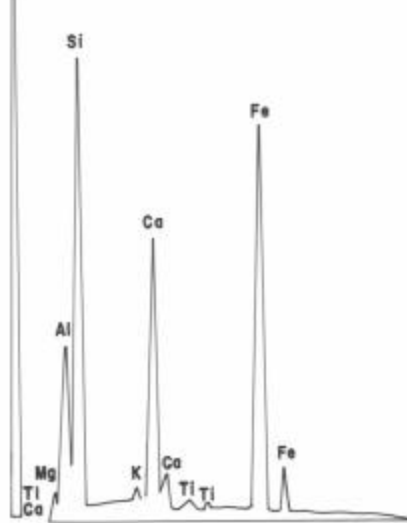


Fig. 26 - Espectrograma de MEV de hastingsita em BIF tipo silicato.

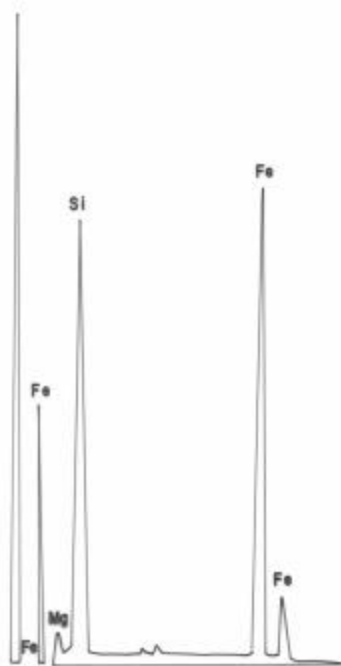


Fig. 27 - Espectrograma de MEV de grunerita em BIF tipo silicato.

Ainda segundo WINKLER (op. cit.), o metamorfismo regional não difere muito do termal, ambos necessitam de um suprimento de energia termal, apenas no metamorfismo de contato a fonte original de calor é uma “pequena” massa plutônica, enquanto que no regional ela é maior, mais profunda e não visível.

A associação quartzo-muscovita-biotita-andaluzita e/ou cordierita é típica de paragênese pelítica de fácies hornblenda-hornfels, de baixa a médias pressões (WINKLER, 1979 e TURNER, 1980). Na Suíte Vila Nova, as rochas com esse conjunto mineralógico exibem, via de regra, turmalina. Esse fato e a existência de corpos graníticos intrusivos na referida unidade levam a admitir que essas rochas representem produto de metamorfismo termal responsável pela recristalização de cordierita, andaluzita e turmalina, em rochas já metamorfisadas, cujas ações termais não foram suficientes pra modificar a textura anisotrópica anterior. As cordieritas dos metapelitos da Suíte Vila Nova são menos magnesianas, mais ferríferas e mais sódicas, que aquelas das rochas à cordieritaantofilita (Tabelas 29 e 22, respectivamente).

Tudo indica que as rochas contendo cordierita estariam nas zonas mais próximas do contato com os granitos, geradas em temperaturas mais altas, enquanto que as com andaluzita estariam mais distantes. Todavia, os registros esparsos de corpos graníticos e a significativa deformação das rochas não permitem delinear, em mapa, zonas metamórficas definidas por isógradas. No entanto, essa impossibilidade é considerada por TURNER (1980) um caráter geral desse tipo de metamorfismo.

Os cianita-quartzitos ocorrem em regiões tectonizadas, próximas a granitos intrusivos, em condições propícias à geração do polimorfo Al_2SiO_5 de altas pressões (>3,5 kb), superiores àquelas de formação das rochas com andaluzita.

Os metassedimentos escuros são constituídos das seguintes associações: quartzo-biotita-cordierita-clorita, quartzo-cordierita-andaluzita-plagioclásio-biotita-clorita-turmalina e quartzo-cordierita-biotita-plagioclásio-andaluzita-turmalina. Todos anisotrópicos, foliados, com texturas variando entre granolepidoblásticas a porfiroblásticas, às vezes poiquiloblásticas (Figura 28d). A Tabela 30 mostra a composição química das biotitas. Essas rochas também são produtos de metamorfismo termal, em condições de temperaturas um pouco superiores àqueles das rochas com somente andaluzita, uma vez que contêm o par andaluzita-cordierita.

3.12. GRANITOS E GRANITÓIDES

Vários afloramentos de rochas graníticas estão registrados na área estudada, de tal modo que alguns corpos puderam ser delimitados, intrusivos na seqüência vulcano-sedimentar, conforme mapa da Figura 3. Assim, a importância petrológico-metalogenética das relações entre essas rochas e as integrantes da Suíte Vila Nova justifica algumas considerações sobre elas. As ocorrentes na porção NW são de textura granular média, esbranquiçadas, com matizes pretos de minerais máficos incipientemente orientados. Ao microscópio mostram textura heteroblástica granular média à grossa, porfirítica, em que

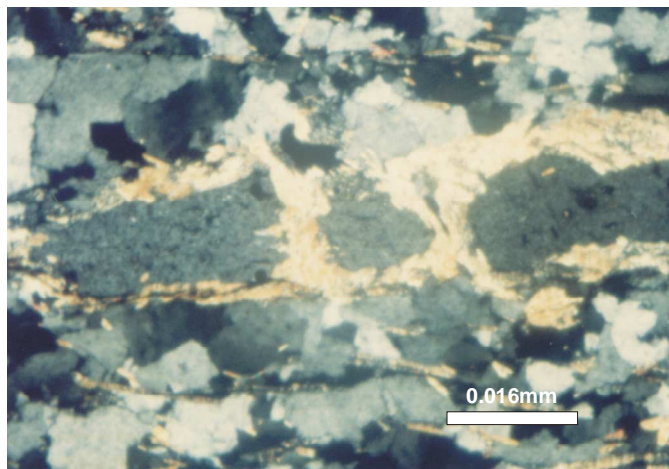


Fig. 28a - Detalhe de fenoblasto de cordierita envolvido por muscovita em cordierita-muscovita-quartzito. Nicóis //

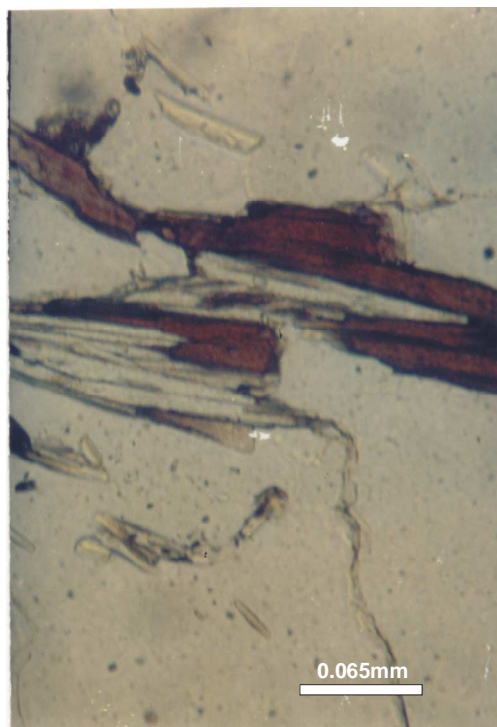


Fig. 28b - Biotita intercrescida com muscovita na rocha anterior. Nicóis //

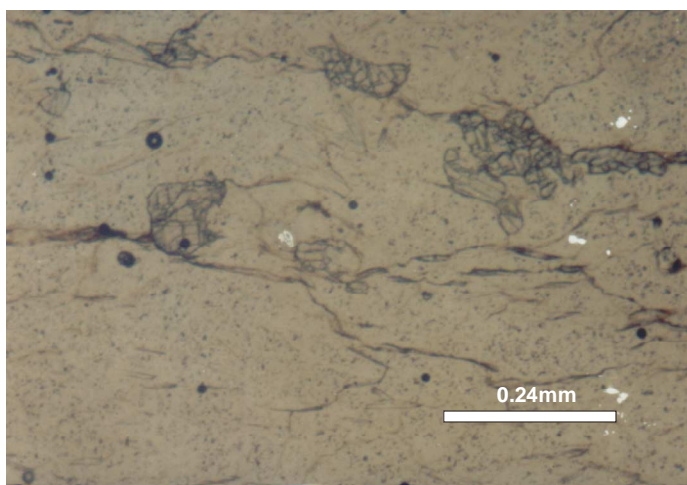


Fig. 28c - Xenoblastos de andaluzita com clivagem basal perfeita, misturados com quartzo e lamelas de muscovita. Nicóis //

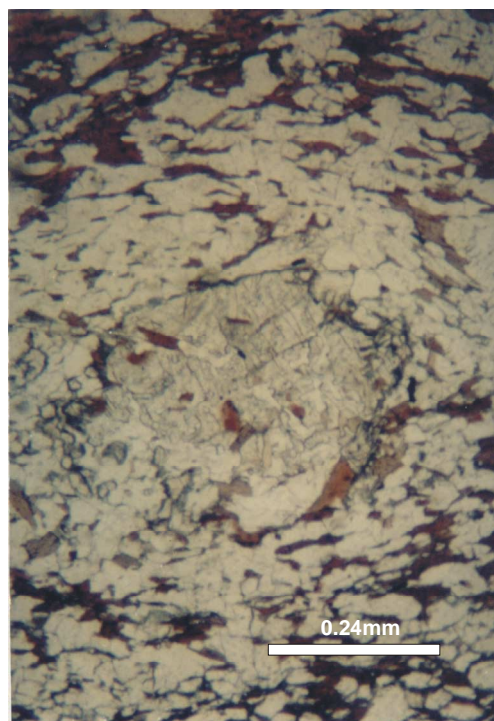


Fig. 28d - Poiquiloblasto xenoblástico de andaluzita intercrescida com cordierita de 2,8 mm, envolvido por matriz de quartzo, cordierita e biotita. Nicóis //

fenocristais hipidiomórficos e xenomórficos de K-feldspato (ortoclásio e microclina), de 2,4 a 7,2 mm, parcialmente milonitizados, mas ainda guardando marcantes feições primárias (como maclas do tipo Carlsbad) e cristais idiomórficos (Figura 30b), misturam-se às porções mais finas quartzo-feldspáticas. Ortoclásio e microclina são pertíticos e no contato K-feldspato/plagioclásio há intercrescimento mirmequítico. Os cristais de plagioclásio xenomórficos de 1,2 a 3,6mm são geralmente maclados segundo a lei da albita. O quartzo é intersticial aos feldspatos, alongado, com extinção ondulante e bordas irregulares. As fraturas e zonas catacladasas são preenchidas por biotita isolada ou intercrescida com muscovita, que também ocorre inclusa em feldspato. Assim, tais rochas podem ser classificadas com granito (STRECKEISEN, 1976) intrusivo. O fato de elas estarem às proximidades de grunerita-anfibolito com scheelita, e metapelitos polimetamórficos, sugere que elas sejam a fonte hidrotermal responsável pelas transformações pós-metamórficas naquelas rochas.

Existe álcali-feldspato-granito na mesma porção NW, localizado próximo ao contato da Suíte Vila Nova com as rochas do embasamento. Trata-se de granito incipientemente anisotrópico, róseo, de granulação fina a média, constituído predominantemente por Kfeldspato e quartzo. A textura é porfirítica milonitizada, configurada por microclina e ortoclásio hipidiomórficos e xenomórficos de 0,4 a 2,3mm, envolvidos por uma matriz mais fina. É fraturado, fragmentado, com as zonas deformadas microclinizadas ou preenchidas por epidoto, biotita ou sericita. O plagioclásio é subordinado, quase sempre microclinizado, com maclas polissintéticas deformadas. De uma maneira geral, os feldspatos são turvos devido à alteração das inclusões de minerais opacos. Uma feição marcante é a presença de fenocristais idiomórficos de alanita de 0,3 a 1mm envolvidos por epidoto. A rocha está cataclada, com as fraturas preenchidas por quartzo neoformado em diversas maneiras. O intercrescimento microclina-quartzo indica a conjunção de processos de microclinização e silicificação. A biotita ocorre em quantidades acessórias.

Álcali-feldspato-granitos de caráter alasquítico estão presentes na porção SE da área. São isotrópicos, de textura granular automórfica a hipidiomórfica média a grossa, constituídos quase que exclusivamente de quartzo e Kfeldspato subédricos e anédricos, com biotita e opacos em quantidades subordinadas. Os cristais de K-feldspato, de 3,0 a 5,6mm, são fraturados e microclinizados. O quartzo via de regra mostra-se em cristais subédricos de 2 a 3mm, às vezes intercrescido com K-feldspato. Aparentemente essas rochas são cortadas por veios de albitito, uma vez que há registro de rocha constituída essencialmente por albitito (An: 4 a 6%) de 0,3 a 0,8mm, intercrescida com quartzo, maclada polissinteticamente, fraturada, parcialmente sericitizada, com as fraturas preenchidas por quartzo neoformado. Dependendo do local onde a rocha se encontra, ela exibe-se mais ou menos deformada. Há ocorrência de granodiorito a 2,5km ao sul dos granitos acima mencionados. São de granulação média, incipientemente anisotrópicos, constituídos essencialmente de plagioclásio, às vezes impossíveis de serem identificados, devido à intensa alteração. A hornblenda é o segundo mineral mais abundante, ocorrendo como xenocristais dispersos. Nas zonas de fratura há cloritização, muscovitização

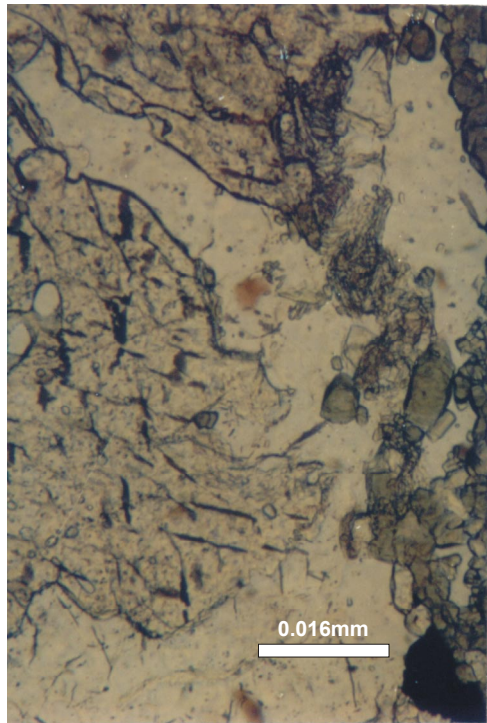


Fig. 29a - Agregados euédricos de turmalina associados a fenoblastos xenoblásticos de andaluzita. Nicóis //

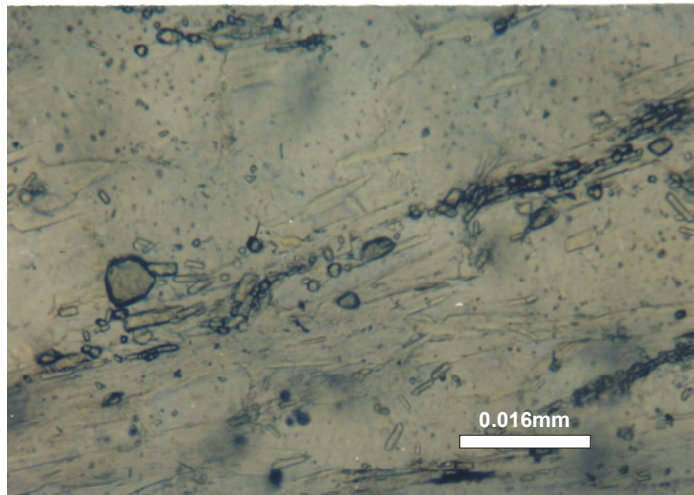


Fig. 29b - Cristais de turmalina verde associados à muscovita na rocha anterior. Nicóis //

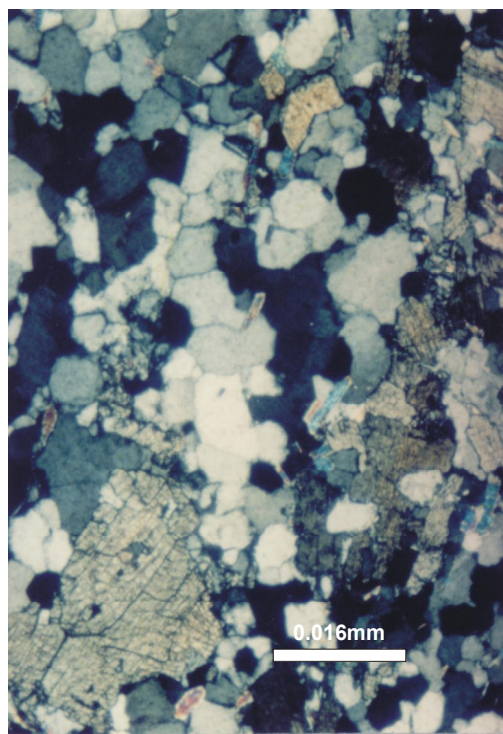


Fig. 29c - Fenoblasto de cianita e palhetas de muscovita em muscovita-cianita-quartzito. Nicóis //

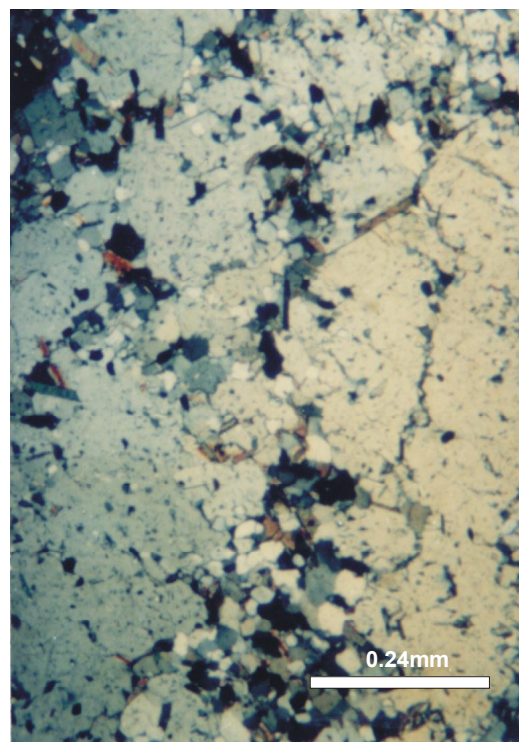


Fig. 29d - Poiquiloblasto de cordierita de 7mm de diâmetro, fraturado, com inclusões de quartzo, palhetas de biotita e opacos. Nicóis //

e recristalização de opacos. Os cristais de hornblenda, quando alterados, segregam opacos e carbonato. A rocha encontra-se intensamente hidrotermalizada.

Um tipo peculiar de leucogranito róseo, subvulcânico de textura porfírica, aflora na área. Ao microscópio mostra textura porfírica esferulítica, configurada por intercrescimentos radiais quartzo-feldspáticos, além de fenocristais automórficos de K-feldspato, plagioclásio e quartzo (Figura 30c). Tanto quartzo quanto K-feldspato exibem indícios de corrosão, com matriz felsítica, finamente microcristalina (quartzo-feldspática), penetrante nos fenocristais, testemunhando o caráter subvulcânico da intrusão. A fluorita também integra a matriz, geralmente em contato com a clorita. Esses leucogranitos são cortados por veios de quartzo e albita. Os efeitos termais nas encaixantes são claros e salientes, conforme pode ser constatado na Figura 30d.

O caráter pontual das exposições das rochas graníticas e o desconhecimento das relações de campo não permitem que se estabeleça hipóteses genéticas consistentes acerca das mesmas. No entanto, os efeitos termais e hidrotermais nos metamorfitos são conspícuos, indicando que as mesmas possivelmente integrem corpos expressivos em subsuperfície e representem agentes petrológico-metalogenéticos modificadores.

3.13. GOSSANS E LATERITOS

A presença de rochas alteradas por processos supergênicos é bem marcante. Elas estão distribuídas por toda a área, desenvolvidas sobre rochas metavulcânicas máficas ou sobre as formações ferríferas. A importância metalogenética dessas rochas é constatada pela detecção de Au, conforme será discutido no capítulo 4. Elas exibem-se geralmente de duas maneiras: compactas, duras, vermelho-escuras, com matizes pretos e amarelos dispostos de vários modos. Via de regra conservam o arranjo textural da rocha original, com a preservação da foliação dos anfibólitos e geração de pseudomorfos de hematita e/ou goethita sobre o anfibólio. É freqüente a ocorrência de vazios de diversas formas e tamanhos, dos mais variados padrões. Um outro tipo é de uma rocha amarela, com matizes marrons e pretos, desenvolvidos sobre formações ferríferas tipo silicato. As manchas marrons são de goethita pseudomórfica, resultante da substituição da granada.

Em exame microscópico, os derivados de metavulcânicas máficos (anfibólitos, principalmente), via de regra são constituídos por plasmata hematítico-goethítico ou goethítico. Estes plasmata envolvem os minerais reliquiares, reconhecidos através de suas estruturas e/ou arranjos texturais (Figura 31a). A goethita aluminosa também pode estar presente, às vezes substituindo parcialmente hematita primária. As rochas alteradas a partir de *BIFs* tipo silicato são constituídas principalmente por goethitas aluminosas ou ferro-aluminosas pseudomórficas segundo os fenoblástos de granada almandínica (Figura 31b).

A assembléia mineralógica à base de hematita e goethita, constatada através de análises difratométricas (FARACO, 1990), a incipiente ocorrência de gibsita e a presença freqüente de estruturas reliquiares indicam que tais rochas representem lateritos imaturos ou *gossans*.

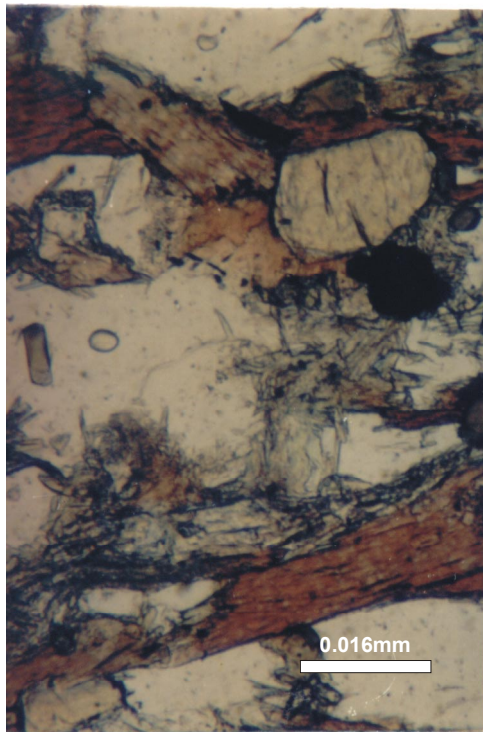


Fig. 30a - Cristais euédricos de turmalina verde, inclusos em botita e em cordierita associadas a andaluzita fibrosa. Nicóis //

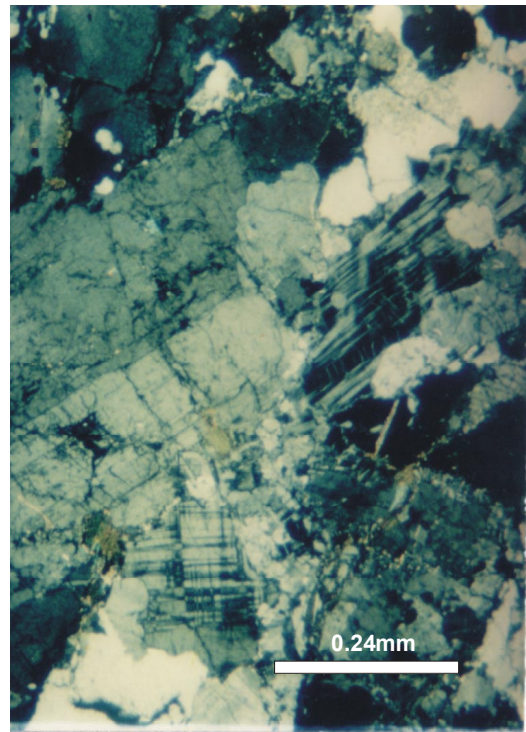


Fig. 30b - Plasmas hematítico-goethítico desenvolvido sobre anfibólito, com preservação da foliação original. Nicóis //

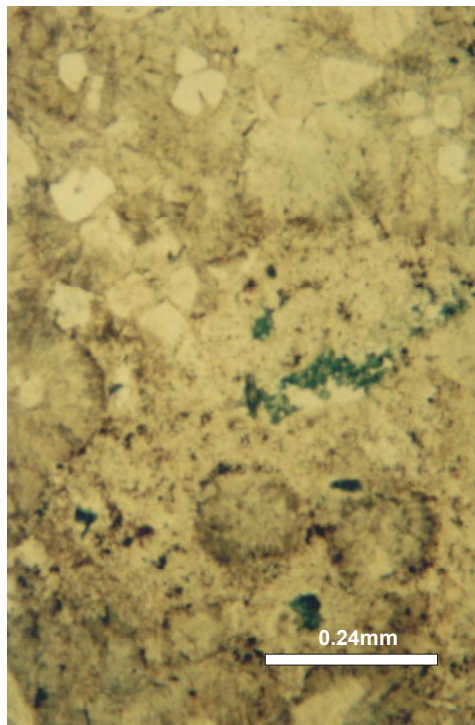


Fig. 30c - Leucogranito subvulcânico de textura porfírica esferulítica. Nicóis //

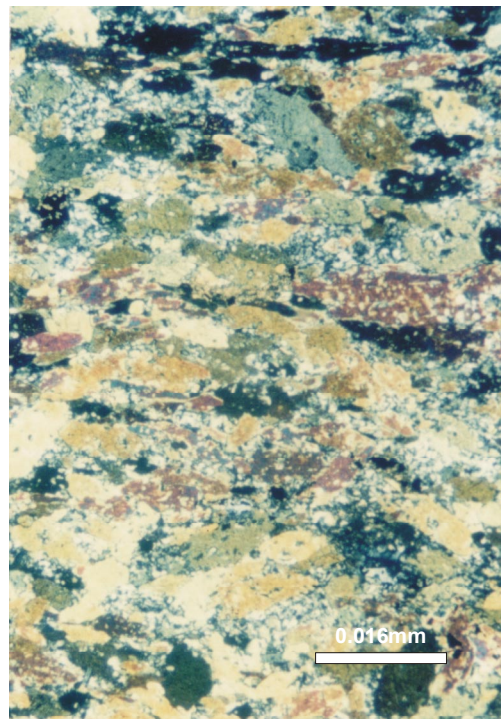


Fig. 30d - Anfibólito com metamorfismo termal superimposto, mostrando fenoblastos de hornblenda envolvidos por matriz recristalizada. Nicóis x.

3.14. TURMALINITOS

Um tipo subordinado característico de rochas intemperizadas ocorre na porção NW da área. São anisotrópicas, foliadas, algumas dobradas, de cor secundária variando entre avermelhada com matizes brancos e pretos e amareladas com matizes pretos de minerais aciculares, constituídas quase que exclusivamente de turmalinas verdes (dravitas) que formam bandas dobradas associadas à muscovita. O quartzo está presente intercrescido à turmalina ou formando bandas individuais dobradas (Figura 31c). Agulhas diminutas de anfíbólio (antofilita?) ou cristais alongados e prismáticos de antofilita, formam níveis descontínuos inclusos em quartzo. A presença de antofilita leva à interpretação que essas rochas sejam produtos da turmalinização e muscovitização de rocha a cordierita-antofilita, pela introdução de fluidos ricos em B, F e K, em zonas de deformação próximas ao contato com granitos intrusivos.

3.15. CONSIDERAÇÕES SOBRE OS DADOS MICROQUÍMICOS

Os processos metamórficos identificados na Suíte Vila Nova, na serra do Ipitanga, encontram-se sintetizados na Tabela 31. Conforme proposto por KRANIDIOTIS & MacLEAN (1987), após CATHELINÉAU & NIEVA (1985), a partir de experiências com cloritas do depósito de sulfeto maciço de Phelps Dodge (Metagami, Canadá), a clorita saturada em Al constitui um geotermômetro vantajoso, em que $T^{\circ}\text{C} = 106 \text{ Al}^{\text{iv}} + 18$. As temperaturas de formação dessas rochas, na Suíte Vila Nova, calculadas a partir de cloritas saturadas em Al, variam de 273°C a 320°C, com valor médio de 308°C. Essas temperaturas estão dentro do intervalo de temperatura da fácies xisto verde (250°-450°C) e são compatíveis às condições físico-químicas de geração das rochas a quartzo-clorita (hospedeiras da mineralização sulfetada) e demais metamafitos originados no evento metamórfico M1, conforme será discutido no capítulo 6.

Os diagramas da Figura 32 A-D mostram a variação da fórmula proporcional para análises de microsonda de anfibólios da Suíte Vila Nova, com a delimitação das zonas da biotita, granada e auroilita-cianita, estabelecidas por LAIRD & ALBEE (1981) para os xistos máficos de Vermont. Segundo esses diagramas, um grupo de anfibólios possui Al^{iv} e as relações Al/Si compatíveis com aqueles da zona da biotita e um outro grupo com os da zona da granada. Os anfibólios dos actinolita-xistos e dos metapiroxenitos estão todos inseridos na zona de biotita, indicando uma cristalização entre 230°C a 480°C (SHEPPARD & SCHWARCZ, 1970). Os anfibólios dos metadiabásios foram cristalizados na zona de granada, não havendo nessas rochas processos metamórficos retrogressivos. Os epidositos exibem anfibólios na zona da biotita, uma vez que resultam de metamorfismo retrogressivo, enquanto que os anfibolitos e as metavulcânicas com CPX (polimetamórficas) possuem anfibólios recristalizados na zona da granada (400°-450°C) e na zona de biotita (370°-400°C), em uma indicação do retrometamorfismo sofrido quando do evento M3 e/ou M4.

As composições dos anfibólios, em particular os teores de Al e Na, são utilizadas por vários autores como um indicador de pressão. Os diagramas da fórmula proporcional das Figuras 32E e F,

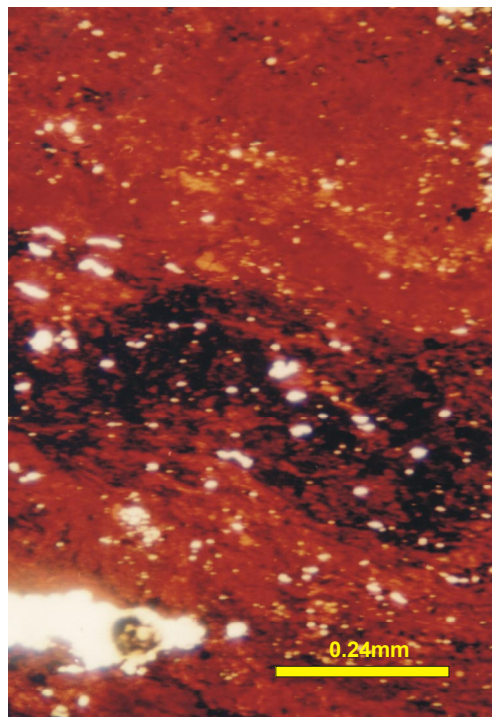


Fig. 31a - Plasmas hematítico-goethítico desenvolvido sobre anfibólito, com preservação da foliação original. Nicóis //

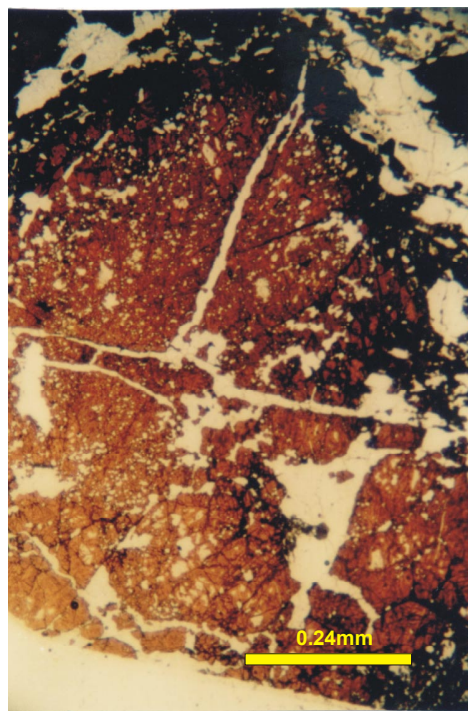


Fig.31b - Goethita ferroaluminosa pseudomórfica segundo fenoblasto de granada almandínica. Nicóis //

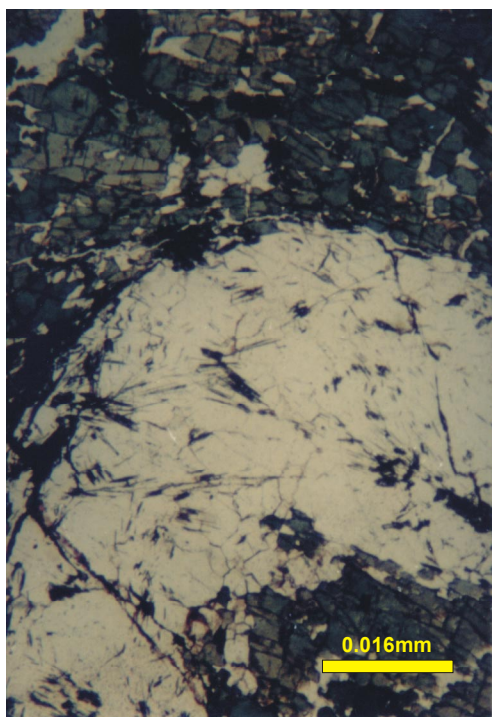


Fig. 31c - Bandas de turmalina verde alternadas a bandas de quartzo com agulhas de anfibólio. Nicóis //.

Tabela 31 - Síntese dos Eventos Metamórfico Atuantes na Suíte Vila Nova

Evento	Protólito(s)	Produto(s)	Metamorfismo	Característica
M1	Rochas vulcânicas máficas -	Rochas a quartzo-clorita-Actinolita-xisto Metamorfismo de baixo grau	Hidrotermal de fundo oceânico	Fácies xisto verde Progressivo
M2	Metamafitos de baixo grau Actinolita -xisto Diabásio Rocha a quartzo-clorita BIFs tipo óxido BIFs tipo silicato ou tipo carbonato Rochas sedimentares Metassedimentares(?)	Anfibolito Anfibolito Metadiabásio Rocha à cordierita-antofilita BIFs tipo óxido BIFs tipo silicato Muscovita-quartzito Qtz.-Musc.-Cord.-Biot.Xisto Qtz.-Musc.-And.-Xisto Qtz.-Cian-Musc.-Xisto	Regional	Fácies anfibolito Progressivo Média pressão
M3	Anfibolito Rochas a quartzo-clorita Rochas a cordierita-antofilita BIFs tipo Óxido BIFs tipo Silicato Rochas Metassedimentares Clásticas	Cataclasitos, protomilonitos, milonitos, micro, meso e macro veios de quartzo Associações minerais retrogressivas, superimpostas	Dinâmico	Fácies xisto verde Retrogressivo
M4	Anfibolito Rochas a quartzo-clorita Metamafitos Rochas metassedimentares clásticas	Hornblenda-hornfels ou anfibolito polimetamórfico Rochas à cordierita-antofilita Actinolita-hornfels, Hb.-hornfels Hornfels	Termal	Hornblenda-hornfels e Actinolita-hornfels

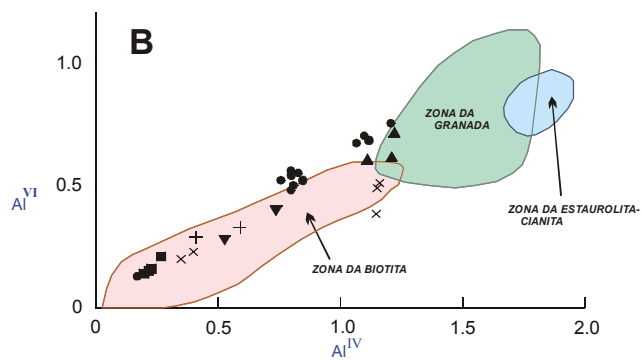
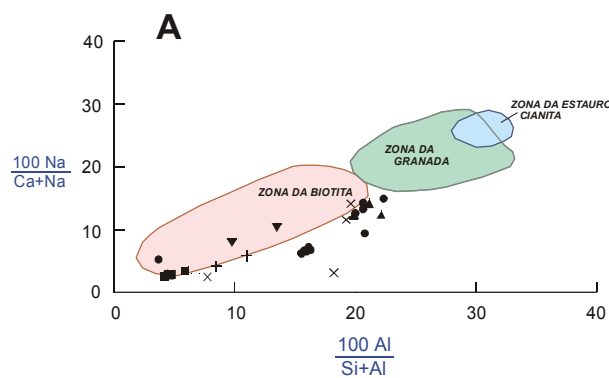


Fig.32 A-D: Diagramas da variação da fórmula proporcional (Laird e Albee, 1981) para análises de microsonda de anfibólios da Suíte Vila Nova.

- anfibólito
- actinolita - xisto
- × metatufo com CPX
- ▲ metadiabásio
- ▼ epidósito
- + metapiroxenito

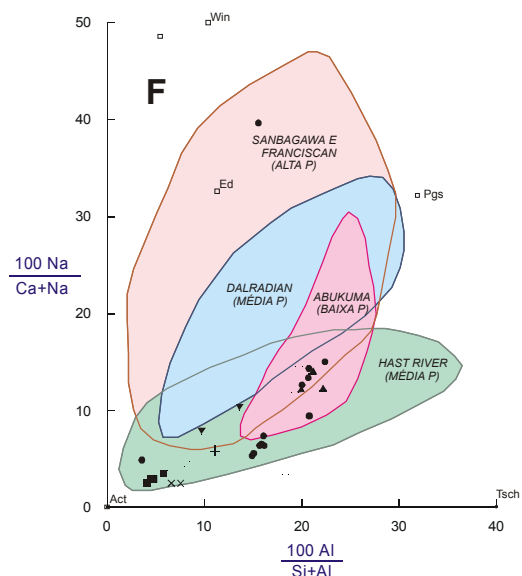
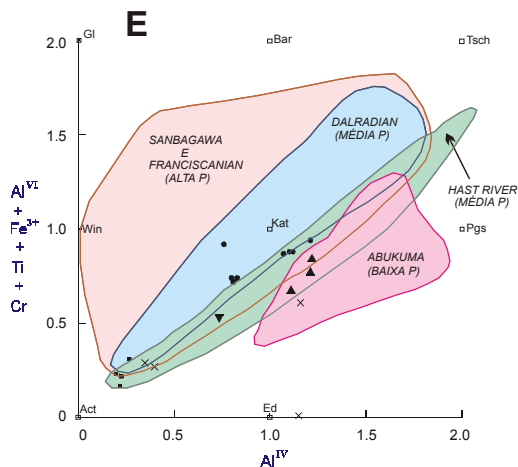
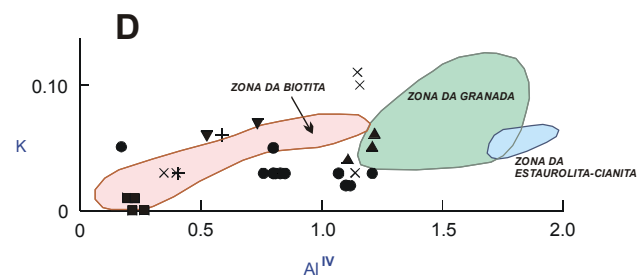
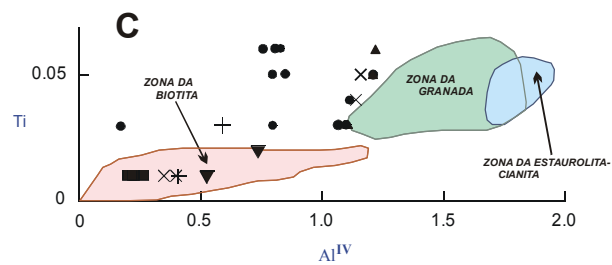


Fig.32 E-F: Diagramas da fórmula proporcional para anfibólio cálcico da Suíte Vila Nova, com a delimitação dos campos de várias ocorrências de xistos máficos mundialmente espalhadas e separadas segundo as pressões altas, médias e baixas. As convenções dos diversos litotipos são as mesmas da figura anterior. As composições dos membros finais dos anfibólios estão indicadas (□): Act = actinolita, Bar = barrosita, Ed = edenita, Gl = glaucofano, Kat = catoforita, Pgs = pargasita, Tsch = tschermakita, Win = winchita.

comparam as composições dos anfibólios dos metamafitos da Suíte Vila Nova às análises de anfibólio de várias ocorrências mundiais de xistos máficos, com discriminação dos campos relativos a baixas, médias e altas pressões (LAIRD & ALBEE, op. cit.). As distribuições das amostras nos dois diagramas ocorrem segundo campos delimitados para média pressão (Haast River e Dalradian), havendo uma superposição com o campo de baixa pressão (Plateau Abukama). Segundo WINKLER (1979), as observações de campo sugerem que a actinolita passa à hornblenda a aproximadamente as mesmas condições de T e P que aquelas para o aparecimento de almandina nos metapelitos, a média e altas pressões. Para esse autor, o critério mais seguro que caracteriza o início da fácies anfibolito é o aparecimento diagnóstico da estauroлита e, caso as pressões variarem de muito baixas a médias, o primeiro aparecimento de cordierita (sem almandina) às expensas de clorita e quartzo, em metapelitos e metagrauvascas que estejam associadas a metamáficas. Os metassedimentos da Suíte Vila Nova possuem cordierita na sua associação mineralógica, o que indica uma recristalização entre 530^o-540^oC, a pressões de 3 a 4Kb (WINKLER, op. cit.). Esses valores devem ser também os considerados para o início da fácies anfibolito na unidade, em condições de médias pressões e são consonantes com a temperatura média de 547^oC aqui calculada, para geração das rochas à cordierita-antofilita, associadas aos anfibolitos. Tais considerações corroboram com os diagramas das fórmulas proporcionais dos anfibólios da Suíte Vila Nova. Além do mais, para as amostras aqui estudadas, cujas composições dos anfibólios são similares àquelas de média pressão das Figuras 32E e F, há um acréscimo no teor de tchermakita, glaucofana e edenita com o aumento do grau metamórfico, fato também constatado na Figura 10.

4. ESTUDO DAS MINERALIZAÇÕES

4.1. MINERALIZAÇÕES SULFETADAS

4.1.1. Considerações gerais

As mineralizações sulfetadas da Suíte Vila Nova localizam-se em profundidade, cuja projeção vertical superficial é concordante com a direção dos metamafitos encaixantes (Figura 8 a e b). Elas foram estudadas através de análises calcográficas e químicas, em amostras de testemunhos dos quatro furos profundos de sondagem (cerca de 200m cada), feitos na área.

Os litotipos que encerram mais significativamente as associações sulfetadas são as rochas ricas em quartzo-clorita (quartzo-clorita-xistos ou clorita-quartzo-xistos, geralmente milonitizados) e brechas tectônicas a quartzo, actinolita, clorita, cummingtonita, opacos, talco, apatita. Conforme pode ser visto na Figura 33E, os furos 01 e 03 são os que contêm as mais expressivas ocorrências de sulfetos de Fe, Cu, Zn, sob forma de pirrotita, pirita, calcopirita e esfalerita. No furo 01, a presença de sulfeto é mais saliente a partir de aproximadamente 100m de profundidade, distribuindo-se ao longo de todo furo até sua profundidade máxima (230m), enquanto que no furo 03 a associação sulfetada ocorre significativamente entre 34 e 200m. Nos outros dois furos a presença de sulfeto é menos expressiva.

Macroscopicamente os sulfetos ocorrem de diversas maneiras: 1) em bandas delgadas e irregulares, deformadas durante o processo de milonitização (Figura 33a); 2) infiltrados nos planos de xistosidade de várias formas, com geração de manchas de amarelas dispersas pelas rochas verde-claras de intenso brilho sedoso (Figura 33b); 3) como brechas, onde fenoblastos subdioblásticos fraturados de pirita são parcialmente substituídos por pirrotita (Figura 33c); 4) como pequenas manchas amarelas de calcopirita, esboçando, às vezes, bandas irregulares em rocha xistosa silicificada (Figura 33d).

4.1.2. Metalografia

Os sulfetos mais abundantes são pirita e pirrotita, seguidos por calcopirita e esfalerita (bem mais subordinada). Com microscópio eletrônico de varredura foram detectados molibdenita, galena, ouro e um telureto de prata (hessita?). A Figura 33 E mostra as variações dos litotipos nos quadros furos de sondagem, com as mineralizações associadas.

As relações microtexturais mais marcantes entre pirita e pirrotita consistem em cristais de pirita subdioblásticos, geralmente fenoblásticos, com tamanhos de 0,3 a 3,5mm, fraturados, com as fraturas preenchidas por pirrotita, não raramente intercrescida com calcopirita (Figuras 34a,b,c); ou fraturas tensionais *pull-apart* em grãos deformados de pirita (Figura 34d e 35a). Um aspecto textural freqüente



Fig. 33a - Bandamentos delgados e irregulares de sulfetos milonitizados, concordantes com a foliação regional (70° - 80° NE)



Fig. 33b - Manchas amareladas de sulfetos infiltrados nos planos de xistosidade.



Fig. 33c - Fenoblasto subidioblástico de pirita (amarelo claro) brechada, misturado à pirrotita (marron).



Fig. 33d - Calcopirita esboçando níveis irregulares em rocha xistosa silicificada.

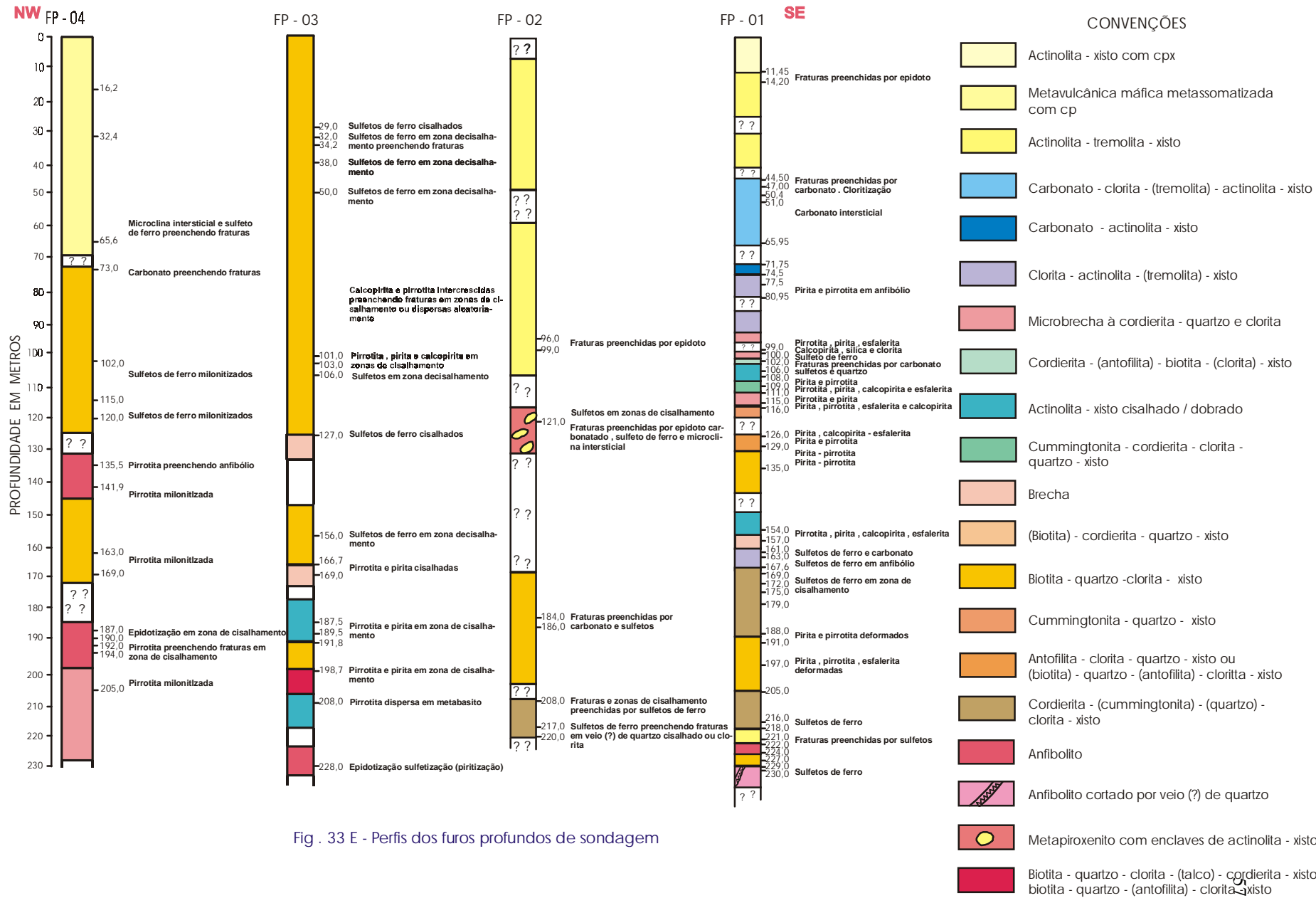


Fig. 33 E - Perfis dos furos profundos de sondagem

que vale ser ressaltado é mostrado na Figura 34a, em que a pirrotita substitui parcialmente fenoblasto fraturado de pirita e ao mesmo tempo migra para fora do cristal, formando sombra de pressão em dois lados do fenoblasto. As feições de substituição são bem marcantes e ocorrem em diversos estágios, desde incipientes (Figura 34b) até avançados (Figuras 34c e 35a). Essas relações texturais entre pirita e pirrotita podem ocorrer tanto segundo um arranjo cataclástico ou brechóide, como segundo um arranjo lenticular milonítico. Todavia, em ambos os casos é conspícuo o caráter rúptil da deformação da pirita e o dúctil da pirrotita.

A calcopirita quase sempre ocorre intercrescida com a pirrotita e mais raramente com esfalerita, substituindo pirita fenoblástica, preenchendo suas fraturas (Figuras 34c e 35a). Algumas vezes forma lentes miloníticas delgadas, concordantes com a foliação, ou massa deformada por processo dúctil, intercrescida com pirrotita e esfalerita (Figura 35d). Ela é subordinada à pirrotita e pirita, com exceção de uma amostras de furo 3, no intervalo de 80-86m, onde predomina, seguida de pirrotita e, mais raramente, de esfalerita. A rocha é milonitizada, essencialmente constituída de quartzo e clorita, tendo a análise química revelado 10.000 ppm de Cu, 8,85ppm de Au e 49ppm de Ag. Além de ouro, foram detectadas no microscópio eletrônico de varredura, molibdenita, galena e um telureto de prata (hessita ?), em inclusões criptocristalinas em pirrotita. Nas brechas e microbrechas de fenoblastos subidioblásticos de pirita brechados e fraturados são igualmente associados e/ou invadidos por pirrotita. Nos locais onde a brechação é mais intensa, eles contêm mais pirrotita ocupando os espaços intersticiais, e mais calcopirita ocorre intercrescida à pirrotita (Figura 34c).

A esfalerita é bem subordinada em relação à pirrotita, pirita e calcopirita, ocorrendo em grãos xenoblásticos, cataclasados, intercrescidos com pirrotita ou em pequenos grãos cinza xenoblásticos, arredondados, cujos diâmetros variam de 0,01 a 0,35mm.

4.1.3. Discussão acerca das feições texturais

Conforme já discutido no capítulo anterior, a mineralização sulfetada da Suíte Vila Nova foi gerada quando do primeiro evento metamórfico hidrotermal de fundo oceânico (M1), sob condições de fácies xisto verde, cuja temperatura média de formação das rochas encaixantes, calculada a partir de cloritas, é 308°C. As mineralizações aqui observadas, a exemplo daquelas estudadas por diversos autores em muitas associações sulfetadas metamorfisadas do mundo, exibem características óbvias de mobilização dos sulfetos mais *moles* (dúcteis), tais como pirrotita, calcopirita e esfalerita, em microfraturas de sulfetos mais *duros* (rúpteis), como pirita (Figuras 34a,d; 35a,b,c).

Segundo CRAIG & VOKES (1993), duas características da pirita determinam o seu comportamento físico durante o metamorfismo: a sua forte ligação química (observável através da sua alta microdureza

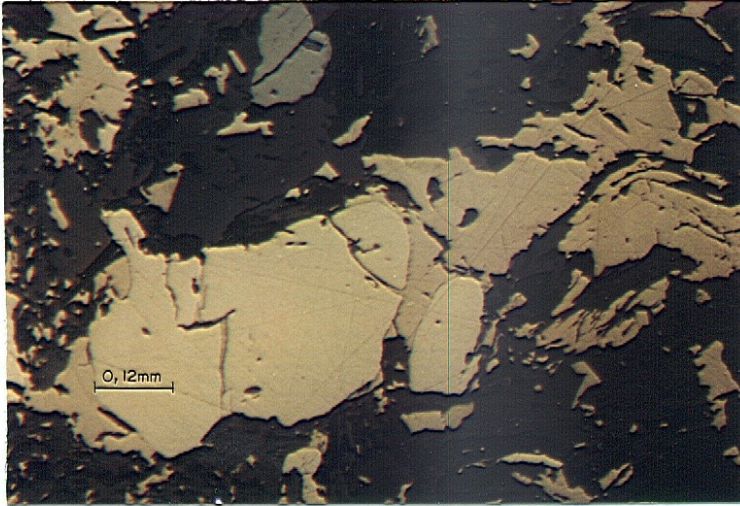


Fig. 34a - Fenoblasto deformado de pirita (amarelo claro) com fraturas preenchidas por pirrotita, formando lente descontínua milonitizada, concordante com a foliação. A pirrotita também forma *sombra de pressão* no fenoblasto de pirita. Aumentada 80 vezes; nicóis //.

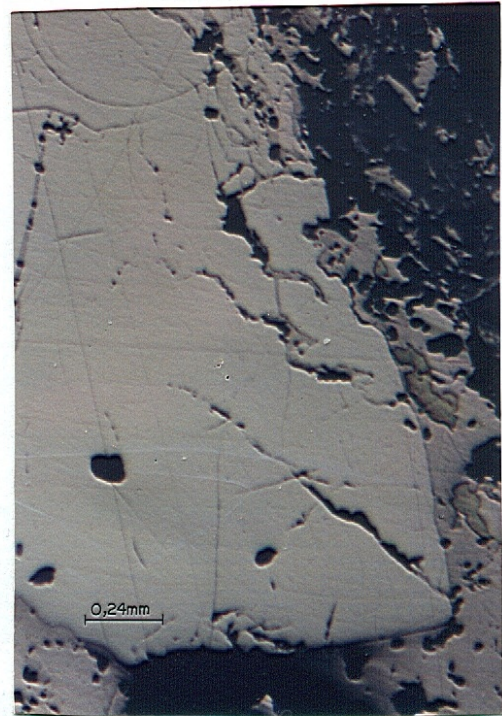


Fig. 34b - Fenoblasto subidioblástico fraturado de pirita em contato e parcialmente preenchido por pirrotita, intercrescida com calcopirita. Aumentada 40 vezes; nicóis //.



Fig. 34c - Fenoblasto deformado de pirita preenchido por calcopirita intercrescida com pirrotita. Aumentada 40 vezes; nicóis //.



Fig. 34d - Pirrotita e calcopirita preenchendo fraturas tensionais em pirita. Aumentada 40 vezes; nicóis //.

e resistência à deformação dúctil) e sua propensão para formar cristais idiomórficos. O número de dureza de Vicker da pirita (1505-1620) é bem maior que aqueles dos sulfetos com os quais a ela normalmente se associa (pirrotita, 230-318; esfalerita, 218-227; calcopirita, 187-203). Por isso, a pirita resiste à deformação bem mais que muitos dos outros sulfetos e silicatos (Figura 36).

Na mineralização sulfetada da Suíte Vila Nova, a pirita se comporta de maneira rúptil, tanto sob condições do metamorfismo hidrotermal (M1) como da deformação (M3). Esse fato é explicável, uma vez que ambos os eventos são de fácies xisto verde, cujas condições de P-T determinaram um comportamento rúptil para ela. Os demais sulfetos associados à pirita encontram-se deformados de maneira dúctil, a exceção da esfalerita que exibe deformação rúptil e dúctil (Figura 37).

Para CRAIG & VOKES (op. cit), a deformação rúptil de pirita é muito freqüente em minerais onde ela é dominante ou onde piritas euédricas são forçadas umas contra as outras, resultando em texturas cataclásticas. Não obstante a sua dureza e a sua natureza refratária, a pirita exibe uma tendência à recristalização em resposta ao metamorfismo de fácies xisto verde e mais alta.

McCLAY & ELLIS (1984) observam que existe forte evidência que a pressão de soluções e o fluxo cataclástico são os mecanismos dominantes na deformação da pirita em ambientes de baixo grau metamórfico. COX (1987) e MARSHALL & GILLIGAN (1987) enfatizam o papel da dissolução controlada por *stress* (pressão de solução) de sulfetos e outros minerais, e o transporte de espécies dissolvidos em variadas distâncias. Estes últimos autores admitem três tipos de transporte: o *químico*, em que toda a mobilização acontece no estado líquido, incluindo soluções, fusões e difusão úmida; o *mecânico*, com toda transferência dúctil no estado sólido, incluindo fluxo plástico e cataclástico; e o *misto*, com transferências químicas e mecânicas. Os autores concluem que na realidade a maior parte da mobilização e remobilização é mista, embora um ou outro dos primeiros dois mecanismos possam dominar em casos específicos.

Para VOKES & CRAIG (op. cit), o material mobilizado pode ser depositado tanto em microfraturas, como em grandes sistemas de veios, ou ainda pode substituir fases pré-existentes, de tal modo que a evidência textural mais clara de mobilização da matriz de sulfeto é vista em muitos metablastos individuais de pirita, onde tanto pirrotita, como calcopirita ou esfalerita, se movem da matriz nas fraturas e substituem em vários graus esses metablastos, não somente nas paredes das fraturas, como nas bordas externas. Esse processo é bem visível na mineralização sulfetada da Suíte Metamórfica Vila Nova (Figuras 34a,d, e 35a).

Os citados autores afirmam que o fato de o preenchimento de fraturas e eventual substituição, ocorrer em metablastos, freqüentemente porfiroblastos, significa que os processos de mobilização acontecem durante ou após a fase de metamorfismo no qual os metablastos foram formados. O fraturamento é geralmente considerado ter ocorrido quando dos movimentos contínuos que afetaram a

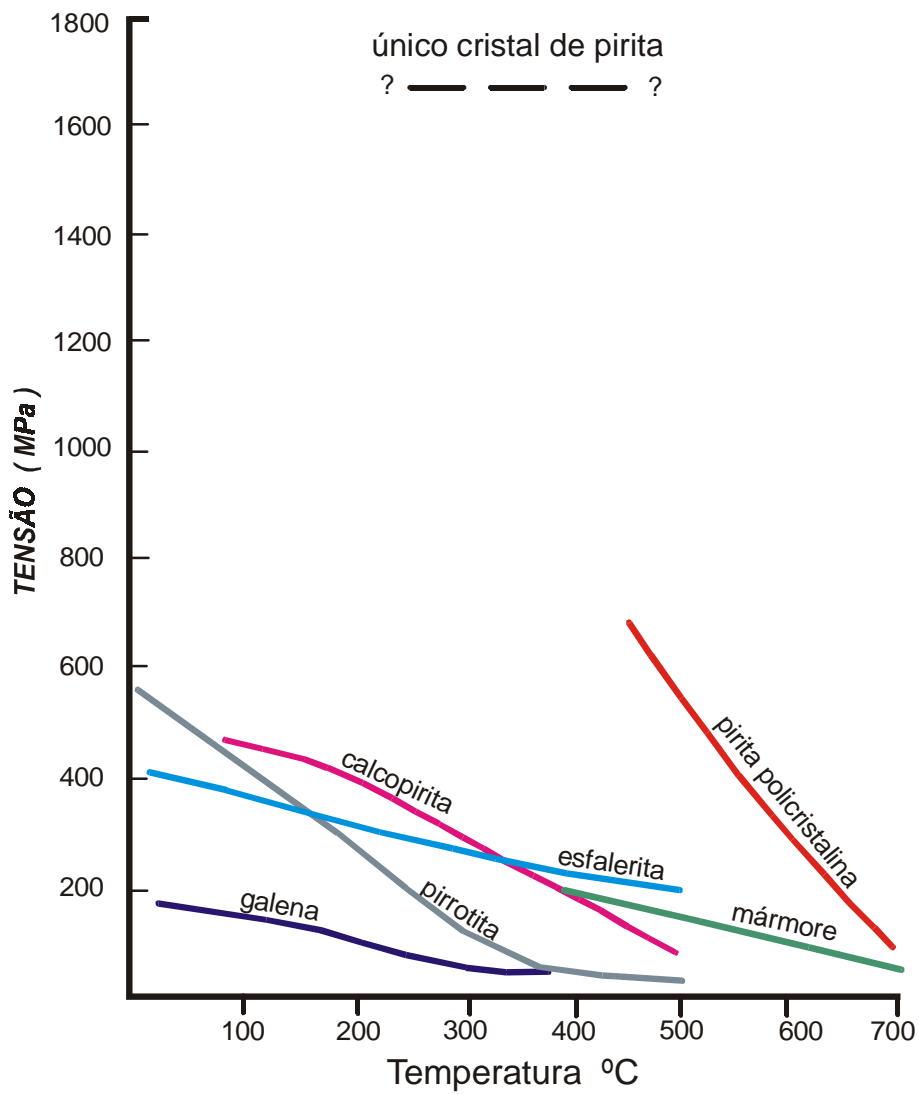


Fig. 36 - Resistências de alguns sulfetos comuns em termos de tensão e temperatura. A resistência muito maior da pirita é responsável pelo seu comportamento mais refratário durante o metamorfismo. Extraída de CRAIG & VOKES (1993).

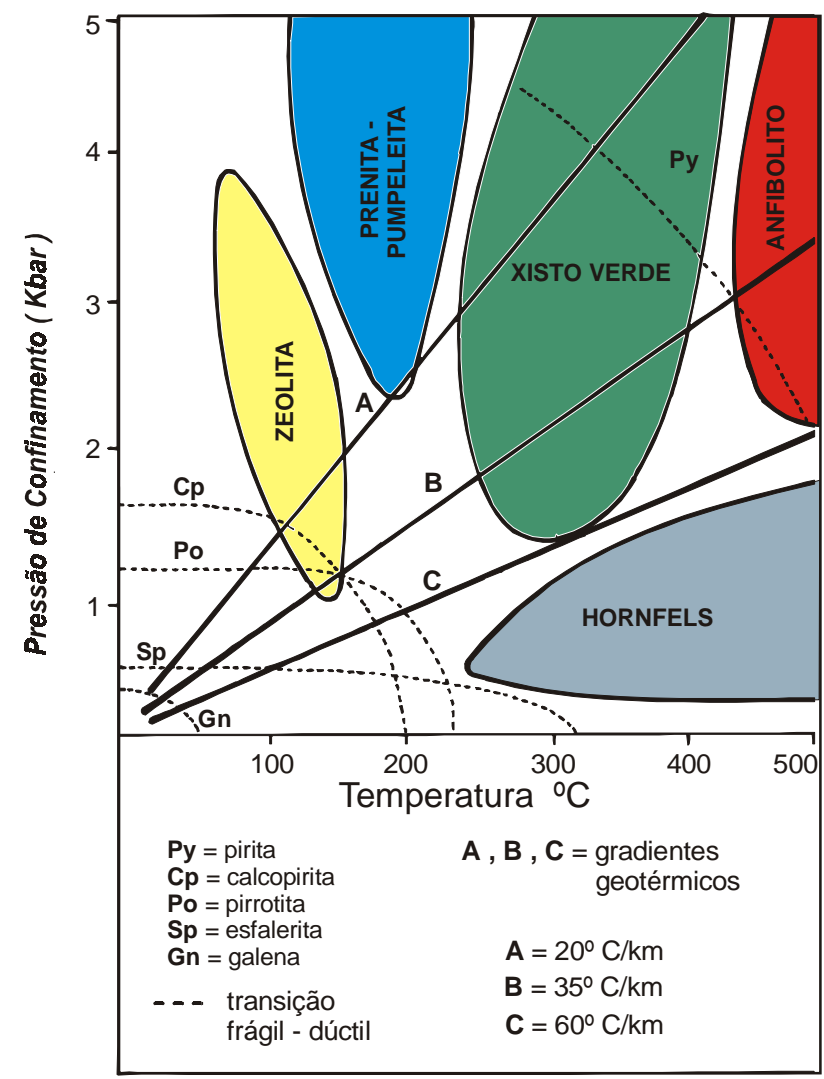


Fig. 37 - As transições frágeis - dúcteis de alguns sulfetos comuns, plotadas no diagrama de fácies metamórficas P - T. Extraída de DUCWORTH & RICKARD (1993).



Fig. 35a - Fenoblasto de pirita sendo substituído por pirrotita, formando bandas descontinuas paralelas à foliação. Aumentada 40 vezes; nicóis//.

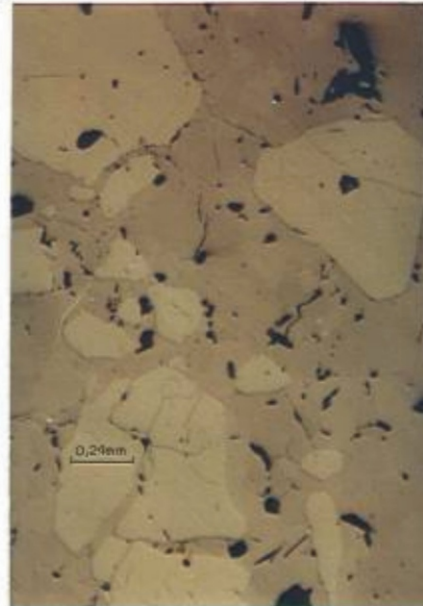


Fig. 35b - Textura de substituição de pirita pela matriz pirrotita. Aumentada 40 vezes; nicóis //



Fig. 35c - Aberturas em fenoblasto altamente fraturado de pirita, preenchidas com matriz de sulfetos dúcteis (pirrotita intercrescida com calcopirita e esfalerita) Aumentada 160 vezes; nicóis //.

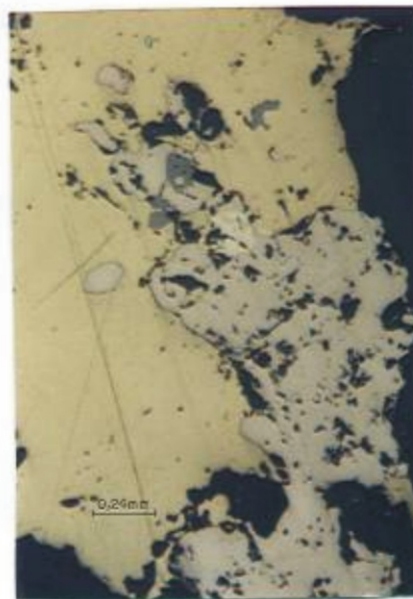


Fig. 35d - Calcopirita (amarela) intercrescida com pirrotita (esbranquiçada) e esfalerita (cinza) em textura cataclástica. Aumentada 40 vezes; nicóis //.

massa total de sulfeto, a qual, à temperatura dominante, se deforma de maneira dúctil ou rúptil. Assim, movimentos desse tipo freqüentemente envolvem rotação de componentes mais rúpteis em uma matriz de componentes mais dúcteis. A mais marcante evidência textural da mobilização de matriz de sulfeto é vista em muitos metablastos, onde pirrotita, calcopirita e esfalerita se movem da matriz para dentro de fraturas dos metablastos de pirita (VOKES & CRAIG, op. cit).

Na Suíte Vila Nova essa feição é comum (Figura 35b), em que as fraturas dos fenoblastos de pirita são invadidos por pirrotita, com intercrescimento de calcopirita e esfalerita (Figura 35c). A ordem de cristalização da associação mineralógica aqui pesquisada, como a sugerida pelos autores citados, VOKES (1971) e outros, em diversos depósitos estudados pelo mundo, é pirita-pirrotita-calcopirita-esfalerita.

Muitos sulfetos maciços contêm quantidades significantes de pirita-pirrotita em equilíbrio, as quais são interpretadas como fases primárias. Nessa situação, durante o metamorfismo, os minérios movem-se ao longo da curva *buffer* pirita-pirrotita (Figura 38). A baixas temperaturas, as reações cinéticas podem não ser suficientes para manter o equilíbrio, mas a temperatura acima de 300°C, pirita e pirrotita permanecem em equilíbrio, havendo aumento da atividade de S_2 , a associação move-se ao longo da curva pirita-pirrotita, a pirrotita torna-se mais rica em S e a pirita é decomposta. As reações desse tipo produzem piritas corroídas ou piritas sendo substituídas por pirrotita.

As Figuras 38 e 39a retratam bem essas reações e as feições texturais existentes na mineralização sulfetada da Suíte Vila Nova apontam para um crescimento de pirrotita a partir de alteração da pirita, haja vista o arranjo textural da Figura 39b do minério de Cherokee Mine, considerado por CRAIG & VOKES (1993) como um modelo desse tipo, ser o mesmo que ocorre na Suíte Vila Nova (Figura 35b).

4.1.4. Químismo das mineralizações

As análises químicas de pirita e pirrotita mostram que ambas possuem proporções Fe: S normais, com traços de Co, As, Zn, Cu e Ni. Apenas uma amostra contém 0,01% de Mo (Tabelas 32 e 33). A calcopirita exhibe traços de Zn, As e, às vezes, Ni (Tabela 34). Na esfalerita é significativa a presença de Fe, além de traços de Cu e Co (Tabela 35).

A razões entre Cu-Zn-Pb dos metais são similares às das vulcânicas hospedeiras (Figura 40), sugerindo que os minerais foram derivados a partir de lixiviação de metais das rochas vulcânicas, a exemplo do que foi concluído por RICKARD (1987) para o depósito Skellefte (Suécia). Essas mesmas razões são registradas nos depósitos do Abitibe Belt e nos caledonides noruegueses, todos associados a rochas vulcânicas máficas.

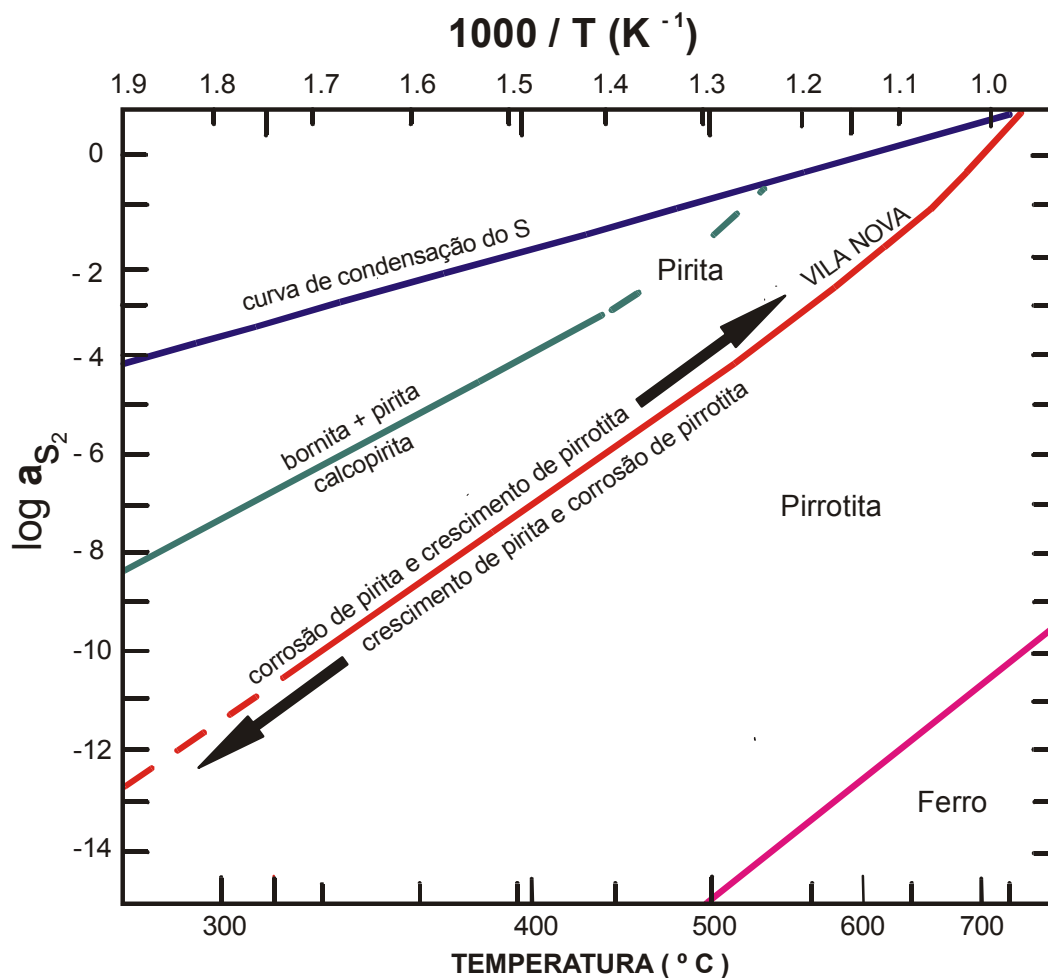


Fig. 38 - Diagrama $\log a_{S_2} / T$ mostrando a curva de sulfetação que controla a atividade do enxofre durante o metamorfismo de minérios de pirita - pirrotita (tipo os da Suíte Vila Nova). As temperaturas aumentam durante o metamorfismo progressivo, havendo corrosão de pirita e crescimento de pirrotita. O inverso ocorre durante a fase retrógrada do metamorfismo. Extraída de CRAIG & VOKES (1993).

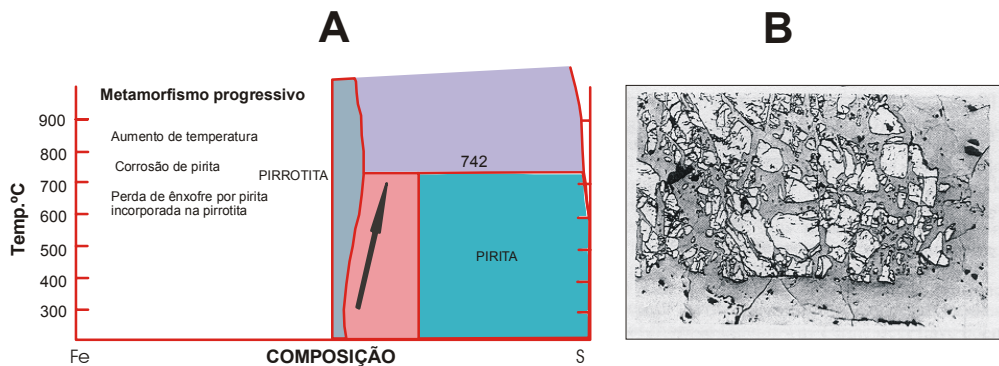


Fig.39- (A - esquerda) -Diagrama esquemático do sistema **Fe-S**, notando que o aumento de temperatura durante o metamorfismo progressivo resulta no crescimento de pirrotita e corrosão de pirita. (B - direita) pirita fraturada exibindo corrosão e decomposição para pirrotita (como ocorre na Suíte Vila Nova). Extraída de CRAIG & VOKES (1993).

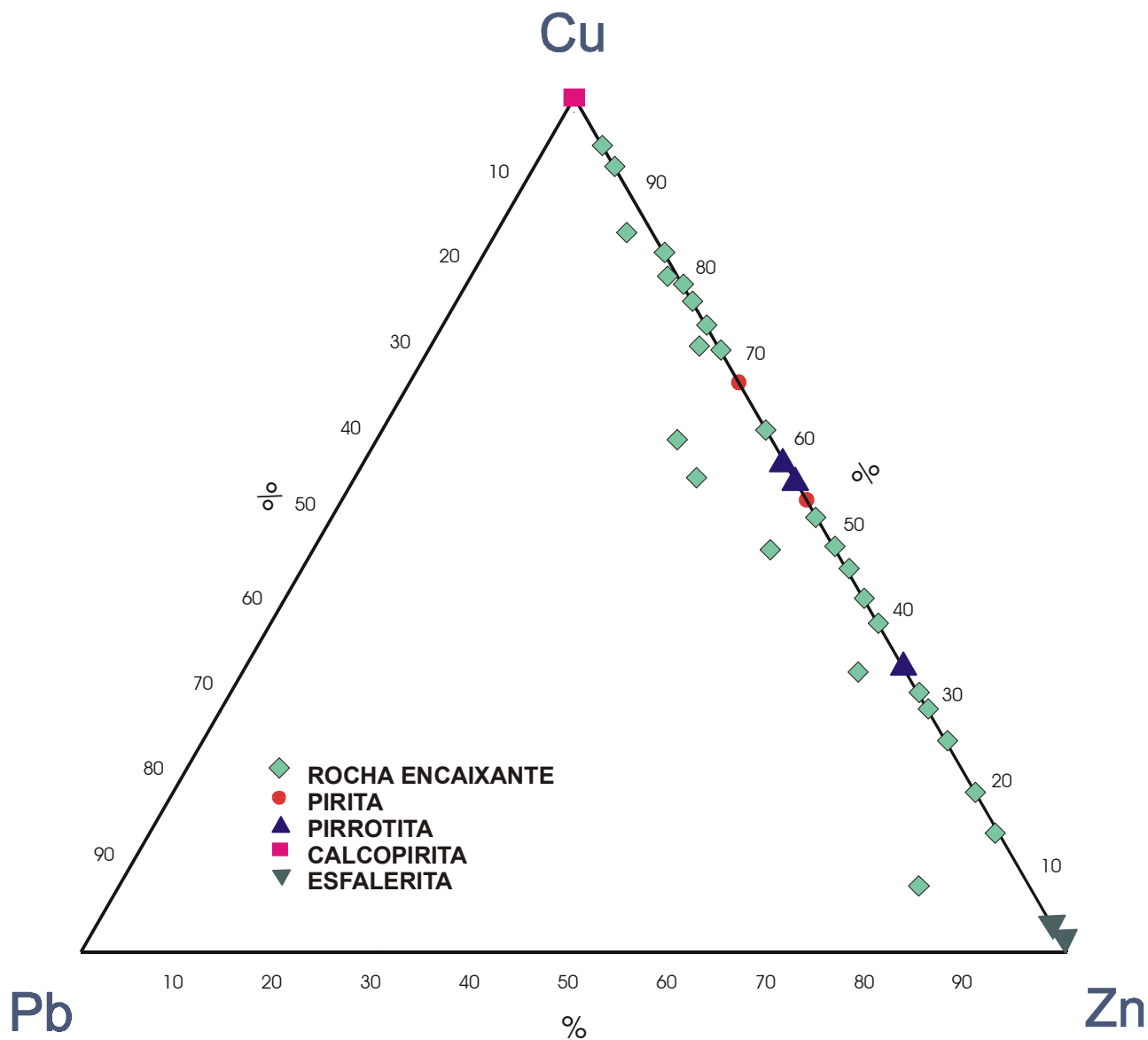


FIG. 40 - Razões deCu - Zn - Pb dos sulfetos da Suíte Vila Nova e das rochas encaixantes . Os minérios e as metavulcânicas têm as razões dos metais similares, sugerindo uma derivação dos sulfetos a partir de lixiviação de metais das rochas encaixantes .

4.1.5. Distribuição de Cu e Zn em subsuperfície

A distribuição de Cu e Zn ao longo dos quatro furos profundos de sondagem na Suíte Vila Nova pode ser observada nas Figuras 41 a 44.

No furo 1, o maior teor de Cu registrado é 890 ppm, em actinolita-xisto cisalhado e dobrado, contendo pirrotita, pirita, calcopirita e esfalerita. Além deste, os mais relevantes são 670 ppm e 455 ppm, em rochas a quartzo-clorita, com Mo associado (10 ppm e 11 ppm) e um quarto valor de 370 ppm em actinolita-xisto, com 6 ppm de Mo. O teor médio de Cu nesse furo é 197 ppm. O Zn é bem menos expressivo, havendo um valor máximo de 470 ppm (12 ppm de Mo) em rocha a quartzo-clorita. A média para este elemento é 157 ppm. A distribuição de Cu e Zn ao longo deste furo mostra uma correlação negativa entre eles (Figura 41). Vale ressaltar a presença constante e significativa do Mo, em quantidades que variam de 6 até 27 ppm, não havendo correlação positiva entre ele, Cu e Zn.

O furo 2 é o que possui menor número de amostras analisadas, havendo apenas um pico de 750 ppm de Cu em rocha a quartzo-clorita, com 3 ppm de Mo, um segundo de 350 ppm em metapiroxenito, sendo 257 ppm o teor médio. O valor mais alto de Zn é 390 ppm, também em metapiroxenito (Figura 42).

Os mais altos teores de Cu, Zn e Ag em subsuperfície provêm de rochas do furo 3 (Figura 43), onde foi detectado um valor máximo de 10.000 ppm de Cu em rocha a quartzo-clorita, contendo calcopirita, pirrotita e mais raramente esfalerita. Além do Cu, há 8,85 ppm de Au e 49 ppm de Ag. Um segundo maior teor de 4.750 ppm de Cu (11 ppm de Ag) também é registrado em rocha a quartzo-clorita, contendo 0,07 ppm de Au. Além dos valores acima, 9.800 ppm de Cu (11 ppm de Au e 74 ppm de Ag) foram detectados pela CPRM (Relatório de Pesquisa Interno). O Zn é bem menos expressivo que o Cu, sendo 250 ppm o teor mais elevado e 135 ppm a média. Nesse furo, a presença de Ag é marcante, variando de 3 até 49 ppm, havendo registro de até 72 ppm (CPRM-relatório Interno).

Os teores de Cu ao longo do furo 4 são inexpressivos, à exceção de uma amostra de quartzo-clorita-xisto com 890 ppm. Os demais valores são inferiores a 280 ppm, e a média de 193 ppm. Aqui o Zn mostra os mais baixos teores, dentre os quatro furos analisados, com teor médio de 103 ppm (Figura 44).

Até o presente, as informações sobre a mineralização de sulfetos da Suíte Vila Nova, na Serra do Ipitinga, são relativas aos quatro furos de sondagem acima referidos. A extensão da projeção superficial do corpo mineralizado é de 10 km e corresponde à extensão do levantamento por IP, feito apenas em um segmento da serra do Ipitinga, entre os igarapés Flexal e Purgatório. A verticalidade dos furos, em um pacote com foliação subvertical (70°-80° NE), prejudica o conhecimento das variações da mineralização com a profundidade real, dentro da seqüência metavulcano-sedimentar. Além disso, os furos são próximos um dos outros (Figura 2), havendo necessidade de mais poços bem distribuídos ao

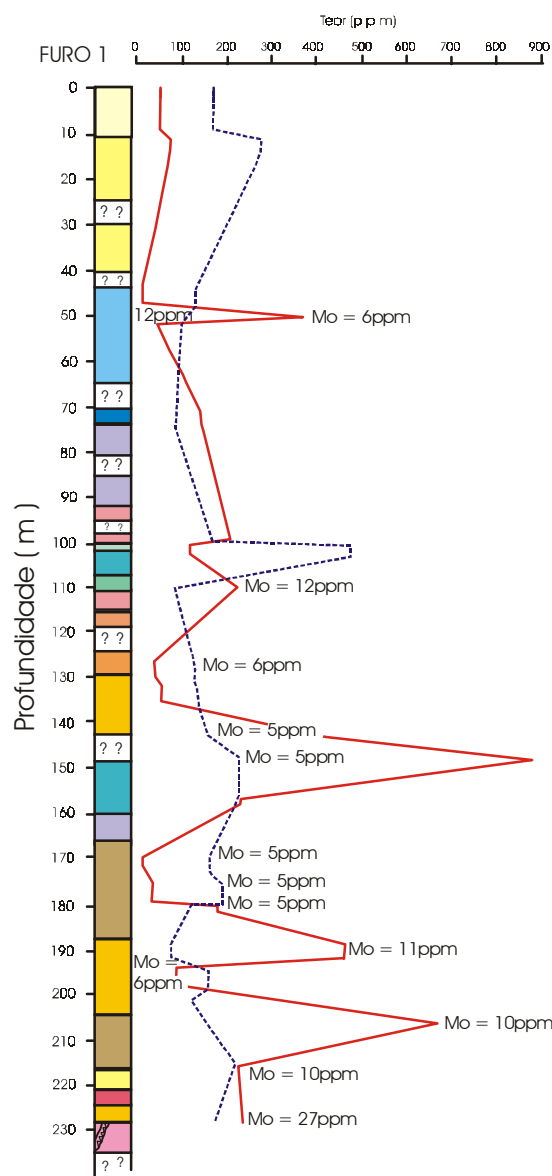


Fig. 41 - Distribuição dos teores de Cu (—) e Zn (---) ao longo do furo 1

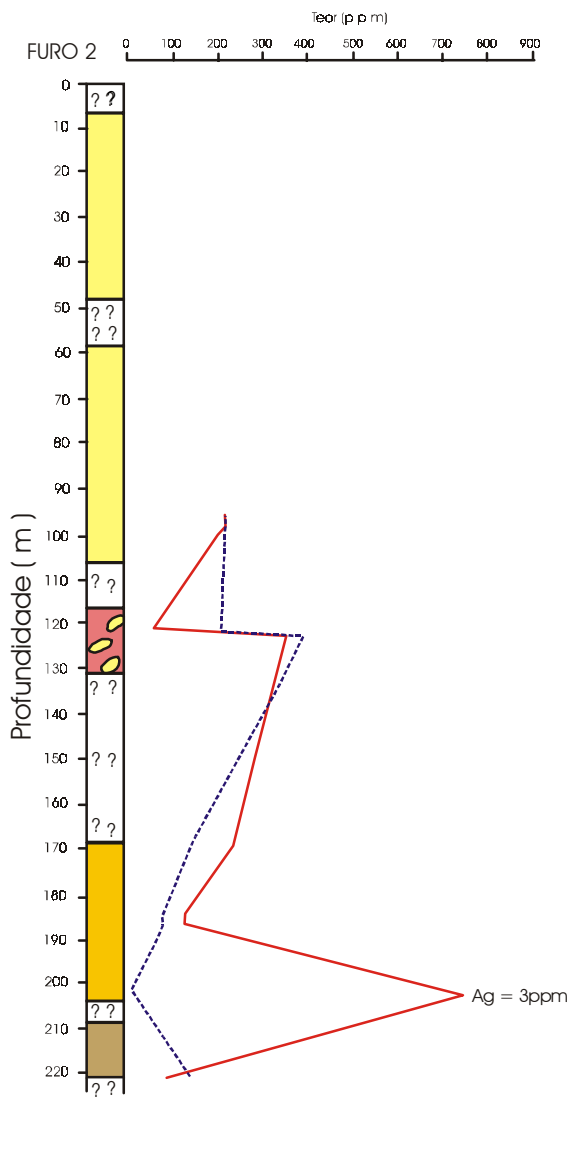


Fig. 42 - Distribuição dos teores de Cu (—) e Zn (---) ao longo do furo 2

CONVENÇÕES



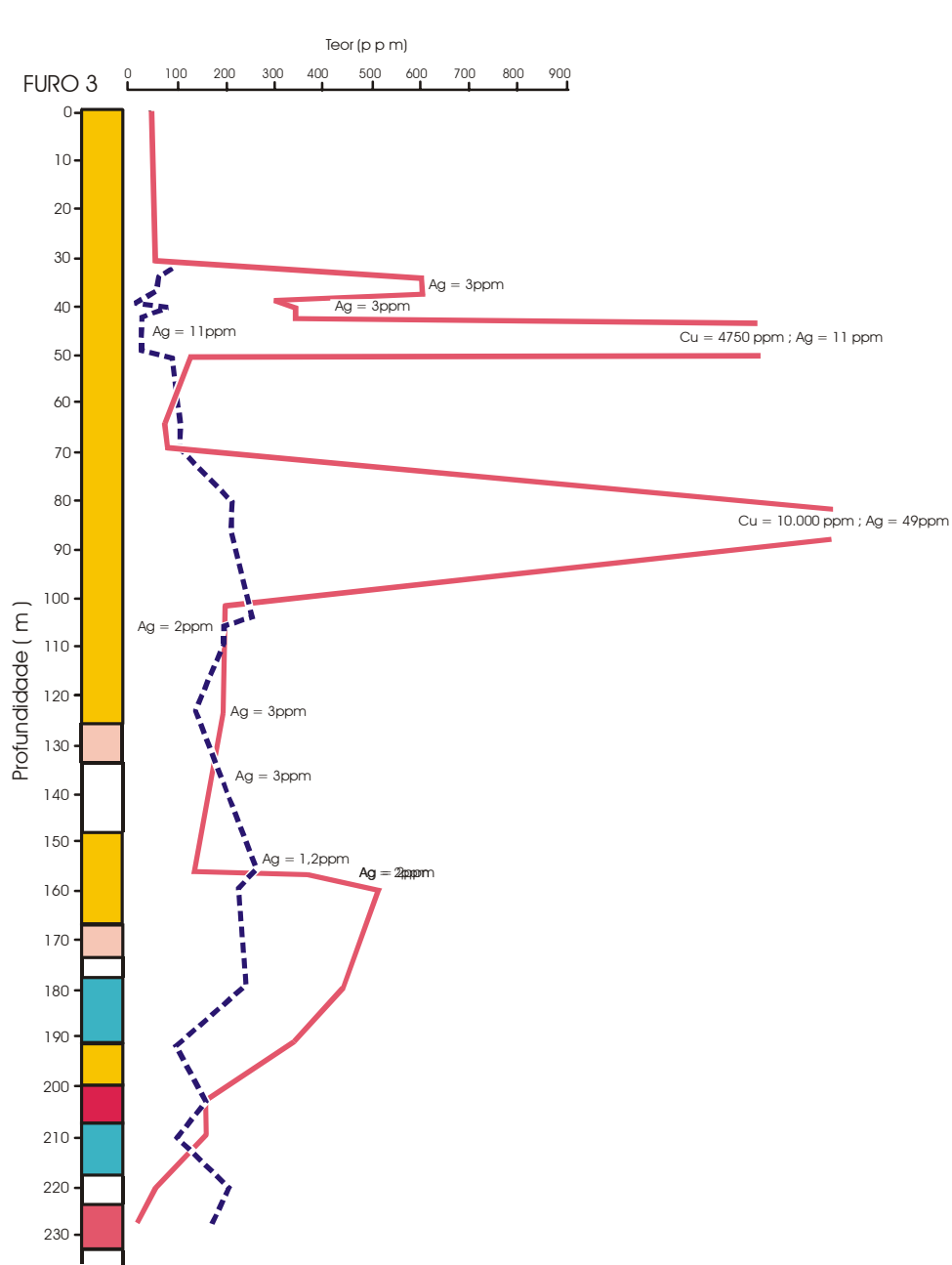


Fig. 43 - Distribuição dos teores de Cu (—) e Zn (---) ao longo do furo 3

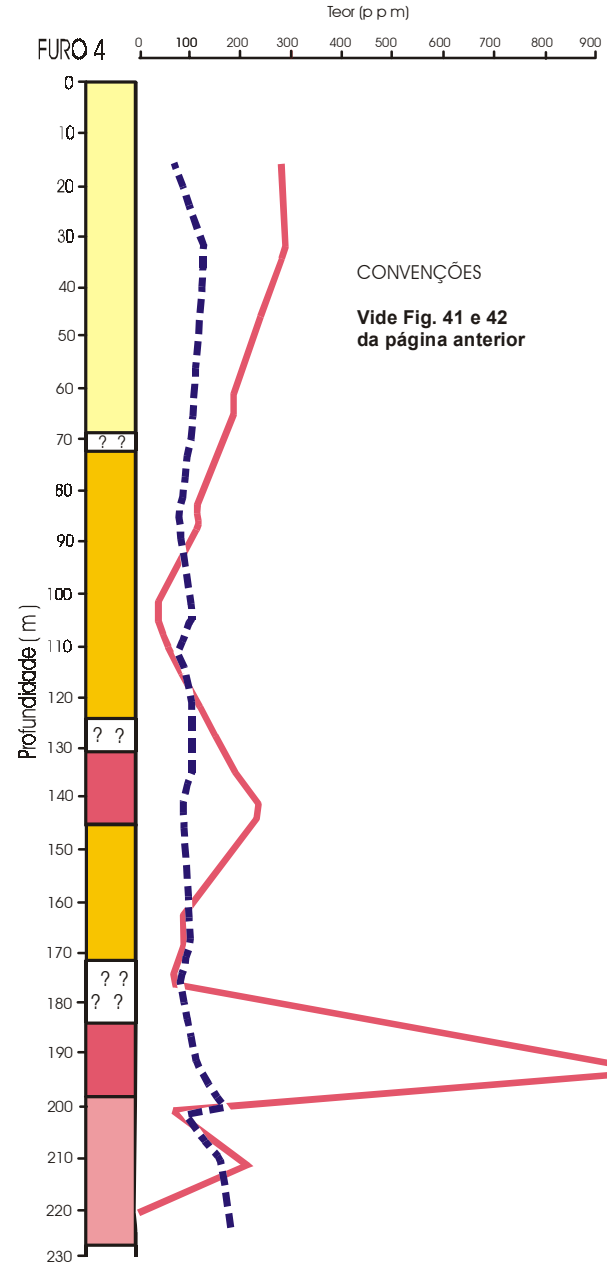


Fig. 44 - Distribuição dos teores de Cu (—) e Zn (---) ao longo do furo 3

CONVENÇÕES
Vide Fig. 41 e 42 da página anterior

longo da extensão da projeção superficial, para maior conhecimento das possíveis variações laterais da associação mineralógica.

4.1.6. Algumas considerações sobre os depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos hidrotermais sindeposicionais.

BIONDI (1986) diz que uma mineralização do tipo vulcanogênica é toda aquela relacionada a qualquer tipo de manifestação vulcânica, esta englobando além do próprio vulcanismo (explosivo e efusivo), qualquer outra ação natural profunda que resulte na surgência, em superfície, de produtos em condições de temperatura acima das condições ambientais como *greisseries*, fumarolas, fontes hidrotermais.

Assim, os aspectos considerados na classificação desses depósitos são: a distância do jazimento em relação a manifestação vulcânica geradora, o tipo do magmatismo condicionante principal do vulcanismo e o caráter subaquático ou emerso.

Existe uma relação preferencial dos depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços com os termos mais ácidos (andesitos-dacitos-riolitos) dos diferenciados vulcânicos. Um estudo feito em cinquenta depósitos de Zn-Pb-Cu desse tipo, 70% deles relacionam-se somente a rochas félsicas. Dos depósitos de Zn-Cu (sem Pb), 30% são associados à rochas básicas e 50% às rochas félsicas. No entanto, em depósitos de Cu (sem Zn e Pb), aproximadamente 47% associam-se às rochas máficas e 35% às rochas félsicas. Todos eles são piritosos e possuem sedimentos mesclados às rochas vulcânicas.

RICKARD (1987) define os depósitos vulcanogênicos como aqueles formados por processos vulcânicos, sendo três os tipos, por ele reconhecidos: depósitos de *sulfetos maciços*, *depósitos de ferro*, e *depósitos epitermais*. Todos os depósitos de sulfetos maciços, são assim por conterem metais base em várias proporções, por terem altos conteúdos de enxôfre e por serem formados em ambientes de águas profundas, Para este autor, o Proterozóico contrasta com o Arqueano e o Fanerozóico, na aparente ausência relativa de depósitos vulcanogênicos. Todavia, análogos dos três estilos de mineralizações acima referidos remontam ao Proterozóico e provavelmente ao Arqueano. A geração de depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos proterozóicos foi concentrada em torno de 1,9 Ga, sendo os distritos minerais restritos a uma zona linear de cerca de 1.000 km de largura e aproximadamente 8.000 km de comprimento, na margem leste do reconstruído supercontinente proterozóico. RICKARD (op. cit) sugere que os distritos de minérios de sulfetos maciços constituam o registro de um ciclo de Wilson proterozóico, ao contrário daqueles proterozóicos tipo Broken Hill, que mostram um amplo espalhamento geográfico, consistente com seu caráter essencialmente continental.

Segundo LYDON (1988a), os depósitos de *sulfetos maciços vulcanogênicos* pertencem à maior classe de depósitos de sulfetos maciços, incluindo todos os depósitos de sulfetos maciços e semi-

maciços formados pela descarga de soluções hidrotermais no soalho oceânico. Tais depósitos consistem em uma lente estratiforme de sulfeto maciço, que contém a maior parte da mineralização, e uma zona discordante de mineralização de sulfeto tipo *stockwork* dentro de rochas hidrotermalmente alteradas do *footwall* estratigráfico (LYDON, 1988b). Muitos autores se opõem ao termo *sulfetos maciços vulcanogênicos*, uma vez que ele implica que os depósitos sejam uma parte integrante do processo vulcanogênico, o que não parece ser o caso. Antes, eles aparentam ser o produto de um tipo especializado de sistema hidrotermal que é somente ocasionalmente desenvolvido em ambiente vulcanogênico submarino. Todavia, para o referido autor, o termo *sulfeto maciço vulcanogênico* é amplamente utilizado e, por isso, deve ser mantido.

Esses depósitos ocorrem dentro de um domínio geológico que pode ser definido pela presença de rochas vulcânicas submarinas. No entanto, parece não haver um ambiente geotectônico preferencial para os depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos, exceto que eles são mais comumente formados perto de margens de placas (SILLITOE, 1973 e SAWKINS, 1976). Então, eles são encontrados em placas divergentes (depósitos associados a ofiolitos), os quais podem refletir dorsais mesoceânicas ou bacias de trás-arco (ex. Chipre e Área Beia Verte, Newfoundland); em placas de margens convergentes em arcos de ilhas ou margens continentais (Kuroko, Japão e Cinturão de Pirita Espanhol-Português); associados a ilhas vulcânicas intra-placas e, evidentemente, em ambientes mais enigmáticos de tectônica de placas, como aqueles representados pelos *greenstone belts* arqueanos. Assim, os referidos depósitos não são confinados a algum tipo petroquímico peculiar de rochas vulcânicas (Klau e Large, apud LYDON, 1988a).

Ainda segundo LYDON (op. cit), aparentemente não houve qualquer tempo preferencial de distribuição dos depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos, cujas idades variam de ± 3500 M.a., no Bloco Pilbara, à atualidade, como os depósitos de sulfetos da Dorsal Leste Pacífica.

4.1.7. A mineralização sulfetada na Suíte Vila Nova

O metamorfismo hidrotermal de fundo oceânico (M1) consistiu na descarga de soluções hidrotermais, geradoras de mineralizações sulfetadas e dos metabasaltos hospedeiros da Suíte Vila Nova. Esse processo é o mesmo responsável pela origem dos depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos (LYDON op. cit). A assembléia mineralógica aqui estudada é constituída de pirita-pirrotita-calcopirita-esfalerita, com traços de galena, molibdenita, além de ouro e prata associados, sendo os quatro primeiros os minerais mais comuns naqueles depósitos.

Na Suíte Vila Nova, os referidos sulfetos exibem feições texturais semelhantes àquelas existentes nos depósitos de Renström, na Suécia (DUCKWORTH & RICHARD, 1993), Vangorda, no Canadá (BROWN & McCLAY, 1993); Solitjelma, na Noruega (COOK et al. 1993), etc, todos classificados como depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos.

Uma outra característica dos depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos é sua concordância com a estruturação da rocha encaixante. A configuração espacial do corpo mineralizado da Suíte Vila Nova é concordante com a foliação cuja segmentação é devida à deformação durante o evento M3. A extensão de 10 km da projeção superficial do referido corpo é correspondente à extensão de aplicação do método geofísico (IP). No entanto, muito provavelmente a mineralização se estenda além da área estudada, paralelamente à direção das rochas que compõem a Serra do Ipitinga. Essas feições reforçam a possibilidade desse jazimento ser do tipo maciço vulcanogênico, segundo a concepção proposta na Figura 45.

De acordo com esse modelo, o contato superior das lentes de sulfetos maciços com a rocha encaixante é geralmente muito nítido, mas o contato inferior é gradacional. Um único depósito ou mina pode consistir em várias lentes de sulfeto maciço e suas zonas de *stockwork* subjacentes (Figura 45). Essas zonas são convencionalmente consideradas como canal de escape de um sistema hidrotermal submarino e as lentes de sulfeto maciço representam o acúmulo dos sulfetos precipitados das soluções hidrotermais no fundo do mar, acima nas imediações dos escapes de descargas, de tal modo que a morfologia de uma única lente pode variar de um cone inclinado a uma folha tubular.

No interior e em volta da zona de *stockwork*, há, via de regra uma pronunciada zonation na intensidade e tipo de metassomatismo produzido pela alteração hidrotermal da rocha encaixante. Segundo LYDON (1988a), o registro mais detalhado de alterações hidrotermais nesse tipo de depósito foi feito no Abitibi Belt, nos depósitos de Millenback e Corbet, onde as chaminés de alteração consistem em núcleos cloritizados, circundados por uma periferia sericitizada (Figura 46). O núcleo clorítico é caracterizado por maiores adições de Fe e Mg e por empobrecimento de Ca, Na e Si, refletindo a destruição do feldspato da rocha vulcânica máfica original, durante o processo de cloritização. O K tende a ser empobrecido na zona de clorita, mas é enriquecido na zona sericítica. Nos depósitos metamorfisados acima da estabilidade da clorita, o aporte Mg e Fe para a chaminé de alteração é refletida por uma assembléia a cordierita-antofilita na zona interior, como acontece nas áreas de Mantouwadge, no Canadá (JAMES et al. 1978) e nas minas de Kvikne na Noruega (Norton, apud LYDON, 1988b).

Na Suíte Vila Nova essa transformação metamórfica de rochas ricas em quartzo-clorita (encaixantes preferenciais da mineralização) para rochas à cordierita-antofilita é marcante e corrobora com a caracterização da associação sulfetada como do tipo vulcanogênico-hidrotermal. As características mineralógico-texturais mesoscópicas e microscópicas dessa associação correspondem àquelas da zona de *stockwork*, associada à chaminé de alteração clorítica (Figura 46), deformada no evento M3. No

entanto, há registros subordinados de brechas (Figura 33c) que representariam a porção superior da referida zona, onde repousam as lentes de sulfetos maciços (Figura 45).

A correlação mais significativa nos depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos, especialmente em relação ao modelo genético, é a forte relação entre os tipos de depósitos e o litotipo dominante estratigraficamente abaixo deles (LYDON, 1988a). Assim, os depósitos do tipo Cu-Zn ocorrem onde o litotipo dominante do *footwall* é rocha vulcânica máfica, enquanto que os depósitos de tipo Zn-Pb-Cu ocorrem onde a sucessão regional do *footwall* é composta predominantemente de rochas vulcânicas félsicas. A explicação mais aceita para as razões de metais agregados de depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos é que elas refletem as razões dos metais de rochas fontes.

Na Suíte Vila Nova a mineralização é do tipo Fe-Cu-(Zn) associada a rochas metavulcânicas máficas em que as razões de metais refletem as das rochas encaixantes. Esse fato constitui mais um ponto de convergência das características dos jazimentos aqui estudados, com aquelas dos depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos.

4.2. OURO EM SUBSUPERFÍCIE

4.2.1. Considerações gerais

O ouro está associado as mineralizações sulfetadas vulcanogênicas subsuperficiais da Suíte Vila Nova, ocorrendo como inclusões criptocristalinas em pirrotita, detectadas através de microscópio eletrônico de varredura. A presença de ouro foi ainda assinalada, através de análises químicas em pirrotita (0,5 ppm e 0,54 ppm) e pirita (0,31 ppm), separadas das rochas mineralizadas. Análises de rochas hospedeiras de sulfetos também registraram ouro, em diversos metamafitos, ao longo dos quatro furos de sondagem. Vale ressaltar os valores excepcionais de 8,85 ppm de Au, 10.000 ppm de Cu, 210 ppm de Zn, 49 ppm de Ag e 54 ppm de Bi (FARACO, 1990), bem como os teores de 11 ppm de Au, 9.800 ppm de Cu e 74 ppm de Ag, em rochas a quartzo-clorita, ao longo do furo 3 (Tabela 36).

4.2.2. Algumas considerações sobre as concentrações de Au em depósitos de sulfetos vulcanogênicos

HUSTON & LARGE (1989) observaram que os controles físico-químicos de transporte do ouro nos depósitos de sulfetos vulcanogênicos da Austrália, variavam de acordo com os diferentes tipos de associações existentes. Assim, o ouro seria transportado como $Au(HS)_2^-$ nas mineralizações em que ele se encontra associado a sulfetos de Zn, Pb e Ag e como $AuCl_2^-$ naquelas em que ele associa-se a sulfetos de Cu.

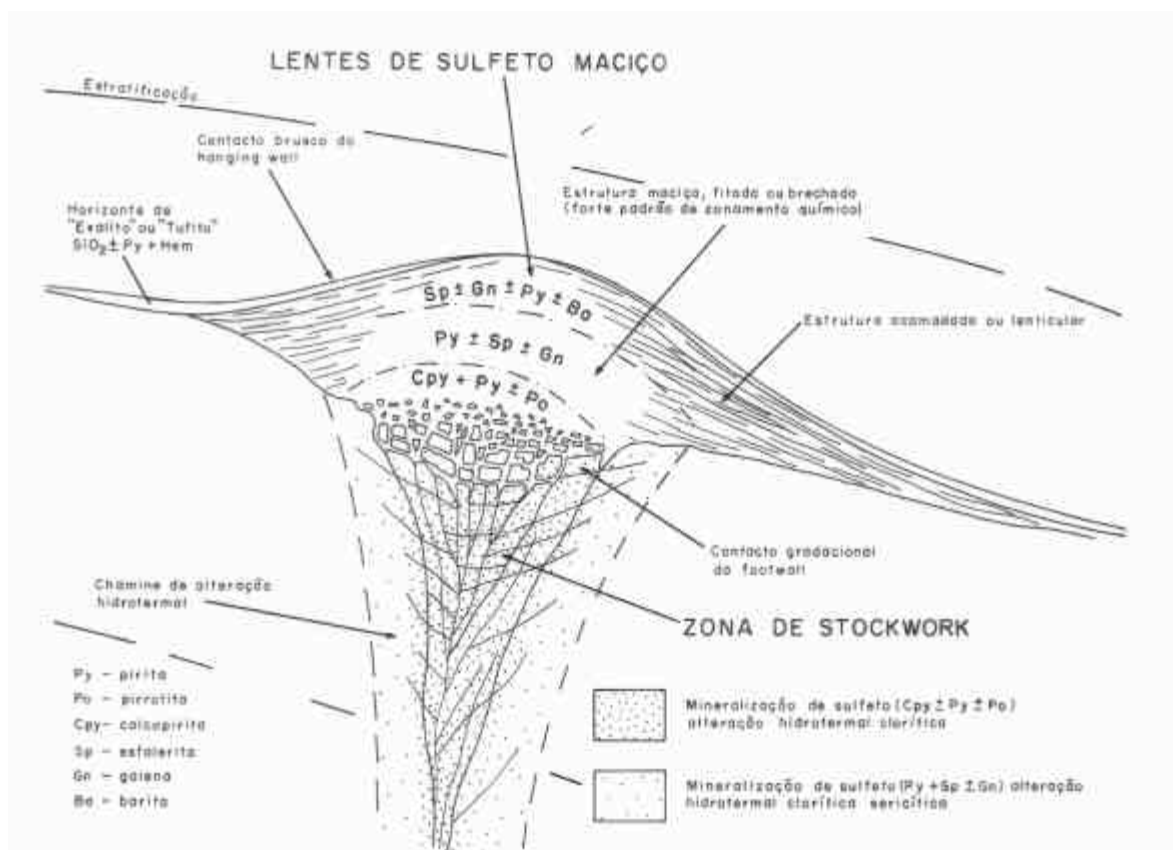


Fig. 45 - Características essenciais de um idealizado depósito de sulfeto maciço. Extraída de LYDON (1988a)

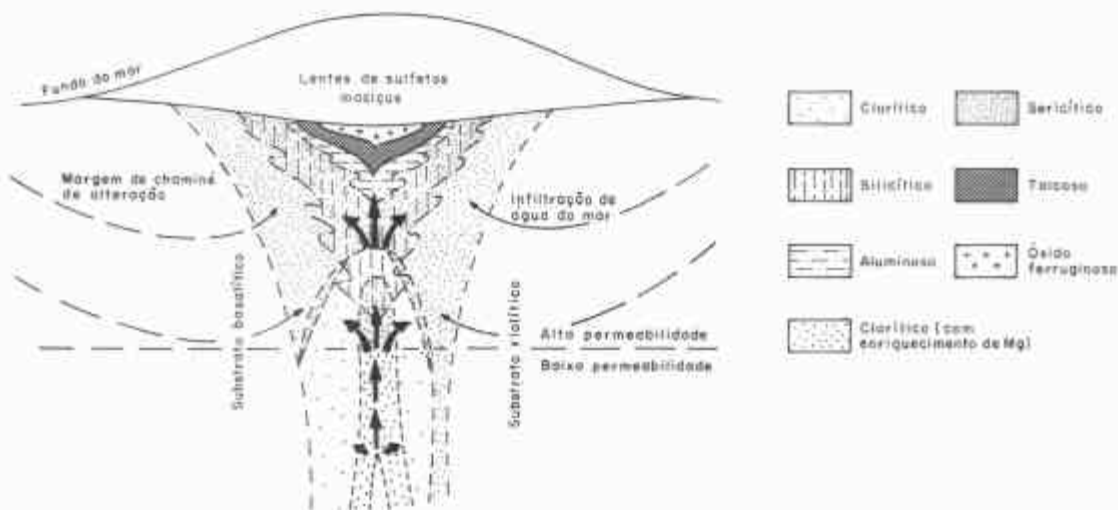


Fig. 46 - Representação composta de várias assembléias de chaminés de alterações de depósitos sulfetos maciços. Extraída de LYDON (1988b)

HANNINGTON & SCOTT (1989), assinalaram a presença de ouro associado à pirita-calcopirita, em veios ricos em H₂S, no depósito de TAG, e chamaram a atenção para a não exclusão da possibilidade dele ser transportado como Au (HS)⁻², em mineralizações de cobre (pirita-pirrotita), em alguns depósitos antigos. Para os citados autores, os aspectos mineralógicos e geoquímicos dos minérios, os quais podem ser diretamente relacionados às condições de fluidos mineralizantes são mais seguros que os tipos de metais base associados.

GILBERT et al. (1993) estudaram a solubilidade do ouro em uma solução H₂O-KCl (0,5m), entre 350-500°C, 500 bars, *buffered* por pirita-pirrotita-magnetita e por quartzo-feldspato potássico-muscovita. Sob essas condições, ficou demonstrado que o transporte do ouro como de AuCl₂⁻ é desprezível, que a concentração de Au(HS)⁻² é de aproximadamente 6 ppb e que o agente transportador do ouro é AuHS⁰, havendo possibilidade de ser também H₂Au(HS)⁰.

As objeções levantadas por HANNINGTON & SCOTT (1989) e por GILBERT et al. (op. cit.) não são aplicáveis à Suíte Vila Nova, uma vez que não há registro, nesta unidade, de veios de quartzo ricos em H₂S e o sistema em que os fluidos atuaram é diferente daquele considerado por GILBERT et al. (op. cit.) (quartzo-feldspato potássico-muscovita), no modelamento da composição do fluido transportador. Além do mais, Seward, apud HUSTON & LARGE (1989), indica que a solubilidade do ouro como H₂Au(HS)⁰ é duas ordens de grandeza menor que como Au(HS)⁻², para temperaturas superiores a 250°C.

O modelo químico proposto por HUSTON & LARGE (op. cit.) admite que a precipitação de ouro em depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos, a partir de Au(HS)⁻², é realizada através de reação $4\text{Au}(\text{HS})^{-2} + 2\text{H}_2\text{O} + 4\text{H}^+ = 4\text{Au}^0 + 8\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2$. Assim, analisando-se a Figura 47 pode-se admitir que a pH constante, a solubilidade do ouro como Au (HS)⁻² cresce com o decréscimo de temperatura e aumento da fO₂, principalmente no campo da pirita, havendo um rápido decréscimo de solubilidade no limite dos campos da pirita-hematita. Então, o ouro não pode ser transportado como Au (HS)⁻² em fluidos muito reduzidos (onde a pirrotita é estável), ou em fluidos muito oxidados (em que magnetita ou hematita são estáveis), nas temperaturas comuns de transporte hidrotermal.

Por outro lado, a reação principal para a precipitação do ouro a partir do complexo de cloretos, segundo HENLEY (1973), é: $4\text{AuCl}_2^- + 2\text{H}_2\text{O} = 4\text{Au}^0 + 4\text{H}^+ + 8\text{Cl}^- + \text{O}_2$, a qual indica que a precipitação desse metal seria causada por um aumento no pH ou decréscimo tanto na aCl⁻ como fO₂. Nos sistemas em que aCl⁻ não muda significativamente (como naqueles de sulfetos maciços vulcanogênicos), a deposição é mais efetivamente produzida por decréscimo de temperatura ou aumento de pH. A diminuição da fO₂, pode igualmente causar a precipitação do ouro, enquanto que seu transporte como Au Cl₂⁻, é favorecido em soluções de alta temperatura (300°C), de alta salinidade(aCl>10⁰) e baixo pH (<4,5) (Figura 47).

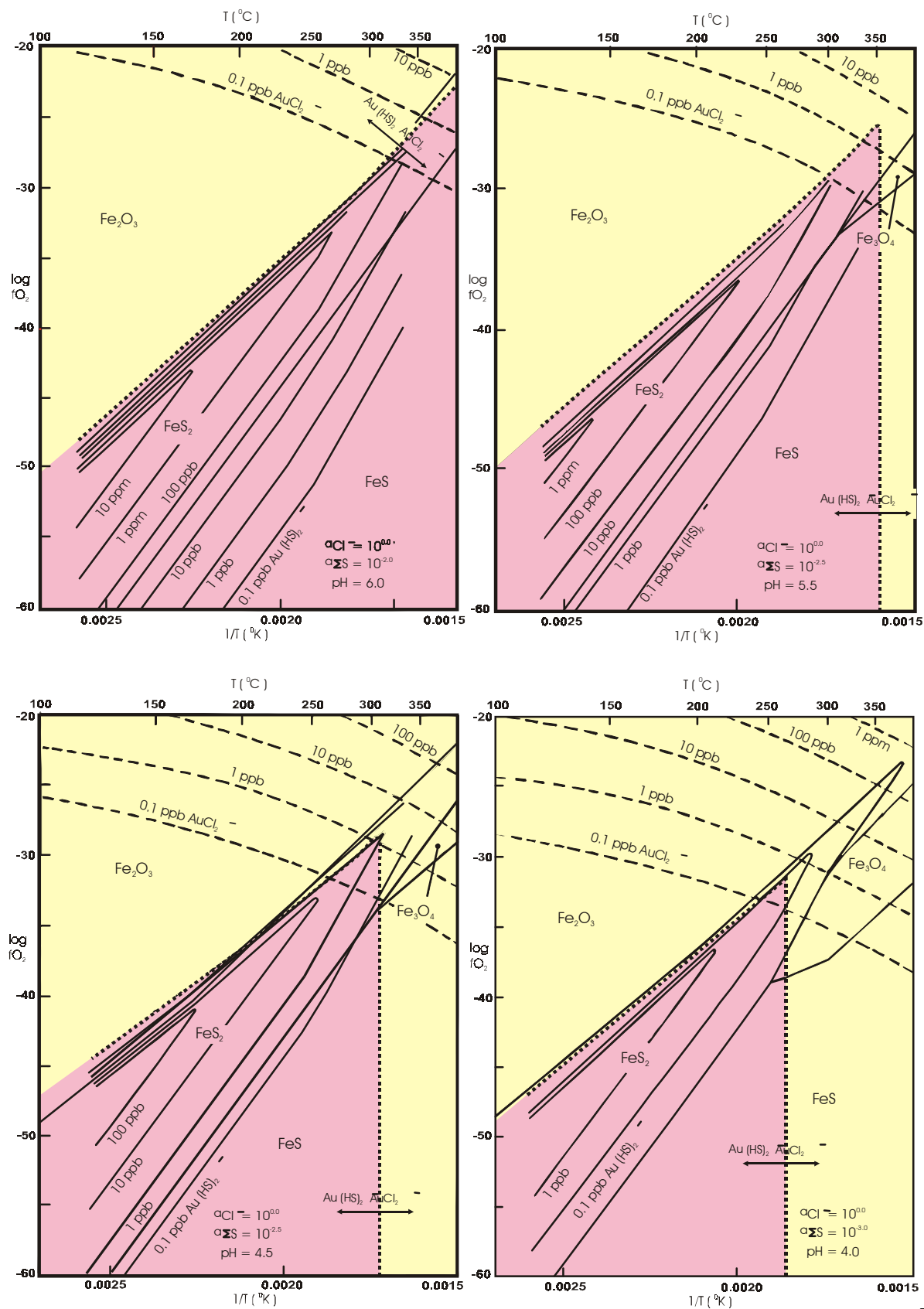


Fig.47 - Diagrama f_{O_2} - T em diversos pH e $a_{\Sigma S}$, mostrando a solubilidade do ouro como $Au(HS)_2^-$ e $AuCl_2^-$ (HUSTON & LARGE, 1989).

Ainda de acordo com a Figura 47, o transporte de Au como ambos os complexos mencionados ($\text{Au}(\text{HS})_2^-$ e AuCl_2^-), é pouco provável no campo da hematita, a baixas temperaturas ($<200^\circ\text{C}$) e baixas $f\text{O}_2$ ($<10^{-35}$), e no campo da pirrotita, a moderadas e altas temperaturas ($> 200^\circ$) e baixa $f\text{O}_2$ ($<10^{-40}$).

Para HUSTON & LARGE (op. cit.), existem outros complexos, como $\text{HAu}(\text{HS})_2^0$ e AuS_n ($n \geq 2$), que desempenham algum papel sob condições hidrotermais típicas. Todavia, devido à falta de dados termodinâmicos, esses complexos não podem ser modelados quantitativamente. O complexo $\text{Au}_2(\text{HS})_2\text{S}^{2-}$ ocorre em condições que são muito alcalinas para fluidos hidrotermais normais.

Do que foi assim exposto, pode-se considerar que o ouro associado aos sulfetos vulcanogênicos hidrotermais da Suíte Vila Nova foi transportado como AuCl_2^- , uma vez que está associado com sulfeto de Cu e cuja precipitação é decorrente do aumento do pH, decréscimo da atividade de Cl^- ou da $f\text{O}_2$, além do decréscimo da temperatura. Esta situação é coincidente com as condições altamente salinas e redutoras propostas por HUTCHINSON (1982), para o início do fluxo ascendente em um sistema hidrotermal exalativo submarinho, em que o pH é posteriormente aumentado pelo decréscimo de CO_2 , que reage com os silicatos ferrosos para formar magnetita e carbonato, a atividade de Cl^- é diminuída pela formação de complexos de cloro. A temperatura e a $f\text{O}_2$ decrescem, no sentido da superfície.

A Figura 48 descreve o transporte e a deposição de ouro, segundo a evolução de depósito de sulfetos maciços vulcanogênicos, bem como as condições dos fluidos requeridas para as diversas associações mineralógicas possíveis nesses tipos de depósitos. No estágio 1 de deposição, o ouro, como $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, é transportado com Ag, Pb e Zn, todos como cloro-complexos, para a interface água do mar/soalho oceânico, onde todos os metais são depositados. A precipitação de Ag, Pb e Zn é causada pelo decréscimo de temperatura, devido à mistura dos fluidos hidrotermais com a água do mar, enquanto que a deposição do ouro é decorrente da oxidação dos fluidos hidrotermais causada pela mistura com a água do mar e pela precipitação dos sulfetos metálicos (ponto A).

No estágio 2, com os fluidos aquecidos e a quantidade de esfalerita-galena-pirita crescendo, o ouro é mobilizado a partir da base como $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ (ponto B, Figura 48), durante a recristalização do depósito, e depositado próximo ao topo ou em mineralizações de barita (ponto A - estágio 2. Figura 48). Nesse estágio, a precipitação do ouro é devida ao decréscimo da atividade do enxofre reduzido, causada pela oxidação ou precipitação de sulfetos metálicos (como no estágio 1).

A oxidação parcial de enxofre reduzido, causada pela mistura com a água do mar, pode produzir íons de sulfetos (ou outras espécies de enxofre parcialmente oxidadas), os quais podem mobilizar o ouro como AuS_n^- ($n > 2$), ou complexos similares. Esse ouro então poderia ser transportado até a interface água do mar/rocha e depositado por oxidação contínua de sulfetos ou precipitação de pirita no ponto C (estágio 2 - Figura 48).

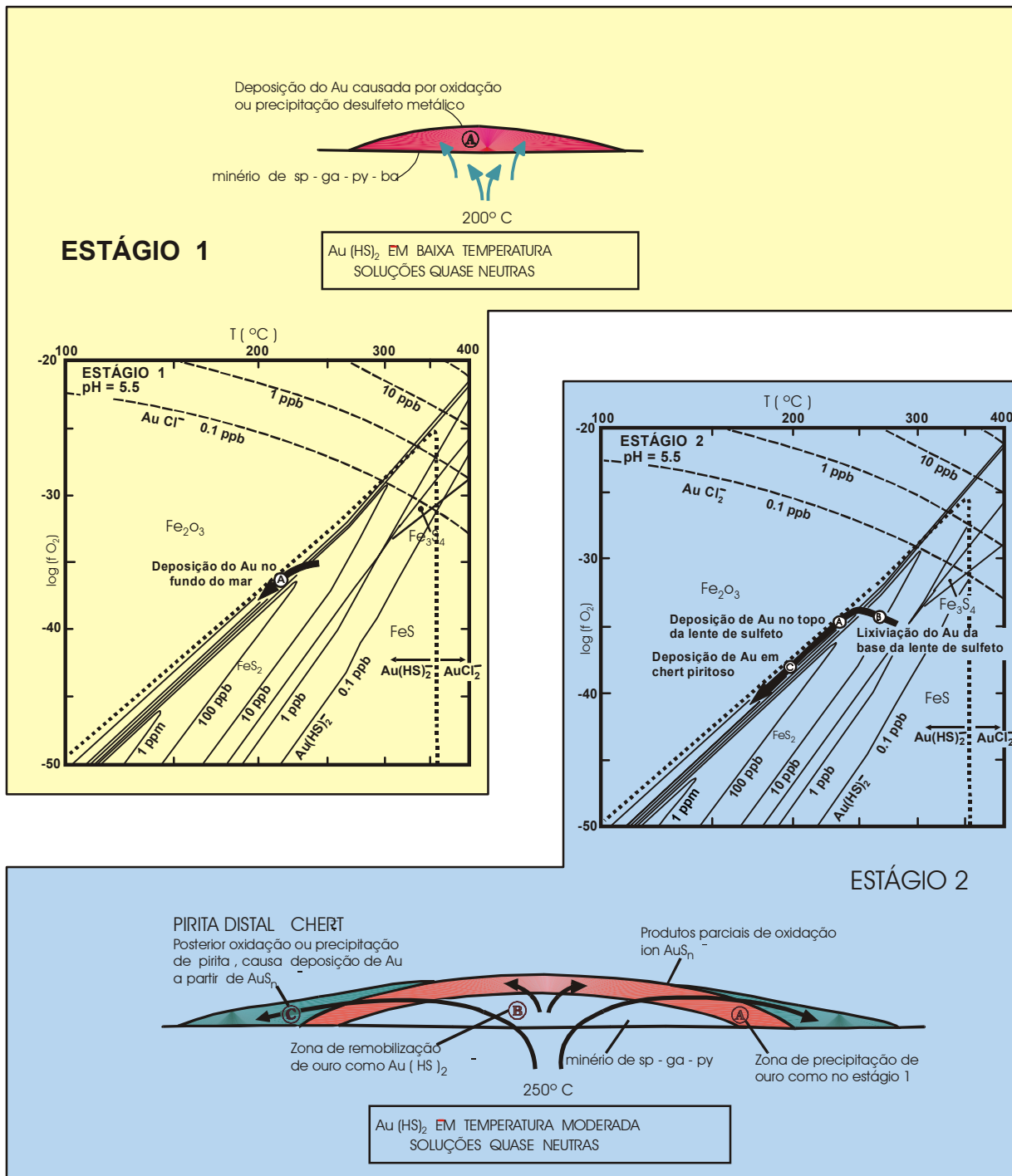


Fig. 48 - Modelo para o transporte e deposição do Au em depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos (HUSTON & LARGE, 1989). sp - esfalerita, ga - galena, ba - barita

À medida que os fluidos hidrotermais continuam a ser aquecidos, o Au torna-se menos solúvel como $\text{Au}(\text{HS})_2^-$. De tal modo que, quando as temperaturas atingem 300°C , pirita-calcopirita começam a ser formadas. A partir daí, o ouro passa a ser transportado como AuCl_2^- . Nessa ocasião, o pH cresce, enquanto que a temperatura e a $f\text{O}_2$ decrescem, casuando a precipitação do ouro (ponto D - estágio 3 - Figura 49).

No estágio 4 (Figura 49) há o enfraquecimento do sistema. Com as temperaturas baixas, o ouro começa a ser transportado como $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ em um processo igual ao descrito nos estágios 1 e 2.

A associação sulfetada conhecida da Suíte Vila Nova e as características dos fluidos envolvidos (discutidas no Capítulo 5), são compatíveis àquelas relativas ao estágio 3 (Figura 49) e permitem considerar que o ouro associado aos sulfetos tenha sido transportado como $\text{Au}(\text{Cl})_2^-$.

4.3. OURO ASSOCIADO ÀS ROCHAS DA SUPERFÍCIE

4.3.1. Mineralizações tipo *Iode*

4.3.1.1. Considerações gerais

Uma das revelações importantes na presente pesquisa foi a detecção de ouro em quase todos os litotipos superficiais, anteriormente considerados estéreis, como anfíbolitos, hornfels básicos, metavulcânicas com CPX, actinolita-xistos, *BIFs* tipo silicato e tipo óxido, metadiabásios (Tabela 37). Veios de quartzo cisalhados, com sulfetos disseminados, que atravessam os diversos litotipos da Suíte Vila Nova, também contém ouro.

Das 87 amostras de rochas superficiais analisadas, 35 encerram ouro em teores maiores ou iguais a 0,02 ppm. Dez anfíbolitos, dos 38 analisados, exibem teores que vão de 0,02 ppm até 0,13 ppm, este último detectado em rocha deformada, com evidências de ações termais superimpostas. As duas amostras de metavulcânicas com CPX analisadas revelaram 0,05 e 0,04 ppm. Três hornfels básicos (dentre os 14 analisados) têm 0,02; 0,03 e 0,04 ppm. Metadiabásio (quatro amostras) e actinolita-xisto (oito amostras) possuem cada um, uma amostra com 0,04 ppm e 0,02 ppm, respectivamente. Três amostras de *BIFs* tipo óxido, das cinco analisadas, contém, cada uma, 0,02 ppm. Enquanto que dentre as dez amostras de *BIF* tipo silicato, duas possuem 0,02 e duas 0,04 ppm de ouro. Na única amostra de rocha a cordierita-antofilita analisada, foram registrados 0,02 ppm de ouro.

O ouro está presente em três das dez amostras de veios de quartzo analisados, em teores que variam de 0,04 até um máximo de 0,14 ppm. Neste, além do Au, há 22 ppm de Ag, 90 ppm de Mo, 570 ppm de Cu e 240 ppm de Bi. Aliás, este teor de cobre é o segundo maior detectado em rochas

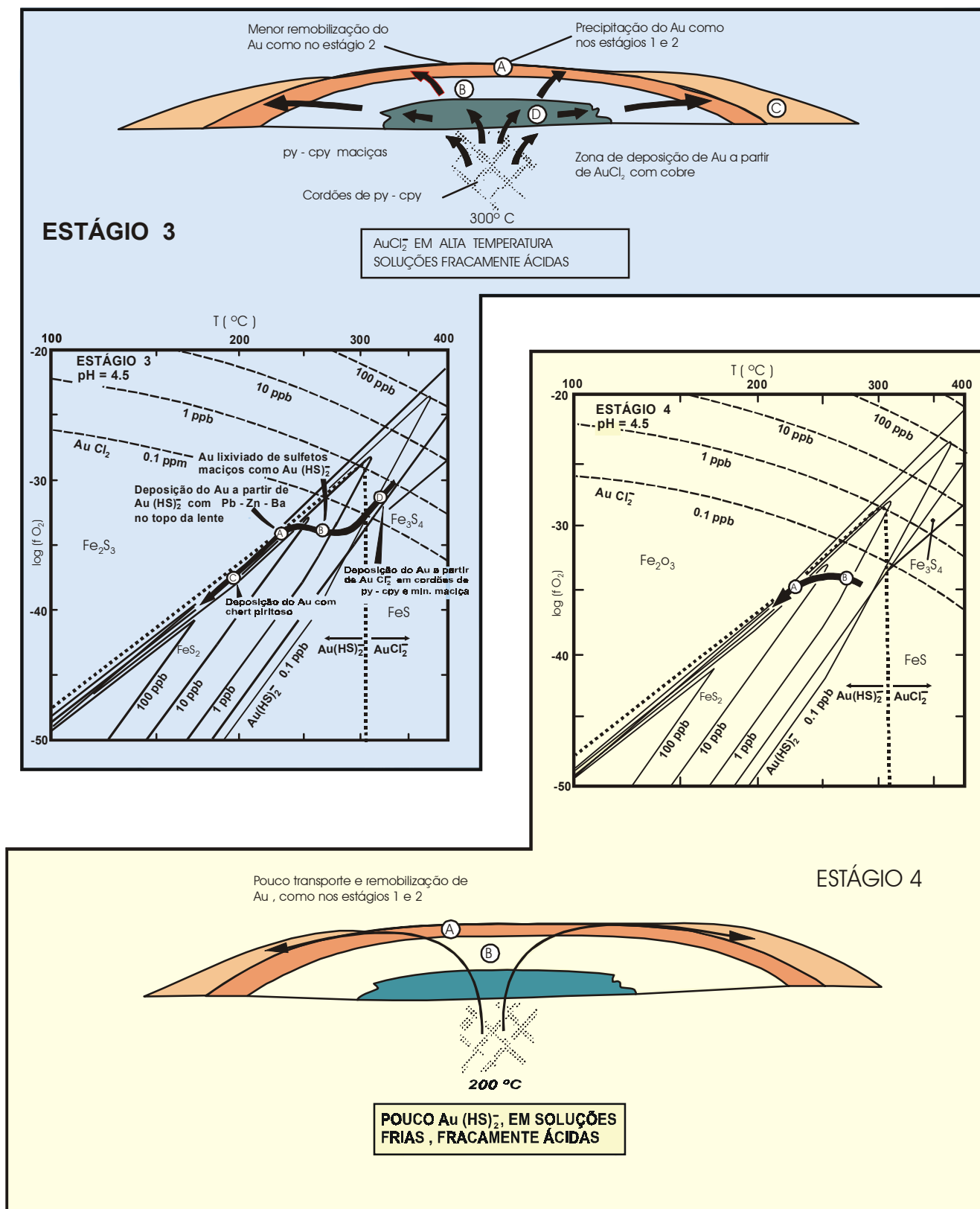


Fig. 49 - Modelo para o transporte e deposição do Au em depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos (Huston e Large, 1989).
py - pirita, cpy - calcopirita, ba - barita

superficiais, e é devido à presença de calcopirita e covelita no veio. Tal associação distingue-se das associações sulfetadas das rochas de subsuperfície e pode servir de parâmetro na prospecção de ouro. Teores relativamente elevados de Bi e Mo, via de regra, acompanham os veios mineralizados.

Conforme está discutido nos estudos de inclusões fluidas, a presença do ouro nessas rochas é devida a processos distintos daqueles responsáveis pelas mineralizações sulfetadas, e resulta de uma remobilização do pacote metavulcânico sedimentar Vila Nova por eventos pós-deposicionais, como deformação e metamorfismo relacionados à geração do Cinturão Jari, bem como às intrusões de corpos graníticos. Ainda de acordo com os estudos dos fluidos, neste tipo de jazimento, o ouro seria transportado como tio-complexos.

4.3.1.2. Algumas considerações sobre as concentrações de Au em depósitos tipo *lode*

Para KERRICH (1993) os *lodes* constituem um grupo coerente de depósitos de metais preciosos epigenéticos, consistindo em sistemas de veios auríferos, estruturalmente hospedados em terrenos metamórficos. A origem desses depósitos permaneceu controversa por mais de um século, havendo ainda pensamentos polarizados, tanto quanto ao tempo, como quanto ao seu modo de formação.

KERRICH & WYMAN (1990) e Groves apud KERRICH (op. cit.) admitem que os depósitos de ouro estruturalmente hospedados em *lodes*, do Arqueano ao Mesozóico, possuem, de um modo geral, características estruturais, mineralógicas, metalogenéticas e geoquímicas similares. A formação de tais sistemas de veios é atribuída a diversos processos (KERRICH, op. cit.), incluindo: difusão lateral, exalação singenética, remobilização de multiestágios exalativos, derivação variada de komatiitos, granitóides ou lamprófiros; granulitização, substituição metamórfica, circulação de água meteórica, e, mais recentemente, metamorfismo em bordas colisionais.

A característica mais fundamental dos depósitos de ouro tipo *lode* é sua ocorrência ubíqua em terrenos metamórficos. Uma outra feição característica dos *lodes* é sua distribuição em cinturões de grande complexidade geológica, geralmente com proporções variáveis de rochas sedimentares clásticas e químicas e rochas intrusivas e extrusivas, cobrindo um amplo espectro composicional.

Várias explicações foram dadas para as características supramencionadas. Seguindo-se a origem de um modelo singenético para os depósitos de sulfetos de metais base nos anos 70, houve uma tentativa de estudar a gênese singenética para os depósitos de ouro em *lode*. FRIPP (1976) entendeu que a presença de unidades sedimentares químicas, especialmente da fácies *sulfeto* das *BIFs* arqueanas metamórficas, seria uma evidência para a origem singenética. HUTCHINSON & BURLINGTON (1984) interpretaram os sistemas de veios auríferos estruturalmente mais complexos, como resultantes de processo exalativo em multiestágios, seguido de redistribuição metamórfica e magmática. Além desses,

vários outros autores consideram os grandes sistemas de veios tipo *lode* como receptores hidrotermais do ouro proveniente dos sedimentos químicos, localizados sob a superfície do fundo oceânico.

A inviabilidade desses modelos singenéticos foi logo demonstrada, através de numerosas linhas de evidências: 1) a paragênese do minério e da alteração hidrotermal associada, invariavelmente sobrepõem-se as fábricas metamórficas regionais, tanto nos *lodes stratabound*, como nos veios; 2) os *lodes* não exibem equilíbrio químico e isotópico com a rocha encaixante contígua e; 3) geocronologia refinada forneceu evidência convincente para a sua origem epigenética. Assim, os depósitos de ouro tipo *lode* ocorrem nas *Bifs* porque as ações de sulfetação epigenéticas, com simultânea deposição de ouro, são fornecidas em rochas ricas em ferro (KERRICH, 1993). A presença de rochas sedimentares clásticas e químicas podem simplesmente ser interpretada como fechamento de uma bacia oceânica, ao invés de fontes de ouro.

Vários modelos desenvolvidos para os depósitos de ouro em *lodes* partiram da premissa de que as associações espaciais levam para ligações genéticas, ou que um tipo específico de rocha é intrinsecamente rico em ouro (o conceito da *lito fonte*), como: rochas sedimentares clásticas, komattitos, batólitos tipo TTG, *stocks* porfíricos, magmas félsicos oxidados ou lamprófiros. No entanto, os estudos geoquímicos detalhados mostram que nenhum dos litotipos citados constitui uma fonte especificamente rica em ouro. Isso indica que nem tudo desses modelos pode ser correto e que nenhum deles, sozinho, tem aplicabilidade global no espaço e tempo. Além do mais, todos os litotipos supramencionados, com exceção dos lamprófiros, são anteriores ao pico metamórfico. Admitindo-se que a mineralização aurífera tipo *lode* é ubiquamente concomitante ou posterior ao pique do metamorfismo regional, e que tipicamente somente um evento metamórfico é presente, uma ligação imediata com quaisquer das rochas acima, excetuando os lamprófiros, deve ser excluída.

O maior avanço no entendimento dos depósitos de ouro em *lode* foi fornecido por FYFE & HENLEY (1973), segundo os quais os veios de quartzo auríferos em zonas de cisalhamento constituem um foco dos fluidos metamórficos gerados em profundidade. Esse modelo visualiza a conjunção de veios estruturalmente encaixados, o fluxo dos fluidos considerados, grandes fontes reservatórios e fluxo de calor regional.

FYFE & KERRICH (1985) deram um passo significativo no desenvolvimento de um modelo integrado para os depósitos tipo *lode*, a partir do reconhecimento que eles foram gerados em um ambiente geodinâmico específico: margens tectônicas convergentes.

WYMAN & KERRICH (1988) e KERRICH & WYMAN (1990), refinaram e expandiram o conceito dos autores acima, através de um modelo segundo o qual as províncias metalogenéticas de ouro em

lode, de todas as idades, arqueanas e mais jovens, teriam sido formadas pelo mesmo processo durante a acreção transpressiva de terrenos alóctones em cinturões orogênicos estilo cordilheiriano, também denominados orógenos externos.

Esse modelo explica um número de feições da geologia dos depósitos, os quais são associados a complexidades litológicas, estruturais e metamórficas, conseqüentes de colisões continente-continente. Segundo o referido modelo, as mineralizações auríferas em *lode* são mais abundantes no Arqueano Superior, Paleoproterozóico e Mesozóico, porque estes são períodos de acreção de grandes áreas, no estilo cordilheiriano, da histórica da Terra. De fato, os depósitos arqueanos gigantes são apenas abundantes no Arqueano Superior, durante o primeiro começo global de tectônicas acrescionárias do estilo cordilheiriano, sendo raros ou ausentes no Arqueano Inferior e Médio.

COLVINE (1989) e FOSTER (1989) forneceram maiores subsídios acerca das características de campo dos depósitos de ouro tipo *lode* no Arqueano da Província Superior e do Cráton do Zinbabwe, respectivamente. Eles sintetizaram as variedades dos estilos estruturais dos minérios em um esquema simples, a partir de níveis de zonas de cisalhamento dúctil mais profundas, em fácies anfíbolito, passando por um regime dúctil-rúptil, para veios rúpteis em arranjos *stockworks* em ambientes de fácies xisto verde ou mais baixa. O primeiro registro de minério de ouro tipo *lode* formado sob condições de fácies granulito foi assinalado por BARNICOAT et al. (1991).

GROVES (1993) descreve depósitos de ouro tipo *lode* em ambientes metamórficos de fácies granulito, anfíbolito e sub-xisto verde, junto com eqüivalentes na fácies xisto verde. Ele demonstrou que os depósitos, coletivamente, exibem algumas propriedades fundamentais, provavelmente possuíam um fluido mineralizante comum e evoluíram concomitantemente em um regime de P e T, onde o pique do metamorfismo foi simultâneo na dimensão vertical.

GEBRE-MARIAM et al. (1995), baseados nas correntes pesquisas na Austrália, que demonstram que os *lodes* auríferos ocorrem em ambientes variando desde a fácies prennita-pumpeleita até granulito baixo, propuseram uma nova classificação para esses depósitos. Assim, aqueles de nível raso (fácies prennita-pumpeleita à fácies xisto verde baixa) são classificados como *epizonal* (150-300°C; 0,5-1,5 Kb; <6 km), os então chamados *mesotermiais* são *mesozonais* (300-475°C; 1,5-3kb; 6-12km) e os mais profundos, em áreas de fácies anfíbolito a granulito baixa, são os *hipozonais* (475-700°C; 3-6Kb;> 12 km).

4.3.1.3. Mineralizações auríferas tipo *lode* na Suíte Vila Nova

A maneira de ocorrência do ouro nos veios de quartzo que cortam os litotipos da Suíte Vila Nova e nesses próprios litotipos, é compatível com a dos depósitos auríferos tipo *lode*, em que veios de quartzo cisalhados, às vezes com turmalina, carbonato, epidoto, etc, bem como calcopirita, pirita e covelita, são

portadores de ouro (Figura 50a). As rochas encaixantes cisalhadas, hospedeiras dos veios, também contêm ouro (Figura 50b).

As rochas metamórficas com ouro e que hospedam os veios de quartzo auríferos são, na maioria das vezes, de fácies anfíbolito, e menos freqüentemente de fácies xisto verde (actinolita-xisto). Esse fato e as condições de T e P das mineralizações, que serão vistas no capítulo 5, permitem classificar os *lodes* auríferos, como do tipo mesozonal (GEBRE-MARIAM et al., 1995).

2. As Tabelas 36 e 37 mostram, respectivamente, a distribuição dos teores de ouro ao longo dos quatro furos de sondagem e em superfície. Os teores de ouro associado à mineralização sulfetada em subsuperfície são significativos (Tabela 36), cujos valores atingem patamares bem mais elevados do que aqueles relacionados às rochas superficiais. A exemplo do que acontece com os sulfetos, o furo 3 é o que mostra os maiores teores (11 ppm, 8,85 ppm, 2,4 ppm, etc.), seguido do furo 1. Isto demonstra a associação do ouro com a mineralização sulfetada e uma correlação positiva entre eles.

A avaliação pura e simples dos dados numéricos nas duas tabelas, leva imediatamente à conclusão de que a concentração de ouro relacionado aos sulfetos vulcanogênicos é maior que aquela relativa à mineralização tipo *lode* superficial. Todavia, é bem provável que muitas rochas hospedeiras da mineralização sulfetada em subsuperfície encerrem ouro concentrado durante o cisalhamento, sendo difícil a distinção dos dois processos, mormente porque o ouro em ambos os depósitos é invisível, tendo sido detectado apenas por análise química.

4.3.2. Mineralizações auríferas supergênicas na Suíte Vila Nova

As rochas alteradas por processos supergênicos são as que exibem a presença mais freqüente de ouro, bem como os teores mais elevados. Em sete das oito amostras analisadas, o ouro está presente em quantidades que variam de 0,04ppm até um valor anômalo de 2,9ppm. Assim, está comprovada a favorabilidade dos *gossans* e lateritos em concentrar esse metal (Tabela 37). Tal favorabilidade é justificada pela existência de mineralização sulfetada, com ouro associado, em subsuperfície, condição indispensável à formação de *gossans*.

Vale salientar, que o teor mais elevado de ouro em superfície (2,9ppm) foi detectado em um *gossan*, localizado em local correspondente à porção mais alargada da projeção superficial do corpo condutor, que é coincidente com os maiores teores de Cu, Zn e Au em rochas superficiais, além de Pt. Na seção esquemática A-B da Figura 8a, pode-se observar que se for levado em consideração o mergulho do pacote metavulcano-sedimentar, o corpo mineralizado fica contido nas das *BIFs* tipo silicato, em contato com as rochas metavulcânicas, enquanto que na seção E-F, ele estaria contido nas *BIFs* tipo óxido. Este fato é importante pois sugere a possibilidade de a mineralização sulfetada estar também associada às formações ferríferas, a exemplo do que acontece na jazida de Cu (Au

TABELA 36- Distribuição dos Teores de Au ao longo dos Furos de Sondagem

FURO 1		FURO 1		FURO 2		FURO 2		FURO 3		FURO 3		FURO 4	
PROFUND. (m)	Au (ppm)	PROFUND. (m)	Au (ppm)	PROFUND. (m)	Au (ppm)	PROFUND. (m)	Au (ppm)	PROFUND. (m)	Au (ppm)	PROFUND. (m)	Au (ppm)	PROFUND. (m)	Au (ppm)
*53-56	0,05	115,52-115,75	0,12	44,50-44,74	0,020	207,15-207,32	0,120	35,70-36,20	0,02	101,100-	0,64	* 36-38	0,03
97,46-97,71	<0,03	115,75-115,95	0,04	44,74-44,92	0,020	207,50-207,70	0,080	36,20-36,70	0,02	101,90	0,02	* 49	0,02
97,71-97,91	0,54	116,10-116,31	0,05	45,12-45,30	0,020	207,90-208,10	0,120	36,70-37,20	0,02	101,90-102,40	0,04	* 73-74	0,02
98,12-58,32	0,09	121,70-121,90	<0,08	45,71-45,90	0,020	208,30-208,48	0,080	37,20-37,70	0,36	* 101-109	0,06	* 132-135	0,03
98,32-98,50	0,10	122,27-122,53	<0,05	46,07-46,30	0,020	208,71-208,90	0,460	37,70-38,20	0,10	102,40-102,90	0,06	* 176	0,03
98,50-98,70	0,07	122,75-122,94	<0,06	46,50-46,66	0,010	209,10-209,30	0,125	38,70-39,20	0,02	102,90-103,40	0,04	* 187-190	0,02
98,70-98,94	0,24	122,94-123,14	<0,10	46,92-47,10	0,030	209,90-210,05	0,045	39,20-39,70	0,06	103,40-103,90	0,02		
98,94-99,14	0,23	123,14-123,37	<0,03	47,48-47,70	0,020	210,30-210,50	0,030	39,70-40,20	0,18	104,40-104,90	0,04		
99,14-99,34	0,32	123,37-123,60	0,04	47,90-48,11	0,025	210,70-210,93	0,045	40,20-40,70	0,14	104,90-105,40	0,02		
99,34-99,57	0,09	123,60-123,80	0,03	48,27-48,50	0,010	211,10-211,26	0,020	40,70-41,20	0,08	105,40-105,90	0,04		
*100-102	0,05	134,72-134,95	0,08	48,70-48,90	0,025	211,50-211,70	0,030	41,20-41,70	0,06	105,90-106,40	0,02		
*102-105	0,09	134,95-135,10	<0,03	49,12-49,29	0,020	212,50-212,72	0,065	41,70-42,20	0,18	106,90-107,40	0,02		
106,60-106,82	1,7	135,26-135,51	0,07	49,73-49,92	0,025	212,90-213,10	0,020	42,20-42,70	0,08	107,40-107,90	0,06		
106,82-107,00	0,20	135,51-135,75	<0,03	50,10-50,28	0,020	213,30-213,50	0,030	42,70-43,20	0,34	107,90-108,40	0,02		
107-107,25	0,12	*154-157	0,06	50,50-50,67	0,020	213,70-213,90	0,030	* 42-49	0,07	108,40-108,90	0,02		
107,25-107,45	<0,03	*163-167	0,05	50,90-51,11	0,080	214,10-214,25	0,010	43,20-43,70	0,16	109,90-110,40	0,02		
107,45-107,65	0,20	*167-169	0,02	51,30-51,50	0,040	214,93-215,10	0,020	43,70-44,20	0,30	113,90-114,40	0,02		
107,65-107,90	0,08	167,10-167,39	<0,03	51,54-52,08	0,080	215,30-215,52	0,010	44,70-45,20	0,10	117,40-117,90	0,04		
108,05-108,29	0,19	167,38-167,56	0,04	52,30-52,50	0,020	215,70-215,90	0,040	45,20-45,70	0,40	117,90-118,40	0,02		
108,29-108,50	0,22	167,75-167,98	<0,03	52,66-52,90	0,015	216,07-216,30	0,040	45,70-46,20	0,02	118,40-118,90	0,04		
108,50-108,60	<0,04	167,79-168,20	0,09	53,10-53,25	0,030	216,50-216,70	0,010	46,20-46,70	0,26	121,90-122,40	0,02		
111,7-111,9	0,06	168,40-168,64	0,04	54,12-54,30	0,03	217,35-217,50	0,080	46,70-47,20	0,14	122,40-122,90	0,02		
112,10-112,34	0,20	168,89-169,08	<0,03	54,49-54,70	0,015	217,70-217,90	0,020	47,20-41,70	0,14	122,90-123,40	0,02		
112,34-112,58	0,11	171,65-171,85	<0,04	55,30-55,50	0,010	218,10-218,28	0,020	41,70-48,20	0,08	123,40-123,90	0,02		
112,58-112,76	0,1	172,00-172,24	<0,03	55,90-56,10	0,035	218,50-218,72	0,035	48,20-48,70	0,10	123,90-124,40	0,02		
112,89-113,03	0,06	172,24-172,49	<0,03	56,30-56,54	0,015	227,72-227,90	0,040	48,70-49,20	0,10	156,25-156,75	0,08		
113,03-113,17	0,11	172,49-172,69	<0,04	64,72-64,90	0,045	228,10-228,30	0,045	49,70-50,20	0,10	157,25-151,75	0,02		
113,17-113,33	<0,13	183,75-183,99	<0,02	65,11-65,33	0,035	228,70-228,90	0,065	50,20-50,70	0,10	159,30-159,80	0,10		
113,33-113,50	0,08	183,99-184,21	<0,03	65,74-65,95	0,035	229,10-229,32	0,040	50,70-51,20	0,02	162,60-163,10	0,02		
113,50-113,69	0,05	184,21-184,42	<0,10	70,71-70,90	0,045	229,95-230,20	0,050	51,20-51,70	0,02	165,90-166,40	0,04		
113,86-114,05	0,11	189,20-189,43	0,03	71,12-71,35	0,035			51,70-52,20	0,08	167,45-167,95	0,04		
114,05-114,30	0,08	189,43-189,61	0,03	71,71-71,88	0,045			52,20-52,70	0,02	191,80-192,30			
114,52-114,74	0,09	189,61-189,83	<0,03	72,70-72,93	0,050			53,20-53,70	0,02				
114,74-114,91	0,07	191,03-191,21	0,06	96-99	0,04			53,70-53,95	0,02				
114,91-115,11	0,07	191,25-191,38	<0,04	205,90-206,08	0,175			* 80-86	8,85				
115,11-115,29	0,09	191,38-191,45	0,05	206,30-206,55	0,110			86,45-86,95	11,0				
115,29-115,52	0,04	* > 220	<0,02	296,72-206,90	0,185			86,95-87,45	2,4				

* Analisada durante esta pesquisa

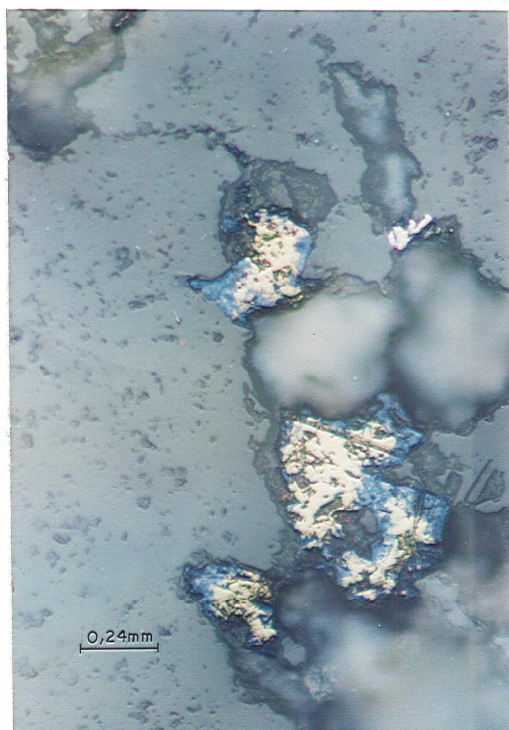


Fig. 50a - Calcopirita (amarela) envolvida por corvelita (azul) em veio de quartzo cisalhado, contendo 0,14ppm de Au. Aumentada 40 vezes; nicóis //.

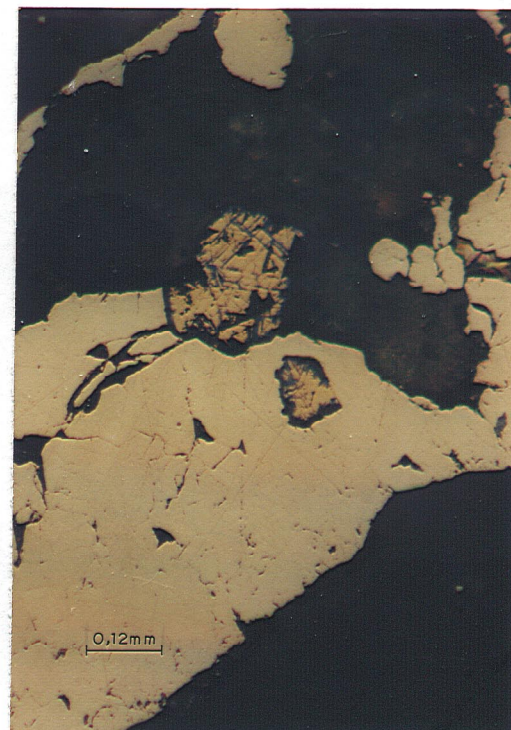


Fig. 50b - Pirita intercrescida com calcopirita com lamelas de covelita, infiltrada em quartzo de BIF tipo silicato cisalhada. Aumentada 80 vezes, nicóis //.

Salobo, na região de Carajás, em que o minério com teores $\geq 1,5\%$ de Cu está contido em *BIFs* óxido-silicatadas, recobertas por rochas alteradas por processos supergênicos, com espessuras variando de 30 a 100m (VIEIRA et al., 1988). Mormente se for levado em consideração o fato de muitas minas de ouro nas sequências metavulcano-sedimentares paleoproterozóicas Birrimianas do Cráton Oeste Africano, em Ghana, estar concentradas em estreitos *corredores* das zonas de transição entre os cinturões vulcânicos e as bacias sedimentares químicas (*BIFs*). Assim, em um dos tipos de mineralização, o Au está associado a sulfetos, em formações ferríferas (LEUBE et al. - 1990).

Tabela 37 – Análises de Ouro em Metamafitos Superficiais da SVN (ppm)

Nº	AMOSTRA	Au	Nº	AMOSTRA	Au	Nº	AMOSTRA	Au
1	S-76	0,05	13	S-398	0,03	25	S-264	0,02
2	S-4	0,04	14	S-115	0,02	26	S-393	0,06
3	S-218	0,04	15	S-111	0,04	27	S-362	2,90
4	S-122	0,03	16	S-22	0,04	28	S-392	0,04
5	S-55	0,03	17	S-400	0,02	29	S-382	0,04
6	S-23	0,02	18	S-329	0,02	30	S-394	< 0,04
7	S-704	0,13	19	S-331	0,02	31	S-390	0,04
8	S-708	0,04	20	S-300	0,02	32	S-385	0,06
9	S-714	0,02	21	S-293	0,04	33	S-180B	0,02
10	S-719	0,02	22	S-299	0,02	34	S-225B	0,14
11	S-124	0,05	23	S-290B	0,04	35	S-713	0,04
12	S-79	0,04	24	S-293	0,04			

1-10: anfibolito; 11-12: metatufos com CPX; 13-15: hornfels básico; 16: metadiabásio; 17: actinolita-xisto; 18-20: BIF tipo óxido; 21-24: BIF tipo silicato; 25: rocha a cordierita-antofilita; 26-32: lateritos e gossans; 33-35: veios de quartzo cisalhados.

A detecção de ouro em rochas supergênicas na Suíte Vila Nova é de suma importância e merece pesquisas posteriores, uma vez que é grande a possibilidade de existir jazimentos auríferos em *gossans* e lateritos, desenvolvidos sobre seqüências metavulcano-sedimentares sulfetadas, como na mina do Igarapé Bahia, em Carajás. Além disso, esses tipos de depósitos quase sempre exibem teores relativamente elevados.

4.4. PLATINA

FARACO (1990) assinalou teores significativos de Pt nas rochas supracrustais da Suíte Vila Nova. De tal modo que, dentre as metavulcânicas máficas basais, ela foi detectada em sete, das onze amostras analisadas, em teores superiores a 0,01ppm (Tabela 38), havendo uma com 0,09ppm de Pt.

Nas rochas a cordierita-antofilita, em três das cinco amostras analisadas, a Pt está presente em quantidades de 0,02ppm, 0,04ppm e 0,09ppm. Estes dois últimos representam 2 a 4,5 vezes, respectivamente, a média de Pt nos basaltos e ultrabásicas (0,02ppm - LEVINSON, 1974), além de serem iguais ou superiores às abundâncias médias desse elemento nas rochas marginais do Complexo Bushveld (30 a 50ppb - SHARPE, 1982) e nos *pipes* de dunitos platiníferos desse mesmo complexo (0,03 a 0,38ppb - STUMPL & RUCKLIDGE, 1982).

Duas amostras de *BIF* tipo óxido, das cinco analisadas, contêm 0,03ppm, as demais possuem teores inferiores a 0,01ppm. Nas *BIFs* tipo silicato, três das sete amostras submetidas a análises, contêm 0,17; 0,2 e 0,54ppm, que representam, respectivamente 8,5; 10 e 27 vezes o teor médio de 0,02ppm para rochas básicas e ultrabásicas. Além desses, 0,07ppm de Pt foram detectados em amostra de metassedimento pelítico, essencialmente constituído nos quartzo e cordierita, com andaluzita, muscovita e clorita subordinadas, além de salientes efeitos de alterações hidrotermais (geração de turmalina pós-tectônica) e de metamorfismo termal.

Não obstante todos esses registros de Pt, em diversos litotipos da Suíte Vila Nova, ela não foi detectada nos basaltos hidrotermalizados (rochas a quartzo-clorita), hospedeiros da mineralização sulfetada, tampouco nos próprios sulfetos (pirita e pirrotita) separados dessas rochas e analisados.

Na presente pesquisa, 0,04 e 0,10ppm de Pt foram registrados em duas amostras de actinolita-hornfels, hidrotermalizados e não sulfetados, coletados em testemunhos de sondagem a 180m e 53m, respectivamente. Assim, a presença de Pt em anfibolitos, rochas a cordierita-antofilita, formações ferríferas, hornfels básicos e metassedimentos clásticos, e sua ausência nas hospedeiras de mineralização sulfetada e nos próprios sulfetos, reforça a hipótese de sua precipitação estar relacionada a processo distinto daquele gerador dos sulfetos.

TABELA 38 - Teores de Pt em Rochas da Suíte Vila Nova

AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO	Pt (ppm)	AMOSTRA	CLASSIFICAÇÃO	Pt (ppm)
S-36a	Anfibolito	0,01	S-128	Metavulcânica com CPX	0,03
S-160	Anfibolito	0,04	S-256	Rocha a cordierita-antofilita	0,02
S-166	Anfibolito	0,07	S-263	Rocha a cordierita-antofilita	0,09
S-137	Grunerita- Anfibolito	0,03	S-272	Rocha a cordierita-antofilita	0,04
S-151	Hornfels	0,04	S-286	BIF tipo silicato	0,17
T-234	Hornfels	0,10	S-288	BIF tipo silicato	0,54
T3-27	Hornfels	0,04	S-294	BIF tipo silicato	0,20
S-170	Metavulcânica com CPX	0,03	S-330	BIF tipo óxido	0,03
S-183	Metavulcânica com CPX	0,03	S-332	BIF tipo óxido	0,03
			S-342a	Metassedimento pelítico	0,07

No âmbito da Província Metalogenética do Amapá-NW do Pará, há ocorrência de rochas ultrabásicas mineralizadas a Cr, relacionadas à Suíte Vila Nova e que formam os depósitos de cromita do Igarapé do Breu (QUEIROZ, 1986) e de São Domingos (CPRM/MTA, 1990). Além desses, no estado do Amapá, à margem direita do Igarapé Bacuri, afluente ao rio Vila Nova, ocorre o Complexo Máfico-Ultramáfico de Bacuri, consistindo em um corpo acamadado, constituído por metaperidotitos, metapiroxenitos, cromititos e metagabros, intrusivos no Complexo Guianense e recoberto pela Suíte Vila Nova (MATOS et al., 1992), contendo nove jazidas de cromita, duas das quais em fase de lavra.

Não obstante essas rochas, não se tem notícias da presença de Pt na porção setentrional-oriental da Amazônia Brasileira, à exceção dos dados obtidos por FARACO (1990) e na presente pesquisa. DAHLBER (1975) assinala a presença de Pt associada a ouro em depósitos de *placer* na fronteira do Suriname com a Guiana Francesa, no âmbito de seqüência vulcano-sedimentar do Paleoproterozóico-Arqueano, tipo Vila Nova.

Do que foi acima discutido, pode-se sugerir três hipóteses para a origem da Pt na área estudada: 1) os diversos corpos graníticos intrusivos que cortam a Suíte Vila Nova ao atravessar, em subsuperfície, possíveis rochas ultramáficas portadoras de Pt, teriam carreado este elemento em solução e o precipitariam nas diversas rochas que compõem a unidade. Esta suposição é consistente com a existência de granitos intrusivos na seqüência, com a presença da Pt sempre em rochas hidrotermalizadas, com o metamorfismo termal superimposto, devido as intrusões graníticas, e com a grande possibilidade da ocorrência de rochas ultrabásicas em subsuperfície, a exemplo do que ocorre em diversas áreas do NW do Pará e Amapá. Além do mais, a presença de anomalia magnética circular na área trabalhada (Figura 8a e b) pode refletir corpo ultrabásico intrusivo em subsuperfície, favorecendo essa hipótese; 2) As próprias possíveis rochas ultrabásicas portadoras de Pt e intrusivas em subsuperfície na Suíte Vila Nova precipitariam Pt nos diversos litotipos atravessados; 3) McDONALD (1988) define um tipo de *Depósito de Pt Hidrotermal*, formado a partir de fluidos epigenéticos, de composições variadas, em uma ampla variedade de ambientes geológicos. Um dos ambientes considerados pelo citado autor, são zonas de cisalhamento que cortam rochas máfico-ultramáficas portadoras de Pt.

Conforme já foi esclarecido em capítulos precedentes, a Suíte Vila Nova, na área estudada, está situada no âmbito de uma zona de cisalhamento. Por outro lado, há grande probabilidade de ocorrência de rochas ultrabásicas intrusivas em subsuperfície, com possibilidade de conterem Pt e de serem atravessadas pela referida zona. Principalmente se for levada em consideração a existência de anomalia magnética circular (Figuras 8a e b), na porção da área próxima a maior largura da projeção do corpo condutor, coincidente com a região onde foram detectados os teores mais elevados de Pt.

4.5. COMPARAÇÃO ENTRE AS MINERALIZAÇÕES DA SUÍTE VILA NOVA COM AQUELAS DO PALEOPROTEROZÓICO DA GÜIANA FRANCESA E DO CRÁTON OESTE-AFRICANO

O paleoproterozóico da Guiana Francesa compreende três grandes unidades: a) uma de caráter vulcano-sedimentar, constituída pelas séries Paramaca e Armina, afetadas por duas fases tectono-metamórficas regionais (D1 e D2); b) uma segunda, sobreposta discordantemente às séries anteriores, de natureza areno-conglomerática fluvial e; c) uma seqüência detrítica superior, posterior à fase D1. Existe, ainda, um conjunto de granitóides e migmatitos associados, representando várias gerações, em que os primeiros são um pouco anteriores ao tectonismo, enquanto que os últimos tiveram sua colocação em um episódio tardio do evento D2 (MILÉSI et al., 1995).

O conjunto detrítico superior distribui-se em uma série de bacias alinhadas segundo uma direção geral E-W, representando o *Alinhamento Norte-Guianense*, o qual resulta de uma cinemática transcorrente sinistral, que concretiza a fase D2. Essa cinemática propiciou a geração das bacias *pull-apart* e de sua deformação, principalmente nas bordas.

O *Alinhamento Norte-Guianense* consiste em uma entidade sedimentar e estrutural maior, cujo desenvolvimento foi acompanhado de manifestações hidrotermais significativas, relacionadas a um magmatismo granítico. Esses eventos hidrotermais originam quase todas as mineralizações auríferas, bem como as concentrações de Nb-Ta, Li, Mo e Sn.

Os garimpos de Nb-Ta e Sn registrados no Amapá, (FARACO & CARVALHO, 1994 e FARACO et al. 1995) certamente são conseqüentes desses mesmos eventos em território brasileiro. MILÉSI et al. (1995), admitem que as mineralizações auríferas na Guiana Francesa e no Cráton Oeste-Africano, foram geradas em dois períodos principais (Figuras 51 e 52). Em um primeiro, anterior a deformação D1 (representando um evento de colisão, de 2.1Ga, em que parte dos terrenos proterozóicos cavalgou sobre os arqueanos, antes da individualização de numerosas fossas vulcânicas e bacias sedimentares - o Birrimiano), ocorreu a introdução do ouro nas primeiras bacias vulcano-sedimentares. Esse evento é uma ligação, de uma parte com as emissões vulcânicas dacíticas e, de outra parte, com a troca rápida da sedimentação, passando de depósitos *flyschdroides* para depósitos argilo-silicosos até intercalações de carbonatos.

No cráton Oeste-Africano, o distrito aurífero de Loulo, no Mali, é o exemplo mais representativo de mineralização nesse período, cujos correspondentes, na Guiana Francesa, são os jazimentos da série Paramaca do distrito de Dorlin, havendo apenas diferenças de encaixantes (sedimentos em Loulo e

vulcânicas em Dorlin). Essas mineralizações, tanto na Guiana Francesa como na África, podem ser consideradas como *hospedadas em turmalinitos*, onde o ouro está ligado aos sulfetos disseminados, associados a uma alteração hidrotermal à turmalina magnésiana, clorita e quartzo, subcontemporânea de depósitos vulcanoclásticos (MILÉSI et al. 1995).

Ainda relacionados a esse primeiro período, existem as mineralizações vulcanogênicas de sulfetos maciços de Zn e Ag de Perkoa (Burkina - Fuso), hospedadas em unidade vulcano-sedimentar manganésifera e toleítica (MILÉSI et al., 1993). Datação em galena revelou 2.113 M.a. para o minério (MARCOUX & MILÉSI, 1993), não havendo correspondente na Guiana Francesa. Tais jazimentos, são eqüivalentes as mineralizações sulfetadas vulcanogênicas da Suíte Vila Nova. No entanto, estas última possuem ouro associado com sulfetos de Fe-Cu.

Na África Ocidental, as ocorrências de Mn nas formações vulcânicas toleíticas se estendem de Ghana a Burkina-Faso e a oeste da Côte-d'Ivoire, no mesmo nível que as mineralizações sulfetadas de Perkoa. No Brasil, a mina de Serra do Navio, na Suíte Vila Nova, é equivalente àquelas mineralizações africanas. Para MILÉSI et al. (1995), as ocorrências de Mn ao norte da Guiana Francesa podem revelar ambientes favoráveis para a pesquisa de ouro e metais base.

O segundo período gerador de mineralizações, ligado à tectônica D2, é responsável por altas concentrações auríferas. Esse período é contemporâneo à colocação de intrusões graníticas e de um hidrotermalismo de grande porte, expresso ao longo de cinturões tectônicos aluviais. É nessa época que foram geradas as mineralizações discordantes, notadamente de Li e W e de Nb-Ta (às quais existem análogas no norte da Guiana Francesa), assim como os filões com Sb e Pb-Zn, estes sem eqüivalentes significativos na mencionada região. Os jazimentos sin e tardi tectônicos da África Ocidental foram

instalados durante esse período, e contêm as mais altas concentrações de ouro (MILÉSI et al. 1992; OBERTHÜR et al. 1991). Nessa categoria, distingue-se as mineralizações de Au-Cu disseminados e os conglomerados auríferos.

As mineralizações disseminadas de Au-Cu localizam-se nos cinturões vulcânicos bimodais e são freqüentemente controladas por enxames de diques ácidos ou pequenos *stocks* dioríticos, como os *stockworks* e disseminações de Diénéméra, no Burkina-Faso (MILÉSI et al. 1992; MARCOUX & MILÉSI, 1993) e as brechas mineralizadas de Yaourê (Côte-d'Ivoire) que bordejam uma paleofratura por onde circularam fluidos hidrotermais e recobrem um complexo de diques ácidos.

Os conglomerados auríferos localizam-se em bacias detriticas do tipo *pull-apart* ou *d'avant-chaine* (LEDRU et al. 1994), quase sempre interpretados como paleoplacers modificados segundo os eventos tectono-metamórficos. Em Ghana, esse tipo de jazimento é bem representado nos conglomerados oligomíticos da Formação Banket, notadamente no distrito de Tarkwa (Figura 52). No Brasil, o equivalente desses jazimentos situa-se no distrito aurífero de Serra do Navio - Vila Nova (FARACO et al., 1995), onde um depósito de ouro do tipo *stratabound* é hospedado em

metaconglomerado da Suíte Vila Nova. Assim, pode-se sugerir que os conglomerados oligomíticos da Guiana Francesa e do Amapá/NW do Pará constituam metalotectos de ouro.

As mineralizações auríferas sin e tardi deformacionais mais importantes da África Ocidental são aquelas de Au e As que estão em zonas de cisalhamento na *Gold Coast Range* de Ghana, representando uma produção de 900t de ouro desde o começo do século (MILÉSI et al., 1995). Elas consistem em agulhas de arsenopirita contendo ouro camuflado na rede cristalina, com idade em torno de 2100 M.a. (MILÉSI et al., 1995). Na Guiana Francesa, em um ambiente similar, existem várias anomalias de Au-As de amplitudes hectométricas, bordejando o contato tectonizado de conglomerados oligomíticos (Toux, apud MILÉSI et al., 1995).

Os jazimentos auríferos sin a tardi deformacionais estão relacionados a redes polifásicas de vênulas e de fendas tensionais associados à disseminações de sulfetos. Na África Ocidental, correspondem aos *stockworks* polifásicos a quartzo-carbonato-pirita de Loulo, e na Guiana Francesa às mineralizações dos distritos de Changement, Saint-Élie e Loulouie.

Os veios de quartzo cisalhados contendo ouro e sulfetos que atravessam as rochas metavulcânicas máficas da Suíte Vila Nova, na Serra do Ipitinga, identificados durante essa pesquisa, podem ser considerados equivalentes, em território brasileiro, dos jazimentos supracitados.

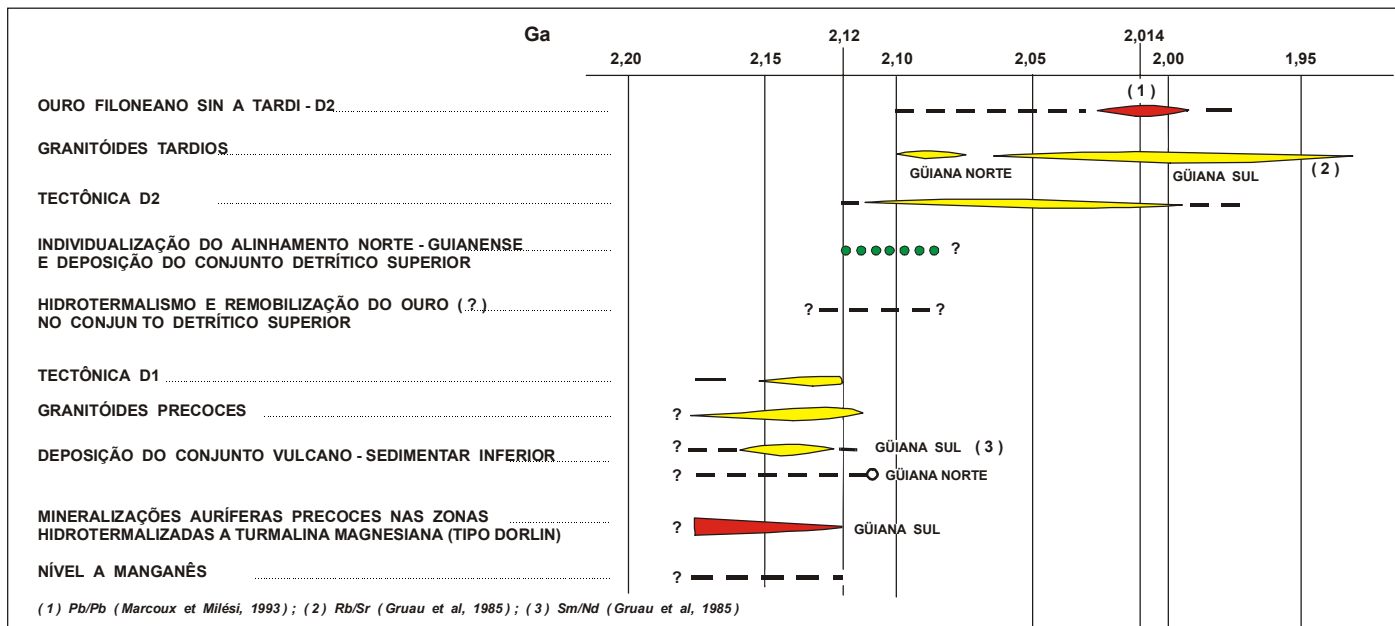


Fig. 51 -Posições das mineralizações na evolução litoe estrutural da porção norte da GÜIANA FRANCESA (MILÉSI et al. 1995)

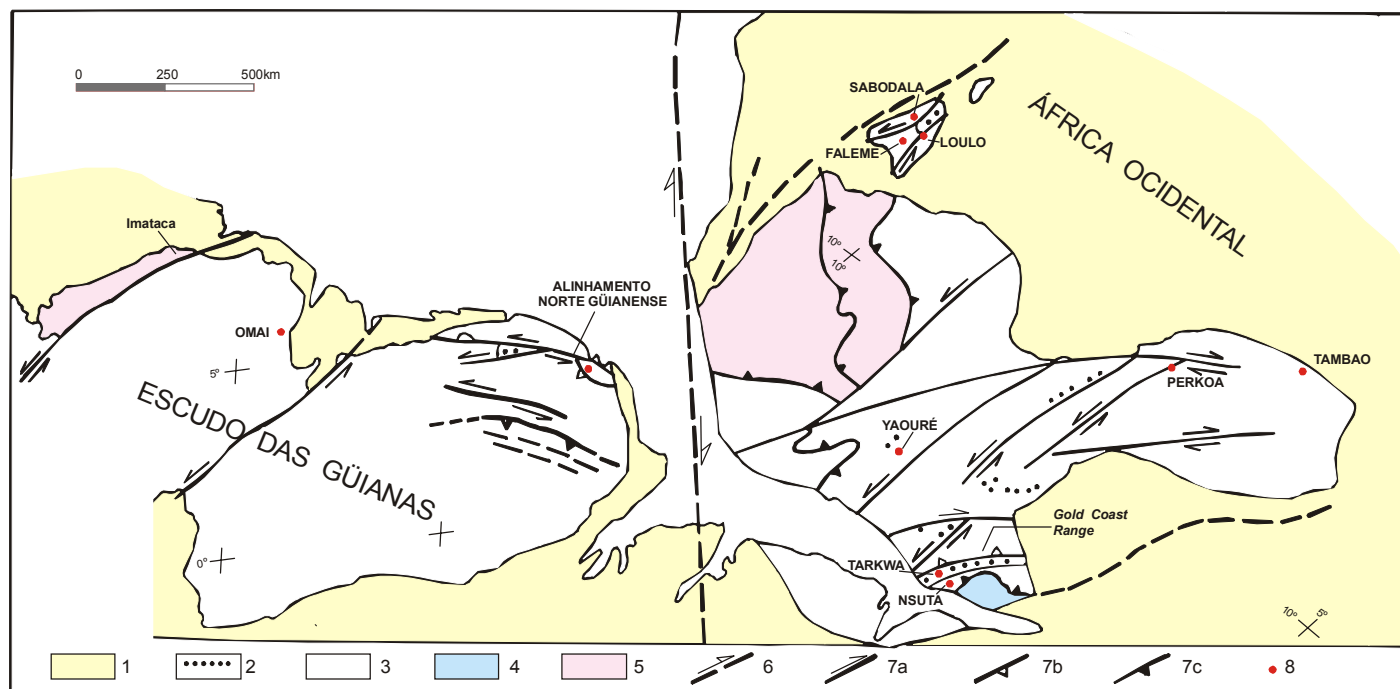


Fig. 52 - Figura mostrando as relações entre os Escudos das Guianas e a África Ocidental antes da abertura do Atlântico Sul, bem como a localização dos principais jazimentos africanos, citados no texto.
 1: Pós-Paleozóico; Paleozóico; 2: conglomerado e arenito flúvio-detrítico; 3: Paleoproterozóico indiferenciado; 4: Paleoproterozóico de alto grau metamórfico; 5: Arqueano; 6: episódios panafricanos maiores; episódios panafricanos menores; 7: episódios paleoproterozóicos maiores : a) transcorrências sinistrais; b) cavalgamentos associados às transcorrências; c) cavalgamentos crustais profundos; 8: jazimentos citados no texto. (MILÉSI et al. 1995)

5. HIDROTHERMALISMO E ESTUDO DAS INCLUSÕES FLUIDAS

5.1. OS EVENTOS HIDROTHERMAIS

Um dos aspectos petrológico-metalogenéticos mais relevantes da Suíte Vila Nova, na serra do Ipitanga, são as salientes e peculiares ações de fluidos registradas nos litotipos relacionados aos diversos processos metamórficos. O primeiro evento hidrotermal (I) aconteceu durante o metamorfismo hidrotermal de fundo oceânico (M1), condicionando a geração de rochas ricas em quartzo e clorita, metamafitos hidrotermalizados e de mineralização sulfetada com Au, Ag associados.

O episódio metamórfico posterior (M2), de fácies anfíbolito, foi responsável pela transformação das vulcânicas máficas em anfíbolitos; das rochas a quartzo-clorita em rochas a cordierita-antofilita e dos sedimentos clásticos em metassedimentos. As *BIFs* tipo óxido (TRENDALL, 1983), constituídas essencialmente de quartzo e óxido de ferro, foram recristalizadas a partir de *BIFs* com a mesma associação, cuja mineralogia se mantém, uma vez que o oxigênio se comporta como um elemento inerte (KLEIN JR., 1973), enquanto que a associação granada-grunerita das *BIFs* tipo silicato resulta de reações metamórficas entre carbonato e silicato ($\text{ankerita} + \text{clorita} + \text{quartzo} = \text{grunerita} + \text{granada} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$) e/ou silicato+ silicato ($\text{clorita} + \text{hornblenda} + \text{quartzo} = \text{grunerita} + \text{granada} + \text{H}_2\text{O}$). Segundo HAASE (1982), essas reações indicam a presença de fluidos ricos em CO_2 e H_2O . Nesse caso, um segundo evento hidrotermal (II) teria ocorrido durante o metamorfismo M2.

O terceiro evento hidrotermal (III) está relacionado à deformação dúctil e rúptil, geradora do Cinturão de Cisalhamento Jari (HASUI et al., 1984), e das faixas alongadas NW-SE da Suíte Vila Nova. Essa deformação condicionou um aporte considerável de fluidos, havendo recristalização de carbonato, sericita, muscovita, clorita e turmalina tardios. Tal fato propiciou um processo retrogressivo das reações metamórficas, com desenvolvimento de assembléias e/ou minerais de fácies xisto verde, superimpostos às associações de fácies anfíbolito. Epidiositos e rochas metavulcânicas metassomatizadas, foram formados durante esse evento. Nessa ocasião, houve a formação de macro, meso e micro veios de quartzo, que cortam o pacote metavulcano-sedimentar.

O evento IV representa as alterações hidrotermais e mudanças mineralógico-texturais resultantes da ação de fluidos e magmas relacionados às intrusões graníticas, que são observadas em todas as rochas da Suíte Vila Nova. Nos anfíbolitos e demais metavulcânicas, pelo desenvolvimento de arranjos texturais granoblásticos poligonais e/ou poiquiloblásticos superimpostos às texturas nematoblásticas, pela cristalização de albita, epidoto, microclina, turmalina e scheelita tardios, além de elevação significativa de teores de Mo. Nos metassedimentos, pela presença de texturas poligonais granoblásticas e/ou poiquiloblásticas, além de andaluzita e turmalina. Há igualmente geração de rocha a cordierita-antofilita a partir de metamorfismo termal dos basaltos hidrotermalizados (rochas a quartzo-clorita).

5.2. ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS

O objetivo fundamental das análises de inclusões fluidas é a caracterização de alguns parâmetros físico-químicos (composição, densidade e salinidade, principalmente) dos fluidos que atuaram nas rochas da Suíte Vila Nova, através de estudos de microtermometria e espectrometria Raman a *laser*, nas inclusões das rochas encaixantes das mineralizações sulfetadas (evento I), rochas a cordierita-antofilita e *BIFs* tipo *silicato* (evento II) e em veios de quartzo gerados quando do cisalhamento regional (evento III). A ausência de inclusões com dimensões mínimas que permitam análises microtermométricas em rochas atingidas pelo evento IV impediu o estudo dos fluidos relacionados às intrusões graníticas.

A aplicação dessa técnica analítica visa a estabelecer as linhas evolutivas desses fluidos, idealizar suas possíveis origens, além de estimar condições de P e T da mineralização. A Figura 53 sintetiza as associações mineralógicas relacionadas aos eventos hidrotermais/metamórficos.

5.2.1. Rochas ricas em quartzo-clorita

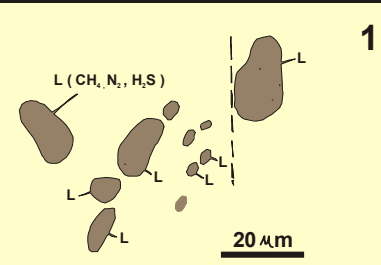
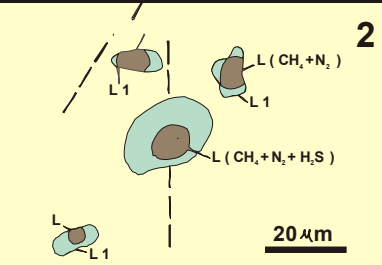
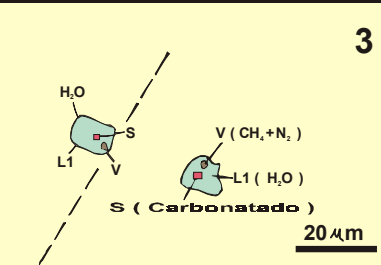
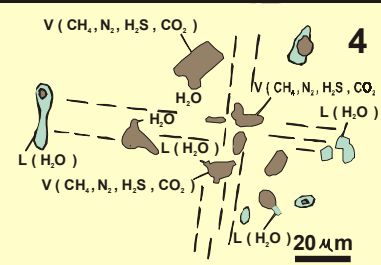
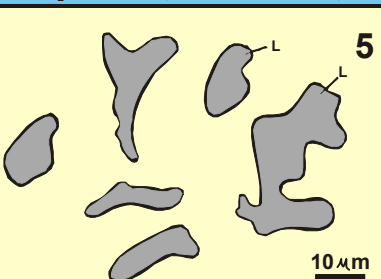
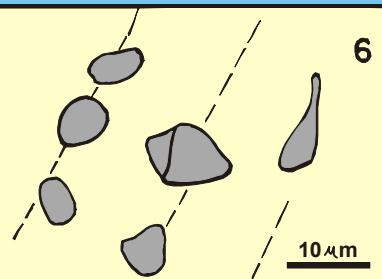
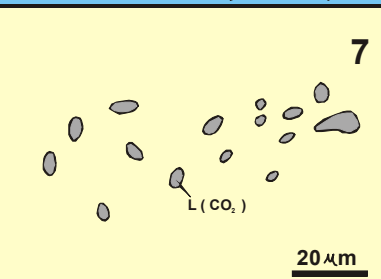
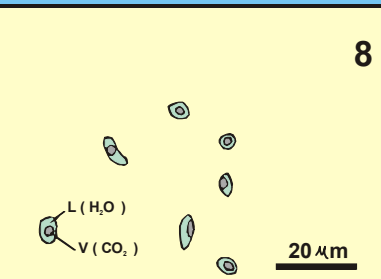
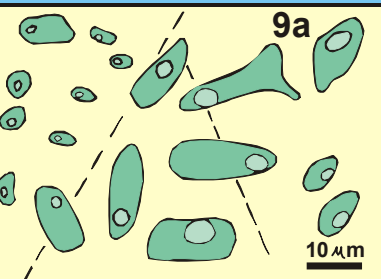
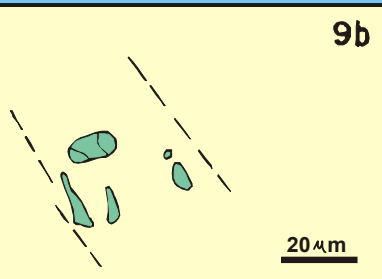
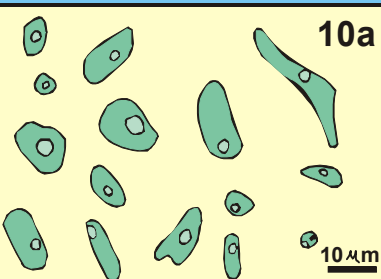
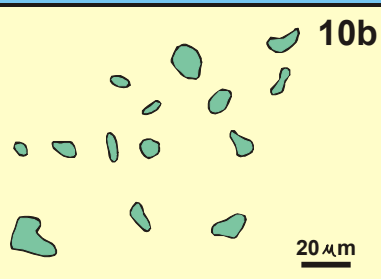
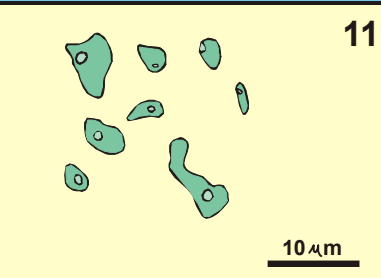
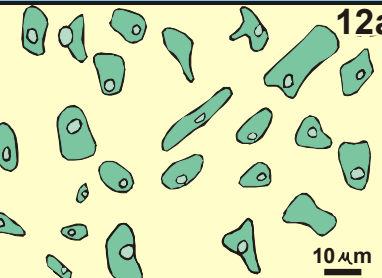
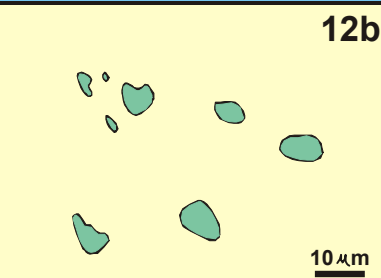
Nessas rochas foram individualizadas onze tipos de inclusões, sendo as mais características as do tipo 1, que são inclusões monofásicas escuras, arredondadas, com tamanhos variando entre 10 e 30 μm (Figura 54). Ocorrem em fissuras abertas ou cavidades do quartzo hospedeiro, alinhadas segundo planos preferenciais (Figuras 55a-d). Durante o resfriamento elas nucleiam uma fase gasosa entre -95° e -90°C , cuja homogeneização na fase líquida ocorre entre -93°C a -83°C , sendo a frequência máxima das Th o intervalo -85°C a -86°C (Figura 56). A aplicação da equação de SWANENBERG (1979) fornece para essas inclusões densidades que vão de 0,191 a 0,278 g/cm^3 . As análises no espectrógrafo Raman revelam que elas são constituídas por CH_4 (Figura 57) com traços de N_2 e H_2S (Figura 58). Os cálculos quantitativos desses gases, feitos a partir de dados do espectrógrafo Raman na amostra T3-3, mostram que 91,1% da mesma são constituídas de CH_4 , 8,2% de N_2 e 0,7% por H_2S (Figuras 59 e 60).

Há igualmente inclusões carbônicas originadas a partir das monofásicas carbônicas maiores, quando do cisalhamento da rocha, distinguindo-se destas pelos tamanhos menores, que vão de 4 a 12 μm . Também são escuras, arredondadas, monofásicas, segundo planos preferencias. As análises Raman constataam a presença de CH_4 , com quantidades subordinadas de N_2 dissolvidas. Elas nucleiam uma fase gasosa e se homogeneizam nos mesmos intervalos de temperatura que as inclusões maiores, indicando que o fluido de CH_4 permaneceu constante por um longo período de tempo, desde as gerações das inclusões maiores até as menores.

As inclusões aquo-carbônicas (Figura 54, tipo 2) são compostas por uma fase aquosa e outra de CH_4 , N_2 e H_2S subordinadas (às vezes o H_2S não é detectado). Adquirem formas de cristais negativos subedrais de 11 a 15 μm ou, mais raramente, elipsoidais, de tamanhos em torno de 40 μm . Geralmente as inclusões subedrais formam a fase aquosa (L1) subordinada, com predominância da

MINERAL \ EVENTO HIDROTHERMAL FLUIDO	I CH ₄ , N ₂ , H ₂ S, CO ₂ , H ₂ O	II H ₂ O	III H ₂ O	IV ?
QUARTZO				
CLORITA				
BIOTITA		?	- ? -	
ALBITA				
ACTINOLITA				
EPIDOTO		- -		
CORDIERITA				- ? -
CUMMINGTONITA				- ? -
ANTOFILITA				- ? -
HORNBLENDA				
PLAGIOCLÁSIO				
CLINOPIROXÊNIO				
ALMANDINA				
TURMALINA				
MUSCOVITA				
CARBONATO				
MICROCLINA				
SCHEELITA				
SULFETOS				

Fig. 53 - Sequência de cristalização dos minerais pertencentes aos diversos litótipos, relacionados aos eventos hidrotermais atuantes na Suíte Vila Nova.

<p>INCLUSÕES FLUIDAS CARBÔNICAS E ÁQUO - CARBÔNICAS</p>	 <p>1</p>	 <p>2</p>	 <p>3</p>	 <p>4</p>
<p>Th CO₂ (°C) / equiv. ρ_{CO₂} (g/cm³)</p>	<p>-93,60 a -82,81 / 0,191 a 0,278</p>	<p>Th CH₄ : -87,6 / ρ_{CH₄} : 0,275 Tfg : -15,5 a -14,2 / eq. % NaCl -21</p>	<p>Td₁ - 136°C Th₁ - 157°C</p>	
<p>RAMAN nº de ondas (cm⁻¹)</p>	<p>CH₄ : 2912,2 - 2913,5 91,1% N₂ : 2327,3 - 2329,4 8,2% H₂S : 2587,9 0,7%</p>	<p>CH₄ : 2912,2 N₂ : 2327,3 H₂S : 2578,9</p>	<p>CH₄ : 2914,2 N₂ : 2328,7 Carbonato : 1083,5 - 1087,5</p>	<p>CH₄ : 2912,5</p>
<p>INCLUSÕES FLUIDAS CARBÔNICAS E ÁQUO - CARBÔNICAS</p>	 <p>5</p>	 <p>6</p>	 <p>7</p>	 <p>8</p>
<p>Th CO₂ (°C) / equiv. ρ_{CO₂} (g/cm³)</p>	<p>-16,3 a -1,62 / ρ_{CO₂} : 0,938 a 1,015</p>	<p>-12,14 a 1,84 / ρ_{CO₂} : 0,985 a 0,917</p>	<p>ThCO₂ : 1,4 a + 6,8 (°C)</p>	<p>ThCO₂ : 9,0 a 9,5 (°C) Th₁ - 206 (°C)</p>
<p>RAMAN nº de ondas (cm⁻¹)</p>	<p>CO₂ : 1385,0 - 1406,0 N₂ : 2327,5 H₂S : 2609,0 CH₄ : 2911,0</p>	<p>CO₂ : 1384,5</p>	<p>ρ_{CO₂} (g/cm³) : 0,88 a 0,9</p>	<p>ρ_{CO₂} (g/cm³) : 0,056</p>
<p>INCLUSÕES FLUIDAS AQUOSAS</p>	 <p>9a</p>	 <p>9b</p>	 <p>10a</p>	 <p>10b</p>
<p>Tf gelo (°C)</p>	<p>-41,4 a -25 Th₁ : 100° - 220°C</p>	<p>-32,5 a -29,4</p>	<p>-25 a -13 Th₁ 110° - 187°C</p>	<p>- -19,7 a -11,5</p>
<p>eq. % CaCl₂ ou NaCl</p>	<p>~ 24 a 28</p>	<p>~ 26</p>	<p>~ 16 a 22</p>	<p>~ 14</p>
<p>INCLUSÕES FLUIDAS AQUOSAS</p>	 <p>11</p>	 <p>12a</p>	 <p>12b</p>	<p>Fig.54 - Tipos de inclusões fluidas nas rochas ricas em quartzo-clorita (hospedeiras das mineralizações sulfetadas); em veios de quartzo estéreis e com sulfetos, em BIFs tipo silicato, em rochas a cordierita-antofilita e em turmalinitos da S. VILA NOVA, na Serra do Ipitanga ; Th₁ : Temperatura de homogeneização total ; ThCH₄ : Temperatura de homogeneização do CH₄ ; ThCO₂ : Temperatura de homogeneização do CO₂ ; T_f gelo : Temperatura de fusão do gelo ρ_{CO₂} (g/cm³) : Equivalente da densidade do CO₂ ; ρ_{CH₄} (g/cm³) : Equivalente da densidade do CH₄ ; L : CH líquido LI ; H₂O líquido ; V : vapor ; S : sólido</p>
<p>Tf gelo (°C)</p>	<p>-12 a -10</p>	<p>-8 a 0,21 Th₁ 110° - 187°C</p>	<p>~ 2,2 a 0,3</p>	
<p>eq. % NaCl</p>	<p>~ 15</p>	<p>-0,6 a 7,5</p>	<p>~ 3,0</p>	<p>----- Lineamento microestrutural</p>

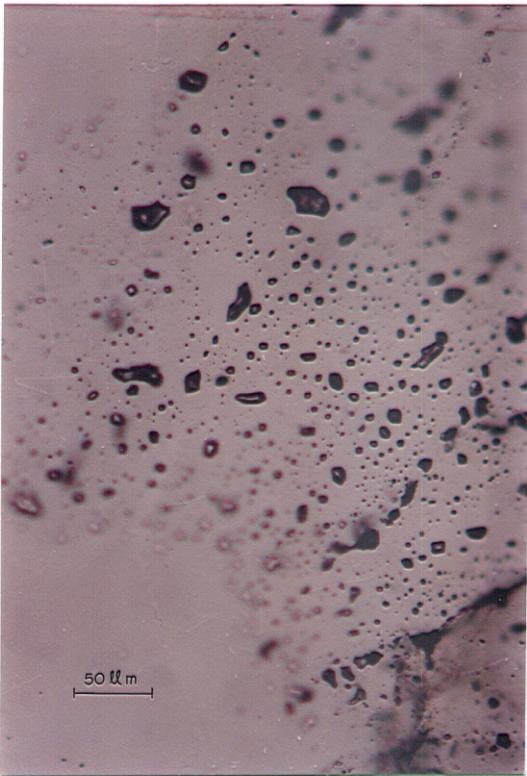


Fig. 55a - Indusões fluidas de metano em cristal de quartzo de rocha hospedeira da mineralização sulfetada.

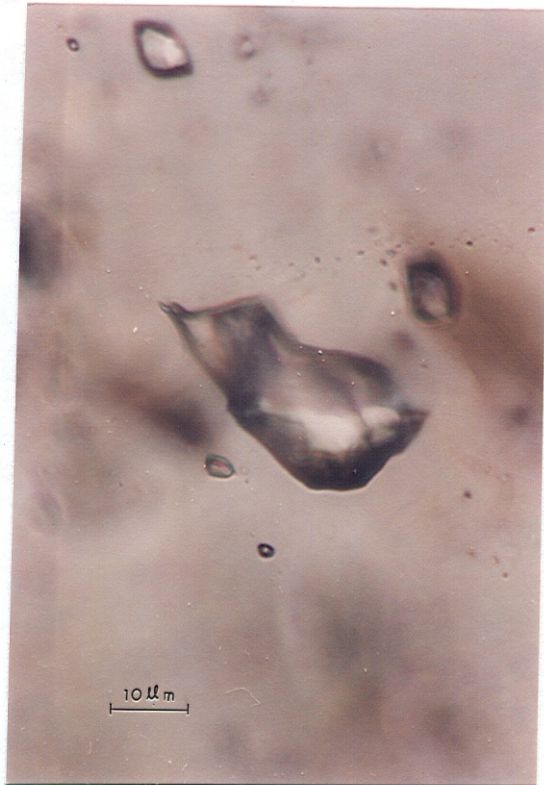


Fig. 55b - Detalhe de indusões de metano da figura anterior.

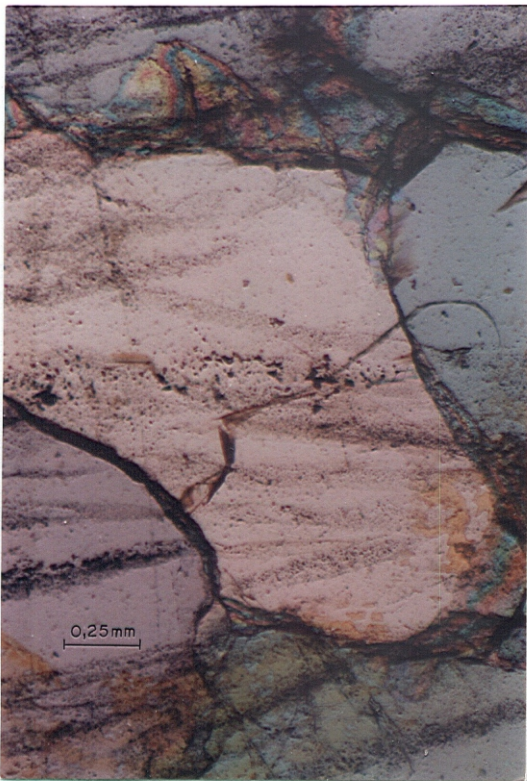


Fig. 55c - Vista geral dos planos de indusões de metano segundo a foliação.

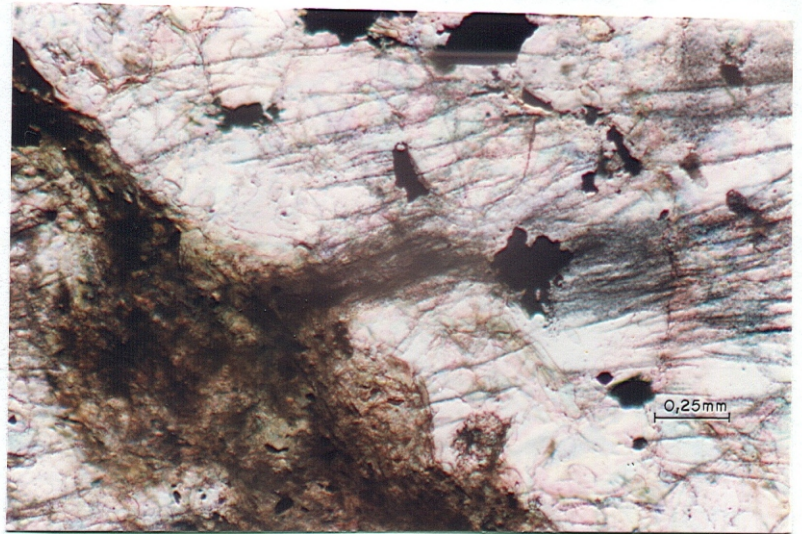


Fig. 55d - Planos de inclusões de metano em quartzo, ligando cristais de calcopirita (pretos) a bandas de clorita.

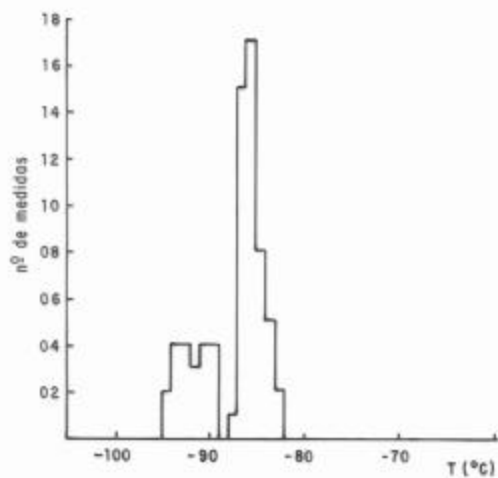


Fig. 56 - Histograma de variação da Th das inclusões tipo 1 (CH₄)

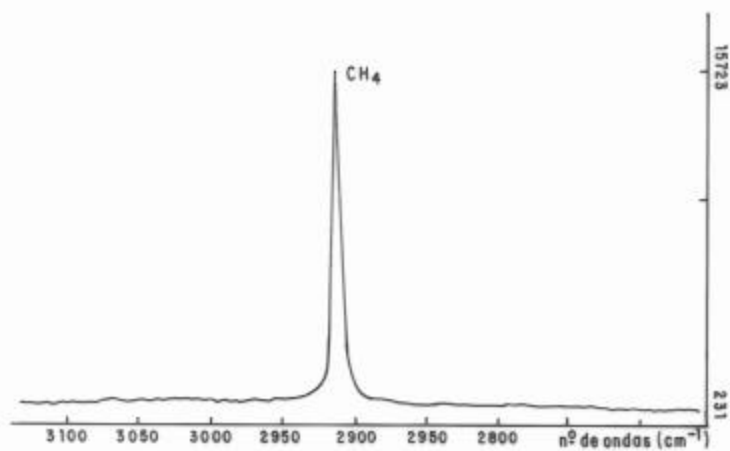


Fig. 57 - Espectrograma RAMAN das inclusões tipo 1, com detecção de metano

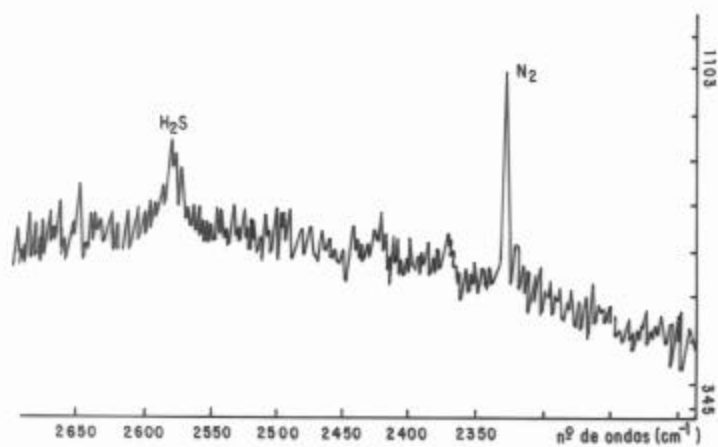


Fig. 58 - Espectrograma RAMAN das inclusões tipo 1, onde H₂S e N₂ são detectados em quantidades subordinadas

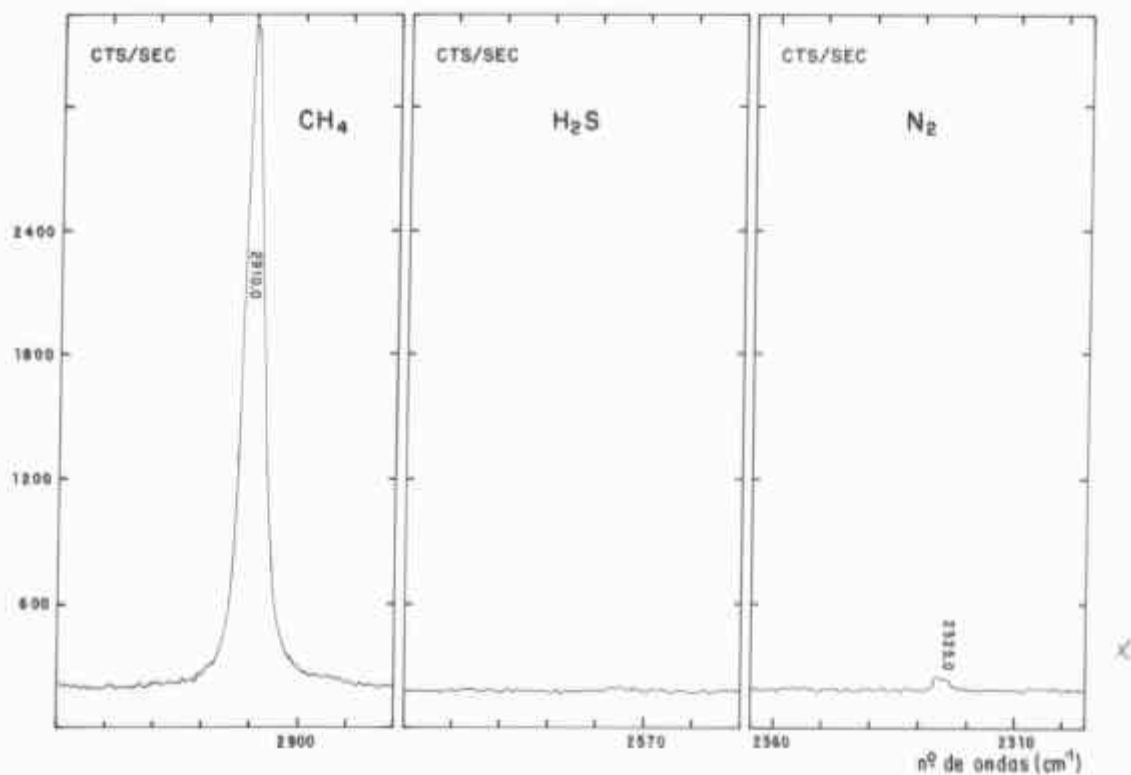


Fig. 59 - Espectrograma RAMAN, na amostra T 3-3, onde foi feita a avaliação quantitativa de CH₄ (91,1%), H₂S (0,7%) e N₂ (8,2%)

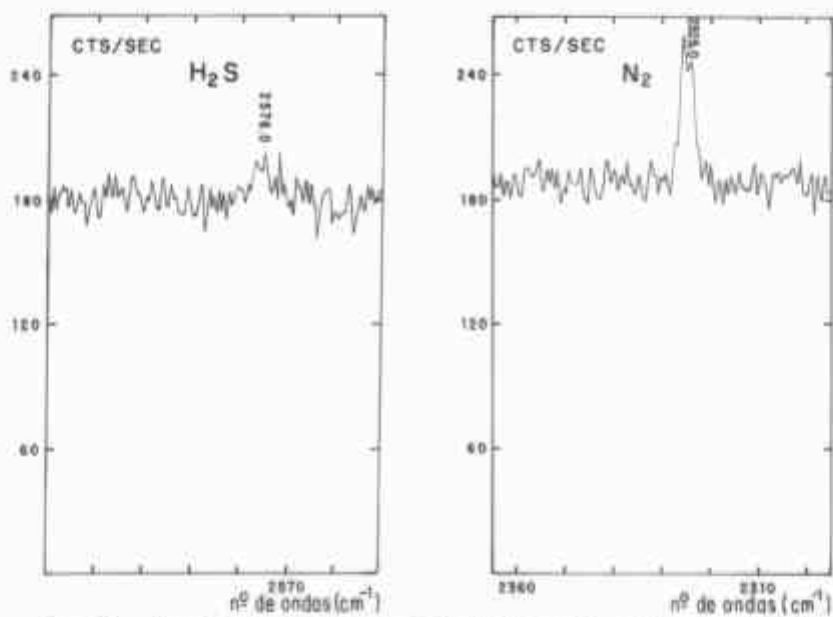


Fig. 60 - Detalhe do espectrograma RAMAN de H₂S e N₂, ampliado 10X, para o cálculo quantitativo

fase líquida escura de metano (L), de tal modo que as razões V_L/V_T variam de 0,85 a 0,55, havendo algumas em que a fase líquida aquosa é predominante, com razões V_L/V_T em torno de 0,4. Nas inclusões elipsoidais a fase aquosa clara (L1) predomina sobre a carbônica escura, com razão V_{L1}/V_T em torno de 0,8 (Figura 61a). Durante o resfriamento, a porção líquida carbônica nucleia uma fase gasosa a cerca de $-104,3^\circ\text{C}$, cuja homogeneização na fase líquida acontece por volta $-97,6^\circ\text{C}$, correspondendo a uma densidade de $0,275\text{ g/cm}^3$. A espectroscopia Raman confirmou um fluido de CH_4 , com traços de N_2 e, às vezes, H_2S . As T_f do gelo medidas nas fases aquosas das inclusões subedrais ficam em torno de -15°C , indicando uma salinidade equivalente a aproximadamente 21% em peso de NaCl. Não foi notada a formação de clatrato. A homogeneização total dessas inclusões ocorre a temperaturas entre 200° e 260°C .

Nessas rochas também existem inclusões trifásicas (Figura 54, tipo 3), de aproximadamente $11\ \mu\text{m}$, sob forma de cristais negativos (formatos poliédricos), constituídas por uma fase líquida, eminentemente aquosa (Figura 62), outra gasosa de CH_4 , com traços de N_2 e uma terceira sólida de carbonato (Figura 63). As razões $(V_v + V_1)/V_T$ são de aproximadamente 0,93. A 136°C há a dissolução do carbonato e a 157°C a homogeneização total da inclusão.

As do tipo 4 (Figuras 54 e 61b) são bastante raras, constituídas essencialmente de uma fase gasosa escura, com fase aquosa clara subordinada, cujo grau de preenchimento fica entre 0,01 a 0,05. São arredondadas, de tamanho variando entre 6 e $16\ \mu\text{m}$. A fase gasosa escura é constituída quase que exclusivamente de CH_4 , com traços de H_2S , N_2 e CO_2 (Figura 64).

Inclusões fluidas de CO_2 são extremamente raras nas encaixantes das mineralizações. No entanto, em uma amostra elas foram detectadas, com tamanhos de 15 a $25\ \mu\text{m}$, monofásicas, arredondadas a subangulosas, de contornos irregulares, formando concentrações locais ou alinhadas no quartzo (Figura 54, tipo 5 e Figura 61c). A aplicação da equação de BROWN & LAMB (1989) fornece densidades que variam de $0,938$ a $1,015\text{ g/cm}^3$. A temperatura de fusão do CO_2 medida é de $-57,21^\circ\text{C}$. Análise qualitativa em espectrógrafo Raman mostra que o CO_2 é o constituinte quase exclusivo, com traços de CH_4 , H_2S e N_2 (Figura 65). A presença de CH_4 e N_2 justifica a diminuição da temperatura de fusão do CO_2 . O grau de preenchimento na temperatura de fusão varia ao redor de 0,8. Assim, o volume de CH_4 foi estimado, utilizando-se o diagrama proposto por SWANENBERG (1979), em torno de 2% (Figura 66). Ainda nesta mesma amostra, há inclusões de CO_2 menores (tipo 6, Figura 54) monofásicas, arredondadas ou poligonais, alinhadas segundo planos de fraturas (Figura 61d). Nestas, a espectroscopia Raman detectou apenas CO_2 (Figura 67). As temperaturas de homogeneização total do CO_2 nas inclusões 5 e 6 variam de $-16,3$ a $1,84^\circ\text{C}$ (Figura 68).

Raras são as inclusões constituídas por CO_2 e por H_2O e CO_2 (tipos 7 e 8, respectivamente, na Figura 54). As primeiras mostram-se arredondadas, monofásicas, sem orientação preferencial, claras e

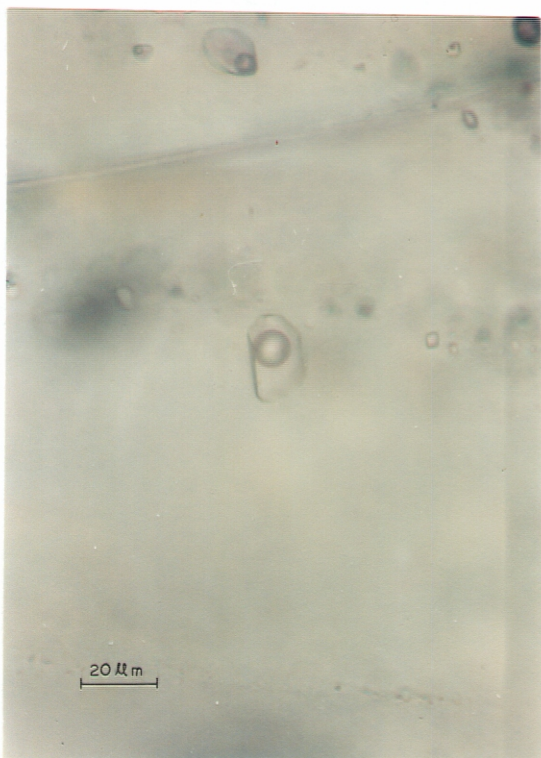


Fig. 61a - Detalhe de inclusões áquo-carbônicas (tipo 2), constituídas por uma fase líquida aquosa, mais clara e outra líquida de CH_4 , N_2 , (H_2S), mais escura.

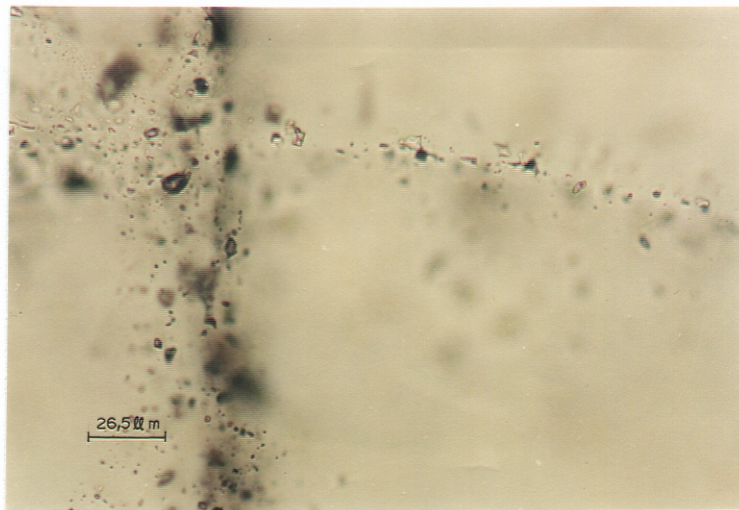


Fig. 61b - Inclusões áquo-carbônicas, (tipo 4) alinhadas segundo planos de fratura e constituídas de uma fase líquida aquosa e uma fase gasosa de CH_4 , com traços de H_2S , N_2 e CO_2 .

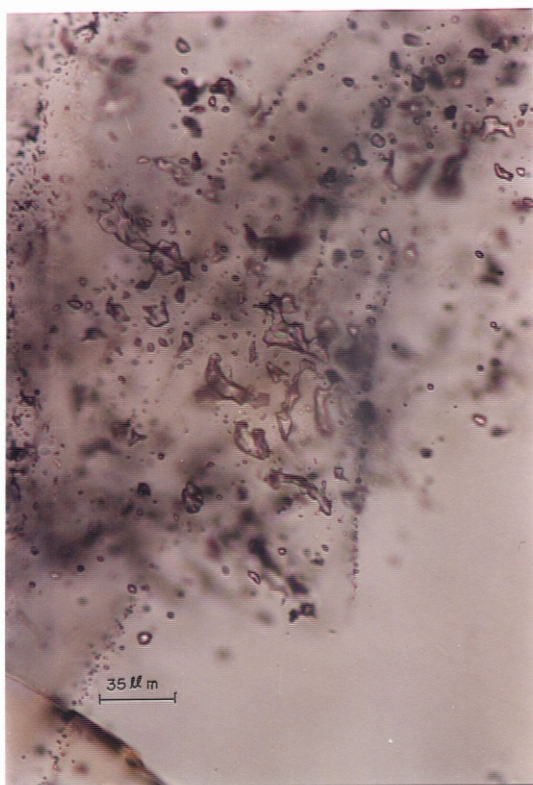


Fig. 61c - Inclusões de CO_2 , (tipo 5) dispersas em quartzo da encaixante das mineralizações.

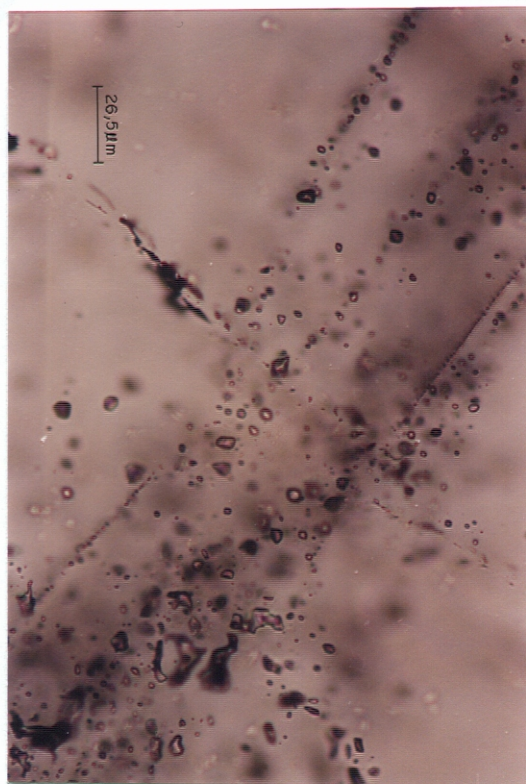


Fig. 61d - Inclusões de CO_2 (tipo 6) alinhadas segundo planos de fraturas.

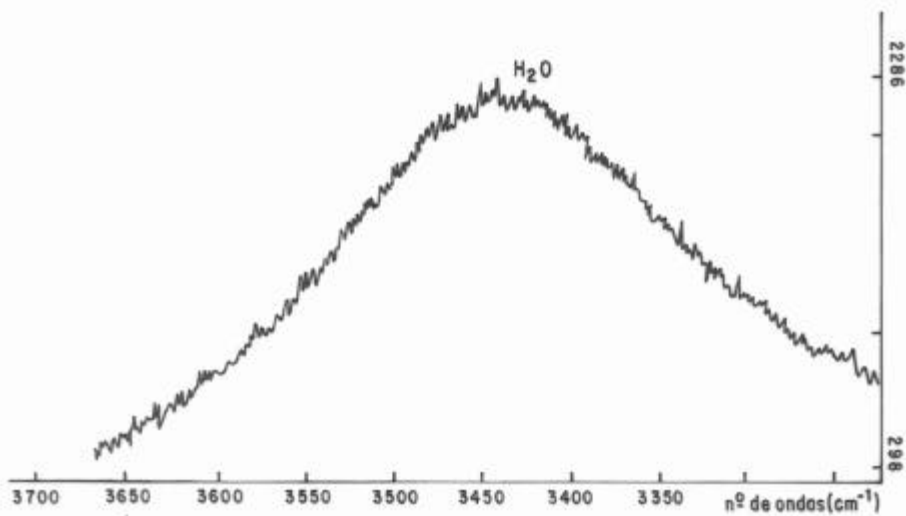


Fig. 62 - Espectrograma RAMAN da fase líquida aquosa das inclusões tipo 3

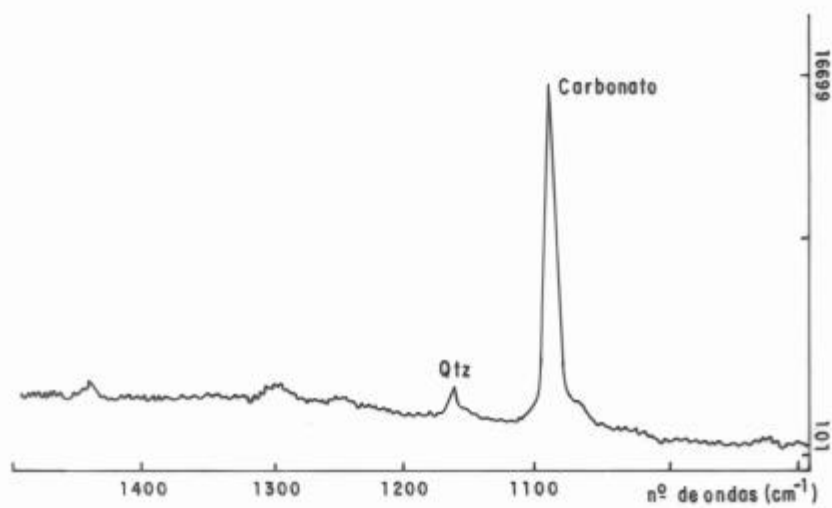


Fig. 63 - Espectrograma RAMAN das inclusões tipo 3 com detecção de carbonato na fase sólida.

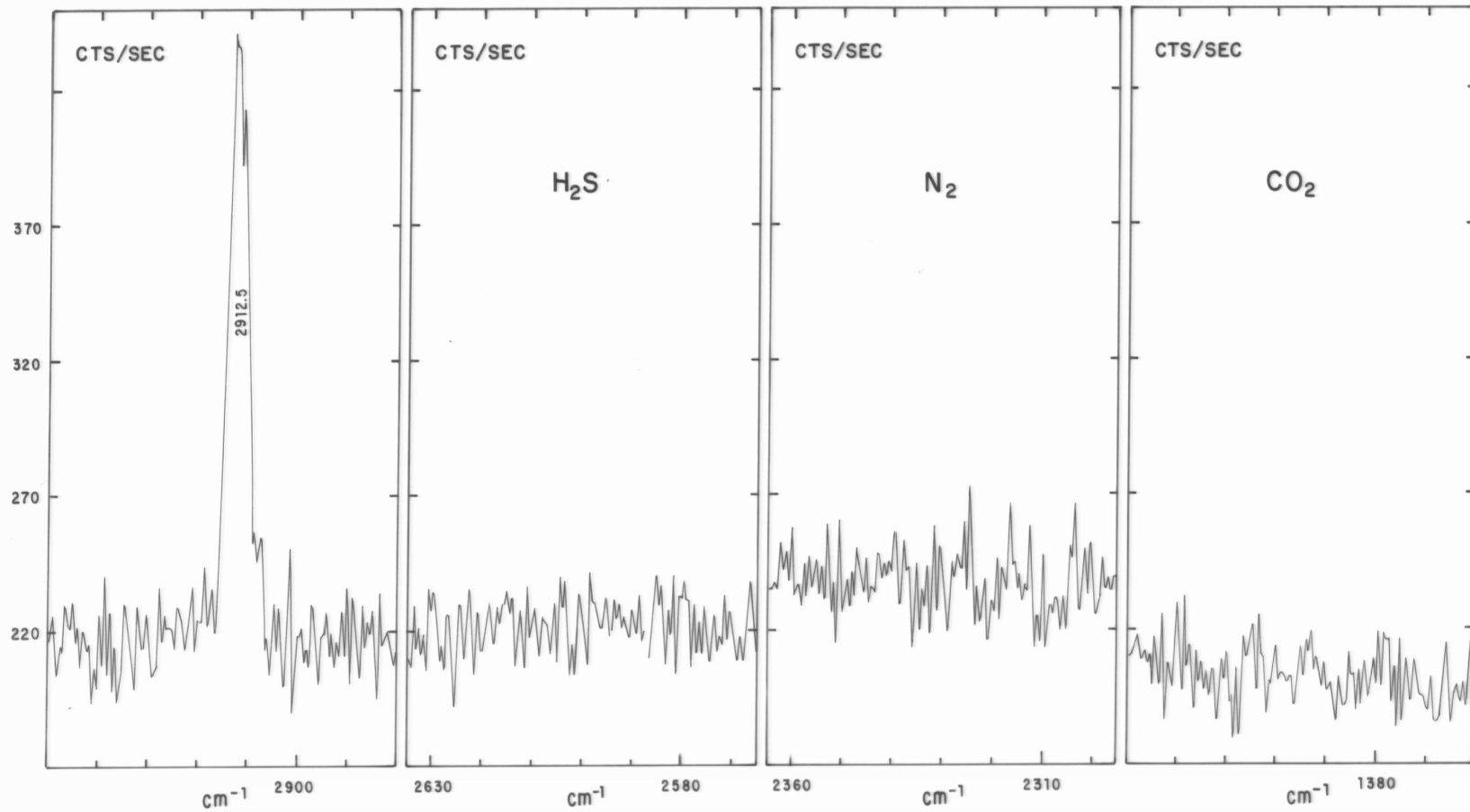


Fig. 64 - Espectrograma RAMAN de inclusão tipo 4, onde foi detectado CH₄ como constituinte principal, além de N₂, H₂S e CO₂ em quantidades subordinadas

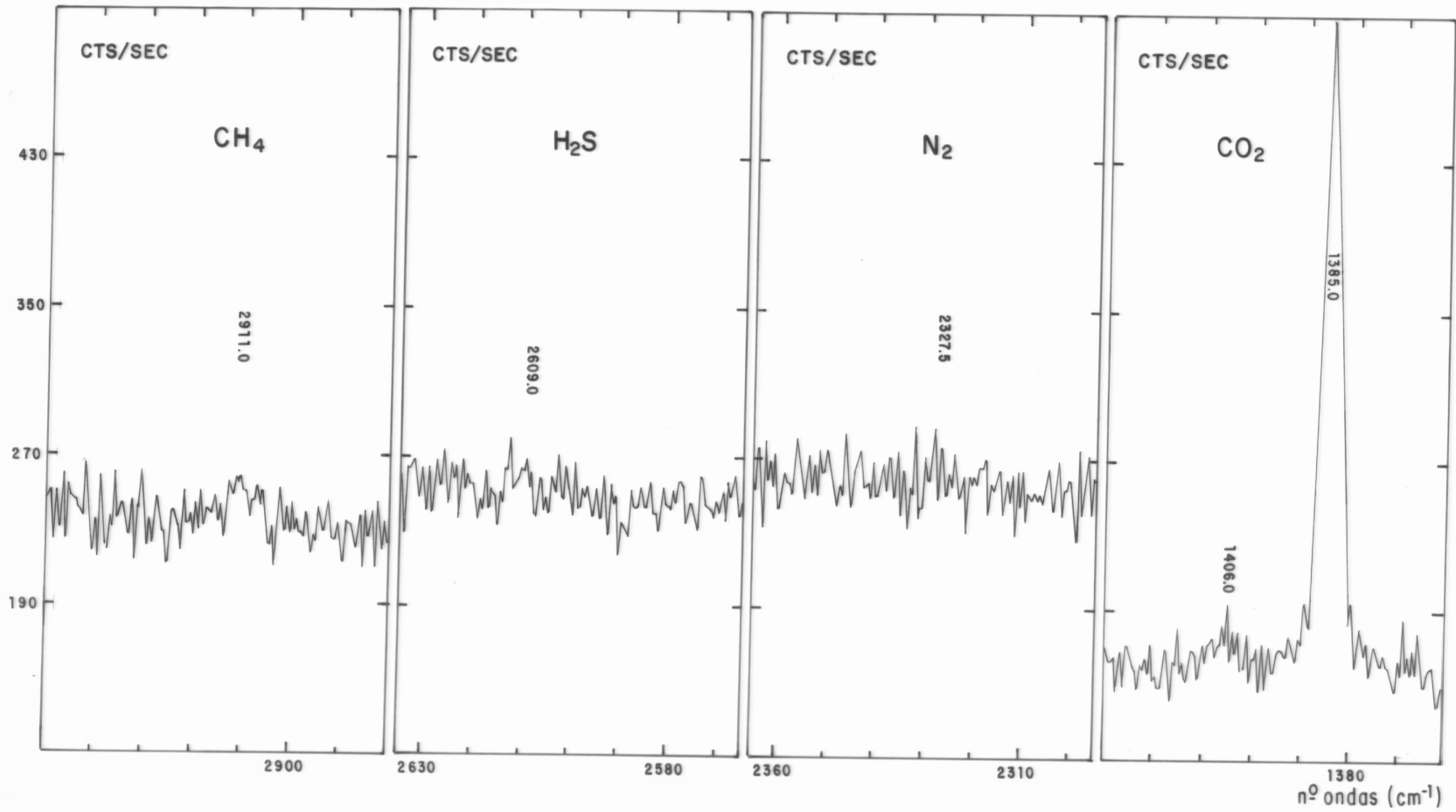


Fig. 65 - Espectrograma RAMAN de inclusão tipo 5, com detecção de CO₂ e traços de H₂S, N₂ e CH₄

escuras, de 5 a 7 μm de tamanho, algumas atingindo 12 ou até mesmo 17 μm . As Th CO_2 variam de -1,4 até 6,8°C (Figura 69). As outras são bifásicas, do tipo L+G, com relação V_v/V_t oscilando entre 0,2 e 0,4, angulosas, ocorrendo sob forma de cristais negativos de 6 a 13 μm . As Th CO_2 situam-se em torno de 9°C. Durante o aquecimento, elas sofreram crepitação após 206°C.

A Figura 70 mostra os dois extremos das isócoras de CH_4 , para a Suíte Vila Nova, calculadas a partir da equação de SWANENBERG (1979). Considerando-se 250°C a 450°C o intervalo de temperatura proposto por MOTTTL (1983) para equilíbrio de associações tipo clorita-albita-epidoto-actinolita, clorita-albita-epidoto-actinolita-quartzo e clorita-quartzo, as condições de T e P para deposição das mineralizações sulfetadas podem ser estimadas através das interseções das isócoras de CH_4 com os limites termais de estabilidade das associações citadas. Assim, como a mineralização sulfetada ocorre em rochas ricas em quartzo-clorita, as pressões a 450°C variam de 0,9 kb a 2,3kb e a 250°C de 0,7 a 1,6kb. As isócoras das inclusões tipo 10a foram calculadas de acordo com a equação de BROWN & LAMB (1989). O fluido aquoso, que coexiste com o metano nas inclusões tipo 2, possui salinidade equivalente a das inclusões tipo 10. Desse modo, as estimativas de P e T relativas ao aprisionamento concomitante dos dois fluidos são obtidas pelas interseções das isócoras de CH_4 com as dos fluidos salinos. Isto posto, observa-se vários estágios de evolução desses fluidos na Suíte Vila Nova: a 270°C e 1,7kb; 220°C e 0,7kb, 170°C e 1,45kb e 140°C e 0,6Kb.

As inclusões até aqui comentadas (dos tipos 1 a 8) são exclusivas das rochas ricas em quartzo-clorita, hospedeiras das mineralizações sulfetadas e que representam o primeiro evento hidrotermal identificado na Suíte Vila Nova (evento I - Figura 53). No entanto, durante o cisalhamento regional, (evento III), vários outros tipos de inclusões aquosas foram gerados (9 a,b, 10 a,b e 12 a,b), todas ocorrendo igualmente nas hospedeiras da mineralização. Vale ressaltar que nas hospedeiras da mineralização os planos com predominância de inclusões de metano são transversais àqueles contendo inclusões aquosas (Figura 71a). Esse fato é importante, na medida em que caracteriza dois tipos de fluidos relacionados a eventos distintos, bem como estabelece a cronologia relativa dos episódios hidrotermais atuantes na unidade estudada, ficando assim constatado que a mineralização sulfetada foi originada em um evento anterior ao cisalhamento regional.

5.2.2. Rochas a cordierita-antofilita e BIFs tipo silicato

Conforme foi discutido anteriormente, essas rochas representam o segundo evento metamórfico-hidrotermal atuante na área. Todavia, apenas as rochas à cordierita-antofilita exibem um tipo específico de inclusão (tipo 11 - Figura 54), associado ao citado evento. As encontradas nas BIFs tipo silicato encerram fluidos relacionados somente ao cisalhamento regional, evento 3, nelas atuante, não havendo registro de fluidos do evento 2. A restrição daquelas inclusões às rochas a cordierita-antofilita,

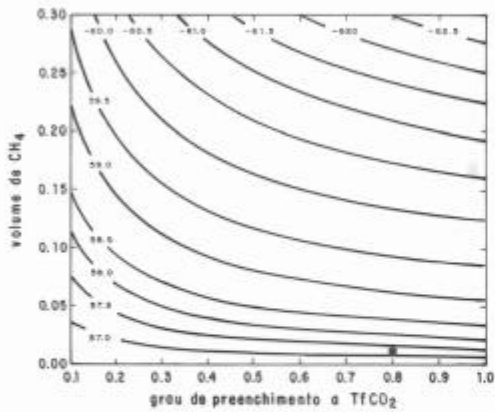


Fig. 66 - Volume de CH_4 definido na temperatura de fusão final de CO_2 e grau de preenchimento com líquido naquela temperatura (Swanenberg, 1979)

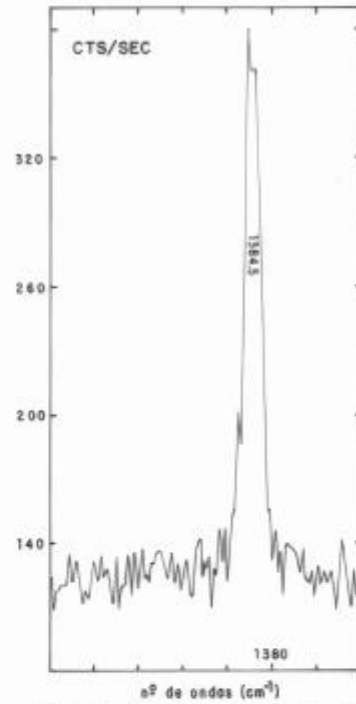


Fig. 67 - Espectrograma RAMAN de inclusão tipo 6, onde foi detectado apenas CO_2

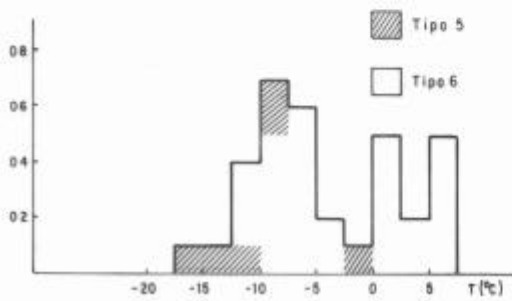


Fig. 68 - Histograma de variação das $Th\ CO_2$ (líquido), nas inclusões tipo 5 e 6

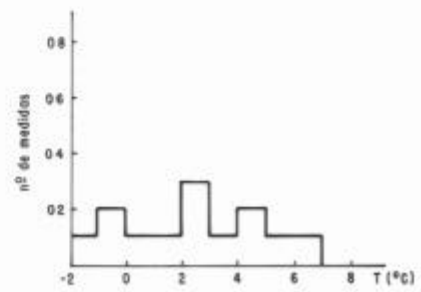


Fig. 69 - Histograma de variação das $Th\ CO_2$ (líquido), nas inclusões tipo 7

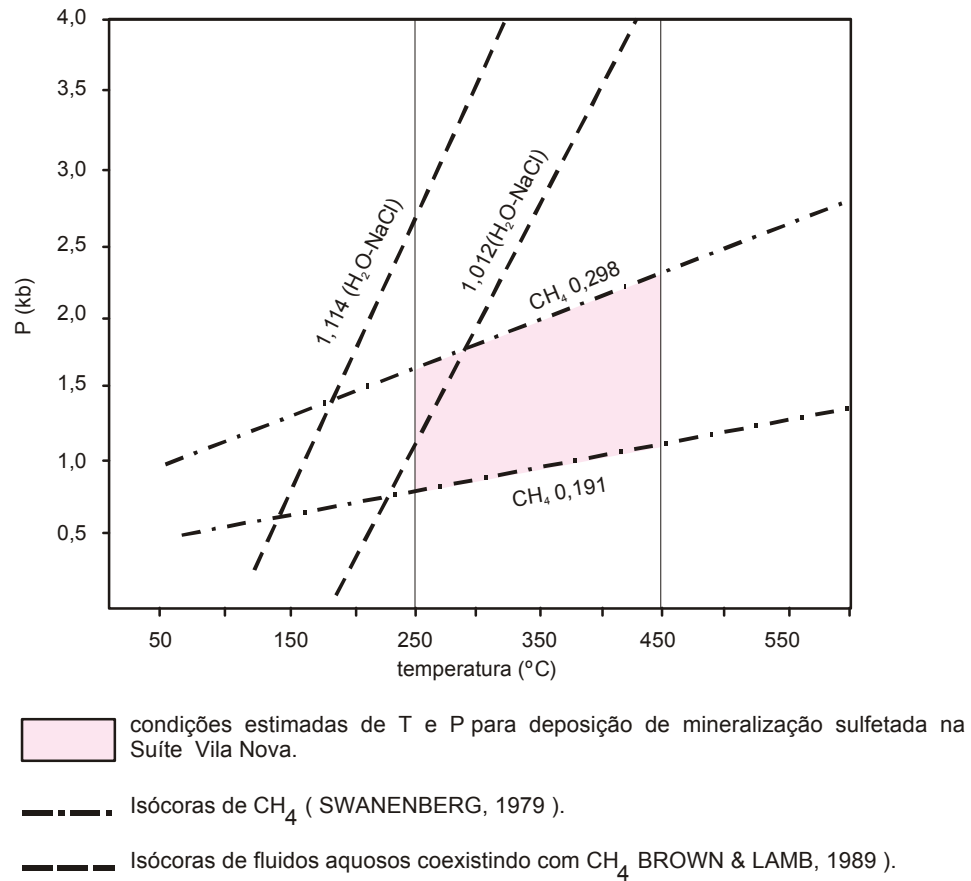


Fig. 70 - Diagrama Pt mostrando as condições mínimas e máximas prováveis da deposição dos sulfetos no primeiro evento hidrotermal atuante na Suíte Vila Nova, baseados nas isócoras de CH₄ e nos limites termais estabelecidos para equilíbrio da assembléia das rochas encaixantes.

sua ausência nos veios de quartzo cisalhados e a presença de fluidos do cisalhamento nas *BIFs*, permitem admitir que o cisalhamento regional ocorreu após as mesmas haverem sido geradas.

As inclusões tipo 11 são aquosas bifásicas, do tipo L + V, com grau de preenchimento de 0.85 a 0.95, angulosas e mais raramente arredondadas e irregulares, de tamanho variando de 3 a 10 μm (a maioria medindo de 3 a 6 μm). Distribuem-se via de regra segundo planos preferenciais. As T_f do gelo variam de -12 a -10°C , correspondendo a uma salinidade equivalente de 12 a 19% de NaCl, com as temperaturas de homogeneização total situando-se entre 150 a 180°C .

5.2.3. Veios de quartzo cisalhados

Esses veios representam o evento hidrotermal relacionado ao cisalhamento dúctil (evento III), posterior ao hidrotermalismo submarino vulcanogênico sindeposicional e ao evento II. Eles ocorrem encaixados nos metabasaltos basais da Suíte Vila Nova, em escalas macro, meso e microscópicas, via de regra paralelos à foliação regional (NW - SE). Os megaveios são constituídos essencialmente de quartzo, podendo conter alguns cristais de epidoto, dispersos ou orientados, opacos e turmalina. Os mesoveios estão encaixados em anfibolitos ou actinolita - xistos, constituídos por epidoto, quartzo e alguns relictos de anfibólio e opacos. Há veios que exibem grãos de quartzo deformados, com extinção ondulante, interpenetração e fragmentação de bordas, não sendo raro eles guardarem restos de rochas hospedeiras formando faixas irregulares, geralmente paralelas à foliação.

Três tipos distintos de inclusões foram registradas nesses veios (9a, 10a e b 12a e b - Figuras 54 e 71a). Aqui as bifásicas aquosas do tipo 9a (Figura 71b) são freqüentes, bem como nas encaixantes da mineralização e em *BIFs* tipo silicato. Via de regra estão alinhadas segundo fraturas cicatrizadas, com tamanhos variando de 5 a 17 μm . O gelo formado durante o resfriamento dessas inclusões possui temperatura de fusão (T_{fg}), abaixo daquela do eutético no sistema H_2O -NaCl ($-21,1^\circ\text{C}$). Isto indica que além do NaCl, outros sais dissolvidos estão presentes na fase aquosa (cloretos ou sulfatos de Ca, Fe, Al, Mg). As T_f do gelo oscilam entre $-41,4$ a -25°C (Figura 72), correspondendo a uma salinidade aproximada equivalente a 24 - 28% em peso de CaCl_2 (FUZIKAWA, 1985). As T_h total das inclusões nas rochas ricas em quartzo-clorita, mineralizadas, compreendem o intervalo de 100°C a 230°C , com T_h média de $172,17^\circ\text{C}$. Nos veios de quartzo cisalhados as T_h variam de 100°C a 150°C , com T_h média de $120,11^\circ\text{C}$, e nas *BIFs* tipo silicato, vão de 99°C a 184°C , com a média de 120°C (Figura 73). Elas são contemporâneas ao cisalhamento regional e representam o registro desse evento nas rochas hospedeiras da mineralização, nas *BIFs* e nos veios de quartzo.

As inclusões monofásicas aquosas do tipo 9b possuem formas irregulares, de 11 a 25 μm , geralmente estiradas, alinhadas segundo planos de cisalhamento. As T_f do gelo variam de $-32,5^\circ\text{C}$ a $-29,4^\circ\text{C}$ (Figura 72), com salinidade em torno ao equivalente a 26% em peso de CaCl_2 . A coexistência nessas

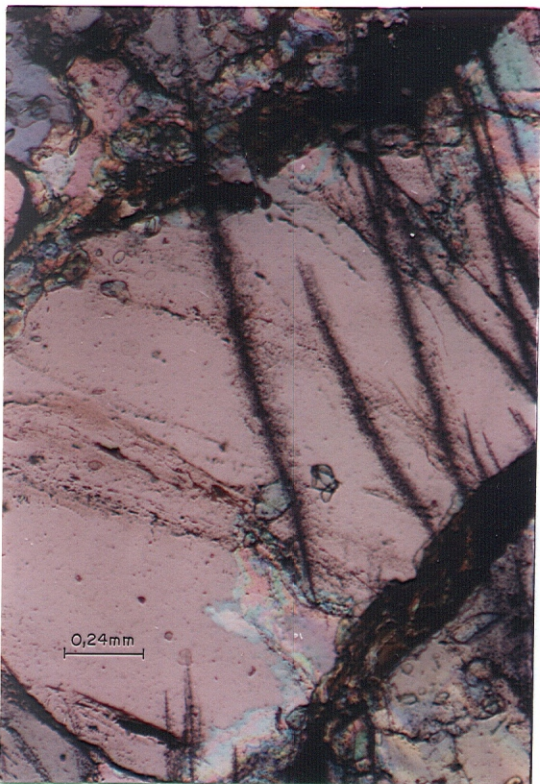


Fig. 71a - Vista geral de planos contendo inclusões de CH₄, (mais escuros) transversais, àqueles com inclusões aquosas, nas hospedeiras da mineralização.

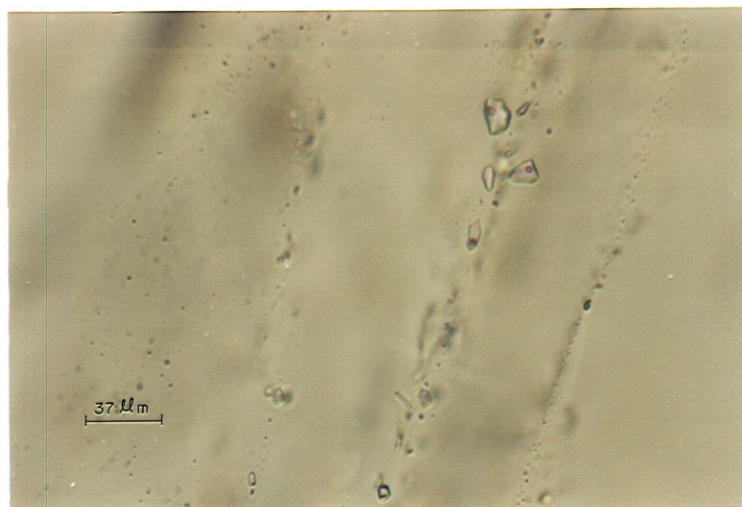


Fig. 71b - Inclusões aquosas tipo 9a, alinhadas segundo planos de fraturas cicatrizadas.

rochas das inclusões bifásicas tipo 9a e monofásicas tipo 9b, com a mesma salinidade, é indicativa de um gradual abaixamento da temperatura do fluido durante sua evolução.

As do tipo 10a são aquosas, bifásicas (L+V), ocorrendo sob forma de cristais poligonais angulosos de 10 a 20 μm , havendo as menores com tamanhos entre 3 e 10 μm . As razões V_v/V_f situam-se entre 0,15 e 0,2. As T_f gelo variam entre -25°C e -13°C (Figura 74) com salinidade equivalente de 25% a 13% em peso de CaCl_2 . As T_{ht} vão de 110° a 260°C (Figura 75).

As 12a (Figura 54) espalham-se segundo planos cisalhantes; são bifásicas, (L+V), angulosas a subarredondadas, com tamanhos mais frequentes de 15 a 25 μm , mas podendo atingir até 30 μm . As T_f gelo variam entre -6°C a $0,21^\circ\text{C}$ (Figura 76) e a salinidade equivalente de 0,6 a 7,5% em peso de NaCl. As T_h correspondem ao intervalo de 142°C a 248°C (Figura 77) com a média de 189°C .

Vale ressaltar que em uma das amostras de veio de quartzo cisalhado analisada (S-225B) foram detectados três tipos distintos de inclusões (9a, 10a, b e 12a). As dos tipos 9a e 10c ocorrem em planos distintos mas paralelos, enquanto que as do tipo 12a estão contidas em planos transversais aos que contêm os tipos anteriores. Como as T_f gelo e as salinidades desses fluidos correspondem a valores diversos, pode-se admitir que os veios foram formados a partir de várias pulsações de fluidos aquosos de salinidades distintas.

Até então, os veios de quartzo cisalhados superficiais que cortam as metavulcânicas da Suite Vila Nova eram considerados estéreis. No entanto, análises de seções polidas desses veios mostram a existência de pirita, calcopirita e covelita, esta última não detectada na associação sulfetada de subsuperfície. A covelita, via de regra, ocorre intercrescida com calcopirita, como filmes, em várias direções, formando rede ou substituindo suas bordas. Essa mesma associação também foi detectada em BIFs tipo silicato, atingidas pelo cisalhamento regional. Um outro dado metalogenético importante constatado nos veios cisalhados superficiais é a presença de Au, em teores que variam de 0,02 até 0,14ppm, este último valor detectado em uma mesma amostra onde foi feito estudo microtermométrico, contendo pirita, calcopirita e covelita. Além do Au, há Mo (90ppm) e Ag (22 ppm). Tal fato é relevante na medida em que mostra a relação entre os fluidos aquosos associados ao cisalhamento regional com a mineralização de sulfetos (pirita, calcopirita e covelita), além de Au e Ag, em um estágio distinto daquele relacionado ao primeiro evento hidrotermal vulcanogênico.

A presença da covelita em meso-veios, contendo inclusões do tipo 12a e 12b e representando fluidos de salinidades mais baixas, pode ser determinante para relacionar a geração de sulfetos e de Au nesses veios, a esses fluidos. A ocorrência de covelita e calcopirita na *BIFs tipo silicato*, é indicativa da ação de tais fluidos menos salinos naquelas rochas, ainda que as inclusões tipo 9a sejam muito mais frequentes e representem fluidos de salinidade bem mais elevada.

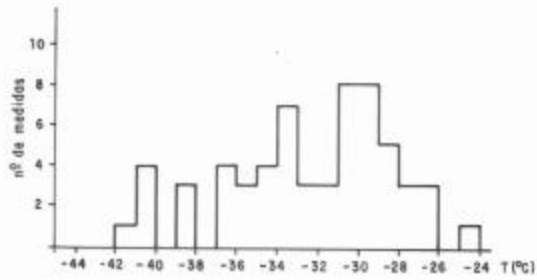


Fig. 72 - Histograma de variação das T_f do gelo nas inclusões aquosas tipo 9a e 9b

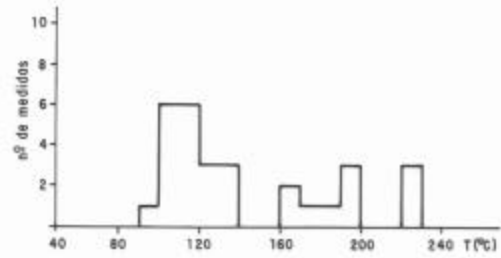


Fig. 73 - Histograma de variação das $T_{h(t)}$ de inclusões aquosas tipo 9a, em BIFs tipo silicato, veios de quartzo cisalhados e em rochas a quartzo-clorita mineralizadas

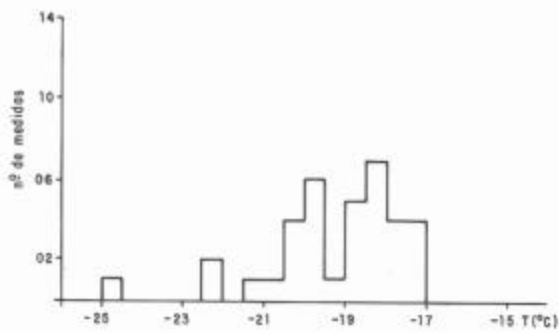


Fig. 74 - Histograma de variação das T_f do gelo nas inclusões aquosas tipo 10a e 10b

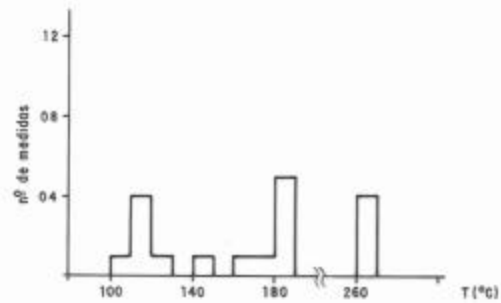


Fig. 75 - Histograma de variação das $T_{h(t)}$ de inclusões aquosas tipo 10a, em rochas a quartzo-clorita (hospedeiras das mineralizações), e em veios de quartzo estéreis

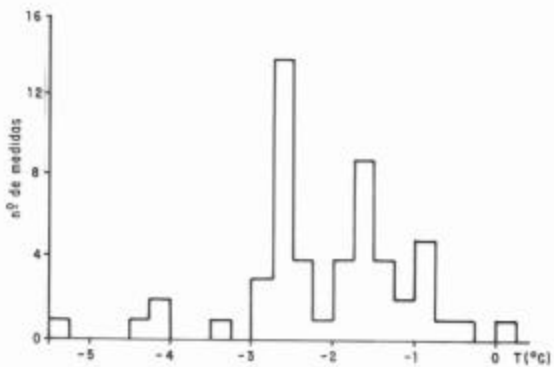


Fig. 76 - Histograma de variação da T_f do gelo nas inclusões aquosas tipo 12

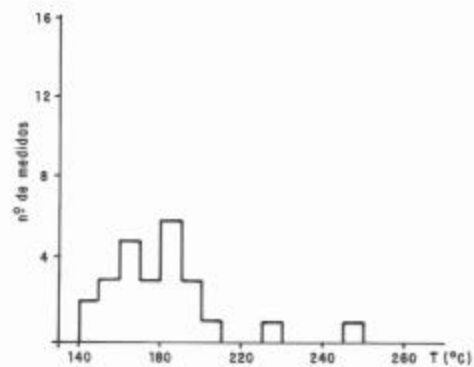


Fig. 77 - Histograma de variação das $T_{h(t)}$ de inclusões aquosas tipo 12 em rochas a quartzo-clorita (hospedeiras de mineralizações), em veios de quartzo cisalhados estéreis e mineralizados

A coexistência de inclusões do tipo 10a e b e 12a e b com mesmas salinidades e diferentes densidades, demonstra que houve um abaixamento das temperaturas dos fluidos ao longo de sua evolução. Ou seja, o fluido percolou as rochas em um sistema de líquido quente em rocha fria.

As variações e processos evolutivos dos fluidos aquosos salinos, podem ser observados através da salinidade e da temperatura de homogeneização (Figura 78). Assim, para as inclusões tipos 10 e 12, a feição mais conspícua é a existência de dois domínios distintos de pontos entre a curva crítica e a curva de saturação da halita. Cada um desses domínios representa fluidos com salinidades distintas. O fluido das inclusões tipo 10 é mais salino que aquele das do tipo 12. A distribuição dos círculos demonstra que ele sofreu resfriamento e mistura com fluido mais frio e menos salino. O fluido das inclusões tipo 12, mais novo, também sofreu resfriamento, além de ebulição. Como ambos estão relacionados ao cisalhamento regional, a disposição dos pontos indica o decréscimo de salinidade da fase líquida residual

5.2.4. Considerações sobre o transporte do ouro

O ouro na Suíte Vila Nova está relacionado a depósito de sulfeto maciço vulcanogênico, gerado durante o evento 1, e também a depósito tipo *lode*, originado a partir do cisalhamento da sequência supracrustal. Na mineralização vulcanogênica ele associa-se a sulfetos de cobre e ferro (calcopirita, pirrotita e pirita). Segundo HUSTON & LARGE (1989), essa associação caracteriza as mineralizações localizadas nas porções inferiores das lentes de sulfetos maciços vulcanogênicos. Nesse ambiente, o ouro seria transportado como AuCl_2^- , em fluidos de altas temperaturas (275°C a 300°C), relativamente oxidados e ácidos. A precipitação dar-se-ia através do aumento do pH, decréscimo da atividade do Cl^- ou da $f\text{O}_2$ e decréscimo da temperatura. Este fato é condizente com as condições altamente salinas e redutoras do início da circulação ascendente da água do mar em ambiente exalativo (fato constatado pela presença do H_2S nas inclusões com metano), em que há aumento do pH pelo decréscimo do CO_2 , (que reage com os silicatos ferrosos para formar magnetita e carbonato), há decréscimo da atividade de Cl^- pela formação de complexos clorados e decréscimo da temperatura e da $f\text{O}_2$, pela proximidade da superfície.

O diagrama $f\text{O}_2$ x temperatura (Figura 79) mostra que as associações Au-Zn (Pb-Ag) localizam-se no campo dominado pelo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ como agente transportador, enquanto que as associações dos tipo Au-Cu (Bi), como é o caso da Suíte Vila Nova, estão plotadas no campo cujo meio de transporte é o AuCl_2^- .

A Figura 80 ilustra que as condições físico-químicas para mudança do agente transportador de AuCl_2^- para $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ ocorre entre 250°C e 300°C, todavia, variações no pH, atividades do Cl^- e do H_2S moverão a linha de mudança. Um decréscimo no pH ou na atividade do H_2S , ou um aumento da atividade do Cl^- tenderá a baixar a temperatura de mudança, ou seja, o AuCl_2^- passará a ser o agente transportador a partir de 250°C. Enquanto que um aumento no pH ou na atividade do H_2S , ou ainda um

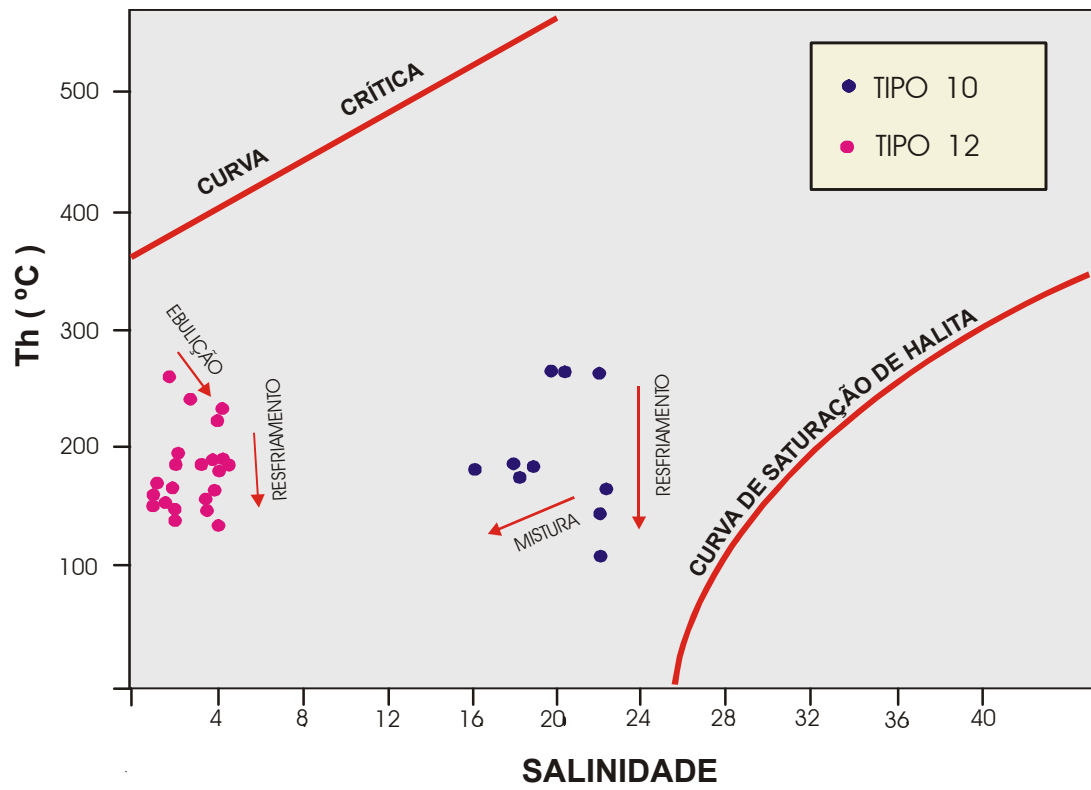


Fig. 78 - Diagrama mostrando os processos atuantes nos fluidos aquosos das inclusões tipo 10 e 12 (SHEPHERD et al. 1985).

decréscimo na atividade do Cl^- , permitirá o crescimento da temperatura de mudança, isto é, o $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ passa a ser meio de transporte até 300°C .

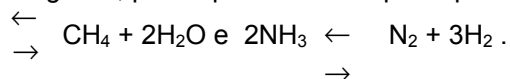
O ouro foi detectado por análises químicas em veios de quartzo superficiais cisalhados, antes considerados estéreis contendo calcopirita, pirita e covelita, além de teores elevados de Mo, Ag e Bi. Ainda que esses dados sejam insuficientes para se caracterizar com segurança um tipo peculiar de jazimento, pode-se assegurar que eles indicam processos distintos daqueles que atuaram no evento 1. Assim, é provável que a presença do ouro nesses veios resulte de sua remobilização da seqüência Vila Nova por processos pós-deposicionais, como deformação e metamorfismo, relacionados ao cisalhamento regional que originou o Cinturão Jari, o que caracterizaria mineralização tipo *lode*. Para ANDREWS et al. (1986), os fluidos mineralizantes desse tipo de depósito teriam suas fontes na desidratação metamórfica, na descarbonatação em direção às cúpulas dos diápiros, bem como na desgaseificação metamórfica a partir dos próprios depósitos. Para ROBERTS (1988), as inclusões fluidas pobres em clorados e a carência de metais bases não favorecem o transporte do ouro como complexos clorados, mas antes como tio-complexos. Os dados de inclusões fluidas em depósitos desse tipo revelam salinidades baixas do mesmo modo que ocorre na Suíte Vila Nova, onde as rochas com covelita, calcopirita e ouro contêm inclusões de baixa salinidade.

5.2.5. Considerações sobre a origem do metano nos sistemas hidrotermais

Segundo WELHAN (1988), as evidências isotópicas e composicionais indicam que a principal fonte de metano em muitos sistemas hidrotermais subareais é a termocatálise de matéria orgânica (termogênese). No entanto, ainda que não existam evidências seguras para a produção abiogênica de metano em temperaturas hidrotermais, a abiogênese representa a principal fonte de metano em sistemas hidrotermais de alta temperatura das dorsais meso-oceânicas, nas quais o metano é derivado da própria rocha.

Assim, as principais fontes de metano em fluidos hidrotermais são: 1) a quebra termal de complexos hidrocarbônicos em moderadas a altas temperaturas ($> 100^\circ\text{C}$); 2) a produção biológica, principalmente por bactéria, a baixas temperaturas; 3) a desgaseificação de carbono juvenil, como CH_4 do manto, através de sistemas hidrotermais em alta temperatura; e 4) as sínteses inorgânicas em reações a altas temperaturas ($> 300^\circ\text{--}400^\circ$), envolvendo CO_2 e H_2 ou outras moléculas C-H, que podem ser de várias origens. As fontes 1 e 2 são biogênicas, enquanto que as 3 e 4 são abiogênicas.

A geração de metano abiogênico foi estudada por GIGGENBACH (1980), no sistema $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-H}_2\text{S-NH}_3\text{-H}_2\text{-N}_2\text{-CH}_4$, para caracterização das reações e processos controladores da composição das descargas de gases geotermiais em Nova Zelândia. Assim, as duas fases fluidas geotermiais de reações de gases, pelas quais todos os participantes podem ser analiticamente determinados, são: $\text{CO}_2 + 4\text{H}_2$



O metano hidrotermal das fontes abiogênicas pode ser derivado a partir da desgaseificação magmática (tanto devido à perda direta de gás no estágio magmático, como da lixivação da rocha, através da penetração de fluidos), ou ainda por reações químicas de alta temperatura dentro de um fluido hidrotermal (Hulston e McCabe; Giggenbach, apud WELHAN, 1988).

A descoberta de fluidos hidrotermais de alta temperatura em ambientes vulcânicos, livres de sedimentos, das dorsais meso-oceânicas (*MOR*), os quais injetam grandes quantidades de CO₂, CH₄ e H₂ no fundo oceânico, provocou interesse nas hipóteses de geração de metano por processos inorgânicos e da existência de equilíbrio isotópico entre gases carbônicos hidrotermais. O metano das dorsais tem uma alta concentração de ¹³C ($\delta^{13}\text{C} = -18$ a -15%), a qual difere do metano hidrotermal continental. Essa diferença isotópica sugere que a origem do metano nas dorsais oceânicas pode ser inteiramente diferente daquela nos sistemas hidrotermais continentais.

SCHOEL (1988) admite que a origem do metano na crosta é predominantemente biogênica, ou seja, sua fonte fundamental é a matéria orgânica biologicamente formada. No entanto, o metano pode igualmente ser formado através de reações inorgânicas, ocorrendo nas suturas hidrotermais e complexos ofiolíticos. Esse autor, a exemplo de WELHAN (op. cit), admite que a alta concentração isotópica de ¹³C no metano abiogênico (-18 a -15%) o coloca fora do *range* dos metanos biogênicos e que as concentrações isotópicas são predominantemente controladas pelos processos de formação.

SHERWOOD et al. (1988) estudaram as ocorrências de metano no Escudo Canadense, o qual ocorre ubiquitadamente em numerosos furos de sondagem exploratória nos distritos mineiros. As concentrações de metano nas fases livres gasosas variam de alguns % até acima de 80%. As análises químicas e isotópicas indicam uma origem abiogênica para esses gases. Os referidos autores admitem a impossibilidade de descrever os processos que levaram a formação dos gases do Escudo Canadense e os controles sobre sua composição isotópica. A hipótese que explicaria mais facilmente os dados obtidos pelos citados autores é que em cada distrito mineiro um gás isotopicamente único teria sido gerado por reações abiogênicas, possivelmente durante eventos metamórficos/hidrotermais. Todavia, a caracterização do ambiente de origem e a história geoquímica serão possíveis a partir de estudos futuros para entendimento das composições químicas e isotópicas.

JENDEN et al. (1994) afirmam que a maior parte da desgaseificação de carbono do interior da Terra é liberada como CO₂ vulcânico e hidrotermal ao longo das dorsais de expansão oceânicas, e como CO₂ vulcânico e geotermal nas regiões continentais. Para esses autores, mesmo que a química do interior da Terra seja, ainda, pobremente entendida, é possível que o metano, ao invés de CO₂, seja a forma dominante na maior parte do manto. Assim, o metano proveniente do manto é continuamente injetado na crosta, nas bordas das placas litosféricas, zonas de suturas antigas e outras áreas de fraqueza crustal, tais como grandes regiões de impacto de meteoritos.

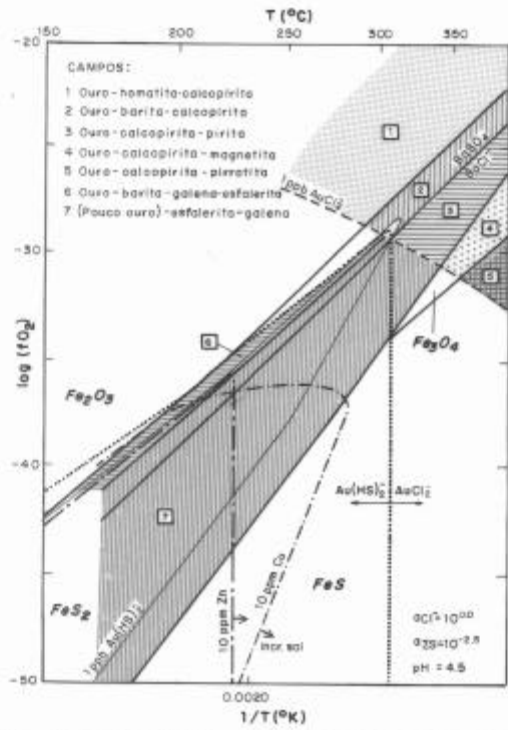


Fig. 79 - Diagrama T-fO₂ mostrando os campos deposicionais para vários tipos de depósitos portadores de ouro (extraído de HUSTON & LARGE, 1989)

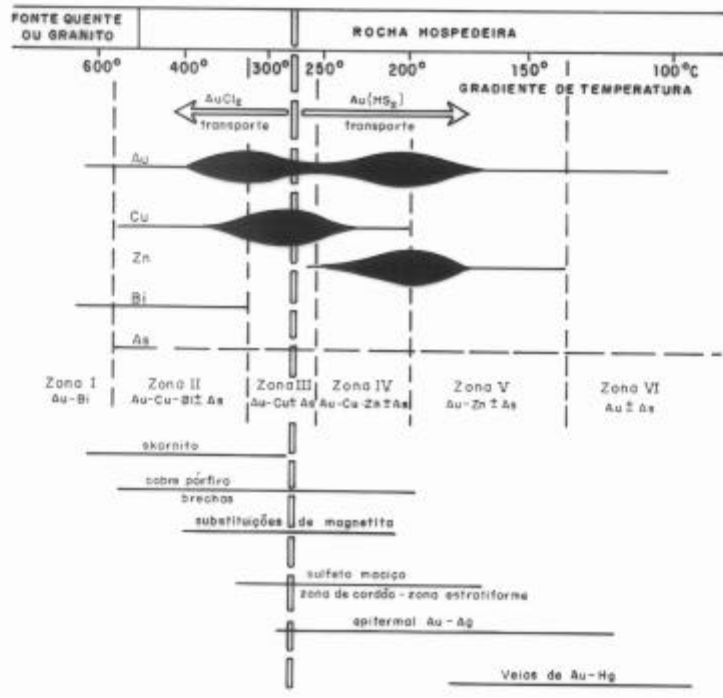


Fig. 80 - Zonação generalizada do ouro, cobre, zinco, bismuto e arsênio de alta para baixa temperatura, através de um espectro de minérios portadores de ouro (extraído de HUSTON & LARGE, 1989)

5.2.6. Características dos fluidos atuantes

1) Os estudos das inclusões fluidas nas rochas da Suíte Vila Nova levaram à identificação de doze tipos de inclusões (com subtipos) (Figura 54), e à caracterização de dois sistemas de fluidos relacionados a três eventos hidrotermais peculiares.

2) As rochas ricas em quartzo e clorita (basaltos hidrotermalizados), hospedeiras das mineralizações sulfetadas, contêm onze tipos. Apenas as inclusões 10b, 11 e 12b não foram detectadas nessas rochas. Todavia, as do tipos 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, e 8 são exclusivas delas. Esse fato permite considerar tais rochas resultantes da primeira ação de fluidos, relacionadas ao primeiro evento hidrotermal atuante na Suíte Vila Nova.

3) As rochas a quartzo-clorita foram afetadas por um sistema de fluidos aquo-carbônico heterogêneo, constituído principalmente por CH_4 e H_2O , e traços de N_2 e H_2S . O CO_2 é muito subordinado em relação ao CH_4 , ocorrendo com traços de CH_4 , H_2S e N_2 . Apenas nas inclusões tipo 6 ele ocorre puro. O sistema de fluidos aquosos salinos, com salinidades diferentes e temperaturas decrescentes, relacionado ao cisalhamento regional, também afetou essas rochas.

4) A subordinação do CO_2 nas fases carbônicas pode ser explicada pela precipitação da calcita nas inclusões tipo 3. Quando não havia Ca^{++} disponível ou quando ele era insuficiente em relação ao CO_2 , aparecem as inclusões com CO_2 (tipos 5,6,7 e 8 - Figura 54). Além do mais, a presença das inclusões com CO_2 do tipo 5, 6 e 7 (monofásicas) e do tipo 8 (bifásicas) demonstra que aquelas são anteriores a estas, mais densas e geradas em um ambiente onde havia mais CO_2 puro. Posteriormente haveria uma mistura de CO_2 e H_2O , com geração das do tipo 8.

5) As inclusões do tipo 1 são constituídas essencialmente de CH_4 e quantidades subordinadas de N_2 e H_2S . O caráter primário dessas inclusões e sua composição são condizentes com o modelo mostrado por HUTCHINSON (1982) segundo o qual, em um ambiente submarino exalativo, a água do mar ou conata salina circula primeiramente de maneira descendente, de tal modo que, em um nível mais raso, haveria redução de sulfato através de um silicato ferroso para produzir pirita e magnetita, passando para um estágio posterior durante o qual os metais das estruturas dos silicatos seriam lixiviados e transportados como complexos de cloretos. Em um nível mais profundo, a água seria reduzida, reagindo com os silicatos ferrosos para produzir magnetita + H_2 e, na última etapa do processo convectivo descendente, o CO_2 reagiria com os silicatos ferrosos, resultando em magnetita e carbonato, com geração de fluido crescentemente salino, rico em H_2 e carbono. O início da circulação ascendente dar-se-ia pelas combinações entre C e H_2 , produzindo fluidos reduzidos, altamente salinos e ricos em CH_4 e C_2H_6 , para finalmente acontecer, em um nível mais raso, o processo exalativo no fundo do mar, iniciando-se um sistema de abertura abaixo da interface água do mar soalho oceânico, onde precipita-se-iam os cordões de sulfeto. Assim, como as rochas ricas em quartzo e clorita resultam das transformações mineralógicas

ocorrentes quando a água do mar reage com basaltos ao longo das dorsais meso-oceânicas (MOTT, 1983), em uma razão água do mar/rocha acima de 50 e a intervalos de temperatura entre 250°C-450°C, é possível que o quartzo criado durante esse processo aprisione parte de fluidos ricos em CH₄ gerados no estágio precedente a deposição dos sulfetos e poucos fluidos com CO₂, representantes da última etapa do processo convectivo descendente.

6) As considerações precedentes são reforçadas a partir dos estudos acerca da origem do metano, em que a abiogênese é considerada a principal fonte de metano em sistemas hidrotermais de alta temperatura das dorsais meso-oceânicas, nas quais o metano é derivado da própria rocha. Assim, a existência de inclusões de metano nas rochas a quartzo-clorita, reforça a caracterização de M1 como um processo metamórfico/hidrotermal de fundo oceânico, bem como sugere um ambiente equivalente às atuais dorsais de expansão oceânicas, para geração dessas rochas, ao mesmo tempo que as caracteriza como basaltos hidrotermalizados.

7) As isócoras de CH₄, calculadas a partir da equação de SWANENBERG (1979) e o intervalo de 250°C a 450°C admitido para geração dos basaltos hidrotermalizados (rochas ricas em quartzo-clorita) permitem admitir intervalos de pressões de 2,3kb a 0,7kb para geração das mineralizações sulfetadas.

8) O ouro associado aos sulfetos foi transportado como AuCl₂⁻, em fluidos de alta temperatura, relativamente oxidados e ácidos, cuja precipitação acontece pelo aumento do pH, decréscimo da atividade do Cl⁻ ou da fO₂ e decréscimo de temperatura. O ouro em veios de quartzo cisalhados superficiais é decorrente de sua remobilização da Suíte Vila Nova por processos deformacionais e de metamorfismo, caracterizando mineralizações tipo *lode*. Nesse caso ele seria transportado com tio-complexos.

9) A presença de inclusões dos tipos 6, 10a e 12a, nas rochas hospedeiras da mineralização e nos veios de quartzo cisalhados, comprova que aquelas foram atingidas pelos fluidos originados quando da deformação dúctil regional, geradora do Cinturão de Cisalhamento Jari.

10) Nas rochas portadoras da mineralização sulfetada e nos veios de quartzo cisalhados, há coexistência de inclusões de mesma salinidade e de diferentes densidades, respectivamente os tipos 9a e 9b, 12a e 12b. Isso parece indicar que os sistemas de fluidos que atuaram nesses dois litotipos tiveram suas temperaturas de homogeneização decrescentes ao longo de sua evolução.

11) Os fluidos aquosos salinos relacionados ao cisalhamento regional sofreram resfriamento e mistura com fluidos mais frios e menos salinos. O fluido das inclusões tipo 12, mais novo, além do resfriamento também sofreu ebulição. A relação entre salinidade e temperatura de homogeneização indica decréscimo da salinidade da fase líquida residual.

6. PETROQUÍMICA

6.1. ROCHAS METAVULCÂNICAS BASAIS

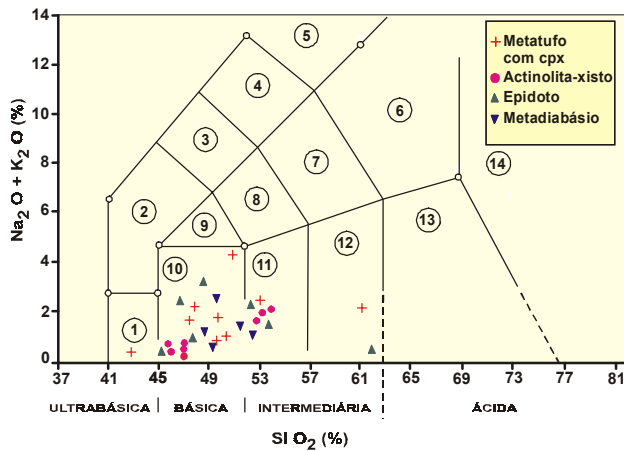
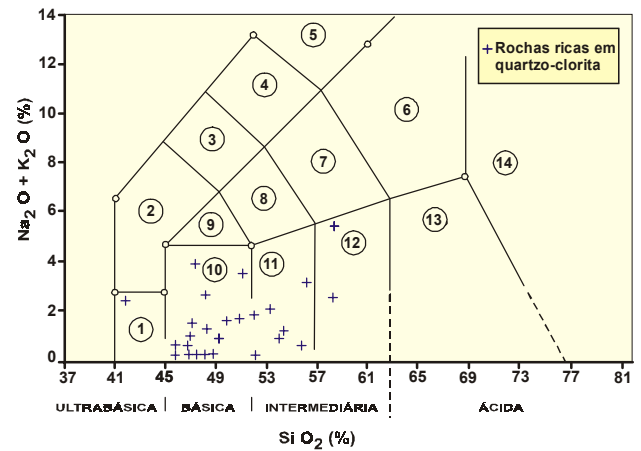
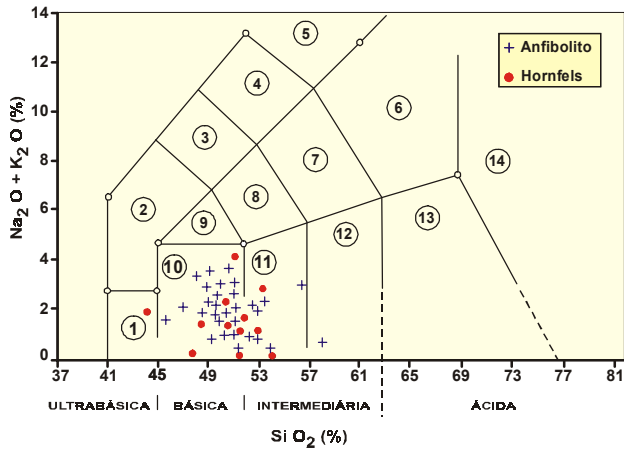
6.1.1. Elementos maiores

As rochas metavulcânicas básicas basais são os anfibolitos, hornfels, metatufos com CPX, actinolita-xistos e epidiositos. Os basaltos hidrotermalizados (rochas a quartzo-clorita) e as rochas a cordierita-antofilita, ainda que integrem o pacote metavulcânico, vão ser tratadas separadamente, devido suas peculiaridades petrogenético-geoquímicas. Os metadiabásios e piroxenitos também serão comentados, quando necessário. Os dados analíticos de óxidos maiores das rochas aqui estudadas encontram-se nas Tabelas 39 a 45 (anexo).

A identificação dos protólitos desses litotipos foi feita através do diagrama de LE BAS et al. (1986), em que a grande maioria das amostras cai nos campos do basalto e do andesito basáltico (Figura 81). Este fato é pertinente com a mineralogia essencial dessas rochas, que consiste de hornblenda (actinolita)-plagioclásio. Vale salientar que mesmo as rochas a quartzo-clorita distribuem-se segundo esses dois campos, reforçando assim a sua gênese. Algumas poucas amostras estão inseridas no campo do picrito-basalto.

A distribuição de todos os tipos litológicos de metavulcânicas no diagrama AFM de IRVINE & BARAGAR (1971), mostra um *trend* dominante com saliente enriquecimento em Fe, típico de séries magmáticas toleíticas (Figura 82 A e B). Essa natureza química é confirmada no sistema $Al_2O_3 - FeO(t) + TiO_2 - MgO$ da Figura 83, em que a maior parte dos anfibolitos cai nos campos dos Fe-toleititos, dos toleititos normais (a maioria das amostras) e dos Mg-toleititos, havendo poucos no domínio dos basaltos komatiíticos (Figura 83A). Para os demais litotipos a distribuição é a mesma, apenas os hornfels e actinolita-xistos, inseridos no campo dos basaltos komatiíticos são mais magnesianos que os anfibolitos nesse mesmo campo (Figura 83B). A diferença entre esses dados e aqueles obtidos por FARACO (1990) é que aqui há mais litotipos metavulcânicos analisados, havendo mais rochas caracterizadas como basaltos komatiíticos, que correspondem a actinolita-xistos, hornfels e alguns anfibolitos. Os hornfels classificados como basaltos komatiíticos são actinolita-hornfels, com teor de Al_2O_3 variando de 4,2 % a 7,1 % (Tabela 40).

Assim, fica aqui reforçada a argumentação de FARACO (1990), segundo a qual a ausência de arranjos texturais típicos dos komatiitos nos basaltos komatiíticos, como magafenocristais de olivina e/ou piroxênio esqueletais, característicos de textura *spinifex*, não invalida essa classificação, uma vez que, conforme assinalou VILJOEN et al. (1982), a menor parte das rochas vulcânicas komatiíticas desenvolve assembléias mineralógicas inteiramente metamórficas.



- 1 - Picrito - basalto
- 2 - Tefrito - basanita
- 3 - Fonolito
- 4 - Tefrito - fonolito
- 5 - Fonolito
- 6 - Traquito / Traquidacito
- 7 - Traquiandesito
- 8 - Basalto traquiandesito
- 9 - Traquibasalto
- 10 - Basalto
- 11 - Andesito basáltico
- 12 - Andesito
- 13 - Dacito
- 14 - Riolito

Fig. 81 - Classificação química dos diversos tipos de metavulcânicas da Suíte Vila Nova, (LE BAS et al., 1986).

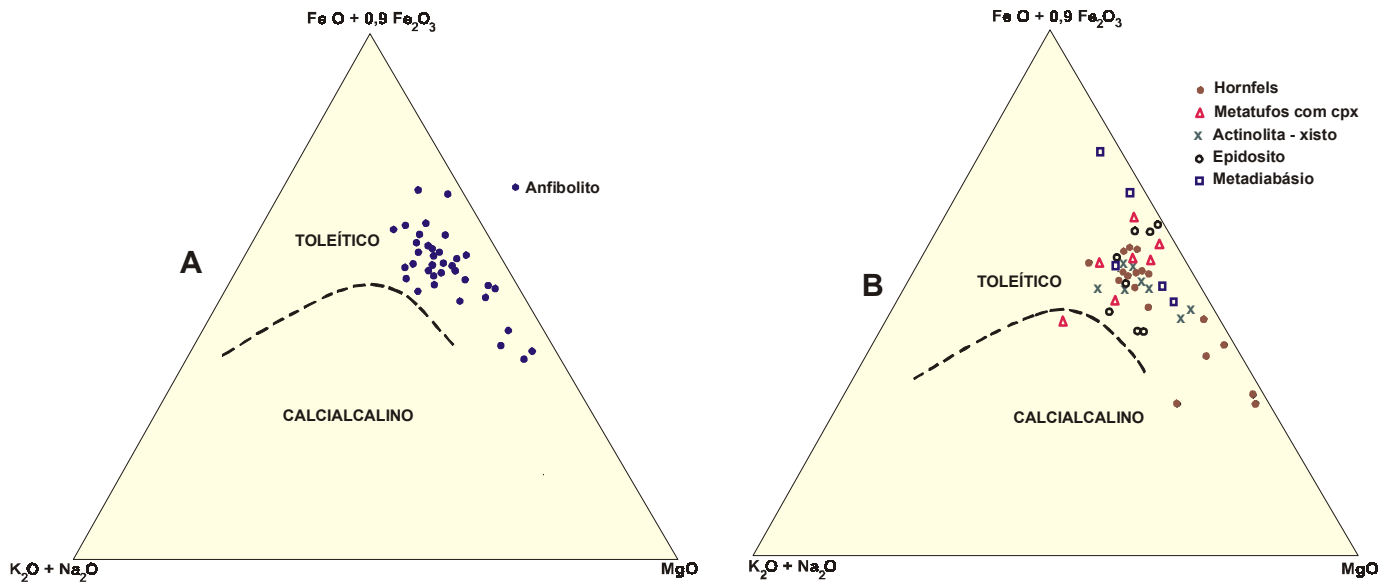


Fig. 82 A e B - Diagrama AFM de IRVINE & BARAGAR (1971) para as diversas rochas metavulcânicas básicas basais da Suíte Vila Nova.

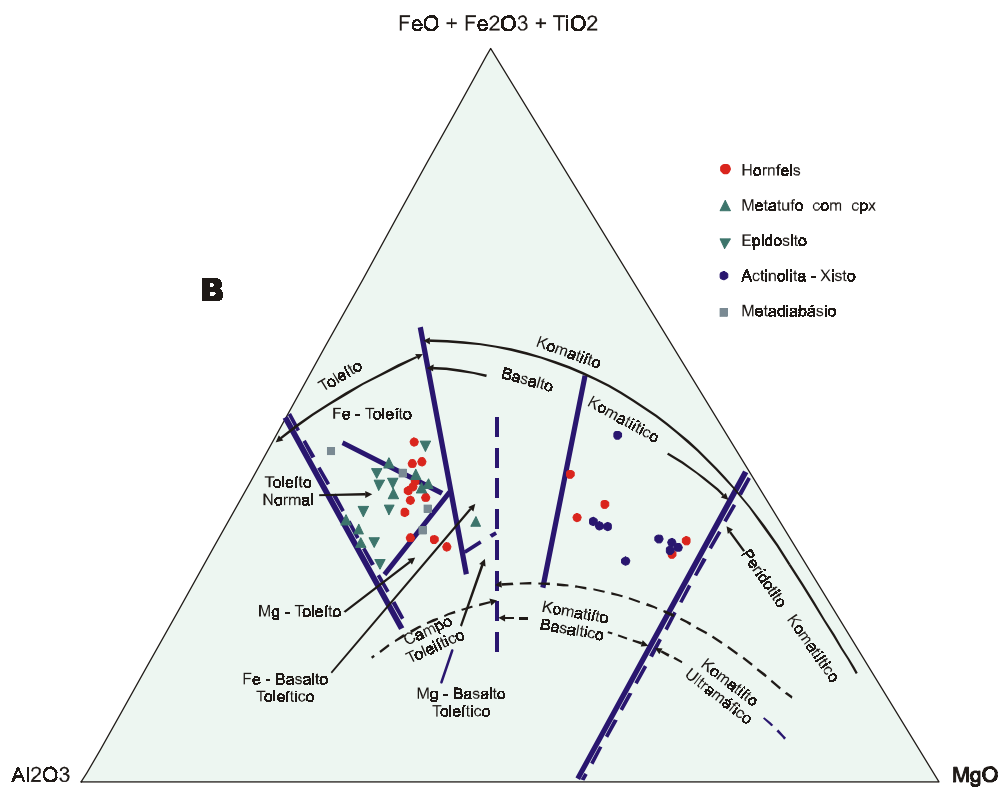
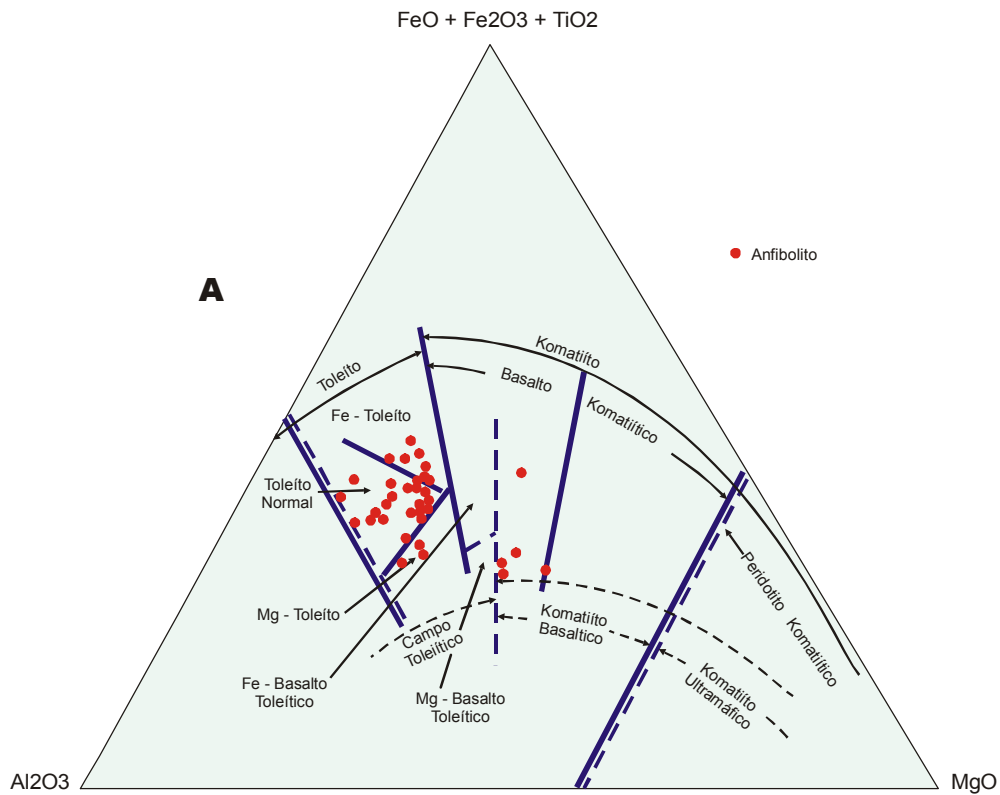


Fig.83 - Diagramas $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ x Al_2O_3 x MgO dos diversos litotipos da porção metavulcânica basal da Suíte Vila Nova.

--- Campos definidos no diagrama original de JENSEN (1978).

— Campos revisados por VILJOEN et al (1982).

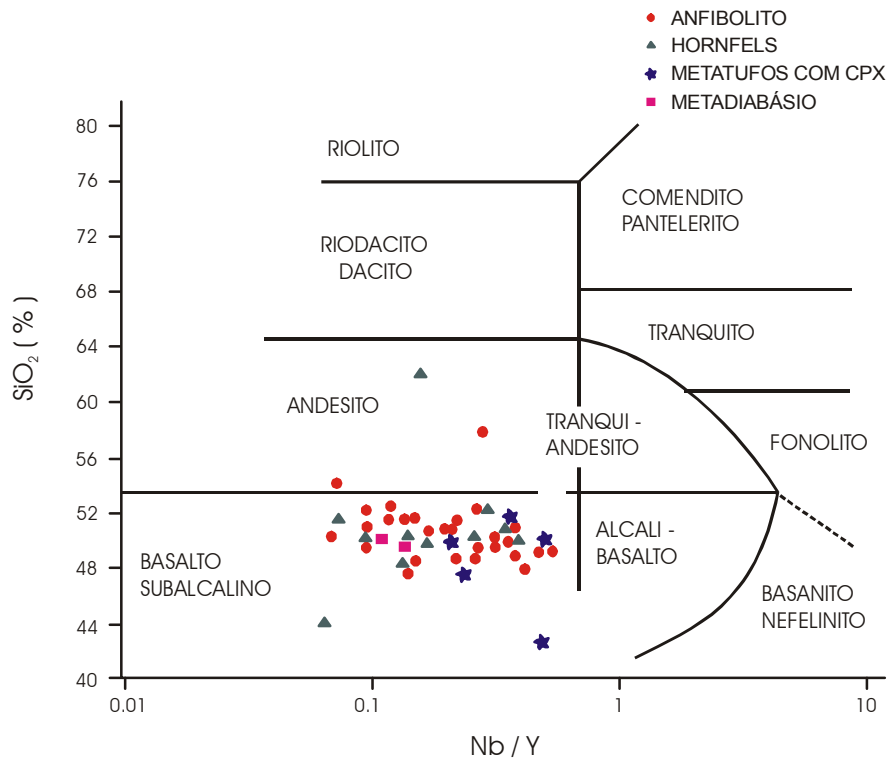


Fig. 84 - Classificação petrográfica das metavulcânicas da Suíte Vila Nova, segundo Nb/Y x SiO₂ (WINCHESTER & FLOYD, 1997)

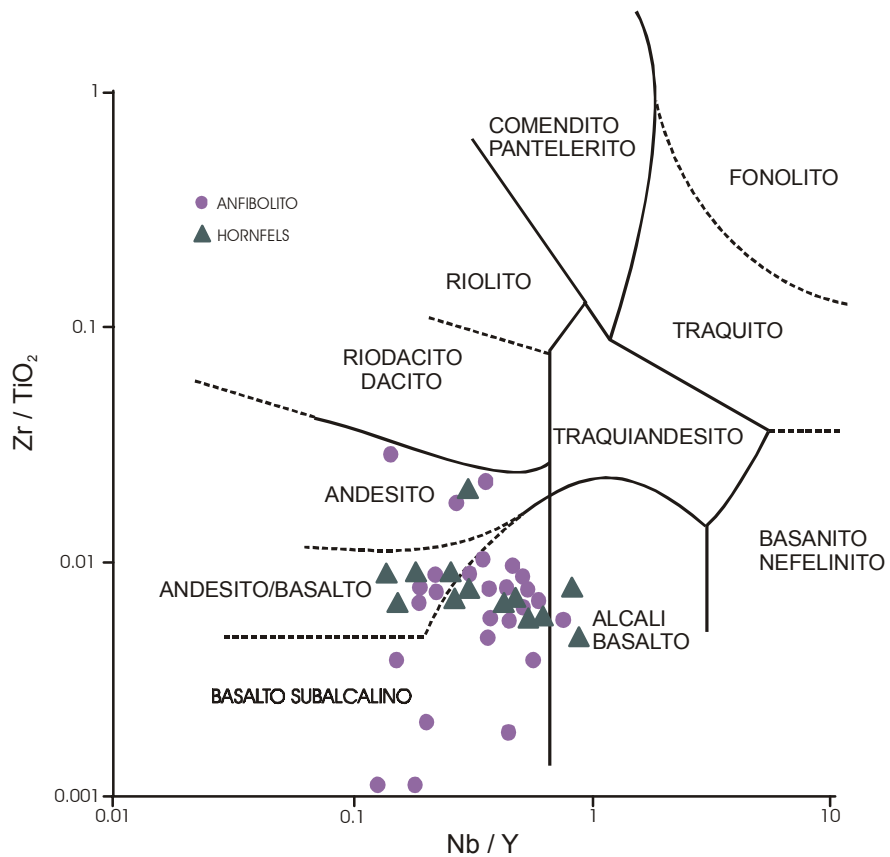


Fig. 85 - Classificação petrográfica das metavulcânicas da Suíte Vila Nova, segundo Nb/Y x Zr/TiO₂. (WINCHESTER & FLOYD, 1977).

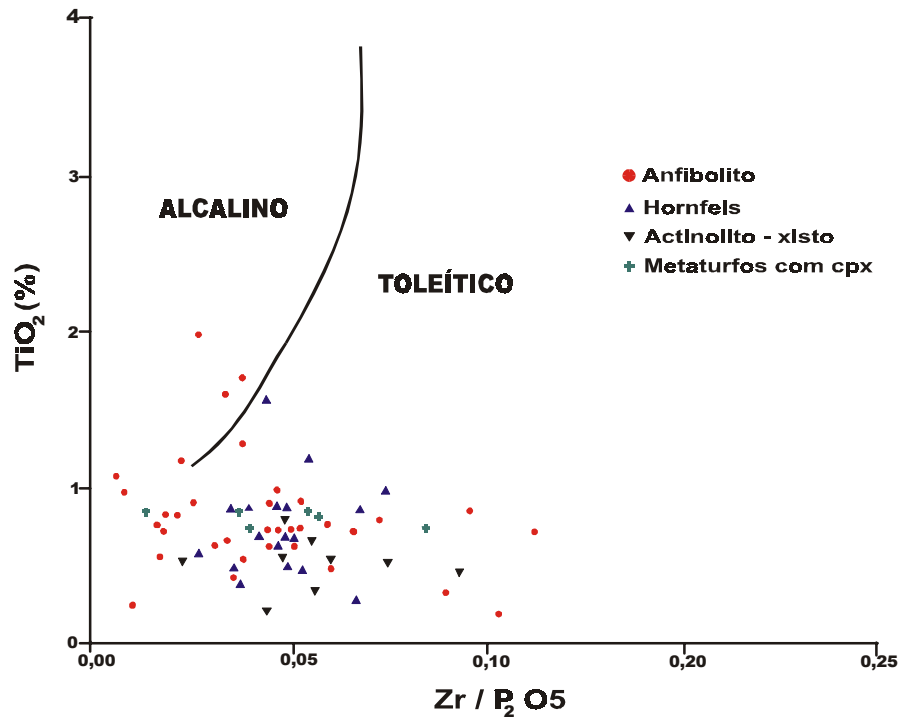


Fig. 86 - Campos dos basaltos toleíticos e alcalinos (FLOYD & WINCHESTER, 1975) dos diversos litotipos de metavulcânicas máficas da Suíte Metamórfica Vila Nova.

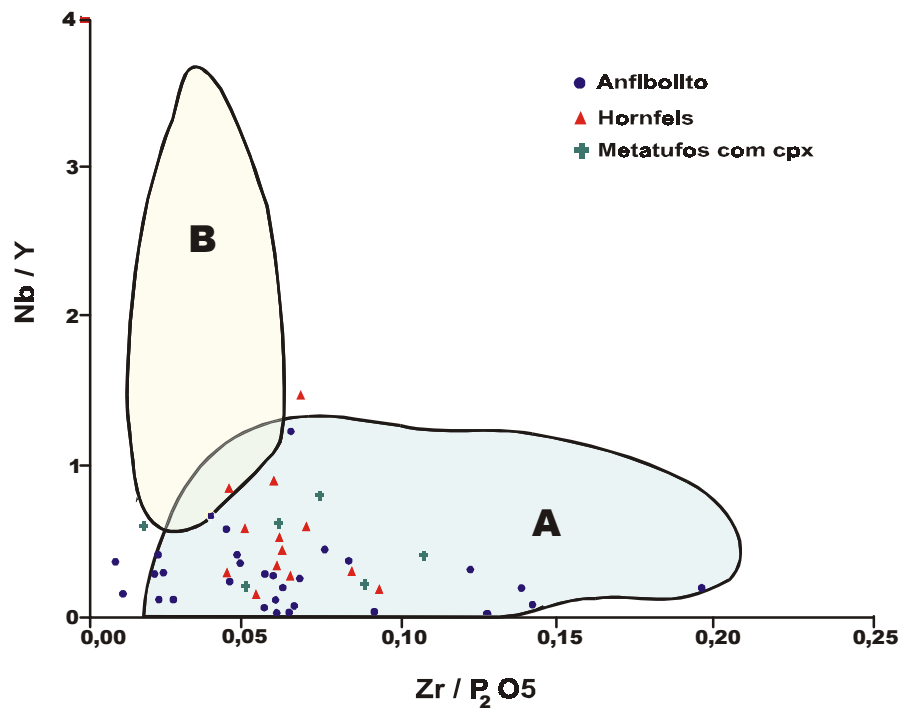


Fig. 87 - Diagrama discriminante dos campos dos basaltos toleíticos (A) e basaltos alcalinos (B). (FLOYD & WINCHESTER, 1975).

6.1.2. Elementos traços

A classificação das rochas vulcânicas não alteradas, ou fracamente alteradas, é feita através da utilização de elementos considerados móveis no metamorfismo, inadequados, por conseguinte, para identificação das rochas metamórficas são eles: Al_2O_3 , MgO, CaO, Na_2O , K_2O e os elementos litótipos de raio iônico grande (Rb, Ba, U).

Segundo SMITH (1992) a maioria das suítes vulcânicas paleoproterozóicas foi submetida a metamorfismo/metassomatismo, que envolvem alterações químicas. No entanto, existem elementos que são considerados relativamente imóveis durante o processo metamórfico-metassomático, como: SiO_2 , FeO (Fe total), TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Nb, Y e os elementos ETR.

A porção vulcânica da Suíte Vila Nova encontra-se metamorfisada, polimetamorfisada e hidrotermalizada. Assim, faz-se necessária a utilização de diagramas de conhecimento dos protólitos, que considerem elementos, ou razões de elementos, tidos como *imóveis* ou pouco *móveis* durante o metamorfismo/hidrotermalismo (dados analíticos nas Tabelas 46 a 52, no anexo).

A distribuição da quase totalidade dos litótipos da porção metavulcânica basal da Suíte Vila Nova, no diagrama de WINCHESTER & FLOYD (1977), o qual relaciona a razão Nb/Y x SiO_2 , é feita no campo dos basaltos sub-alcálicos (Figura 84). As rochas classificadas nesse diagrama como andesito e/ou traquiandesito, mostram salientes efeitos de ações hidrotermais, contendo elevados teores de SiO_2 , W, etc. em consequência de intrusões graníticas às proximidades. Um outro diagrama que relaciona razões de elementos considerados *imóveis* é o Nb/Y x Zr/TiO_2 (Figura 85), em que a maioria das rochas cai no campo dos basaltos sulbalcálicos.

A comparação entre os diagramas que utilizam os óxidos maiores da Figura 81 e os dois últimos que consideram os elementos menos móveis demonstra que não houve mudanças na classificação das rochas consideradas e, portanto, que a mobilização dos óxidos maiores nessas rochas não foi suficiente para mascarar a determinação de seus protólitos.

FLOYD & WINCHESTER (1975) relacionaram vários elementos ou razões de elementos considerados *imóveis* em um conjunto de diagramas binários na discriminação das séries magmáticas dos basaltos toleíticos e dos álcali-olivina-basaltos. Tal discriminação baseia-se nas diferenças de *trends* das respectivas rochas, pertencentes às duas séries. Desse modo, o vulcanismo gerador das metavulcânicas máficas da Suíte Vila Nova é da série basáltica toleítica (Figuras 86 e 87), a qual já foi devidamente caracterizada através da utilização dos diagramas das Figuras 82 A e B e 83 A e B.

6.1.3. Elementos terras raras, Nb, Y, Zr

SMITH (op. cit.) enfatiza a utilização de ETR e HFSE (*high field strength elements* - Zr, Nb, Y), na classificação das suítes vulcânicas proterozóicas, por serem tais elementos considerados

relativamente imóveis durante o metamorfismo/metassomatismo. Para ele, os dados químicos disponíveis sobre as suítes vulcânicas paleoproterozóicas são limitados e freqüentemente incompletos. Além disso, tanto essas suítes, como as modernas, possuem histórias petrogenéticas complexas, que afetam suas concentrações e razões químicas.

Então, a geoquímica dos basaltos não é diagnóstica do padrão tectônico, mas os ambientes relacionados a *riffs* podem ser discriminados por petrologia e geoquímica de toda suíte ígnea. Assim, a comparação dos basaltos continentais de Karoo, com outras suítes vulcânicas bem conhecidas, mostra que os basaltos continentais não contaminados, podem ser quimicamente similares tanto aos toleitos de ilhas oceânicas, como à média dos toleitos continentais. Esses, por sua vez, são distinguidos dos basaltos relacionados aos arcos modernos, por seu baixo teor de Sr.

A associação de toleitos continentais ou toleitos de ilhas oceânicas, com abundante magmatismo síalico e diques ou lavas de um estágio tardio do vulcanismo, por exibir uma geoquímica mais semelhante àquela dos *MORBs*, é indicativa de um regime de *rift*. Desse modo, os toleitos supramencionados, enriquecidos mais precocemente, podem ser originados em uma litosfera subcontinental, enquanto que os basaltos empobrecidos tardios (*MORB*) possuem origem astenosférica (Marsh apud SMITH, 1992)

As figuras 88A - G mostram as abundâncias dos elementos terras raras e outros elementos traços, normalizados em relação aos *N-MORBs* (SUN & MaCDONOUGH, 1989), nas rochas metamórficas da Suíte Vila Nova. De uma maneira geral, os diversos litotipos parecem ser enriquecidos em Rb, Ba, K, Nb, La e Ce, e empobrecidos em elementos terras raras pesados, Y, Ti e Zr. O Sr exibe-se quase sempre com salientes anomalias negativas, em concentrações geralmente inferiores, e mais raramente equivalentes, àquelas dos *N-MORBs*.

Os anfibolitos exibem padrão de distribuição uniforme, com exceção de Rb, Ba e K, cujas concentrações chegam a variar na ordem de 10 vezes (Figura 88 A). As alterações hidrotermais são responsáveis pelos elevados teores desses elementos na amostra S-88. A amostra S-137 contém níveis de concentrações de La, Ce, Nd e Zr mais elevados, relativos aos *N-MORBs*, que os demais anfibolitos.

SCHILLING (1975) e SUN et al. (1979) verificaram que os basaltos toleíticos das dorsais meso-oceânicas possuem padrões de distribuição de ETR distintos, os quais são reunidos em três grupos principais, de acordo com o seu quimismo e local de erupção, correspondendo aos três tipos de segmentos em um sistema de dorsal, que são: o tipo N (normal), o tipo E ou P (enriquecido ou *pluma*) e o tipo T (transicional).

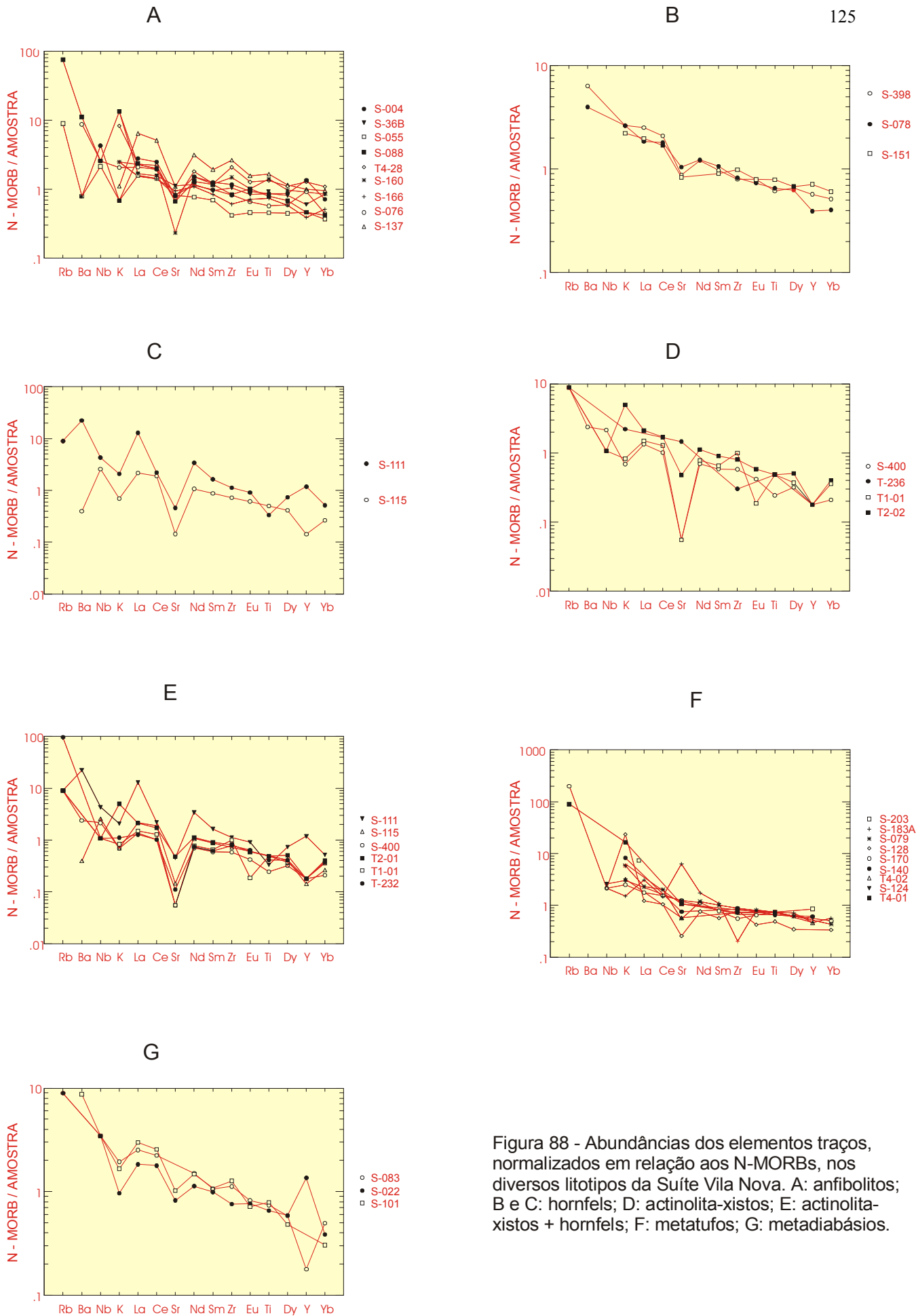


Figura 88 - Abundâncias dos elementos traços, normalizados em relação aos N-MORBs, nos diversos litotipos da Suíte Vila Nova. A: anfilitos; B e C: hornfels; D: actinolita-xistos; E: actinolita-xistos + hornfels; F: metatufos; G: metadiabásios.

Os padrões de distribuição dos ETR, normalizados em relação aos condritos segundo EVENSEN et al. (1978), para os anfíbolitos, hornfels, metatufos com CPX e actinolita-xistos da Suíte Vila Nova (Figuras 89 a 92), assemelham-se àqueles dos basaltos das dorsais meso-oceânicas do tipo T. Estes representam zonas topográficas, geofísicas e geoquímicas intermediárias entre os *MORBs* tipo N e os tipo E ou P, com razões Zr/Nb (7,7 - 11,8), Y/Nb (1,3-3,0) e fraco enriquecimento de ETRL $(La/Yb)_n=1,7-4,3$ (LE ROEX et al., 1983).

O fracionamento de terras raras nos anfíbolitos pode ser visualizado no diagrama da Figura 89. Eles exibem padrão de distribuição mais horizontalizado, dentre as metamáficas aqui estudadas, com $(La/Yb)_n$ variando de 1,09 a 3,73 (Tabela 53), Zr/Nb entre 3,3 a 18 (com média de 8,96) e Y/Nb entre 1,71 a 5,2 (média de 3,2). Um fato curioso nessas rochas é que as razões La/Ce são < 1 (a exceção da S-137), típicas de *N-MORBs*. Os processos hidrotermais pós-metamórficos, além do metamorfismo termal, superimpostos ao regional, identificados em algumas amostras, modificam o padrão de distribuição primário, não mais refletindo as características da fonte mantélica original. Aqui, os exemplos mais marcantes de mobilização são das amostras S-137 e S-88 (Figura 89). A primeira é um grunerita-anfíbolito, com metamorfismo termal superimposto e ações hidrotermais decorrentes da interferência de fluidos ou magmas graníticos, condicionando, além da geração de scheelita, aumentos significativos dos teores de TiO_2 , P_2O_5 , Zr, ETR (é a rocha que possui o total de ETR mais elevado de todos os litotipos aqui considerados) e diminuição de MgO (Tabelas 39, 46 e 53), propiciando uma inclinação da curva de ETR em favor dos ETRL, com $(La/Yb)_n=3,73$, contrária ao comportamento geral. A segunda (S-88) é um anfíbolito hidrotermalizado com teores elevados de TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , além de W e Rb (Tabela 39, 46) e razão $(La/Yb)_n=3,03$.

As abundâncias dos elementos terras raras e demais elementos nos hornfels normalizados em relação aos *N-MORBs*, mostram dois tipos distintos de distribuição (Figuras 88 B - C) diferenciados basicamente pelas acentuadas anomalias negativas de Sr nas rochas da Figura 88C. Além disso, a amostra S-111 (Figura 88 C) possui um significativo enriquecimento em Ba, relativo aos *N-MORBs*, mais de dez vezes superior as concentrações desse elemento na amostra S-115 (esta relativamente empobrecida). Além do Ba, a referida rocha é igualmente enriquecida em La e Nd, comparada aos demais hornfels. As rochas com anomalias negativas de Sr, são da fácies actinolita-hornfels, cujas significativas alterações hidrotermais propiciam um saliente decréscimo dos teores de Al_2O_3 , em relação aos demais hornfels (Tabela 40) e um aumento considerável de Y e La (Tabelas 47 e 54). As rochas da Figura 88B são da fácies hornblenda-hornfels. A comparação entre os dois grupos dessas rochas indica que houve uma mobilização seletiva do Sr nas mesmas.

De uma maneira geral, o padrão de distribuição de ETR nos hornfels mostra uma horizontalidade refletida nas razões $(La/Yb)_n$ (1,81 a 2,7 - Tabela 54). Todavia, existem duas rochas (S-115 e S-111C),

consideradas no diagrama da Figura 83 B como basaltos komatiíticos, que possuem essas razões com valores, respectivamente, de 4,57 e 13,91, todas com marcantes efeitos de ações hidrotermais e classificadas como actinolita-hornfels. A primeira possui teores relativamente altos de S e W (24 ppm) e a segunda exibe um padrão consideravelmente anômalo (Figura 90) com SiO₂, P₂O₅, além de Pb (120 ppm), W (32 ppm) e ETR elevados. Tal elevação é decorrente da influência de intrusões graníticas às proximidades, e representa o segundo maior valor total de ETR, dentre todos os litotipos aqui estudados. Todavia, as razões Zr/Nb vão de 5,25 a 11,8 (com apenas um valor anômalo de 20,2) e Y/Nb de 0,66 até 3,8, havendo uma razão de 6,3. Esses valores são compatíveis aos dos *MORBs* tipo T.

A saliente anomalia negativa de Ce registrada na amostra S-111C é comum em magmas de arcos, podendo ser explicada tanto pela presença de pequenas quantidades de sedimentos subductados na fonte (HOLE et al. - 1984), como por fracionamento de fluidos provenientes da desidratação de rochas subductadas (ABOUCAMI et al. - 1990). A circulação pervasiva de fluidos hidrotermais foi considerada uma possível causa da remoção de Ce nas rochas vulcânicas paleozóicas de Klawath (BROUXEL et al. - 1987). Desse modo, essas rochas possuem tanto características de *MORBs*, como de bacias trás-arco.

Os actinolita-xistos da Suíte Vila Nova, quimicamente caracterizados como basaltos komatiíticos, possuem as abundâncias de ETR e demais elementos traços, relativos aos *MORBs* (Figura 88D), semelhantes aos hornfels da Figura 88C, também classificados como basaltos komatiíticos. Nessas rochas, o enriquecimento relativo de K na amostra T2-1 é marcante, cujo valor difere em aproximadamente 10 vezes a abundância de K na S-400 (Figura 88D). A composição dos diagramas 88C e 88D, produz a Figura 88E, em que tanto os actinolita-hornfels, como os actinolita-xistos, são basaltos komatiíticos, com mesmos padrões de distribuição.

O padrão de distribuição de ETR nos actinolita-xistos é ligeiramente inclinado em favor dos ETRL (Figura 91), com razões (La/Yb)_n variando de 2,4 a 3,55 (Tabela 56). Os totais de ETR(22,86 a 36,79 - Tabela 56) e as razões (La/Lu)_n de 2,53 a 3,66 são compatíveis com os intervalos de 10,1-59,1 ppm e 0,24-4,8, respectivamente, estabelecidos por vários autores para as rochas komatiíticas (CULLERS & GRAF, 1984). Das quatro amostras analisadas dessas rochas, apenas uma exibe anomalia fracamente positiva de Eu (S-232 Figura 91, Eu/Sm=1,07 - Tabela 56) duas mostram anomalias fracamente negativas (Eu/Sm=0,74 e 0,67), enquanto que a T1-1 apresenta anomalia negativa saliente (Eu/Sm=0,29). SUN & NESBIT (1978) e JAHN & SUN (1979) atribuem anomalias desse tipo como resultante de alterações da rocha e não do equilíbrio das razões feldspato/fusão. Como os actinolita-xistos exibem efeitos hidrotermais, tais como cristalização de microclina e carbonatos tardios, a conclusão dos autores citados é pertinente para a Suíte Vila Nova.

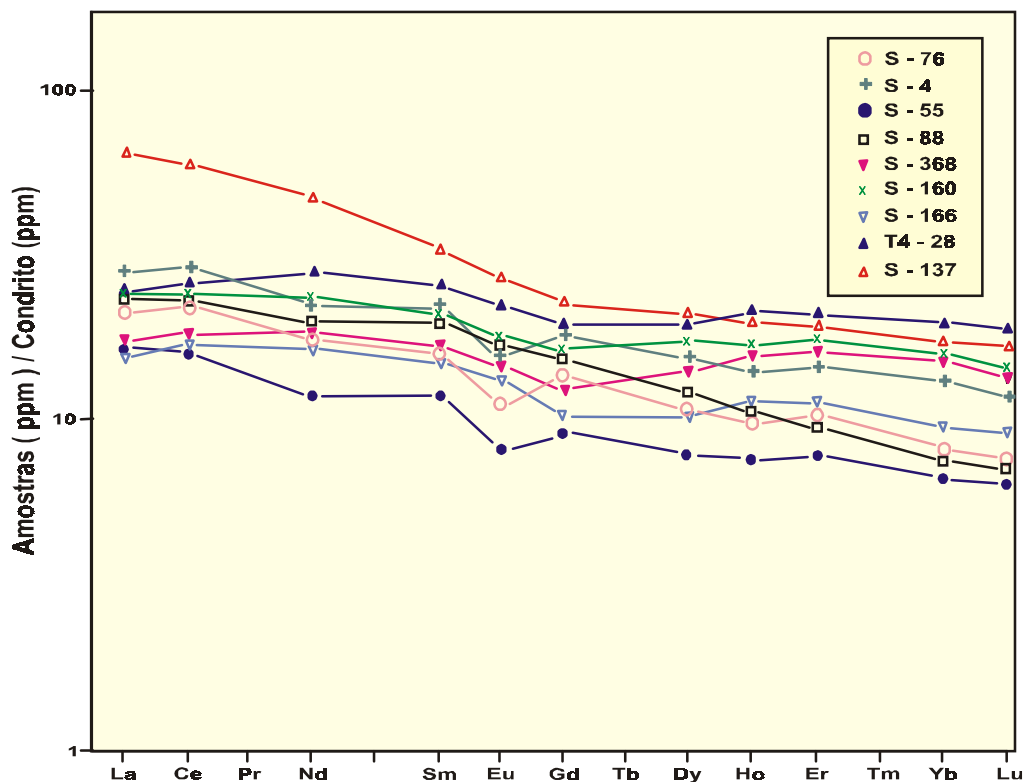


Fig. 89 - Padrão de terras raras normalizadas para condritos dos anfíbolitos da Suíte Vila Nova, na Serra do Ipitinga

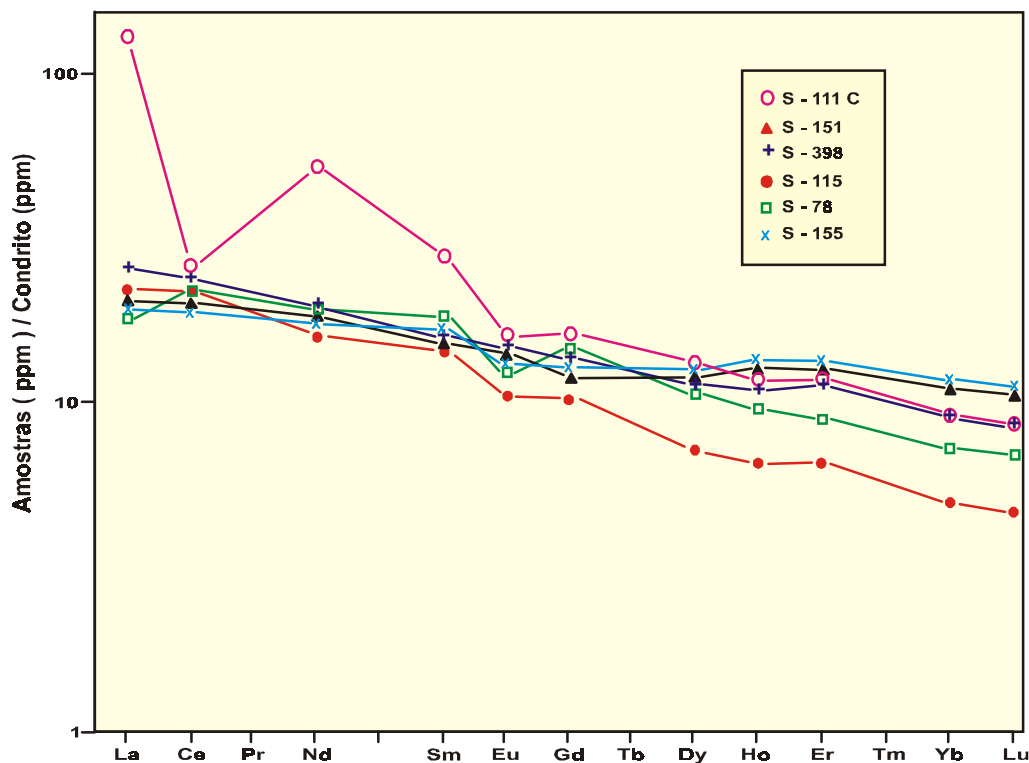


Fig. 90 - Padrão de terras raras normalizadas para condritos dos hornfels básicos da Suíte Vila Nova, na Serra do Ipitinga

As abundâncias dos ETR e demais elementos nos metatufos máficos com CPX da Suíte Vila Nova, normalizados em relação aos *N-MORBs* (Figura 88F) são, de um modo geral, semelhantes às dos outros litotipos. Todavia, essas rochas não exibem as salientes anomalias negativas de Sr, cujos valores são eqüivalentes àqueles dos *N-MORBs*. Duas delas possuem padrões de distribuição distintos dos demais. Uma (S-183A) com Sr cerca de vinte vezes mais elevado que a concentração mais baixa do referido elemento (S-128) e valores de K e Zr baixos. A outra (S-128), com K significativamente elevado e Sr baixo. Além desses, as amostras S-170 e T4-1 possuem teores de Ba, respectivamente, 100 e 200 vezes mais elevados que os *N-MORBs*.

O padrão de distribuição de ETR é notadamente horizontal, com as razões $(La/Yb)_n$ oscilando entre 1,95 a 2,94 (Tabela 55), havendo somente a S-183a com 3,04 (Figura 92), a qual contém teores elevados de Fe_2O_3 e Bi (Tabelas 41 e 48) e razão $(La/Ce)_n$ de 1,81. A amostra S-128 é a que exhibe o menor somatório e um padrão peculiar, contendo elevados teores de SiO_2 (o que provavelmente provocou um relativo empobrecimento de ETR) e K_2O (Tabela 41). As razões Zr/Nb (8,1 a 8,3) e Y/Nb (1 a 2,6), são equivalentes aos dos *MORBs* tipo T.

Os metadiabásios exibem as abundâncias dos ETR e outros elementos relativos aos *N-MORBs*, um tanto diferentes daquelas dos outros litotipos da Suíte Vila Nova (Figura 88G). De um modo geral, as relações $(La/Yb)_n$ nos metadiabásios (Figura 93 e Tabela 57) são compatíveis com as dos *MORBs* tipo T, bem como as razões Zr/Nb (Tabela 52). Todavia, as razões Y/Nb, em duas amostras analisadas correspondem a 4,75 e 4,87, um pouco acima do intervalo 1,3-3 de LE ROEX et al. (op. cit.). Isso pode ser indicativo de uma improvável cogeneticidade com as demais rochas metavulcânicas da Suíte Vila Nova.

Os padrões de distribuição dos ETR, normalizados em relação aos condritos, nos litotipos da Suíte Vila Nova, são semelhantes àqueles dos toleitos birrimianos mostrados por ABOUCHAMI et al. (1990). Esse fato é mais um a corroborar a correlação entre a Suíte Vila Nova e as sequências toleíticas birrimianas da África Ocidental.

6.1.4. Ambiente tectônico

As relações entre $FeO(t)-MgO-Al_2O_3$ das rochas vulcânicas básicas e intermediárias, foram utilizadas por PEARCE et al. (1977) para estabelecer parâmetros que pudessem ser distintos de seus ambientes tectônicos. A combinação desses três elementos em um diagrama ternário é apropriada à distinção de suítes vulcânicas faneozóicas, bem como de proterozóicas, ou até mais antigas.

A Suíte Vila Nova foi metamorfizada até a fácies anfíbolito, além de ter sido submetida a diversos eventos hidrotermais. Portanto, os elementos móveis, como MgO, devem ser utilizados com um certo

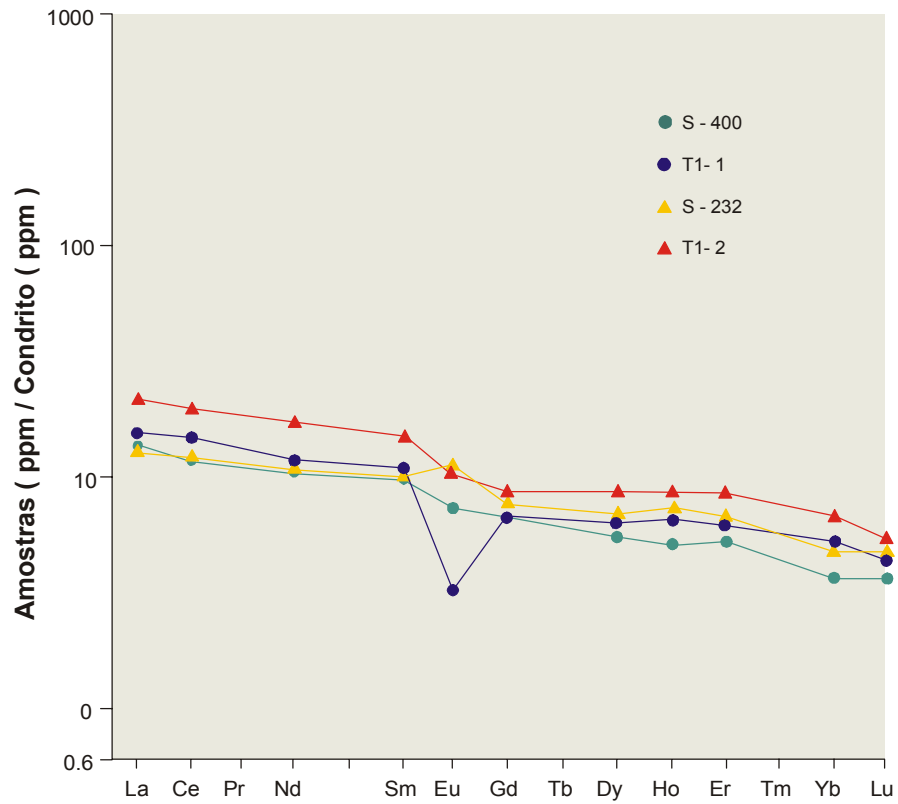


Fig. 91 - Padrão de terras raras normalizadas para condritos nos actinolita - xistos da Suíte Vila Nova, na Serra do Ipitinga.

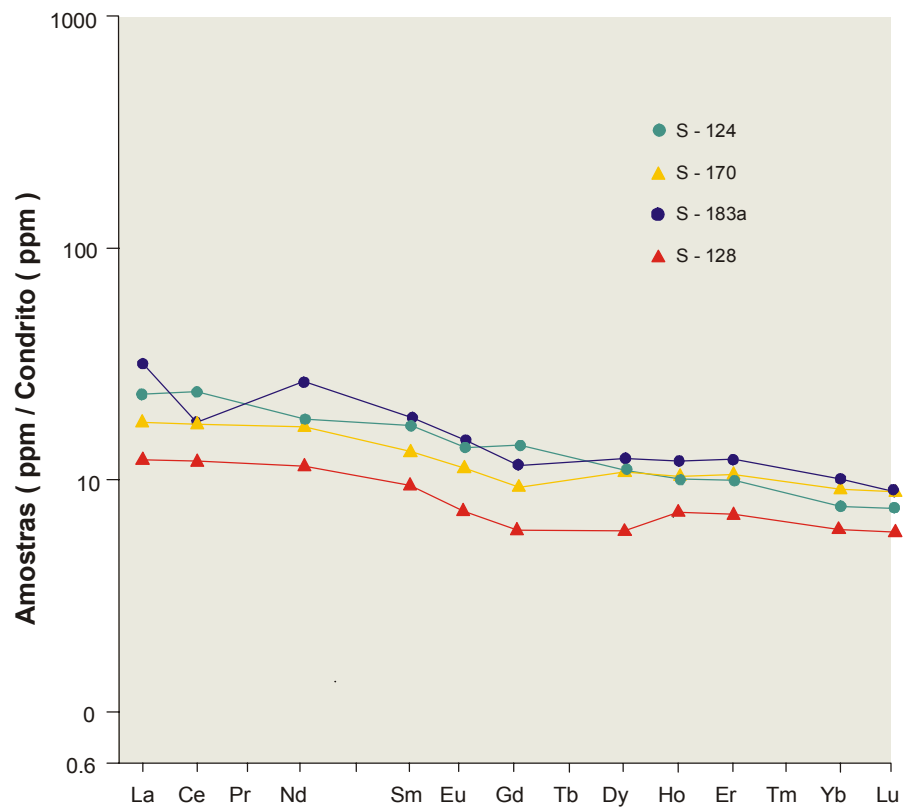


Fig. 92 - Padrão de terras raras normalizadas para condritos nos metatufos máficos com cpx da Suíte Vila Nova, na Serra do Ipitinga.

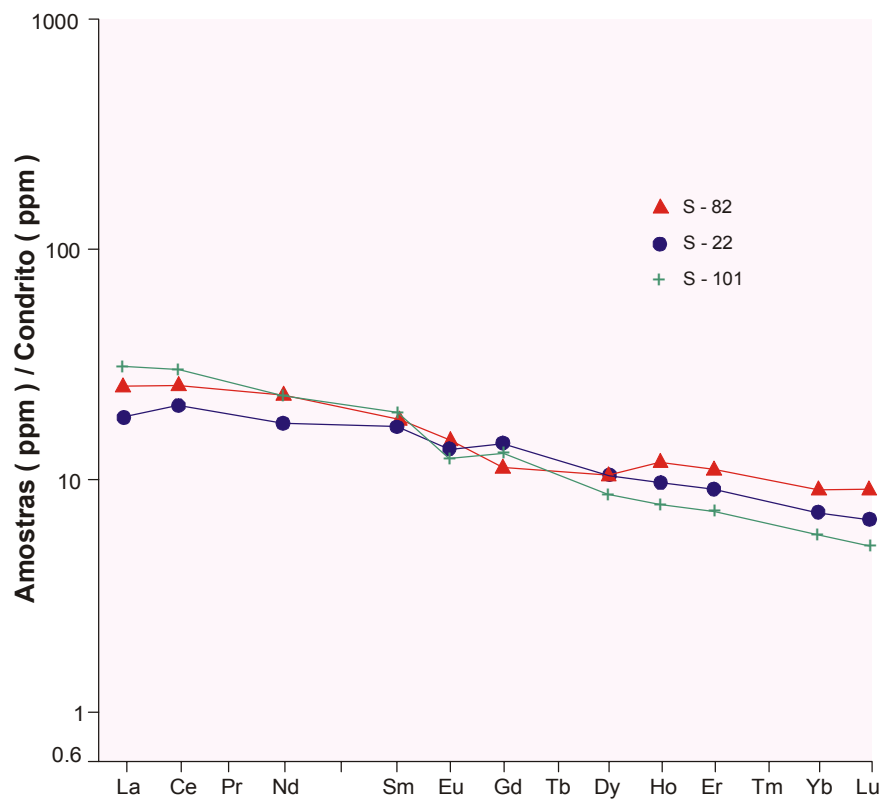


Fig. 93 - Padrão de terras raras normalizados para condritos dos metadiabásios da Suíte Vila Nova, na Serra do Ipitinga.

cuidado na determinação de ambientes tectônicos, uma vez que eles podem ser alterados, por fluidos metamórficos. Assim, as amostras de anfíbolito, com ausência de alteração hidrotermal, de hornfels de actinolita-xistos foram escolhidos para integrar os diagramas das Figuras 94A e B. Todos esses litotipos mostram as relações $\text{FeO}_{(t)}$ -MgO- Al_2O_3 compatíveis àquelas das rochas oceânicas. Os actinolita-xistos e alguns hornfels exibem uma clara tendência de aproximação no vértice de MgO, consentâneo com seu caráter komatiítico.

As relações Zr x Ti (Figuras 95 A,B,C), Ti_xV (Figuras 96 A,B,C), TiO_2 x FeO/MgO e FeO x FeO/MgO (Figuras 97 A,B), mostram que as rochas metamáficas da Suíte Vila Nova possuem um caráter químico transicional entre os *MORBs* e os magmas de arco de ilhas. Nas Figuras 97 A,B, os campos dos *basaltos de fundo oceânico* e *basaltos de fundo continental*, com alto e baixo Ti, estão caracterizados à guisa de comparação.

As razões Ce/Nb distinguem as rochas metamáficas da Suíte Vila Nova, dos basaltos de arcos de ilhas (Figura 98). As primeiras possuem tais razões consideravelmente mais baixas que aquelas dos arcos, não havendo o empobrecimento de Nb, usualmente encontrado nesses, e mostram concentrações de Ce mais baixas que as dos basaltos de ilhas oceânicas. Assim, com exceção de três amostras, as relações Ce/Nb x Ce das rochas da Suíte Vila Nova, são coincidentes às dos *plateaus* oceânicos da Bacia de *Nauru*, coletadas durante o *DSPS (Deep Sea Drilling Project)*. Os *plateaus* oceânicos podem formar uma significativa proporção do assoalho oceânico e são responsáveis por parte da acreção continental (BEN-AVRAHAM et al. - 1981; NUR & BEN-AVRAHAM-1982).

A distribuição das rochas metamórficas da Suíte Vila Nova nos diagramas das Figuras 97 A-B e 98 é semelhante àquela das vulcânicas Birrimianas (ABOUCAMI et al., 1990), sendo este fato mais um dado que reforça a correlação entre as duas unidades.

Os komatiítos, que são amplamente considerados uma feição geológica característica dos *greenstone belts* arqueanos, foram encontrados no Escudo das Guianas e datados em 2,1 G.a. (GRUAU et al. - 1985). Na Guiné, eles associam-se às rochas birrimianas (Tegyey & Johan apud ABOUCAMI et al. - 1990). Todavia, o equivalente moderno dessa ligação *greenstone belts* arqueanos-basaltos proterozóicos, e seu padrão geodinâmico (arco, dorsal meso-oceânica, soalhos basálticos, etc), ainda espera identificação.

A presença de rochas de quimismo komatiítico na Suíte Vila Nova (JORGE JOÃO et al. - 1978, MONTALVÃO - 1985a e FARACO - 1990), constitui mais uma feição a corroborar a correlação entre as seqüências metavulcânico-sedimentares paleoproterozóicas do Escudo das Guianas e aquelas do Cráton Oeste-Africano.

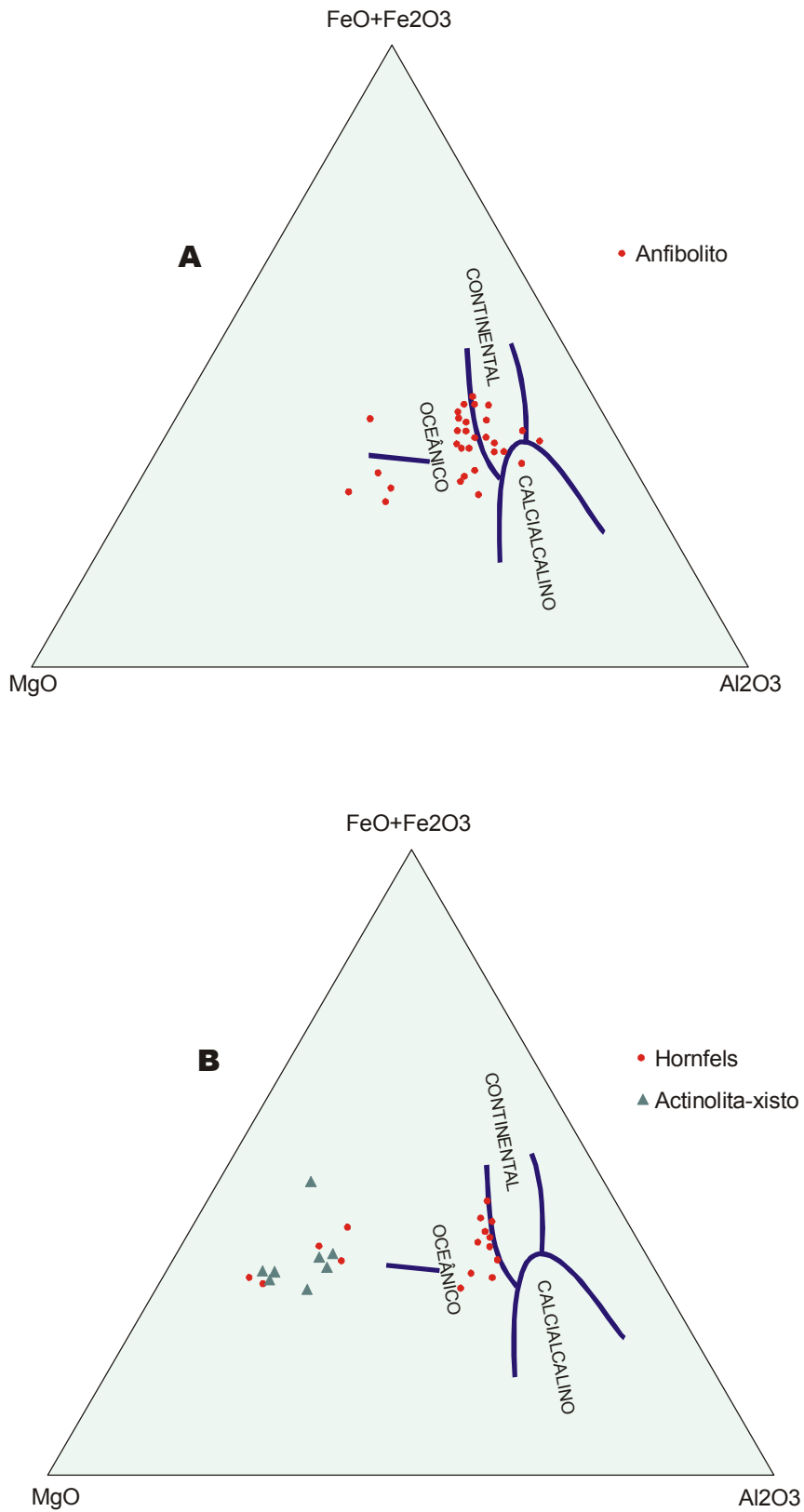


Fig.94 - **A - B** Diagrama $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times \text{MgO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$, para metamafitos da Suíte Vila Nova. PEARCE et al.(1977)

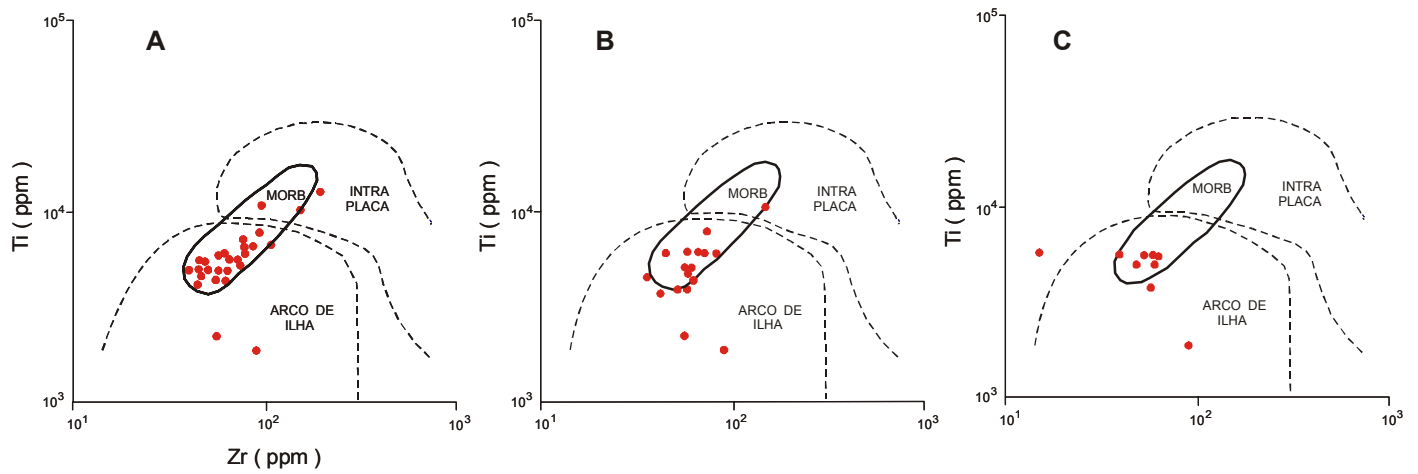


Fig. 95 - Diagrama Zr - Ti (PEARCE, 1979) para rochas da Suíte Vila Nova
 A: anfíbolitos ; B: hornfels ; C: metatufos com cpx.

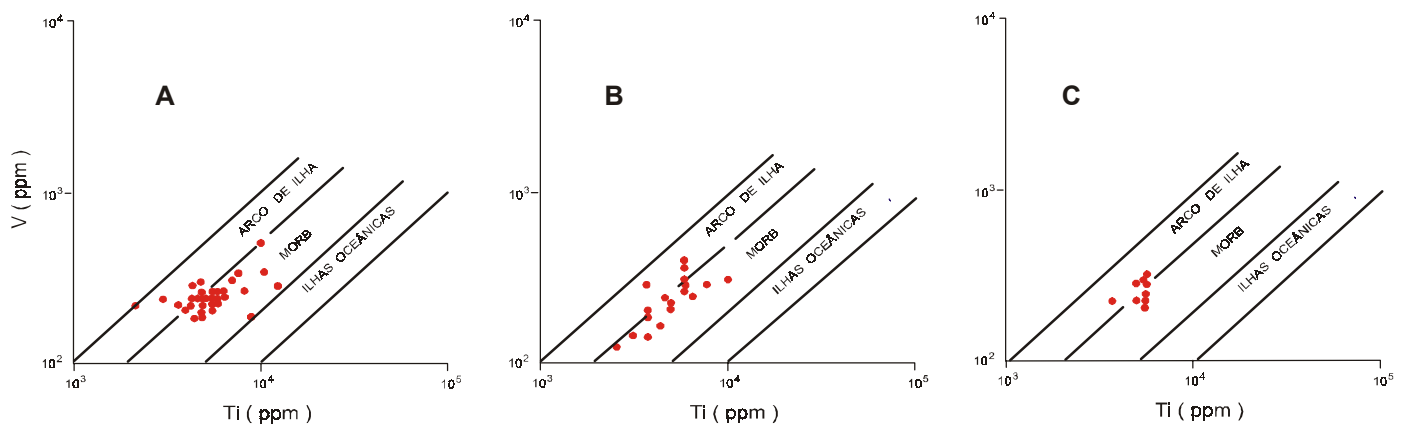


Fig.96 - Diagrama Ti - V (SHEVAIS, 1982) para rochas da Suíte Vila Nova A:
 anfíbolitos ; B: hornfels ; C: metatufos com cpx.

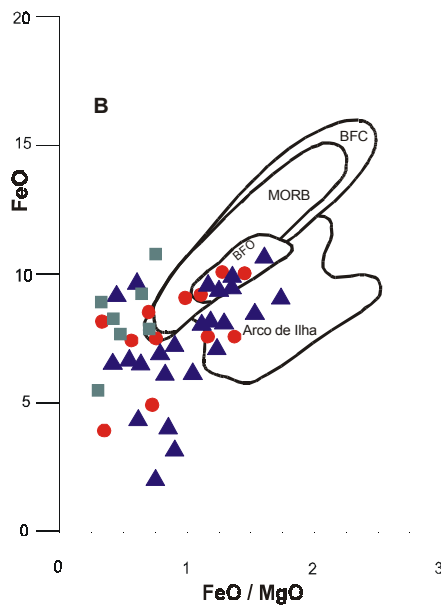
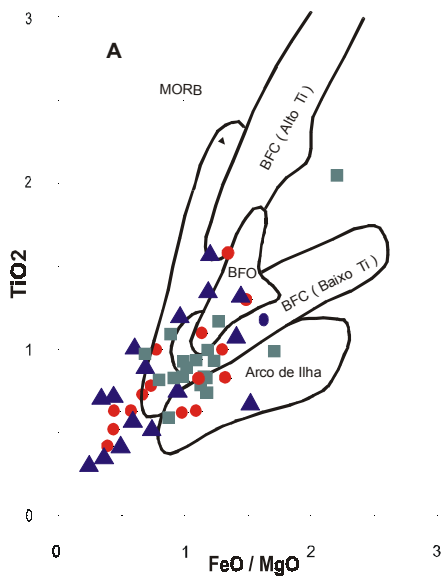


Fig. 97 A-B - Diagramas $TiO_2 \times FeO / MgO$ e $FeO \times FeO / MgO$ mostrando que o vulcanismo na Suíte Vila Nova é transicional entre os magmas relacionados aos MORBs e a Arcos de Ilhas. (ABOUCHAMI et al. 1990). Os campos de basaltos de fundo oceânico (BFO) e continental (BFC), este com baixo e alto Ti, estão distinguidos para comparação.

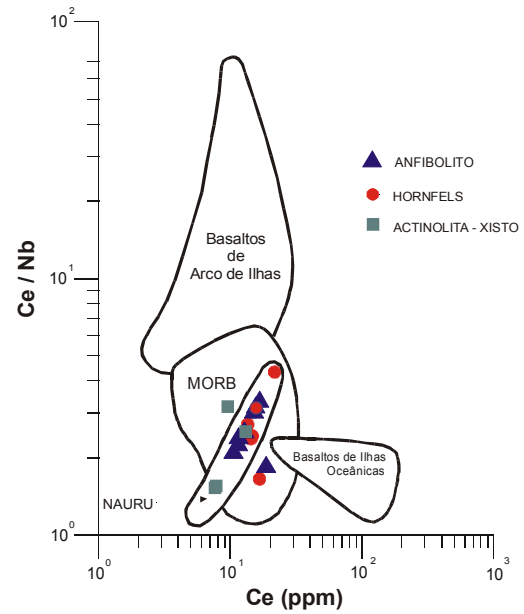
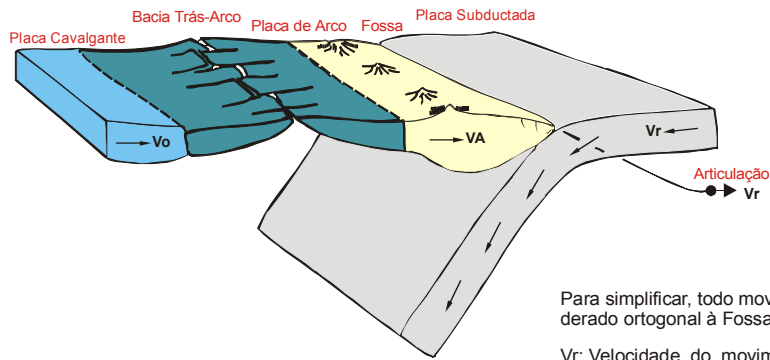


Fig. 98 - Diagrama $Ce / Nb \times Ce$ (ppm) com campos dos basaltos de Arcos de Ilhas, basaltos de ilhas oceânicas e MORBs. As lavas da Suíte Vila Nova, exceto três amostras, distribuem-se segundo o campo dos basaltos de Nauru (ABOUCHAMI et al. 1990).

SAUNDERS & TARNEY (1991) argumentaram que os basaltos das bacias trás-arcos são quimicamente similares aos *MORBs*, geralmente possuindo uma composição transicional entre esses e os basaltos de arcos de ilha, possivelmente devida à contaminação ou ao metassomatismo a partir de fluidos de uma zona de subducção. Os referidos autores admitem que as mencionadas bacias constituem um tipo de bacia marginal e são formadas por expansão e extensão do soalho oceânico, atrás ou dentro de um arco de ilhas, sendo sua formação associada com as atividades contemporâneas às das zonas de subducção. A Figura 99 mostra, de maneira simplificada, o desenvolvimento de bacias marginais, o qual é controlado por movimentos relativos de placas convergentes e subductadas. Assim, se a velocidade do movimento de volta (v_r), ou migração da articulação, for maior que aquela da placa cavalgante (v_o), uma fenda irá abrir entre esta e a placa de arco. O manto possivelmente ascende nessa fenda, entre as placas separadas, gerando uma fusão decompressiva, similar àquela que ocorre abaixo das dorsais meso-oceânicas.

Ainda de acordo com os mencionados autores, o estudo geoquímico mais antigo em basaltos de *bacia trás-arco*, feito na bacia Mariana, demonstra que embora esses basaltos toleíticos se assemelham aos *MORBs*, existem diferenças importantes, especialmente nas maiores abundâncias de elementos litófilos de raio iônico grande (como Ba) e nos elementos de alto campo de energia (HFS), como Zr e Nb.

A Figura 100 sumaria a distribuição de dados disponíveis de elementos traços em basalto de *MORBs*, bacias trás-arcos e arcos de ilhas. As relações $Ba/Zr \times Ce/Zr$ nas rochas basálticas da Suíte Vila Nova são compatíveis àquelas das bacias trás-arcos. Há uma ampla variação nas razões Ba/Zr para os diversos ambientes tectônicos, sendo que as bacias trás-arcos possuem razões intermediárias. Como Ba, Ce e Zr são elementos incompatíveis em basaltos, as grandes variações nas razões desses elementos muito provavelmente não são produzidas durante a diferenciação magmática. Desse modo, os campos da Figura 100 representam as razões dos magmas originais e, possivelmente, de suas fontes mantélicas. A posição intermediária dos basaltos trás-arcos pode ser devida a mistura entre os componentes dos *N-MORB* e dos arcos de ilha. Uma outra interpretação é que os basaltos trás-arcos poderiam ser gerados como membros finais, com composições de *N-MORBs* e de basaltos de ilhas oceânicas (BIO). Segundo SAUNDERS & TARNEY (1991), as variações das razões Ce/Ba entre *MORB*, BIO e basaltos trás-arcos, não são suficientemente grandes para excluir essa última possibilidade para *Mariana Trough*. Ainda segundo os citados autores, na bacia trás-arco Mariana, os piroxênios das rochas basálticas são ricos em Ca, como os dos metamafitos da Suíte Vila Nova.



Para simplificar, todo movimento de placa é considerado ortogonal à Fossa e a Articulação

Vr: Velocidade do movimento de volta da Articulação (A litosfera, fria, antiga, terá um movimento potencial de volta mais alto).

$V_a = V_r$, se erosão tectônica ou acreção mínima

Se $V_o > V_r$, então ocorre compressão na região atrás-arco

Se $V_o < V_r$, então ocorre extensão na região atrás-arco

FIGURA 99 : Diagrama esquemático (SAUNDERS & TARNEY, 1991), ilustrando a importância dos vetores de placas na extensão da bacia atrás-arco. Se a velocidade do movimento de volta (V_r), ou migração da articulação, for maior que aquela da placa cavalgante (V_o), uma fenda irá abrir entre esta e a placa de arco. O manto possivelmente ascende nessa fenda, entre as placas separadas, gerando uma fusão decompressiva, similar aquela que ocorre abaixo das dorsais meso-oceânicas.

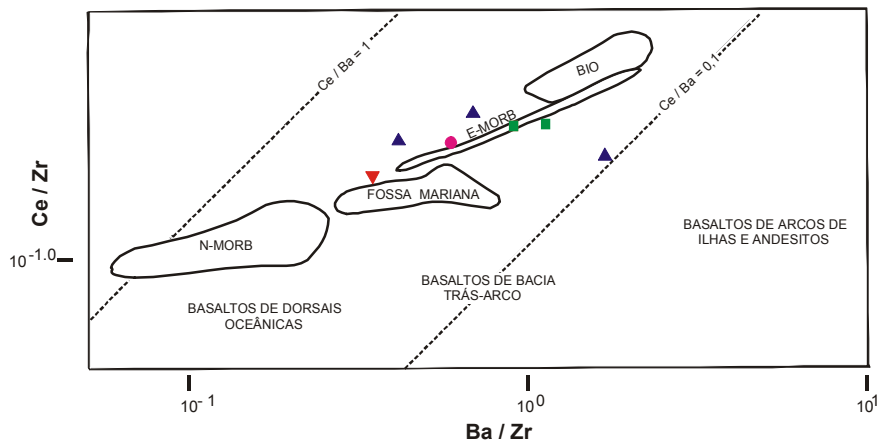


FIGURA 100 : Ba / Zr x Ce / Zr para rochas da S. Vila Nova e vários tipos de rochas básicas. Este diagrama ilustra o amplo intervalo das razões Ba / Zr nos magmas e, superficialmente, indica que os basaltos de bacias atrás-arco são derivados de misturas entre N-MORB e fontes mantélicas tipo arcos. Isto, todavia, não é uma única interpretação. Eles poderiam igualmente representar uma mistura entre um componente de subducção e um componente mantélico tipo E-MORB ou basalto de: Ilhas oceânicas (SAUNDERS & TARNEY, 1991) Anfibolito : (■); Hornfels : (▲); Actinolita-xisto : (▼); Metadiabásio : (●)

6.1.5. Dados isotópicos

6.1.5.1. Sm-Nd

Os resultados dos isótopos de Nd, obtidos nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, usando os procedimentos descritos por SATO et al (1995), permitiram a obtenção de idades modelos (T_{DM}) entre 2,26 G.a., para um anfibolito e 2,199 G.a. para um epidotito derivado de anfibolito (Tabela 73). O modelo de evolução isotópica de Nd, atualmente adotado para o manto superior, é o do *manto empobrecido*, o qual admite uma modelagem em que o manto sofreria episódios de fracionamento, envolvendo a extração de magmas basálticos, permanecendo um manto residual enriquecido na razão Sm/Nd e empobrecido em elementos litófilos de íons grandes (La, Ba, K, Rb, U e Th).

Tabela 73 - Resultados Isotópicos (Sm/Nd)

Amostra	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$T_{(MD)}$	$\epsilon (2,1)$
S - 36B	2,90	8,98	0,196439	0,512576	-	- 1,6
S - 166	1,94	6,06	0,194213	0,512701	2,26(11)	+ 1,8
S - 183	3,38	12,92	0,158979	0,512205	2,19(08)	+ 1,5

Os dados isotópicos de Nd nas rochas da Suíte Vila Nova favorecem a existência de *mistura de magmas*. Enquanto os magmas com pouco Ti, menos diferenciados, possuem valores de $\epsilon \text{ Nd}_{(2,2\text{G.a.})}$ levemente empobrecidos (positivos), a amostra mais diferenciada (com alto Ti) é ligeiramente enriquecida ($\epsilon \text{ Nd}_{(2,2\text{G.a.})}(\text{CHUR}) = - 1,6$), sugerindo a existência de uma fonte mantélica enriquecida.

As rochas menos diferenciadas exibem tanto características dos *N-MORBs*, como de toleitos de arcos de ilhas, tais como: baixo K_2O (geralmente $< 0,02\%$), TiO_2 ($\leq 1\%$), Na_2O ($\sim 2,0\%$) e Zr (< 50 ppm). Por outro lado, seus padrões de ETR são aproximadamente horizontais a ligeiramente enriquecidos em ETRL.

As associações de rochas metavulcano-sedimentares paleoproterozóicas do Escudo das Guianas, geralmente mostram duas unidades com importantes componentes ígneos. A inferior, contendo rochas máficas em abundância, e a superior, com vulcânicas máficas a félsicas (GIBBS - 1987). As rochas da unidade inferior são geralmente toleíticas, enquanto que os basaltos menos diferenciados, ricos em Mg, têm muito em comum com os *basaltos komatiíticos*, ainda que as texturas típicas dessas rochas não sejam conhecidas. As rochas magmáticas da unidade superior possuem afinidades calcioalcalinas. Os komatiitos basálticos na Guina Francesa geralmente exibem padrões enriquecidos de ETRL, os quais são atribuídos a um evento de enriquecimento imediatamente anterior à geração do magma formador das rochas da *Série du Paramaca* (GRUAU et al. 1985).

Um espectro litológico similar é presente no Cráton Oeste-Africano (BOHER et al. 1992), onde rochas vulcânicas ricas em Mg são identificadas como komatiíticas por alguns autores (N'GOM-1989; MORTIMER - 1992). As rochas máficas de afinidade toleíticas são usualmente comparadas aos MORBs (LEUBE et al. 1990), ainda que sejam diversas as conclusões acerca do ambiente tectônico.

ABOUCAMI et al. (1990) notaram que muitas rochas máficas são pobres em Ti e menos empobrecidas em ETRL que os atuais *N-MORBs*. Assim, eles admitiram a dificuldade de se encontrar uma comparação exata com as suítes modernas, mas que um análogo usual poderia ser o ambiente de *plateau* oceânico. Atualmente, não se dispõem das espessuras das suítes máficas dominantes para testar essa hipótese. Rochas vulcânicas félsicas intermediárias e sedimentos associados podem existir acima das unidades máficas dominantes em sucessões estratigráficas contínuas, mas também podem ocorrer em bacias separadas (LEUBE et al. - 1990).

CAEN-VACHETTE (1988) propôs que o Escudo das Guianas e o Cráton Oeste Africano formavam uma única grande unidade durante o Arqueano e Paleoproterozóico, uma vez que são possíveis as correlações entre as rochas daqueles períodos de *Ivory Coast* e da Venezuela. Do mesmo modo que entre as sequências metavulcano-sedimentares que compõem a Suíte Vila Nova e o Birrimiano africano. Assim, a extensão do vulcanismo máfico Transamazônico reforça a idéia de que o evento, ocorrido há ~2,1 G.a., foi de grande amplitude (ABOUCAMI et al. - 1990).

Levando-se em consideração o tamanho da antiga província, não é surpresa a ocorrência tanto de crosta oceânica, como de arcos vulcânicos. Onde essas rochas ocorrem associadas na mesma sucessão estratigráfica, a situação é similar àquela existente nos dois domínios vulcânicos inferiores de 2,1 G.a. do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, na Bahia, onde uma bacia trás-arco foi admitida como o ambiente tectônico original das rochas metavulcânicas máficas, enquanto que as rochas vulcânicas félsicas intermediárias, teriam sido formadas em um ambiente tipo arco (SILVA, 1992).

6.1.5.2. Rb-Sr

A razão isotópica ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de um anfibolito de 2,2 G.a. ($t^{2,2\text{G.a.}}$) é 0,7038 (Tabela 74), um pouco maior que a composição linear de toda a Terra ou da água do mar, naquele tempo (VEIZER - 1989). Um outro anfibolito (com $\epsilon \text{Nd}^{2,2\text{G.a.}} = -1,6$) tem $t^{2,2\text{G.a.}} = 0,6974$, embora tenha os teores de Rb e K_2O mais altos que a maioria dos outros anfibolitos. As razões iniciais para os demais litotipos (anfibolito, hornblenda-hornfels, epidosito e rochas a cordierita-antofilita) são muito mais altas. O hornblenda-hornfels tem $t^{2,2\text{G.a.}} = 0,7083$, enquanto o epidosito com $T_{\text{DM}} = 2,19$ G.a. possui uma concentração de Sr muito mais elevada (859 ppm) que os anfibolitos típicos (100 - 200 ppm) e $t^{2,2\text{G.a.}} = 0,7148$. A rocha a cordierita—antofilita tem ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) igual a 0,7110. As elevadas razões isotópicas são provavelmente devidas ao

extensivo envolvimento de Sr derivado da crosta antiga. Isso sugere que as características isotópicas deste elemento foram amplamente adquiridas durante os eventos metamórficos M3 e M4, quando o comportamento aberto do sistema químico teria favorecido trocas significativas.

Tabela 74 - Resultados Isotópicos (Rb/Sr)

Amostra	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
S - 36B	92,5	138,6	0,75612	1,941	0,69737
S - 19	6,65	94,31	0,71395	0,2043	0,70827
S - 82	2,19	153,67	0,70469	0,0413	0,70379
S - 183	5,61	859,39	0,71534	0,0189	0,71485
S - 198	4,20	146,67	0,71326	0,0829	0,71060
S - 256	34,2	89,7	0,74715	1,1086	0,71102

6.2. ROCHAS A QUARTZO-CLORITA E A CORDIERITA-ANTOFILITA

6.2.1. Considerações acerca da gênese

6.2.1.1. Rochas a quartzo-clorita

As rochas vulcânicas que compõem o soalho oceânico, tão logo formadas, são submetidas a trocas em suas propriedades físicas, químicas e mineralógicas, resultantes da interação com a água do mar. Essa interação é importante por diversas razões, sendo as principais delas: o controle do quimismo da água do mar, a mudança da composição química da crosta oceânica e a formação de fontes quentes e depósitos minerais sobre o soalho oceânico (THOMPSON - 1991).

Os fluxos de íons entre as rochas basálticas e a água do mar ajudam a preservação e mantêm o estado de equilíbrio da composição dos oceanos. Há muito tempo, é do interesse de químicos e geoquímicos oceanógrafos, a maneira como os oceanos mantêm o estado de equilíbrio. Todavia, apenas recentemente aconteceu o reconhecimento da importância da intercalação água do mar-crosta basáltica, nesse processo.

A composição química da crosta oceânica que retorna ao manto nas zonas de subducção, é diferente daquela gerada nas margens de placas divergentes. Essa mudança é devida à interação água do mar - crosta oceânica. Assim, a crosta que é consumida nas referidas zonas, interfere na eventual composição dos magmas de arco de ilhas e mesmo na composição dos basaltos de ilhas oceânicas.

A descoberta de sedimentos ricos em ferro associados aos centros de expansão, foi uma das principais observações que sugeriram que a circulação hidrotermal pode ser extensiva na crosta oceânica. Depósitos minerais de sulfetos polimetálicos, óxidos e silicatos de ferro, e óxido de manganês, são registrados em todas as maiores dorsais meso-oceânicas e bacias trás-arco (THOMPSON op. cit.). Tanto assim, que MOTTLL (1983) já afirma que o conhecimento da transferência química e das

transformações mineralógicas que ocorrem quando a água do mar reage com basalto, a elevadas temperaturas e pressões, pode ser utilizado, juntamente com os dados geológicos e geofísicos, na dedução da sequência evolucionária dos sistemas hidrotermais na crosta oceânica, ao longo do eixo de uma dorsal meso-oceânica.

A extensão e a intensidade da reação água do mar - rocha são controladas principalmente por dois processos: a circulação das soluções e a temperatura das reações. O primeiro consiste na quantidade de água do mar que circula pelas rochas (a relação água do mar/rocha), que é uma função da permeabilidade, que por sua vez é controlada pela morfologia da rocha, o litotipo e o ambiente tectônico, este controlador da formação de fraturas. Com relação ao segundo processo, geralmente a temperaturas mais altas, as reações químicas tornam-se mais rápidas e de maior alcance.. De tal modo que, os minerais formados e precipitados a partir da interação água do mar - rocha, variam em função da temperatura e são as chaves na identificação das diferentes fácies metamórficas. As trocas químicas entre basalto e água do mar também variam com a temperatura, não somente na intensidade, mas igualmente no sentido. Assim, alguns elementos que são adicionados à rocha a partir da água do mar, sob condições de baixa temperatura, podem ser lixiviados a temperaturas mais altas.

Muitas propriedades dos basaltos oceânicos, são influenciadas pela interação água do mar - rocha:

Acústica - as velocidades das ondas compressoriais são função da substrato. Então, as interações água do mar - rocha, geralmente hidrata a rocha e reduz a densidade (Christensen & Salisbury e Fox et al. apud THOMPSON - 1991). As trocas na velocidade das ondas compressoriais, resultantes de reações a baixa temperatura e hidratação da crosta oceânica com a distância dos eixos das dorsais, são usadas para deduzir o tempo e a intensidade das reações químicas (Hart apud THOMPSON - 1991).

Magnética - os basaltos oceânicos inalterados têm uma elevada susceptibilidade magnética (superior a $30 \cdot 10^4$ emu cm⁻³) e uma alta magnetização remanescente (acima de $113 \cdot 10^4$ emu cm⁻³). Esses valores decrescem sensivelmente com a distância dos eixos de expansão, devido a oxidação e quebra dos minerais de Fe-Ti, controladores das propriedades magnéticas, em consequência de reações com a água do mar a baixas temperaturas. Do mesmo modo, os basaltos metamorfisados a partir de reações a elevadas temperaturas, também mostram uma baixa susceptibilidade magnética, e muito baixa magnetização remanescente (Irving et al.; Watkins & Paster; Marshall & Cox; Fox & Opdyk; Luyendky & Melson apud THOMPSON - 1991). Assim, as áreas do fundo oceânico que foram alteradas por circulação hidrotermal, mostram *baixos* distintos na intensidade magnética residual, uma propriedade que pode ser usada na prospecção de depósitos minerais no soalho oceânico (Rona; Tivey et al.; Woolridge et al. apud THOMPSON - 1991).

Porosidade - As fraturas, os poros e os vazios dos basaltos inalterados são progressivamente infiltrados pela precipitação de novos minerais produzidos como um resultado da intercalação água do mar - rocha

Fluxo de calor - Tanto as observações, como as medidas de fluxo de calor, são diretamente afetadas pela circulação da água do mar na crosta vulcânica, a qual eficientemente extrai calor das lavas. O desvio dos valores modelos teóricos de fluxo de calor, baseados no resfriamento condutivo da crosta basáltica oceânica, próxima a margem da placa acrescionária, é devido ao resfriamento condutivo da crosta por circulação hidrotermal (Langseth & Von Herzen; Talwani et al.; Sclater et al.; Andersen & Hobert apud THOMPSON - 1991). Essa discrepância entre observações teóricas e práticas, pode ser utilizada na avaliação da intensidade da transferência de calor (Williams & Von Herzen; Andessen & Hobart apud THOMPSON - 1991). Ela também permite o cálculo de volume e da intensidade de fluxo de calor dos sistemas hidrotermais oceânicos.

Composição Química - A troca de íons entre a água do mar e as rochas basálticas, resulta em fluxos químicos que pode influenciar e controlar a composição da referida água, além de gerar basaltos muito diferentes da composição do protólito. Desse modo, segundo THOMPSON (1991), as trocas nas composições de basaltos devem ser consideradas, se as amostras alteradas são utilizadas na dedução dos processos petrogenéticos.

Mineralogia - os minerais originados pela interação água do mar - basalto, são geralmente hidratados, menos densos e de composição química diferente dos seus precursores. As assembléias minerais produzidas, dependentes das condições físicas e químicas das reações, podem geralmente ser agrupadas em fácies metamórficas, ainda que as clássicas texturas metamórficas xistosas frequentemente vistas nos metabasaltos continentais, não sejam comumente observadas nos oceânicos.

O metamorfismo de basalto oceânico é frequentemente considerado resultante de dois tipos de processos. Aqueles cujas reações acontecem a baixas temperaturas ($< 70^{\circ}\text{C}$), geralmente na temperatura da água do mar. Tais reações são pervasivas ubíquas e duram um longo período de tempo ($> 10^6$ anos). O segundo processo ocorre a temperatura elevadas ($70 - 400^{\circ}\text{C}$, ou maiores), sendo as reações restritas as regiões próximas as margens de placas divergentes ou nos locais do vulcanismo interplacas. Ou seja, a fonte de calor é magma ou rochas quentes e o período de reação é relativamente curto ($10^2 - 10^4$ anos). Essas reações de altas temperaturas são referidas como alteração hidrotermal (THOMPSON - 1991) e resultam a partir da convecção da água do mar, termalmente mobilizada.

O primeiro levantamento de metabasaltos oceânicos foi durante a expedição *Challenger* (Murray & Ehlers apud THOMPSON - 1991). A partir daí muitos outros autores têm estudado essas rochas. HUMPHRIS & THOMPSON (1978), notaram que essas rochas são encontradas predominantemente nos vales axiais das dorsais de expansão lentas, ou nas grandes escarpas das falhas de transformação.

A troca química mais relevante durante a alteração hidrotermal, a altas temperaturas, dos minerais primários dos basaltos oceânicos é o ganho de Mg e a perda de Ca pela rocha, em uma base molar de aproximadamente 1:1. Nesse processo, K, Si, B, Rb e Li são geralmente lixiviados da rocha, ainda que reações retrogressivas, a baixas temperaturas, possam promover o ganho tardio de metais

alcalinos. Elementos como Na, Fe, Mn, Sr, Ba, Co e Ni, mostram vários efeitos, os quais dependem muito das condições de reação, tais como temperatura, razão água/rocha e mineralogia (HUMPHRIS & THOMPSON - 1978 e THOMPSON - 1991).

MOTTTL (1983), baseado em resultados experimentais das reações água do mar - basalto, a altas temperaturas (~250° - 450°C), e na mineralogia observada dos metabasaltos dragados do fundo oceânico, concluiu que a assembléia mineral desses metabasaltos, predominantemente de fácies xisto verde, é diretamente resultante da razão água/rocha. A Figura 102 mostra as associações mineralógicas formadas, sob diversas razões água do mar - basalto. Então, a associação clorita + albita + epidoto + actinolita formar-se-ia a razão entre 0 e 2, clorita + albita + epidoto + actinolita + quartzo entre 2 e 35, clorita + albita + quartzo entre 35 e 50 e clorita + quartzo, acima de 50. O aumento de quartzo com a razão água/rocha é um fato real e ocorre a despeito da crescente proporção de SiO₂ lixiviada da rocha. Este aparente paradoxo, resulta da progressiva formação de clorita, a medida que mais Mg é retirado da água do mar. Uma vez que a clorita possui a menor quantidade de SiO₂ que qualquer dos silicatos formados, a formação de clorita libera SiO₂ para gerar mais quartzo. Por esse motivo, as assembléias com razões água do mar/rocha muito baixas, não exibem excesso de SiO₂ (Figura 101).

Na Suíte Vila Nova os basaltos hidrotermalizados estão todos agrupados nas Tabelas 58 e 60 (anexo) sob a denominação de rochas ricas em quartzo-clorita. O processo de enriquecimento em quartzo acima explicado é igualmente observado na Suíte Vila Nova, em que os actinolita-xistos, considerados formados a razões água do mar - rocha mais baixas, não possuem ou possuem muito pouco quartzo. Por outro lado, o fato de as rochas a quartzo-clorita conterem maior quantidade de sulfeto, Au e Ag, indicando uma maior ação das soluções metalíferas, corrobora a hipótese de razões mais elevadas água do mar - rocha, na sua geração. Além disso, THOMPSON (1991) considera a associação clorita+quartzo±sulfeto, como uma assembléia secundária, a partir de brechas a clorita-quartzo.

A Figura 102 sintetiza o modelo por MOTTTL (op. cit.), segundo o qual a crosta superior nos centros de expansão é altamente porosa e permeável, preenchida com água fria que assume rapidamente uma circulação convectiva. As evidências tanto de rochas como de soluções, nos sistemas hidrotermais axiais, indicam que a água do mar descendente atravessa um gradiente de temperatura extremamente acentuado no embasamento superior, passando de < 50°C nos primeiros 500 m para > 250°C nas profundidades de 1 a 2km, durante algum estágio no sistema hidrotermal. As baixas temperaturas nos primeiros 500m aparentemente são resultantes de uma permeabilidade extremamente alta que permite a água do mar fria entrar em convecção. As soluções quentes ascendem rápida e adiabaticamente em zonas estreitas, misturando-se com água do mar fria nas zonas rasas de alta porosidade e permeabilidade. As altas taxas de calor perdido estimadas para as *hot springs* axiais, indicam que tal atividade é episódica, sendo o calor proveniente de uma camada magmática crustal recém cristalizada ou ainda fundida. O caráter episódico da atividade hidrotermal nos eixos das dorsais,

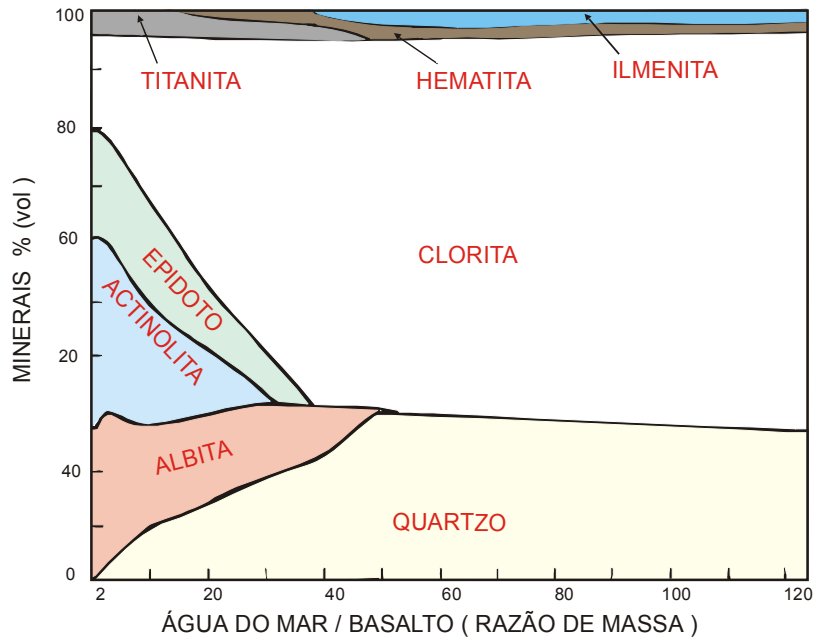


Fig. 101 - Campos composicionais de MOTTL (1983), das proporções mineralógicas produzidas quando o basalto reage com quantidades variáveis de água do mar no intervalo de temperatura da fácies xisto verde.

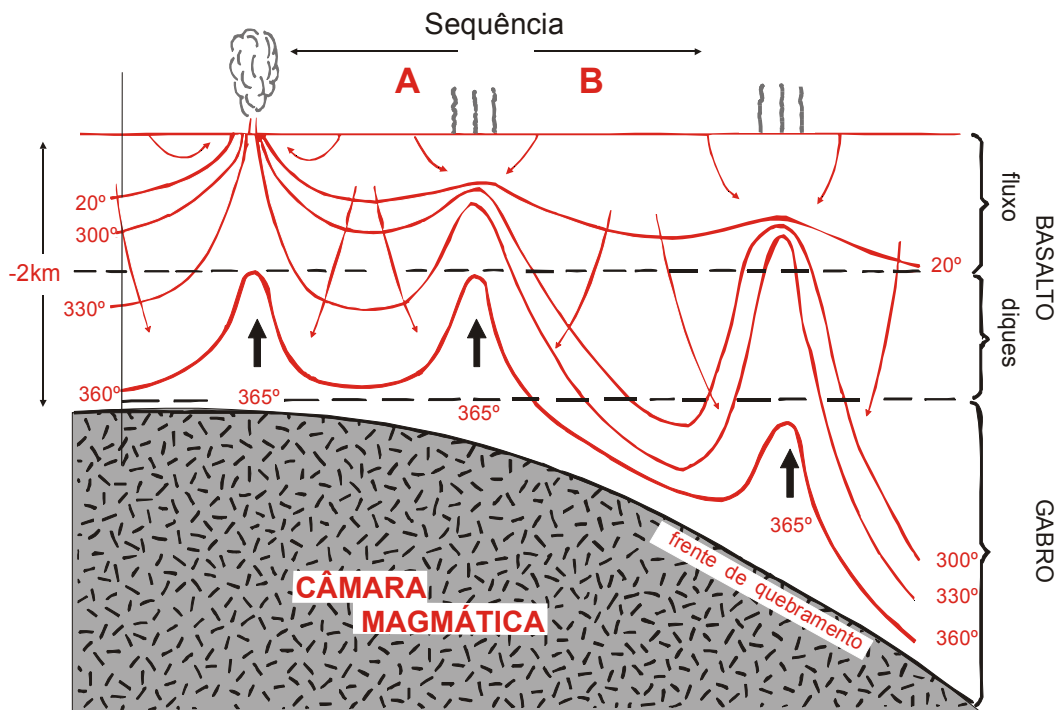


Fig. 102 - Modelo de estrutura e evolução dos sistemas hidrotermais no eixo de uma dorsal médio-oceânica (MOTTL, 1983). Explicação no texto.

provavelmente é devido antes à exaustão da fonte de calor crustal, que à diminuição da porosidade. Para o mencionado autor, uma câmara magmática poderia ser resfriada em alguns milhares de anos, o tempo necessário para se formar um depósito de sulfeto maciço do tamanho dos encontrados nos ofiolitos.

RICHARDSON et al. (1987) explicam a geração dos depósitos de pirita cuprífera de Chipre, a partir de soluções hidrotermais originadas da interação da água do mar contemporânea com as rochas máficas quentes no antigo centro de expansão de Troodos, em que o calor para a produção dos minerais seria proveniente do magma subjacente, a exemplo do que ocorre nos modernos *black smoker springs*.

Na área aqui estudada, as rochas a quartzo-clorita e os actinolita-xistos intercalados, ocorrentes em subsuperfície (Figura 33E, capítulo 4), são considerados metamafitos hidrotermalizados, gerados em ambiente semelhante aos centros de expansão das dorsais meso-oceânicas, em consonância com o modelo de MOTTI (1983) acima exposto, este condizente com o de HUTCHINSON (1982), RICHARDSON et al. (1987), LYDON (1988b) e THOMPSON (1991).

A existência de rochas a quartzo-clorita na Suíte Vila Nova é mais um fato a corroborar a argumentação aqui considerada, que o pacote metavulcânico máfico basal dessa unidade foi depositado em um ambiente equivalente ao das bacias trás - arcos, as quais possuem soallo basáltico, são associadas a altos fluxos de calor e cujo mecanismo responsável pela geração crustal, é semelhante àquele que origina as dorsais meso-oceânicas.

A presença de mineralização sulfetada do tipo vulcanogênica hidrotermal sindeposicional associada às rochas a quartzo-clorita na Suíte Vila Nova também favorece a indicação de um ambiente deposicional do tipo bacia trás - arco para o pacote metavulcânico daquela unidade, uma vez que o referido tipo de depósito é formado preferencialmente em margem de placas (SILLITOE - 1973 e SAWKINS - 1976), sendo encontrados em placas divergentes (depósitos associados a ofiolitos), os quais podem refletir tanto dorsais meso-oceânicas como bacias de trás - arco (ex: Chipre e Área Beia Verde, Newfoundland); em placas de margens convergentes, em arcos de ilhas ou margens continentais (Kuroko, Japão e Cinturão de Pirita Espanhol-Português); em ilhas vulcânicas intra-placas e, igualmente, nos ambientes tectônicos mais enigmáticos, como aqueles representados pelos *greenstones belts* arqueanos (Klau & Large apud LYDON - 1988a)

6.2.1.2. Rochas a cordierita-antofilita

As rochas com associação cordierita-antofilita foram primeiramente descritas por ESKOLA (1914) no distrito mineiro de Orijarvi (sul da Finlândia), integrante do bloco Svecofeniano, no escudo Fenoscandiano, o qual cobre a região da Finlândia meridional e central, e consiste de metagrauvas, anfíbolitos e lentes menores de calcário, todos de fácies anfíbolito, misturados a grandes plutons graníticos do Proterozóico Médio (TURNER, 1980). ESKOLA (1914) postulou uma origem metassomática para rochas a cordierita-antofilita, através de introdução de Fe e Mg na auréola de contato de Orijarvi.

Muitos autores depois assinalaram *manchas* de metassomatismo ferromagnesiano espalhadas pelo bloco Svecofeniano. TURNER (op. cit.) considerou a petrogênese metamórfica de Orijarvi, incluindo as assembléias minerais que refletem metassomatismo sincrônico, como a expressão local de fácies anfíbolito no sul da Finlândia. Desse modo, a associação cordierita-antofilita é admitida por este autor como diagnóstica de hornfels magnesianos da fácies hornblenda-hornfels.

As hipótese para origem dessas rochas, comentadas por SPEAR & SCHUMACHER (1982), podem ser agrupadas em três categorias principais: 1) alteração metassomática durante o metamorfismo; 2) metamorfismo de rochas que já haviam alcançado composição apropriada antes do evento metamórfico, por uma variedade de processos e 3) resíduo de uma fusão parcial. Segundo os mencionados autores, nenhuma das hipótese consegue explicar todas as ocorrências de cordierita-antofilita, mas admitem que a similaridade das composições dessas rochas, provenientes de áreas diversas, e o ambiente estratigráfico comum, ou seja, interbandadas a anfíbolitos, sugerem que muitas delas passam ter uma origem similar.

Ainda de acordo com SPEAR & SCHUMACHER (op. cit.), existem quatro problemas relacionados com a hipótese metassomática. O primeiro é que as relações de campo, via de regra, não explicam o metassomatismo a partir de uma única fonte, uma vez que em muitas ocorrências as rochas inalteradas são interbandadas (em uma escala de dezenas de metros) com as rochas alteradas. A segunda questão é que o metassomatismo resulta tipicamente em alta variância (assembléias diminerálicas) e as rochas a cordierita-antofilita possuem uma assembléia de baixa variância, em que além destes minerais ocorrem outras fases. Uma outra objeção à hipótese metassomática é o desconhecimento de fluidos deutéricos tardios ricos em Fe e Mg típicos de intrusões graníticas. A última contestação da hipótese metassomática é o fato de rochas a cordierita-antofilita serem encontradas comumente em terrenos metamorfisados, sem evidências de fonte de metassomatismo fluido. Para SPEAR & SCHUMACHER (op. cit.), o metassomatismo sin-metamórfico não justifica um grande número de ocorrências de rochas à cordierita-antofilita, embora admitam que o mesmo possa ter afetado localmente as composições químicas.

A hipótese da origem pré-metamórfica é proposta por vários autores, dentre os quais VALLANCE (1967), que considerou a equivalência química entre assembléias dos *c/ots* de quartzo + clorita em basaltos alterados, e a assembléia de mais alto grau cordierita + antofilita, demonstrando uma transformação metamórfica termal de *c/ots* à clorita + quartzo nos basaltos alterados, para agregados de cordierita-antofilita. Além de VALLANCE (op. cit.), FROESE (1969) também acredita que alterações cloríticas de rochas máficas fornecem um protólito apropriado para as rochas a cordierita-antofilita de *Coronation Mine*, sugerindo ainda que suas relações espaciais com os minérios indicam que a alteração acompanhou a mineralização, a qual é anterior ao metamorfismo. A diversidade da assembléia mineral nas rochas à cordierita-antofilita da auréola *Lands End*, e especialmente o fato de algumas rochas serem subsaturadas e outras saturadas em sílica, levou CHINNER & FOX (1974) a concluírem que as rochas

não poderiam ter atingido suas composições a partir de um metassomatismo sin-metamórfico, acatando o modelo de VALLANCE (op. cit.) de uma origem hidrotermal. Ainda de acordo com SPEAR & SCHUMACHER (op. cit.), um mecanismo semelhante ao proposto por VALLANCE (op. cit.) é a alteração hidrotermal de basaltos por água do mar, uma vez que nos ambientes de dorsais oceânicas e arcos de ilha ocorrem grandes sistemas hidrotermais. Além disso, as limitadas quantidades de dados experimentais sobre a interação basalto-água do mar, envolvendo trocas dos elementos químicos maiores, indicam que quando grandes razões água do mar/basalto são consideradas, o basalto é prontamente empobrecido em Ca e K e enriquecidos em Mg e, eventualmente, em Na. Com exceção do possível enriquecimento de Na, este é o comportamento químico das rochas a cordierita-antofilita. Essa troca química é contestada nos estudos de Mottl apud SPEAR & SCHUMACKER (op. cit.). HUMPHRIS & TROMPSON (1978) e RONA et al.(1980), em basaltos dragados, submetidos a alteração por água do mar. Então, SPEAR & SCHUMACKER (op. cit.) concluíram que rochas vulcânicas alteradas poderiam ser facilmente intercaladas com rochas inalteradas, pois a intensidade de alteração dependeria inteiramente do local de acesso da água do mar, o qual é dependente da densidade de fratura nas rochas. O mapeamento da distribuição de xistos hidrotermais fósseis pode ser possível tomando-se como base a ocorrência de rochas a cordierita-antofilita.

TRELOAR et al. (1981) e TRELOAR & PUTNIS (1982) estudaram os aspectos mineralógicos de depósito mineral de Outokumpu na Finlândia, explicando a formação da composição química peculiar dessas rochas, pela lixiviação de rochas básicas em zona de *stockwork* de depósitos de sulfetos submetidos a subsequente metamorfismo regional, em condições de T e P de $600^{\circ} \pm 50^{\circ}\text{C}$ e $3,5 \pm 1$ kb. As observações de WOLTER & SEIFERT (1984) feitas nas rochas à cordierita-antofilita do depósito de sulfeto de Fe-Pb-Cu-Zn de Falun, na Suécia Central, levaram-lhes a admitir uma gênese para essas rochas um tanto diferente da considerada por TRELOAR et al. (op. cit.) e TRELOAR & PUTNIS (op. cit.) para o depósito de Outokumpu. Em Falun, as rochas ácidas (metagrauvas), predominantes no depósito, teriam sido alteradas em condições de baixa temperatura e pressão, por soluções hidrotermais em zona de *stockwork*, as quais removeriam os álcalis e o Ca e possivelmente adicionariam SiO_2 , formando uma rocha essencialmente constituída de clorita e quartzo (com muscovita subordinada), a qual teria $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$. Eles ainda admitem um processo gerador alternativo para as rochas a quartzo-clorita-(muscovita), através da deposição de piroclásticas ácidas e suas interações com a água do mar. Posteriormente, as rochas ricas em quartzo e clorita seriam metamorfisadas a 550°C e 2,5 kb para originar as atuais rochas a cordierita-antofilita.

As rochas a cordierita-antofilita de NW de Queensland (Austrália), no *Rosebud Syncline* foram considerados por REINHARDT (1987) como produto de metamorfismo de argilas evaporíticas ricas em argilominerais magnesianos.

6.2.2. Elementos maiores

De uma maneira geral, os quartzo-clorita-xistos e as rochas a cordierita-antofilita, exibem o mesmo quimismo, cuja feição mais relevante é o significativo empobrecimento em CaO e, menos intensamente, de K₂O e Na₂O, em relação aos actinolita-xistos associados em subsuperfície (Tabelas 58, 59 e 42).

SiO₂, Al₂O₃, MgO e FeO são altamente variáveis. O último principalmente nas rochas a quartzo-clorita. A ampla variação da razão FeO+Fe₂O₃/MgO é a mesma para os dois litotipos. De tal modo que os teores dos óxidos maiores das rochas a cordierita-antofilita aqui estudadas, assemelham-se aos dessas mesmas rochas nos depósitos de Falun, na Suécia Central (WOLTER & SEIFERT, 1984), de Origarvi e Outokumpu na Finlândia (SCHREAUERS & WESTRA - 1985 e TRELOAR et al. - 1981) e de *Rosebud* na Austrália (REINHARDT - 1987). Dese modo, a exemplo do que ocorre em várias regiões do mundo, esses litotipos podem ser aqui considerados igualmente análogos entre si.

6.2.3. Elementos traços

As variações nos teores de Cu, Zn, Ag e Co são distintas (Tabelas 60 e 61). Além dessas, FARACO (1990) assinalou mudanças nos teores de As, Sb, Bi e Zr. Enquanto o Cu nas rochas a cordierita-antofilita varia de 5 a 60 ppm, com um valor de 190 ppm, nas rochas a quartzo-clorita o padrão de distribuição é altamente variável, oscilando de 30 a 890 ppm, com valores anômalos de 10.000 ppm e 4.750 ppm (Tabela 60).

O Zn também é mais enriquecido nas rochas a quartzo-clorita, cujos teores vão de 25 a 470 ppm, havendo uma amostra bastante empobrecida com 4,5 ppm. Enquanto que nas rochas a cordierita-antofilita ele varia de 40 a 260 ppm.

A Ag não foi detectado nas rochas a cordierita-antofilita enquanto que nas rochas a quartzo-clorita os teores variam de 1 a 2 ppm, com uma amostra contendo 11 ppm e outra 49 ppm.

O Co é outro elemento ocorrente em quantidade distintas nos dois tipos de rochas, sendo as rochas a quartzo-clorita nitidamente mais enriquecidas (10-220 ppm) em relação as cordierita-antofilita (140-80 ppm).

O Mo está assinalado em algumas rochas a quartzo-clorita, em teores que são de 5 a 10 ppm, não tendo sido detectado nas rochas a cordierita-antofilita. A presença deste elemento nestas rochas é interessante, principalmente pelo fato da molibdenita haver sido detectada em microscopia eletrônica de varredura, em brecha a quartzo-clorita.

6.2.4. Elementos terras raras, Nb, Y, Zr

As abundâncias dos elementos terras raras e outros elementos normalizados em relação aos *N-MORB* (SUN & Mac DONOUGH - 1989), nas rochas a quartzo - clorita e a cordierita - antofilita, estão registradas, respectivamente, nas Figuras 103 e 104. A semelhança entre os dois padrões de distribuição é bem clara e, de um modo geral, elas exibem-se enriquecidas em Rb, Ba, K, Nb, La e Ce e empobrecidas em ETRP, Y, Ti e Zr, com salientes anomalias negativas de Sr. Esse mesmo comportamento é observado nos padrões de distribuição dos anfíbolitos e actinolita - xistos + hornfels das Figuras 88A e E, representando mais um fato que reforça serem os basaltos hidrotermalizados (rochas a quartzo - clorita), as rochas a cordierita-antofilita e demais metamafitos da Suíte Vila Nova, originados de um protólito comum.

A comparação entre dois litotipos, permite observar que as rochas a cordierita-antofilita possuem anomalias negativas de Sr mais marcantes e são mais enriquecidas em Zr, Ti e Y, em relação aos *N-MORBs*, que as rochas a quartzo-clorita (Figuras 103 e 104).

Com exceção das curvas relativas às amostras T1-19, T1-16, T3-13 e T1-5, as demais exibem espectros de distribuição de ETR com padrões semelhantes às outras metavulcânicas já discutidas, com razões $(La/Lu)_n$ equivalentes às dos actinolita-xistos associados (Tabelas 62 e 63, Figura 105 e 91), fortalecendo a hipótese dessas rochas possuírem os mesmos protólitos. FLEET (1984) admite que a formação de clorita durante o processo hidrotermal leva a um relativo enriquecimento em ETRP. Isso explica o comparativo enriquecimento em ETRP nas amostras T1-16 e, mais intensamente, na T1-19, ambas com anomalias positivas de Yb (Figura 105), e as únicas, dentre todas as analisadas para ETR, que possuem clorita como a fase mineral dominante, nas demais o quartzo domina. STRONG (1984) justifica tal enriquecimento às adições de fluidos portadores de F ou CO₂. As anomalias negativas de Eu, um pouco mais acentuada na T1-19, podem ser causadas pela alteração destrutiva do plagioclásio, o terceiro mineral mais abundante nessa amostra e o quinto na T1-16.

Os padrões de distribuição de ETR das amostras T1-5 e T3-13 são inversos aos das rochas supracitadas. A primeira com razão $(La/Lu)_n$ de 12,40 (Figura 105 e Tabela 62), com significativo enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP e discreta anomalia positiva de Eu. A outra é a amostra T3-13, com razão La_n/Lu_n de 9,18, exibindo saliente anomalia positiva de Eu, muito provavelmente devida à ausência de plagioclásio. O considerável empobrecimento de ETRP pode ser devido à ausência de fluidos capazes de solubilizar esses elementos (Figura 106).

As rochas a cordierita-antofilita possuem padrões de distribuição de ETR semelhantes aqueles dos actinolita-xistos, intercalados aos quartzo-clorita-xistos em profundidade, e aos das demais metavulcânicas toleíticas, ou seja, planos a ligeiramente inclinados em favor dos ETRL, com anomalias fracamente positivas e fracamente negativas de Eu (Figura 107, 92 e 89), à exceção da amostra T1-1

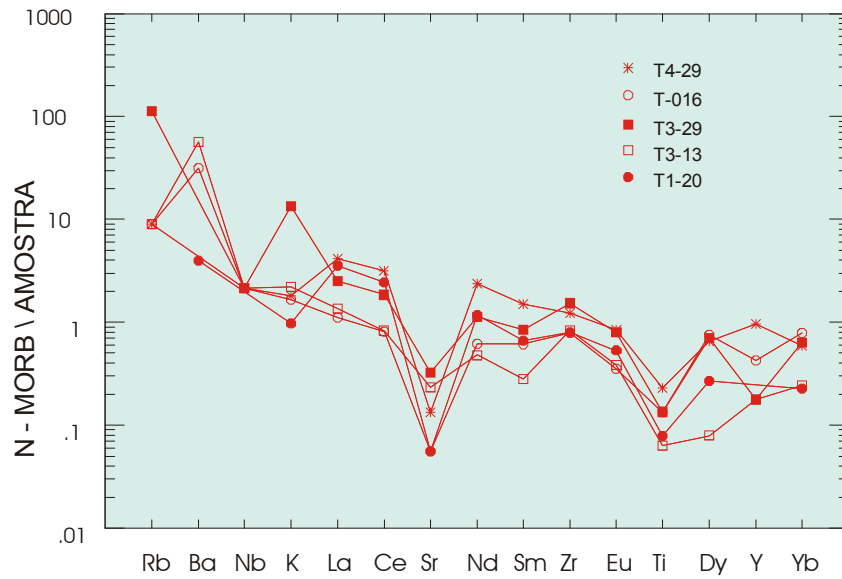


Fig. 103 - Abundâncias dos elementos traços, normalizados em relação aos N - MORBs, nas rochas a quartzo - clorita da Suíte Vila Nova.

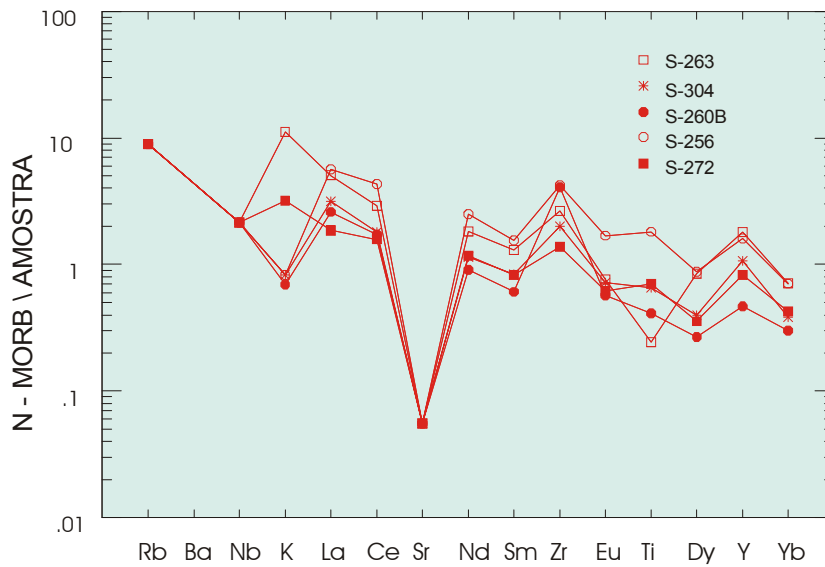


Fig. 104 - Abundâncias dos elementos traços, normalizados em relação aos N - MORBs, nas rochas a cordierita - antofilita da Suíte Vila Nova.

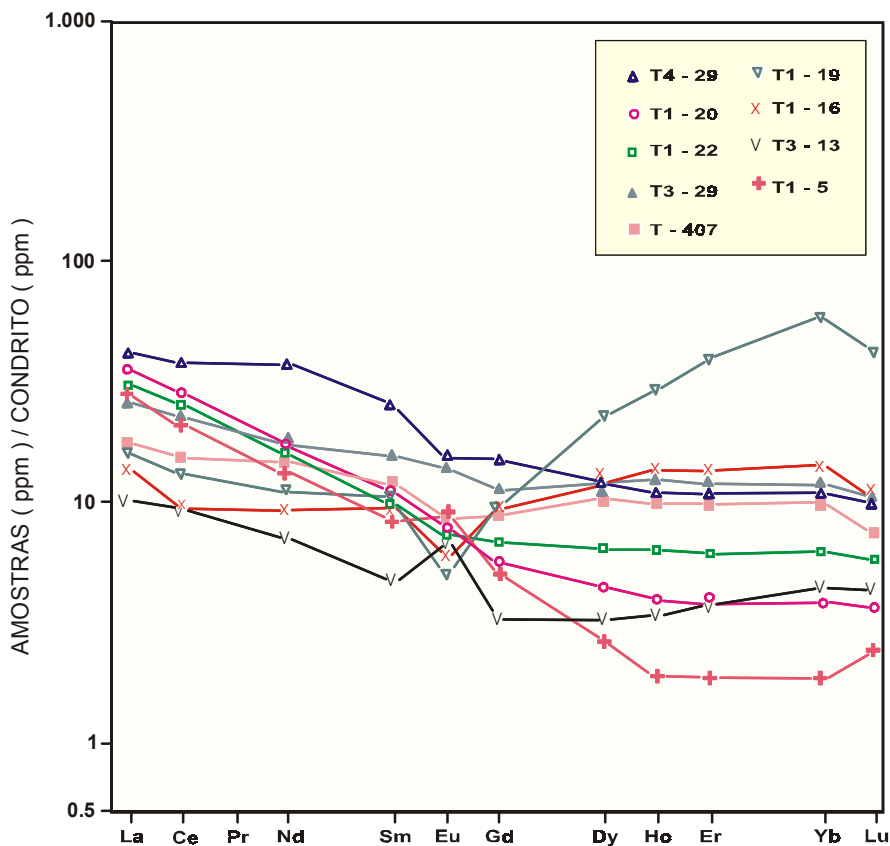


Fig. 105 - Padrões de terras raras normalizadas para condritos das rochas a quartzo - clorita Suíte Vila Nova.

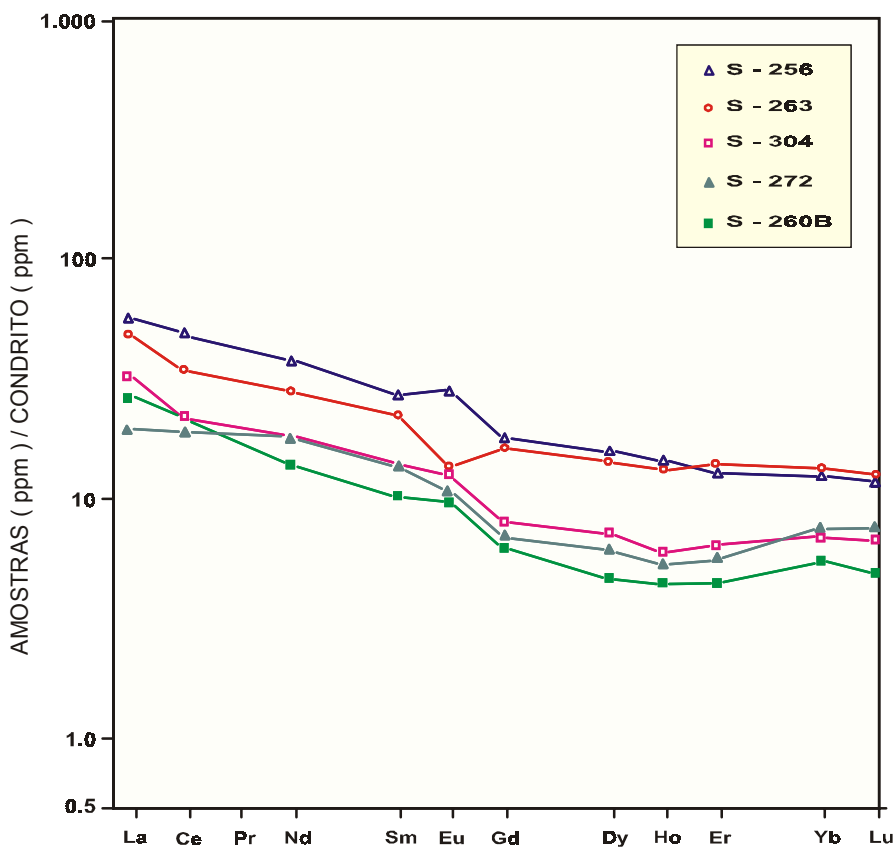


Fig. 106 - Padrões de terras raras normalizadas para condritos das rochas a cordierita - antofilita da Suíte Vila Nova.

(Figura 92), a qual revela saliente anomalia negativa, devida à presença do plagioclásio como constituinte essencial. Isso posto, fica aqui reforçada a hipótese dessas rochas possuírem a mesma derivação, o mesmo protólito, tendo sido diferenciadas uma das outras por ações metamórfico-hidrotermais diversas.

A interpretação de dados de campo, petrológicos e geoquímicos sobre as rochas a cordierita-antofilita, ocorrentes na área aqui estudada, indica que as mesmas resultam do metamorfismo regional e termal, em condições de fácies anfíbolito e hornblenda-honfels, de rochas ricas em quartzo-clorita, estas originadas pelo hidrotermalismo de lavas básicas em zonas de *stockwork*, que funcionam como canais por onde ascendem os fluidos associados ao desenvolvimento dos depósitos de sulfetos exalativos submarinos (KOISTINEN, 1981).

As evidências advindas desta pesquisa, em adição ao que já foi anteriormente concluído por FARACO (1990), permitem que se faça as seguintes considerações acerca dessas rochas.

1. conforme foi assinalado no capítulo 3, há antofilita (determinada por microsonda eletrônica) em rochas a quartzo-clorita contendo biotita, ou seja, apresentando fases minerais que cristalizam em temperatura mais elevada. A presença deste anfibólio nessas rochas indica uma evolução a partir do metamorfismo das rochas a quartzo-clorita.
2. A distribuição desses dois litotipos no sistema Al_2O_3 -FeO-MgO (Figura 107) cai no campo das metavulcânicas alteradas e não das argilas evaporíticas, admitidas por REINHARDT (1987) como os protólitos das rochas a cordierita-antofilita do *Rosebud Syncline* (NW de Queensland, Austrália).
3. A projeção dos dois tipos de rochas no sistema ternário (MgO+FeO) - Al_2O_3 -SiO₂+H₂O coincide com o campo clorita + quartzo (Figura 108)
4. O diagrama FeO/FeO + MgO - TiO₂ exibe compatibilidade entre os dois litotipos e as metavulcânicas da Suíte Vila Nova (Figura 109). Essa configuração é distinta daquela apresentada para as rochas a cordierita-antofilita no *Rosebud Syncline* e os doleritos associados, os quais estão posicionados em campos ligeiramente distintos (Figura 110), tendo sido utilizado por REINHARDT (1987) como mais um argumento demonstrando a impossibilidade das rochas de Rosebud terem sido originada a partir de vulcânicas máficas.
5. A Figura 111 fornece os dados acerca das rochas a cordierita-antofilita e a quartzo-clorita da Suíte Vila Nova e de três diferentes grupos de rochas: vulcânicas félsicas, vulcânicas máficas (basaltos) e folhelhos-ardósias extraída de REINHARDT (1987). É clara a correlação entre as variações nos elementos traços considerados nas rochas aqui estudadas e nos basaltos.
6. As rochas a quartzo-clorita e a cordierita-antofilita possuem, de maneira geral os mesmos padrões de distribuição de ETR (planos a ligeiramente inclinados em favor dos ETRL), semelhante àqueles exibidos

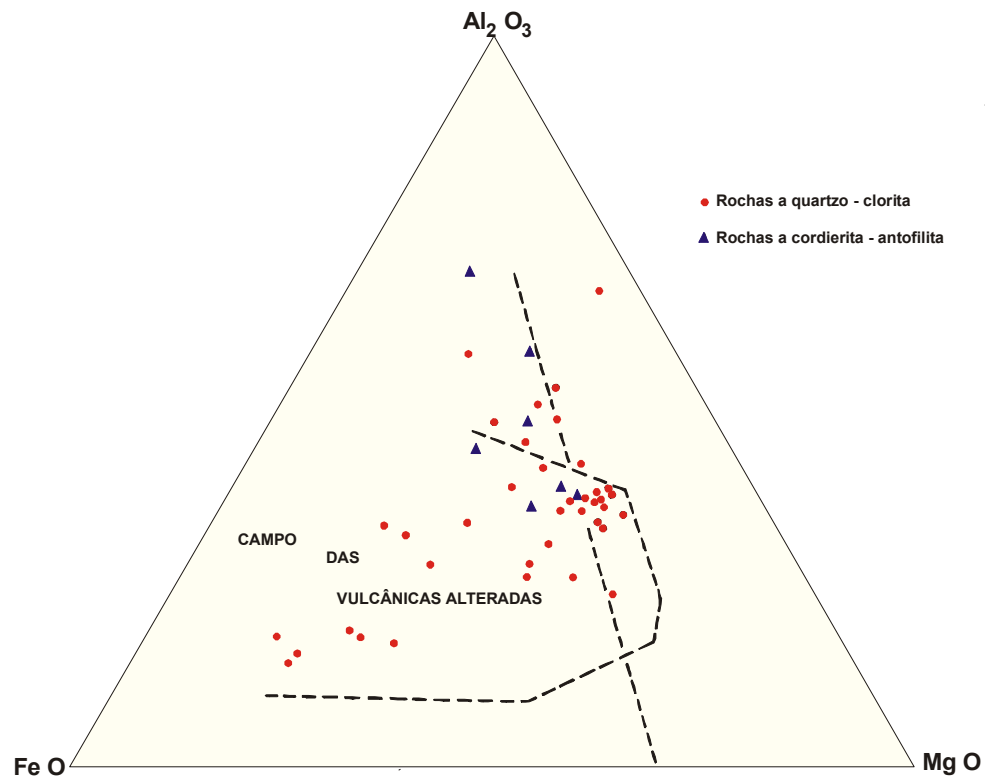


Fig. 107 - Distribuição no diagrama AMF das rochas da S. Vila Nova (REINHARDT- 1987).

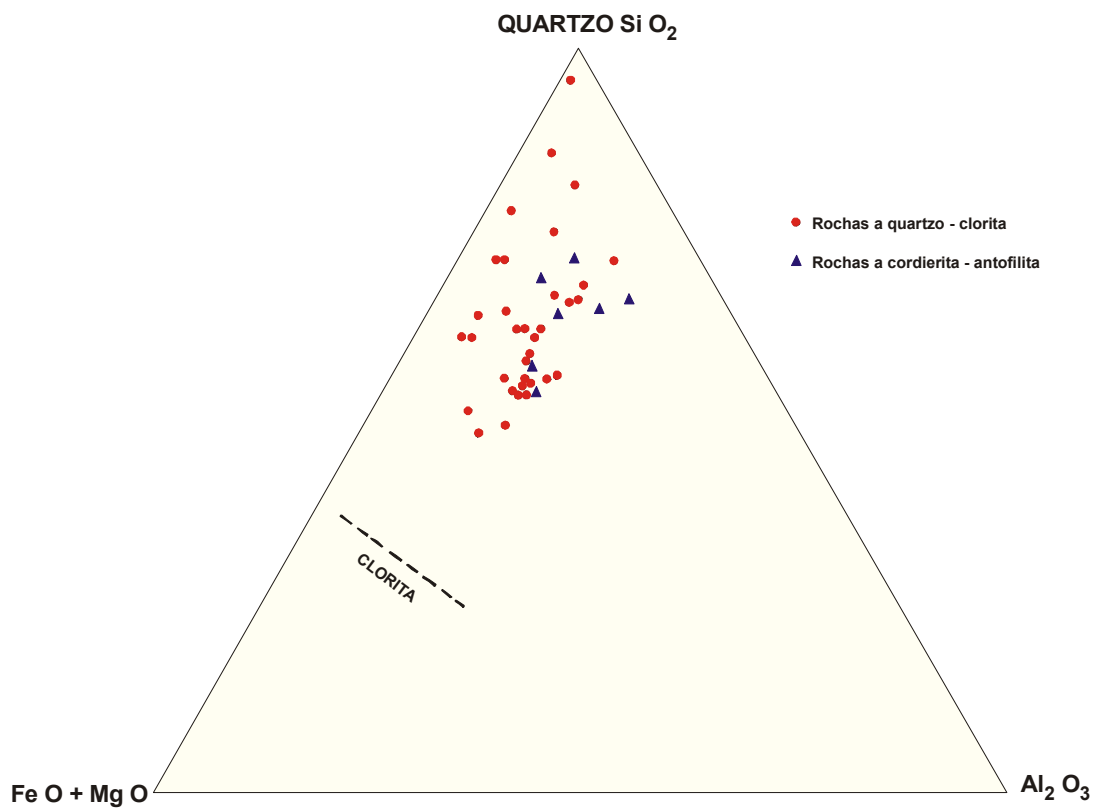


Fig. 108 - Diagrama (FeO + MgO - SiO₂ - Al₂) para rochas da Suíte Vila Nova.

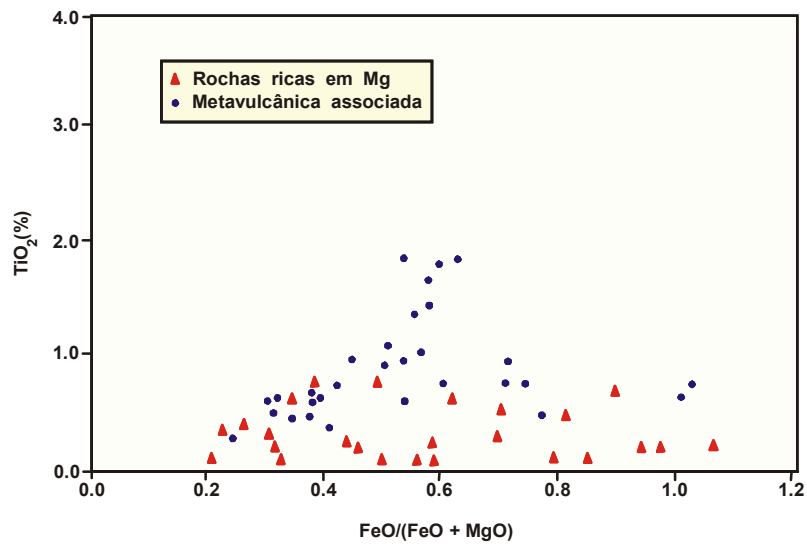


Fig. 109 - Diagrama FeO/FeO + MgO X TiO₂ para as rochas ricas em Mg da Suite Vila Nova.

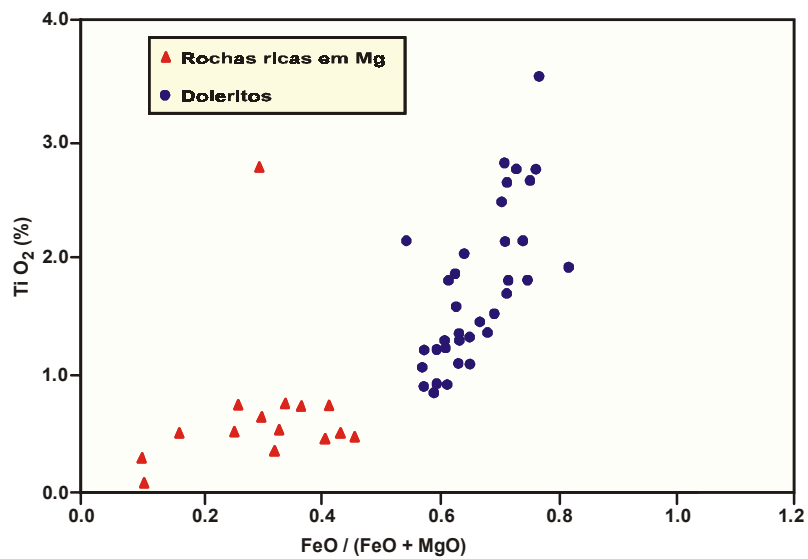


Fig. 110 - Diagrama - FeO / FeO + MgO x TiO₂ para as rochas ricas em Mg de *Rosebud Syncline* (REINHARDT - 1987).

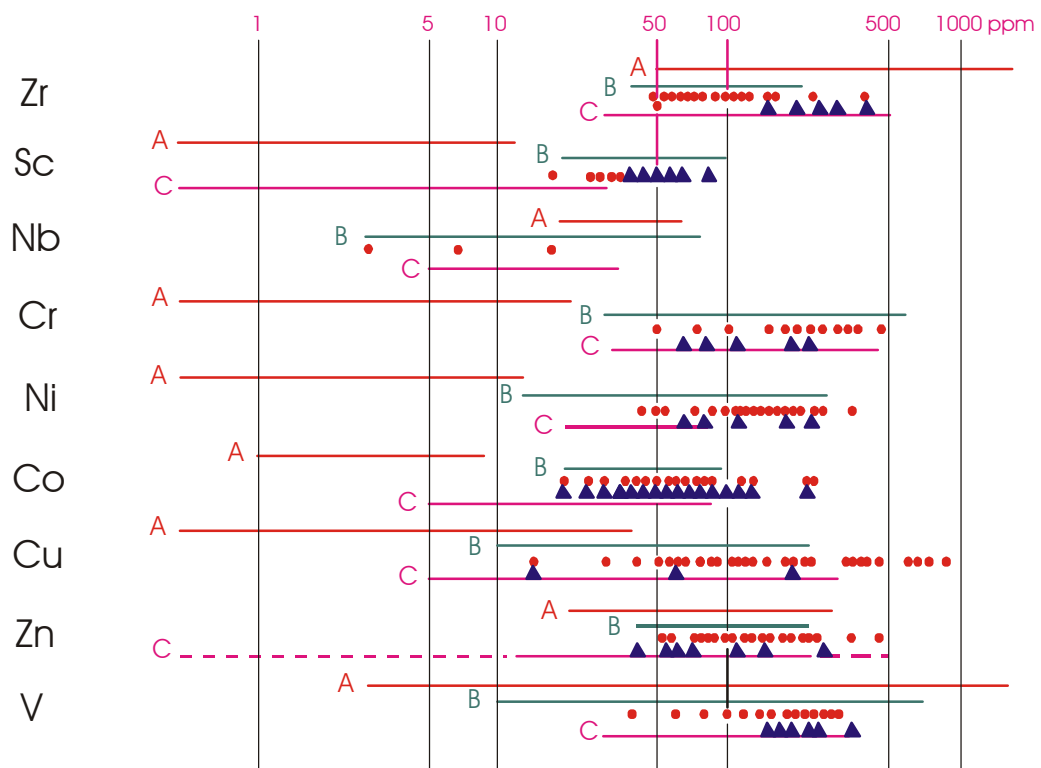


FIG. 111 - Elementos traços das rochas a quartzo - clorita (●) e a cordierita - antofilita (▲) da Serra do Ipiranga (—). Variações comuns de elementos em (A) vulcânicas féssicas ; (B) basaltos; (C) argilas e ardósias .

pelas demais metavulcânicas básicas da Suíte Vila Nova, sugerindo uma derivação a partir de um mesmo protólito.

6.3. FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS

6.3.1. Elementos maiores

Os teores de SiO_2 nos dois tipos de *BIFs* são equivalentes, em que as tipo silicato possuem média de 55,2 %, enquanto que as tipo óxido de 54,65 %. Os dois tipos possuem amplas faixas de variação, com as do *tipo óxido* oscilando de 30,5 a 68,1 %, enquanto que as do *tipo silicato* entre 42,8 e 76 %.

A quantidade de ferro total é significativamente mais elevada nas *BIFs* tipo óxido. Enquanto elas possuem 42,71% de ferro, as do tipo silicato contêm 27,07%. Além disso, a quase totalidade do Fe oriundo das *BIFs* tipo óxido está sob forma de Fe_2O_3 (média de 41,21%), sendo o FeO bem subordinado (1,5% de teor médio). O inverso ocorre nas *BIFs* tipo silicato, em que o FeO possui média de 18,8% e o Fe_2O_3 de 8,27%, isto devido à razão $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ na granada almandínica, fase mineral essencial nessas rochas, ser cerca de 30 (DEER et al., 1967) o que favorece a maior presença de Fe^{+2} sobre o Fe^{+3} .

O MgO é um pouco mais abundante nas tipo silicato (2,74%) que nas tipo óxido (0,62%). Nestas, ele é bastante variável, enquanto que naquelas mais uniforme. O MnO é muito subordinado em ambos os tipos. As tipo óxido possuem teor médio de 0,06%, enquanto que as tipo silicato de 0,19%. O maior teor detectado foi 0,45% em *BIF* tipo silicato (Tabela 64). Esse significativo empobrecimento em MnO é uma feição marcante nas formações ferríferas da Suíte Vila Nova.

Os teores de CaO são um pouco mais abundantes nas *BIFs* tipo silicato (média de 1,65%) que nas tipo óxido (média de 0,22%). Todavia, o relativo empobrecimento nesse elemento é uma característica marcante.

As *BIFs* tipo silicato são consideravelmente mais enriquecidas em Al_2O_3 (média de 9,52%) que as tipo óxido (0,51%). Essa significativa diferença é devida a presença da granada almandínica nas primeiras, como na fase mineral essencial, perfazendo cerca de 30% dos volumes dessas rochas.

Nas *BIFs* tipo silicato o TiO_2 é mais abundante (0,29%) do que nos *tipo óxido* (0,06%). Enquanto nestas ele varia de 0,03 a 0,1 ppm, naquelas os teores são mais homogêneos, oscilando entre 0,1 até um valor de 0,83% (Tabela 65).

Na_2O , K_2O e P_2O_5 são todos bastante subordinados em ambas as rochas. Entretanto, as *BIFs tipo silicato* contêm esses componentes em quantidades um pouco mais elevadas (Tabela 65).

A distribuição dos óxidos maiores nos dois tipos de BIF aqui comentados, nas formações ferríferas arqueanas do Bloco Yilgarn (Austrália), bem como nas proterozóicas do Labrador (Canadá), é mostrada na Figura 112, onde se pode observar que os teores médios de Fe total das *BIFs* tipo óxido da Suíte Vila Nova, são bem mais elevados que os daquelas formações. Enquanto que a média de Fe total das *BIFs* tipo silicato é inferior a de todos os outros tipos. As *BIFs* tipo silicato possuem teores médios de FeO, MgO e CaO mais altos que as do tipo óxido e mais baixos que os da formações ferríferas australianas e canadenses. Os teores médios de TiO₂ nas *BIFs tipo silicato* da Suíte Vila Nova são mais elevados que os de todas as demais consideradas.

A Figura 113 faz uma comparação entre as *BIFs* da Suíte Vila Nova e as de Carajás e Serro (MEIRELLES - 1986), estas duas do tipo óxido. Assim, à exceção da razão SiO₂/Fe total, que em Carajás é menor que a unidade, as configurações das curvas para os demais elementos, bem como suas quantidades são semelhantes. No entanto, FeO, MgO, CaO, Al₂O₃ e TiO₂ são mais abundantes nas do tipo silicato da Suíte Vila Nova.

6.3.2. Elementos traços

As Tabelas 65 e 67 trazem os teores dos elementos traços analisados nas *BIFs tipo óxido e tipo silicato*, respectivamente. Dentre esses elementos, Mo, Ag e Rb não foram detectados em nenhuma amostra. O Sr em apenas uma de *BIF* tipo silicato (18 ppm).

Nas formações ferríferas tipo óxido os teores de Cu variam de 5 a 60 ppm, enquanto que nas tipo silicato eles são bem heterôgeneos, oscilando de 15 até 660 ppm, sendo maiores que o intervalo normal de teores admitido por DAVY (1983) para diversas *BIFs* do mundo (<2 - 150 ppm). O Zn também é mais enriquecido nas *BIFs* tipo silicato (15 - 220 ppm) que nos tipos óxido (10-70 ppm). Essas variações de teores estão dentro do *range* considerado normal para essas rochas, pelo autor citado

O Co exibe distribuição irregular nas *BIFs* tipo óxido, tendo sido detectado em apenas seis amostras (Tabela 66), cujos teores vão de 2,5 a 15 ppm. Nas tipo silicato a distribuição é mais homogênea, com as quantidades variando de 5 até 45 ppm.

Nas *BIFs* tipo óxido o Ni é bastante inexpressivo, havendo 70 ppm em uma amostra, 30 em outra e 5 na terceira. Nas demais, ou ele não foi detectado, ou ocorre em teores de 2,5 ppm. Nas formações ferríferas *tipo silicato*, ele é mais abundante, cujos teores variam de 5 até 85ppm, com média de 31,8 ppm.

O Cr distribui-se erráticamente nas *BIFs* tipo óxido, não tendo sido detectado em boa parte das amostras. Os teores variam, de 5-100 ppm, havendo um excepcional de 325 ppm. Nas tipo silicato o *range* é 50-175 ppm, com um unico valor de 400 ppm. Fora os valores anômalos, os demais estão dentro do intervalo considerado normal para esses tipos de formações ferríferas (DAVY, op. cit.).

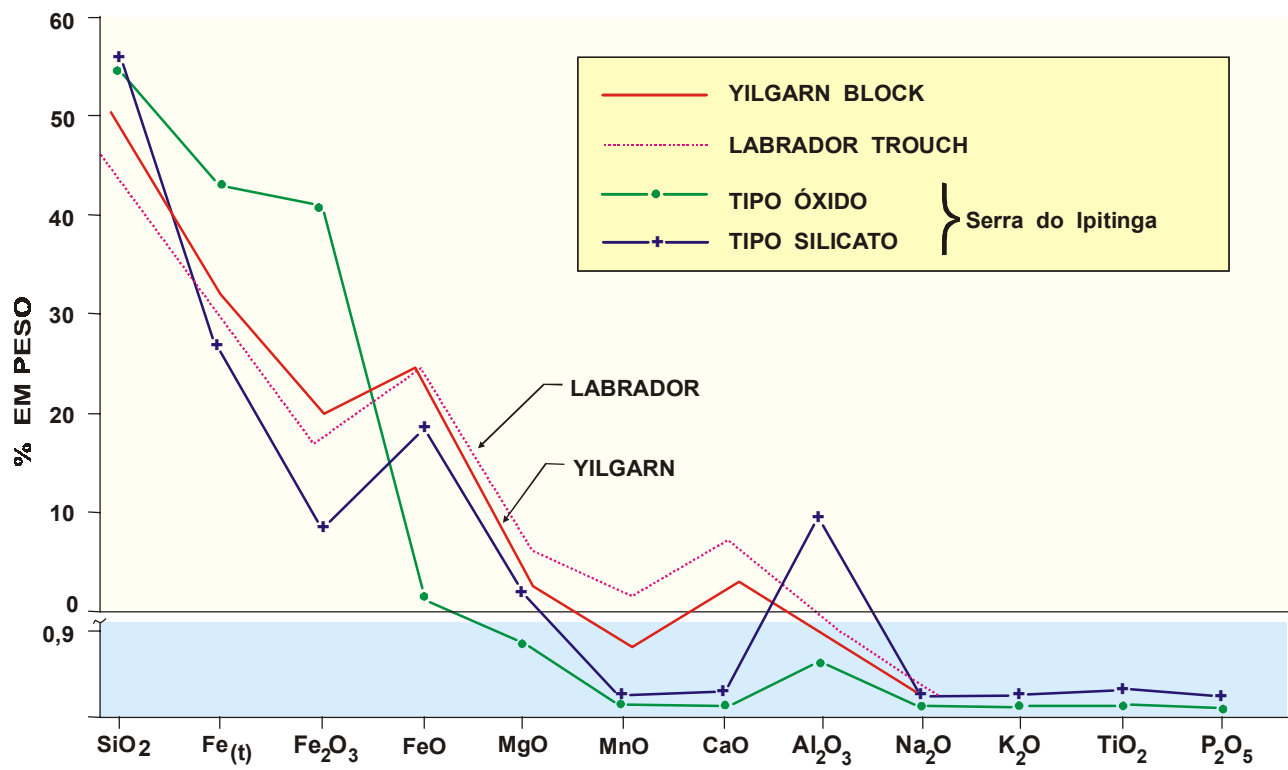


Fig. 112 - Valores médios dos óxidos maiores das *Bifs* da Serra do Ipitinga , comparados com os da região do Labrador e da Austrália (KLEIN , 1983)

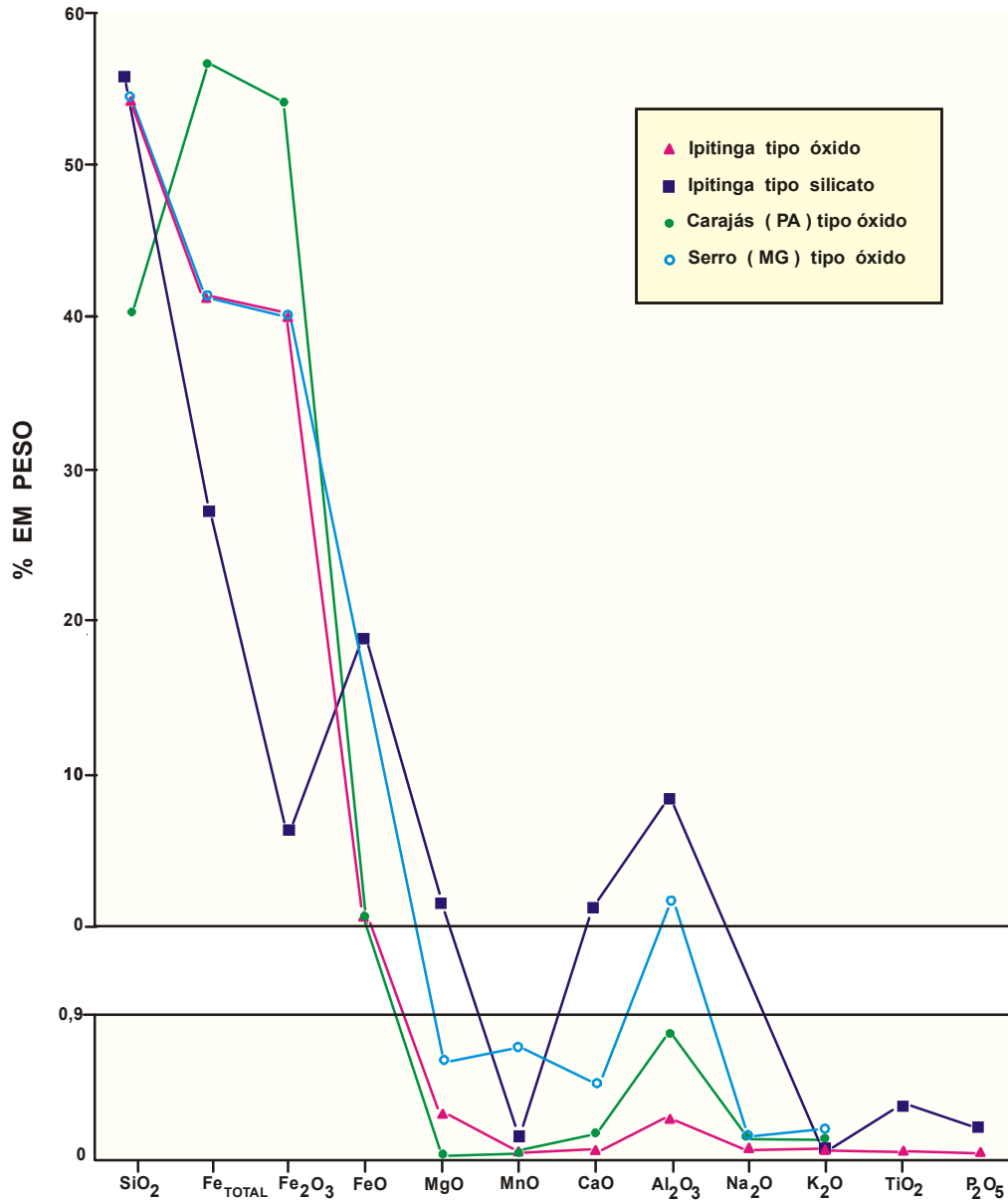


Fig 113 - Médias das concentrações químicas dos óxidos maiores das *Bifs* da Serra do Ipitinga, Serra dos Carajás (Pará) e Serra (Minas Gerais).

As *BIFs* tipo óxido são bem empobrecidas em V, com teores variando de 10 a 20 ppm, sendo que em algumas amostras ele não foi detectado (Tabela 66). Este intervalo é bem abaixo daquele considerado normal para tais rochas (< 6 - 124 ppm - DAVY op. cit.). As do *tipo silicato* são consideravelmente mais enriquecidos (20-140 ppm).

Em boa parte das amostras analisadas não foi detectado Nb. Nas *BIFs tipo óxido* que contêm esse elemento, os teores oscilam de < 5 - 13 ppm, enquanto que nas *tipo silicato* vão de 5 -11 ppm. Todos os teores de Y nas formações ferríferas *tipo óxido* são inferiores a 3 ppm, nas *tipo silicato* o intervalo é < 3 a 28 ppm, com um valor anômalo de 119 ppm.

Os teores de Ba nas *BIFs tipo silicato* (10-1600 ppm) são nitidamente mais elevados que nas do *tipo óxido* (15-140 ppm). Aquelas rochas exibem valores acima do intervalo considerado normal desse elemento (15-180 ppm, DAVY - op. cit.).

O Zr não foi detectado nas formações ferríferas *tipo óxido*. Nas *tipo silicato* ele ocorre entre 59-190 ppm, o qual está dentro do *range* desse elemento nessas rochas. (DAVY, op. cit.).

Do que foi acima exposto, pode-se dizer que as *BIFs* tipo silicato são significativamente mais enriquecidas em elementos traços que as *tipo óxido*. Esse fato é decorrente das primeiras possuírem maior número de fases minerais silicatadas, as quais podem ser retentoras desses elementos, enquanto que as *BIFs* tipo óxido contêm poucas fases minerais, sendo compostas essencialmente de quartzo e hematita/magnetita, não hospedeiros de elementos traços em suas estruturas.

6.3.3. Elementos terras raras

Os teores de ETR nas *BIFs* da Suíte Vila Nova são consideravelmente mais elevadas que os das diversas *BIFs* pré-cambrianas de diferentes partes do mundo documentados por FRYER (1983) e dos da *Isua Iron Formation* (APPEL, 1987) (Tabelas 68 e 69). O teor mais elevado registrado nesses dois litotipos para o total de terras raras é 286,94 ppm e o mais baixo 6,05 ppm, ambos em *BIF* tipo óxido (Tabela 68), com os demais valores variando de 11,5 a 140,50 ppm. As *BIFs tipo silicato* são mais enriquecidas em ETR que os tipo óxido.

Os padrões de distribuição do ETR normalizados (EVENSEN et al, 1978) para os dois tipos de *BIFs* aqui estudadas são semelhantes aos padrões das *BIFs* proterozóicas das diversas partes do mundo (Figura 114A) e bastante distintos daqueles das *BIFs* arqueanas, as quais, via de regra, são mais empobrecidas em ETR que as proterozóicas e possuem acentuadas anomalias positivas de Eu, como uma feição característica (Figura 114B).

Os espectros das *BIFs* tipo óxido são significativamente distintas dos *BIFs* tipo silicato (Figuras 115 e 116). As primeiras possuem padrão de distribuição característico, com Ce mostrando anomalias

fortemente negativas, até fracamente positiva (S-349, Figura 115). Tais variações relativas nos teores de Ce são típicas das formações ferríferas proterozóicas.

As curvas de distribuição dos ETR das formações ferríferas tipo óxido exibem um relativo empobrecimento de Eu, comum em *BIFs proterozóicas*. As medidas desse empobrecimento, indicado pelas razões Eu/Sm, vão de 0,36 (S-321, Figura 115), refletindo acentuada anomalia negativa, até 0,91 (S-332, Figura 115), teores normais de Eu.

Com exceção da amostra S-349, todas as demais exibem anomalias negativas de Ce, sendo os padrões de distribuição dos ETR nas rochas S-330 e S-312 semelhantes ao da *Karelian Paakko Iron Formation* (Finlândia, Figura 114A). As abundâncias absolutas dessas duas são significativamente mais elevadas que da formação filandesa.

O relativo enriquecimento em ETRP nas amostras S-332 e S-395, diferem do padrão de distribuição das demais rochas (Figura 115). Esse comportamento contraria a comprovada estabilidade dos ETRP na água do mar (FRYER - 1983), esta mais enriquecida nestes elementos que os sedimentos marinhos precipitados. Essa inversão de comportamento, muito provavelmente reflete variações locais nas condições de formação, favorecendo uma maior precipitação de ETRP.

Os espectros das *BIFs* tipo silicato possuem uma nítida inclinação em favor dos ETRL, cujas razões $(La/Lu)_n$ variam de 1,19 a 11,90 (Figura 116). A configuração das curvas de distribuição dos ETR é semelhante àquelas das *BIFs Mesabi* e *Krivoy Rug* (Figura 114A), as quais são características de sedimentos químicos paleoproterozóicos, que podem apresentar anomalias fracamente negativas e teores normais de Eu (FRYER, op. cit.), ao contrário das *BIFs* arqueanas, geralmente mostrando significativo enriquecimento neste elemento (Figura 115B).

Os teores médios absolutos das *BIFs* tipo silicato aqui estudados são consideravelmente mais elevados que as médias dos teores absolutos de quase todas as *BIFs* paleoproterozóicas de fácies óxido documentadas por FRYER (op. cit.), podendo ser comparadas apenas aos teores médios absolutos da *Karelian Paakko Iron Formation*, desta diferindo essencialmente pelo teor de Ce mais de duas vezes elevado e pelo teor mais baixo de Nd. Esses fatos são refletidos no padrão de distribuição dos ETR normalizados, em que a ausência de anomalia negativas de Ce e a menor razão $(Nd/Ce)_n$ são as principais diferenças entre as *BIFs* da Serra do Ipitinga e a filandesa (Figura 114A).

O padrão de distribuição da média dos ETR normalizados para os condritos nas *BIFs* tipo silicato aqui estudadas é semelhante aqueles de várias *BIFs* proterozóicas, cujas principais feições são: enriquecimento de ETR em relação aos pesados (média das razões $(La/Lu)_n$ de 7,17) e teor normal de Eu (Figura 116).

6.3.4. Discussão dos dados obtidos

Conforme o acima exposto, o padrão de distribuição dos ETR nas *BIFs* da Serra do Ipitinga, são semelhantes àqueles das *BIFs* paleoproterozóicas (FRYER, 1983).

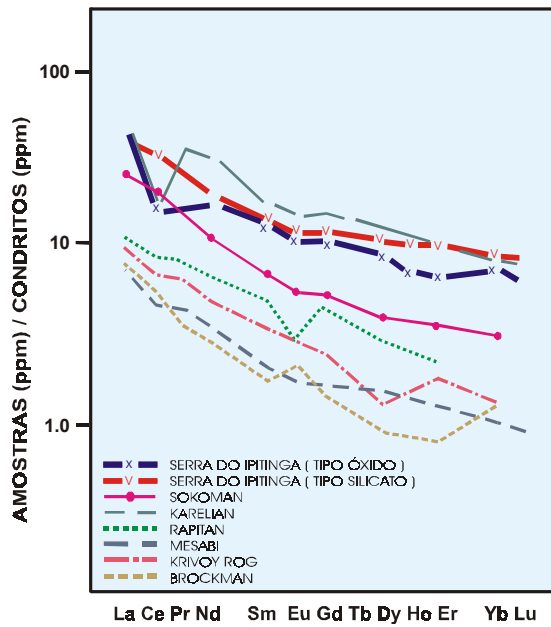
Segundo GRAFF (1977 e 1978), os padrões de ETR das formações ferríferas dependem de três fatores: 1) do padrão de ETR da fonte de Fe (provavelmente uma solução rica em Fe), 2) do padrão de ETR da água na qual essa solução flui e 3) do grão de mistura dessas duas soluções. Para o citado autor, embora a presença de anomalias negativas de Ce constitua boa evidência do efeito da água do mar, devido à semelhança marcante com os padrões para as água dos oceanos modernos (Figura 114C), a ausência de tais anomalias não implica necessariamente que a água do mar contemporânea não tenha sido empobrecida em Ce. Por outro lado, o comportamento de Ce nas *BIFs* paleoproterozóicas é considerado por FRYER (1983) como indicativa de condições fortemente oxidantes, pelo menos localmente, no ambiente marinho daquele tempo. O Ce^{+3} , na presença de oxigênio, passa a Ce^{+4} , que é mais insolúvel, resultando no empobrecimento do elemento na água do mar em relação aos outros ETR. No Arqueano, não há exemplos de abundâncias significativamente anômalas de Ce em formações ferríferas. A importância deste fato em termos de mudança nos estados de oxidação dos oceanos precisa ser documentada por meio de amostragem muito mais extensiva, uma vez que as anomalias de Ce em *BIFs* proterozóicas, ocorrem de maneira dispersa. Pois a única anomalia desse elemento fortemente consistente nessas rochas é a da *Karelian Iron Formation*, as demais mostram teores anômalos de Ce em amostras individuais, mas no conjunto elas não exibem esse caráter (Figura 114A).

O comportamento do Eu é dependente do tempo, de tal modo que os sedimentos químicos arqueanos foram consideravelmente enriquecidos em Eu, comparados com os ETR adjacentes (Figura 114B), enquanto que os paleoproterozóicos, mostram anomalias fracamente negativas, fracamente positivas ou teores normais de Eu (Figura 114A).

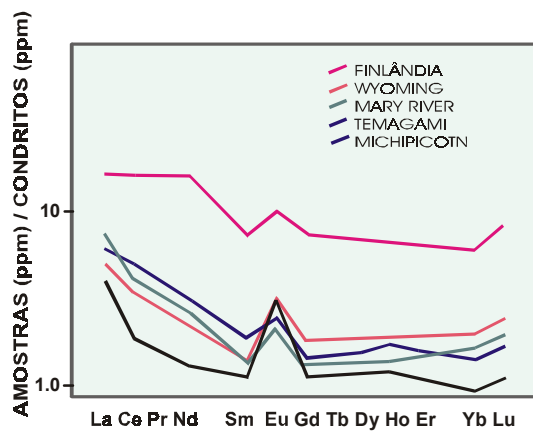
6.3.5. Considerações acerca da gênese

Segundo JAMES & SIMS (1973), há um século a origem das formações ferríferas tem sido um tópico vivo e controverso e, provavelmente, continuará sendo por algum tempo no futuro. No entanto, quase todos os estudiosos dessas rochas aceitam, como princípio básico, a sua origem a partir de uma sedimentação química. Para eles, a fonte, o método de transporte de Fe e Si, a deposição em água doce, salobra ou oceânica e a importância dos processos diagenéticos constituem problemas maiores que devem ser resolvidos antes que a origem das formações ferríferas seja totalmente entendida.

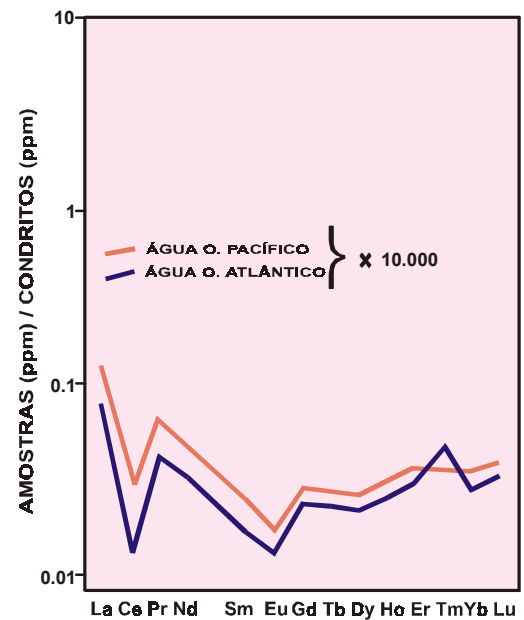
A maioria dos autores é a favor de uma origem marinha. JAMES (1954) discute algumas considerações admitindo tal origem, dentre elas: 1) ausência de feições tradicionalmente relacionadas a depósitos continentais, a exemplo da predominância de clásticos grossos e baixa seleção, 2) ocorrência, na região do Lago Superior, de *BIFs sandwiched* por vulcânicas, folhelhos e grauvacas do Huroniano



A) Bif's Proterozóicos



B) Bif's Arqueanos



C) Água do mar

Fig. 114 - Abundância de ETR (FRYER, 1983, modificado).

A) Bifs proterozóicos. Segundo LAAJOKI (1975) - KARELIAN; FRYER (1977 a) - SOKOMAN, RAPTIAN e MESABI; TUGARINOV et al (1973) - KRIVOY ROG; FRYER (1977b) - BROCKMAN. B) Bifs arqueanos. Segundo LAAJOK & LAVIKAISER (1977) - Finlândia; FRYER (1977b) - TEMAGAMI, MICHIPICOTEN e MARY RIVER; WIDEMAN & HASKI (1973) - WYOMING. C) Concentrações médias para água do mar multiplicadas por 10^4 . Segundo MASUDA & IKEUCHI (1979) e HOGDALHL et al (1968).

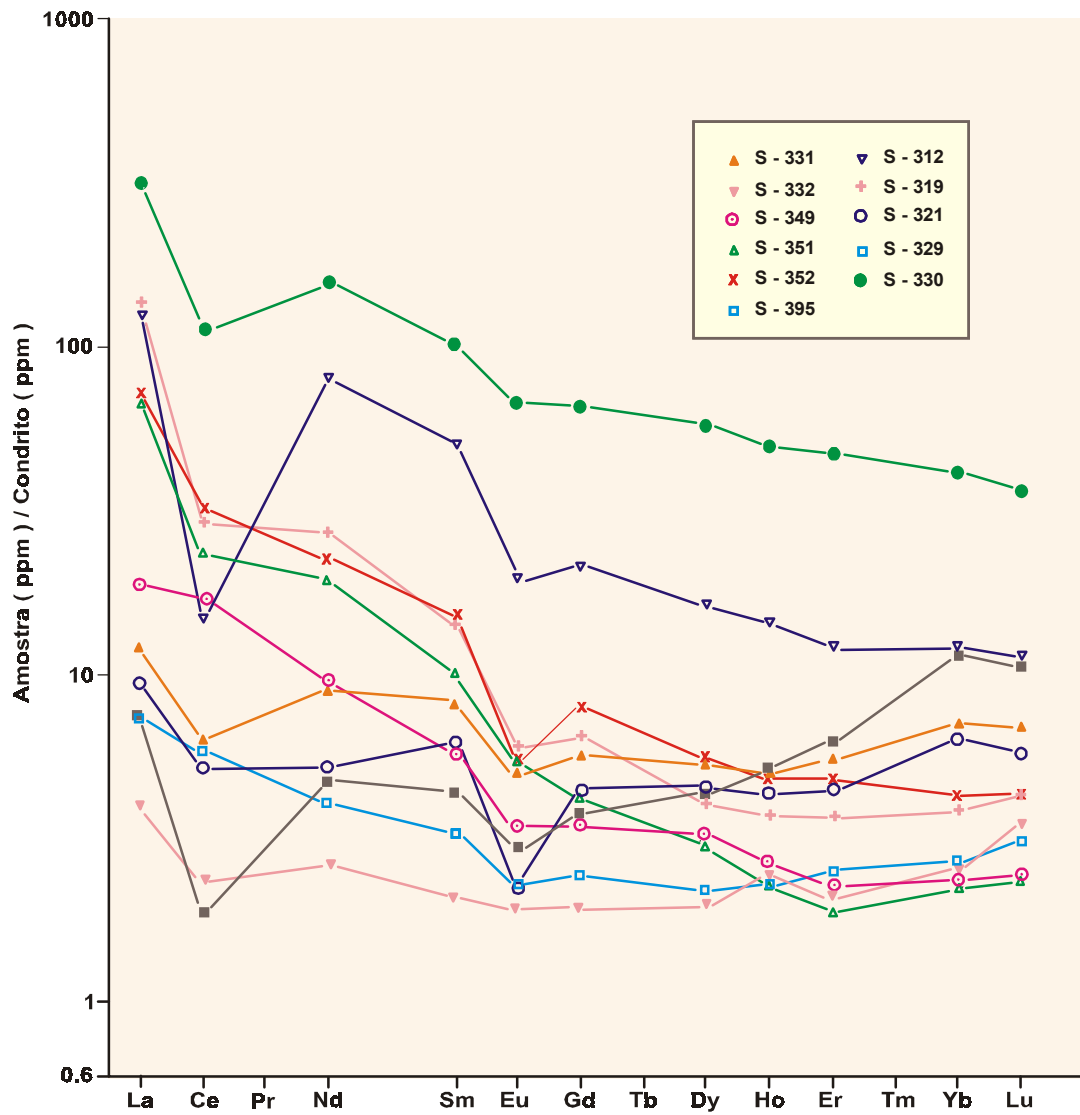


Fig. 115 Padrão de terras raras normalizadas para condritos das BIFs tipo óxido da Suíte Vila Nova.

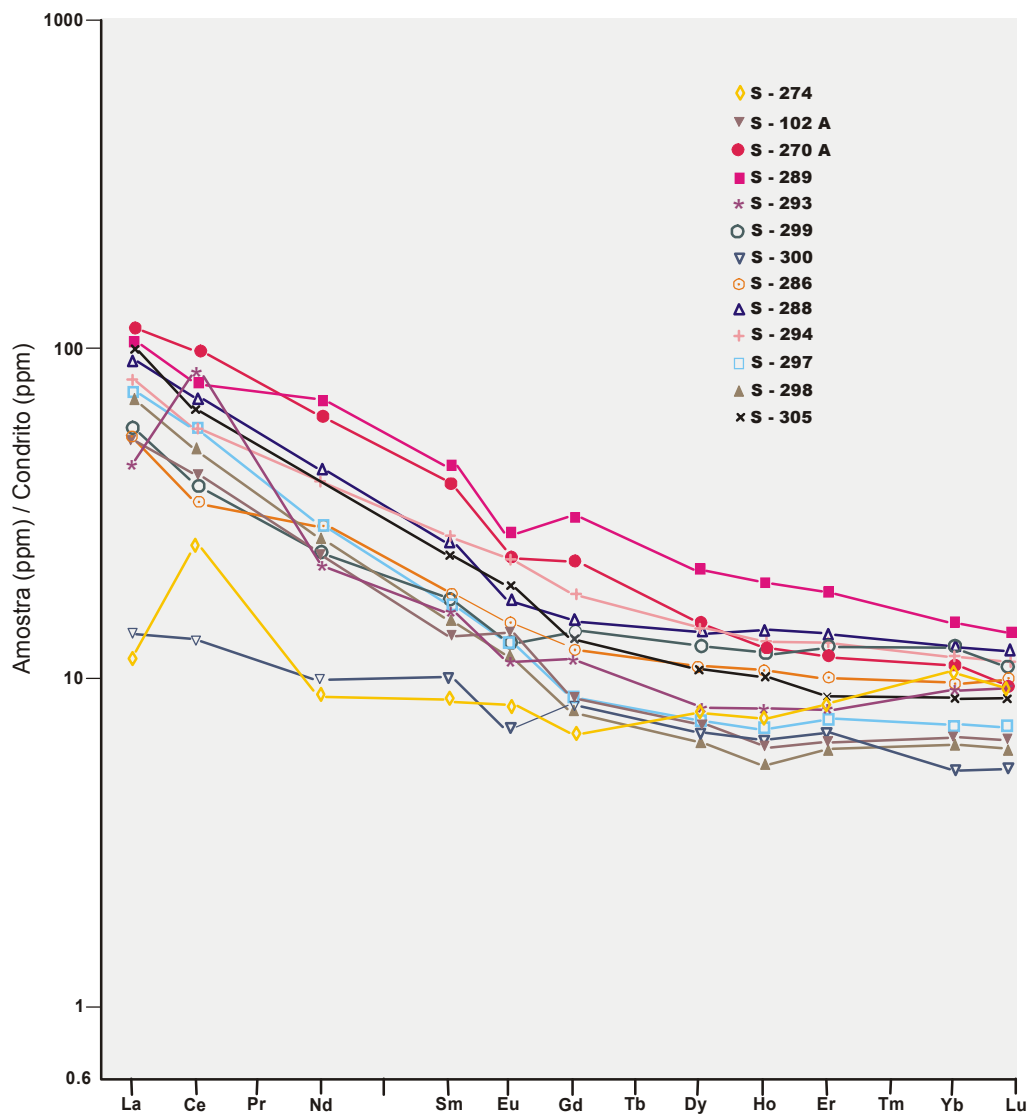


Fig. 116 - Padrão de terras raras normalizadas para condritos das BIFs tipo silicato da Suíte Vila Nova.

Inferior e quartzitos e dolomitas do Huronian Superior, ambos de origem marinha e, 3) a presença de folhelhos piritosos, associados às *BIFs*, como os de Iron River - Crystal Fall (Michigan, USA), cuja disponibilidade de fixação de tão grande quantidade de enxofre necessitaria a conexão com o mar aberto, como fonte fornecedora deste elemento.

As relações entre os ambientes físicos e os tipos de precipitados de Fe foram definidas por JAMES (op. cit). Assim, em ambiente de plataforma rasa, varrida por correntes e ondas, o oxigênio é abundante e o Fe se precipita no estado férrico (hematita), enquanto que nas zonas mais profundas, de águas estagnadas, o oxigênio não é capaz de remover a matéria orgânica, formando-se H_2S por ação de bactérias, e o Fe precipitado como sulfeto. A zona intermediária a esses dois ambientes caracteriza-se por condições redutoras ou alternância entre condições oxidantes e redutoras. Aí o oxigênio é capaz de oxidar a matéria orgânica e evitar a formação de H_2S , condicionando a precipitação de Fe no estado ferroso, quer como carbonato, quer no estado ferroso-férrico, como magnetita. Além disso, nas regiões próximas aos limites das zonas oxidantes e redutoras, há formação de silicato, o qual, via de regra, ocorre misturado às rochas com óxido e com carbonato. Essas condições distintas de deposição foram idealizadas e classificadas por JAMES (op. cit) como fácies óxido, fácies silicato, fácies carbonato e fácies sulfeto. Dessas, apenas a fácies silicato não ocuparia uma posição fixa em termos de Eh (o maior controlador de ambiente), ocorrendo mais frequentemente misturada às rochas da fácies óxido e fácies carbonato.

EUGSTER & CHOU (1973) propõem a formação das *BIFs* em um ambiente evaporítico do tipo lago-playa, onde um silicato gel de sódio (magadiita) seria o precursor dos cherts.

A geração a partir de águas doces é aventada por uma minoria de autores, entre eles GARRELS (1987), o qual estudou algumas *BIFs* arqueanas e proterozóicas da Austrália e considerou o microbandamento como varves de mineral de Fe e chert. Ainda assim, este autor afirma que a origem das *BIFs* permanece enigmática.

GROSS (1965) classificou as formações ferríferas em *tipo Superior* e *tipo Algoma*, tomando como critério as condições contrastantes dos ambientes tectono-sedimentares de deposição. As primeiras consistiriam de unidades espessas desenvolvidas ao longo das margens cratônicas ou das plataformas continentais, depositadas durante longos períodos de tempo sob condições tectônicas relativamente estáveis, enquanto que as outras seriam geneticamente associadas a vulcanismo em vários sistemas tectono-vulcânicos.

GROSS (1983) compara o ambiente de deposição das *BIFs do tipo Algoma* às atuais dorsais de expansão do fundo oceânico, uma vez que podem ser geneticamente relacionadas a qualquer sistema vulcânico no qual fraturas profundas passam através de um gradiente geotérmico mais alto, com geração de atividade hidrotermal efusiva (Figura 117). Embora admita o período de 2.700 M.a a 2.000 M.a. como

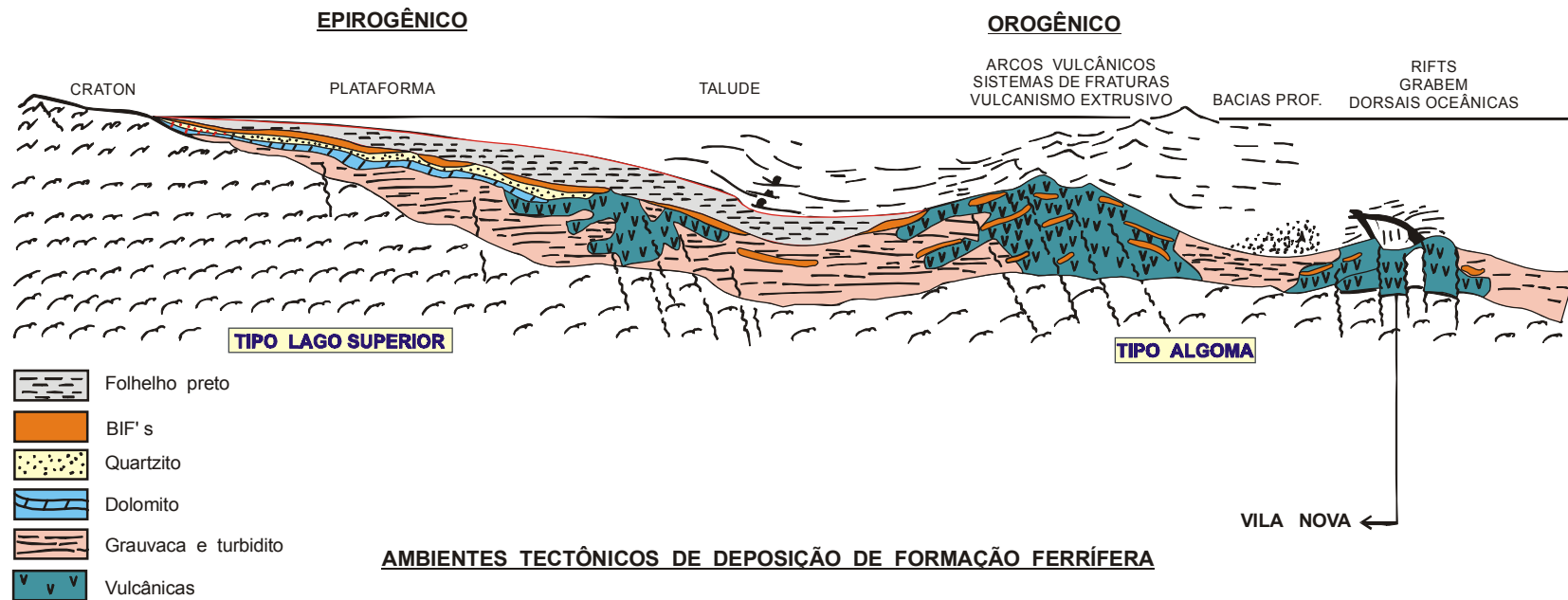


Fig. 117 - Ambientes tectônicos para deposição de formação ferrífera. Extraído de GROSS (1983).

o de mais intensa deposição de *BIFs tipo Superior*, ele considera que a idade das formações ferríferas em geral pode variar do Pré-Cambriano Inferior até o Recente. Não obstante o questionamento de TRENDALL (1983), quanto à validade do enquadramento das *BIFs* nesses dois tipos propostos, as formações ferríferas aqui estudadas são caracterizadas como do tipo *Algoma*, uma vez que estão intimamente associadas às rochas vulcânicas máficas, como características químicas condizentes com as dos basaltos subalcalino de fundo oceânico, além de encerrarem mineralização sulfetadas do tipo vulcanogênica exalativa hidrotermal sin-deposicional, dentre outras ações hidrotermais geradas em ambiente submarino distensivo.

6.4. METASSEDIMENTOS CLÁSTICOS

6.4.1. Elementos maiores

A distribuição nos diagramas AFM-ÁKF dos metassedimentos clásticos que integram a porção sedimentar superior da Suíte Vila Nova é feita de maneira que maioria das amostras cai no campo das rochas pelíticas (Figura 118), uma no campo das metagrauvacas (S-281), e as demais, que se encontram fora desse campo, são constituídas essencialmente de quartzo e quantidades variadas de muscovita.

Todos os metassedimentos clásticos associados às *BIFs* e as metavulcânicas máficas possuem assembléia com, no mínimo, dois componentes característicos de associação pelítica, metamorfisada em fácies anfíbolito (quartzo-muscovita-biotita-cianita-andaluzita). Os metapelitos possuem teores de Al_2O_3 variando de 9,4 a 15,9% (Tabela 70).

As relações entre Ca-Sr-Y (HOLLAND & WINCHESTER - 1983) nessas rochas revelam ser todas sedimento de baixa maturidade química e de natureza ácida, com exceção da S-281, caracterizada como de natureza básica e baixa maturidade (Figura 119 - Tabela 71).

6.4.2. Elementos terras raras

TAYLOR & McLENNAN (1981) fizeram uma distinção clara entre os padrões de distribuição dos ETR nas rochas arqueanas e pós-arqueanas das rochas sedimentares do *Huromian Supergroup* (Canadá) e Austrália. De acordo com eles, as rochas sedimentares pós-arqueanas possuem um padrão enriquecido em ETRL em relação aos condritos, com $(Lu/Yb)_n = 9,2$ e anomalias negativas de Eu de magnitudes constantes ($Eu/Eu^* = 0,64 \pm 0,05$). Enquanto que as arqueanas são significativamente menos enriquecidas em ETRL, com média das razões $(La/Yb)_n = 4,8$, sem qualquer anomalia expressiva de Eu e razões $Eu/Eu^* \cong 1$.

As rochas sedimentares arqueanas tendem a ter menores abundâncias nos totais de ETR, comparadas às pós-arqueanas. Tais diferenças são interpretadas por TAYLOR & McLENNAN (1985)

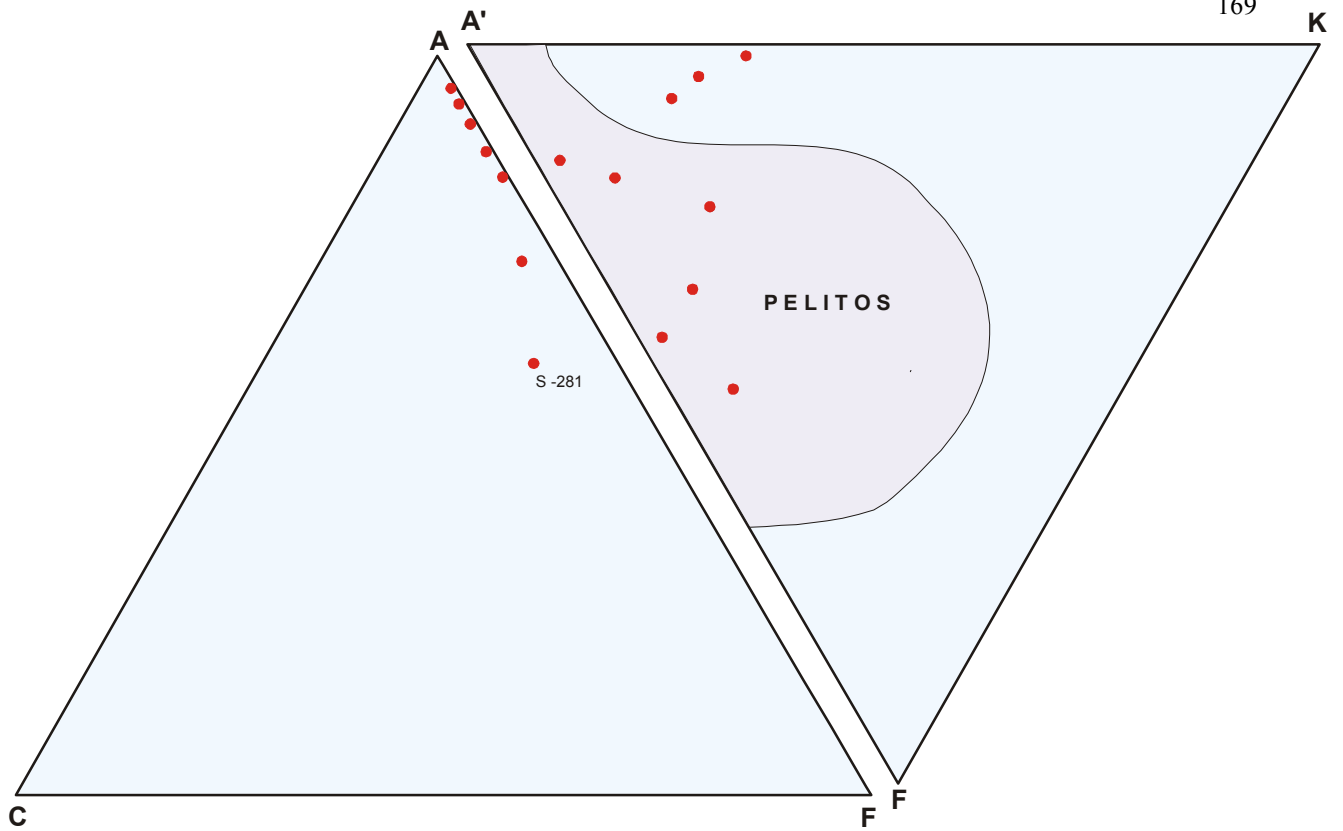


Fig. 118 - Distribuição dos metassedimentos clásticos da Suíte Vila Nova nos diagramas: **ACF - A'KF**

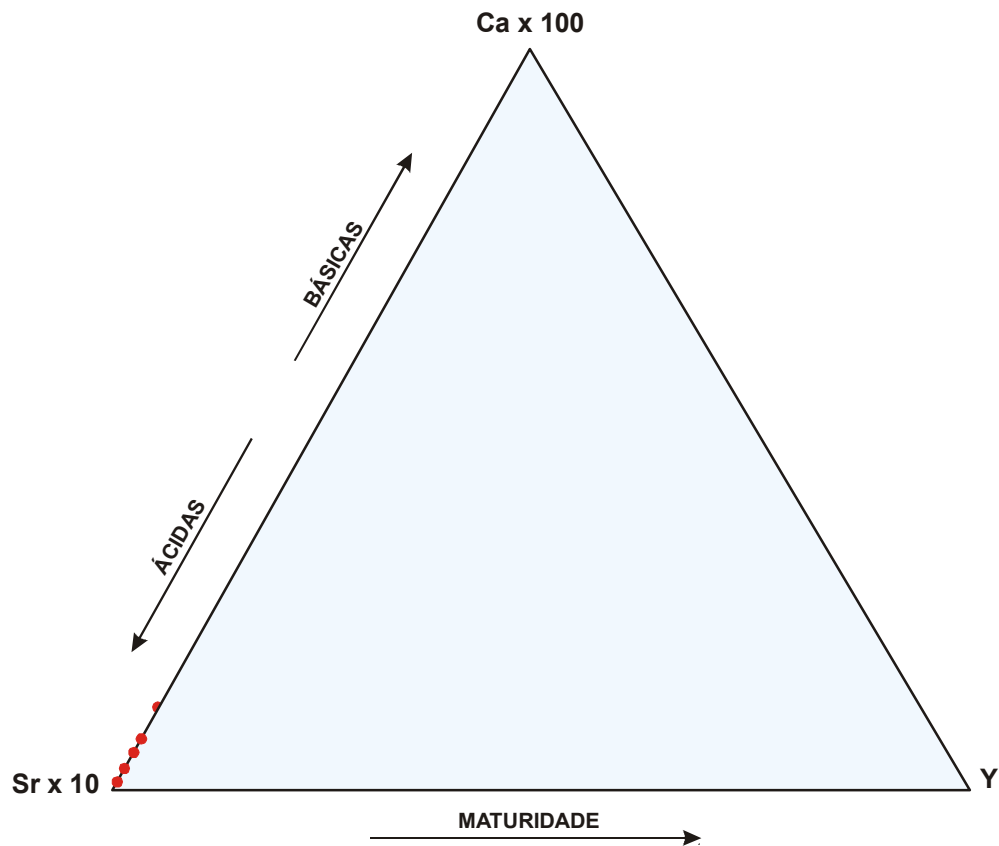


Fig. 119 - Distribuição dos metassedimentos clásticos da Suíte Vila Nova (HOLLAND & WINCHESTER, 1983)

como o registro de uma marcante troca na composição da crosta exposta, de mais máfica para mais félsica durante o Arqueano Superior, a qual seria refletida no limiar Arqueano-Proterozóico

O padrão de distribuição dos ETR nos metassedimentos clásticos da Suíte Vila Nova exhibe um marcante enriquecimento de ETRL em relação aos pesados, com razões $(La/Yb)_n$ variando de 13,83 até 78,85 (bem superiores à média das razões de 9,2 para os sedimentos pós-arqueanos pesquisados por TAYLOR & McLENNAN, op.cit.) Esses sedimentos também mostram anomalias negativas de Eu, de baixa e constante magnitude, com razões Eu/Eu^* oscilando entre 0,55 e 0,82 (Figura 120 Tabela 72). As abundâncias absolutas de ETRL são compatíveis às dos sedimentos pós-arqueanos, enquanto que as dos de ETRP, consideravelmente mais baixas, eis o motivo das razões La/Yb serem aqui mais elevadas. Todavia, fora esse relativo maior empobrecimento, os demais parâmetros são semelhantes aos daquelas rochas.

Segundo CULLERS & GRAF (1984) a distribuição dos ETR nas rochas sedimentares pode esclarecer o entendimento acerca de suas fontes. Os quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos e trondhjemitos, com anomalias negativas de Eu ($Eu/Sm = 0,041 - 0,27$), os teores totais de ETR variando entre 60 e 499 ppm e as razões $(La/Lu)_n$ entre 8,9 e 66, são caracteristicamente continentais ou de ambientes transicionais continente-margens continentais, podendo ter qualquer idade. Assim, como as rochas da Suíte Vila Nova possuem razões Eu/Sm variando de 0,15 a 0,23, teores totais de ETR de 132,60 a 432,20 ppm e as razões $(La/Lu)_n$ entre 15,63 e 60,78, pode-se concluir que as fontes desses metassedimentos são rochas de natureza continental.

6.4.3. Considerações acerca da gênese

BLATT et al. (1980) relacionaram a composição química dos arenitos com o ambiente tectônico no qual eles foram formados, levando-se em conta as relações entre Fe total, Mg, Na e K. A distribuição dos metassedimentos da Suíte Vila Nova no diagrama dos citados autores, é feita através dos três campos, correspondentes aos eugeossinclíneos. Os exogeossinclíneos, conforme definido por KAY (1947), são acumulações de sedimentos clásticos em parageossinclíneo, este constituído de um geossinclíneo dentro de um cráton ou área estável, ou de uma depressão oceânica, marginal ao cráton (SCHUCHERT - 1923). Os sedimentos dos exogeossinclíneos integram as rochas clásticas expandidas sobre as margens dos crátons, em cinturões de montanhas dobradas. Enquanto que os eugeossinclíneos são geossinclíneos nos quais a sedimentação clástica está associada ao vulcanismo, localizado longe do cráton. Por fim, os tafrogeossinclíneos são acumulações de sedimentos em bacias tipos rift.

As rochas metassedimentares da Suíte Vila Nova, aparentemente representam sedimentos depositados sob condições reinantes nos três ambientes tectônicos citados. De tal modo que os inseridos no campo 3 da Figura 121 representam os sedimentos mais proximais, os do campo 1 (eugeossinclíneo)

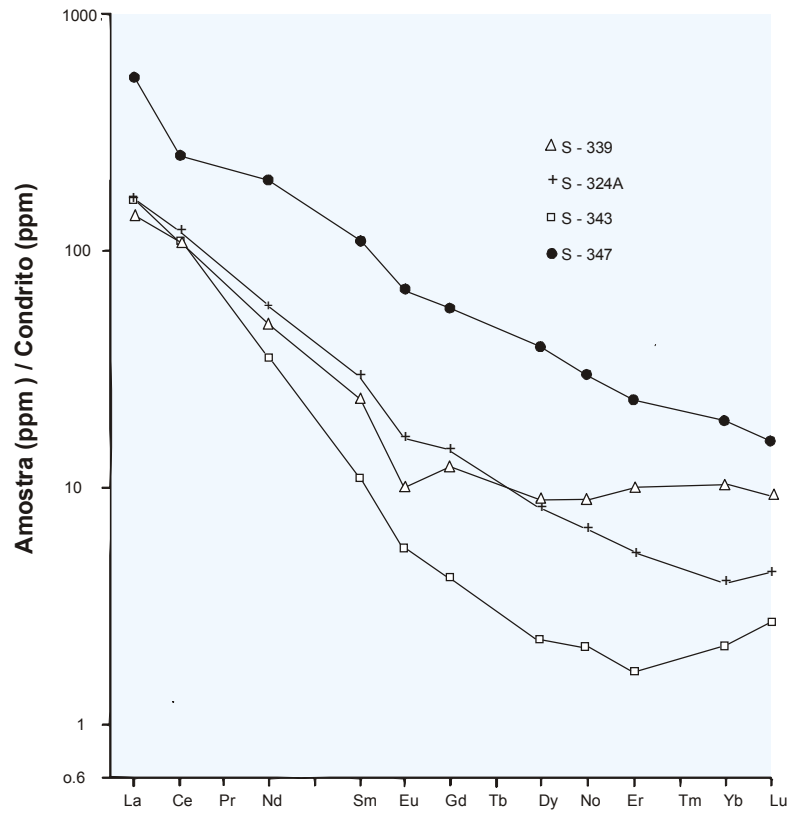


Fig. 120 - Padrão de terras normalizadas para condrito nos metassedimentos continentais da Suíte Vila Nova.

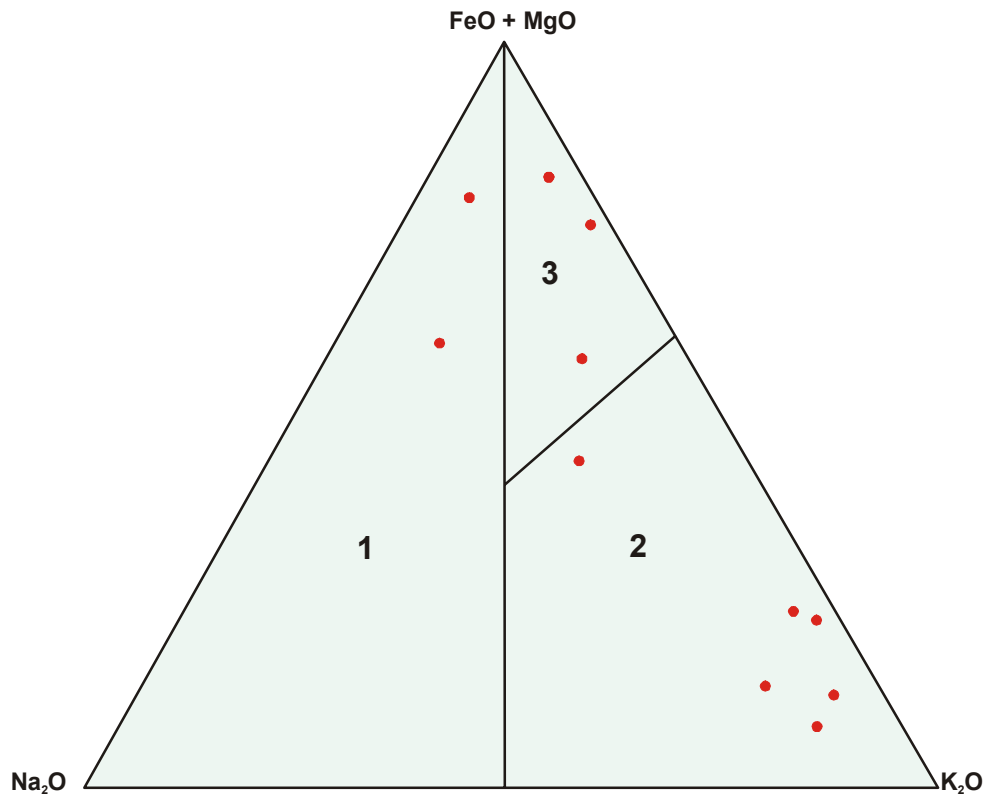


Fig. 121 - Distribuição dos metassedimentos clásticos da Suíte Vila Nova no diagrama de BLATT et al (1980). Eugeossinclineo (1); Tafrogeossinclineo (2); Exogeossinclineo (3).

são os mais distais, depositados simultaneamente às rochas vulcânicas, e os do campo 2 (tafogeossincline) são aqueles depositados em zonas de *rift*, são os sedimentos imaturos, formados tão logo é aberto o eixo de expansão. A predominância destes últimos na Suíte Vila Nova representa mais um dado que favorece a caracterização de um ambiente eqüivalente as bacias trás - arco para deposição do pacote vulcano-sedimentar da unidade estudada.

7. SUMÁRIO DAS CONCLUSÕES

1. A Suíte Metamórfica Vila Nova, na Serra do Ipitinga, consiste em uma seqüência de rochas mataígneas máficas (principalmente metavulcânicas) basais, sobrepostas por sedimentos químicos (*BIFs tipo óxido e tipo silicato*) e clásticos continentais. Metapiroxenito com enclave de actinolita-xisto foi registrado em subsuperfície (furo 2). Além disso, metadiabásios com texturas subofíticas preservadas, ocorrem em superfície de maneira subordinada. A seqüência metaígnea sedimentar foi submetida a quatro eventos metamórficos, responsáveis pela geração de produtos distintos.

2. Parte das lavas básicas basais sofreu metamorfismo hidrotermal de fundo oceânico (M1), sob condições de fácies xisto verde, condicionando a geração de rochas ricas em quartzo-clorita e metamafitos básicos de baixo grau, aos quais associam-se mineralizações sulfetadas. Não se têm registro sobre os efeitos desse evento nas rochas sedimentares. As temperaturas de formação dessas rochas, calculadas a partir de cloritas saturadas em Al, variam de 273°C a 320°C, com valor médio de 308°C.

3. Posterior metamorfismo regional progressivo (M2) de fácies anfibolito transformou as rochas ígneas máficas e parte dos metamafitos de baixo grau em anfibolitos e os diabásios em metadiabásios. Parte das rochas a quartzo-clorita foi transformada em rochas à cordierita-antofilita. A temperatura média de formação dessas rochas é 547°C, segundo cálculos geotermométricos. As *BIFs* atualmente constituídas essencialmente de quartzo e óxido de ferro, foram recristalizadas a partir de *BIFs*, com a mesma associação. Enquanto que a associação granada-grunerita das *BIFs* tipo silicato resulta do metamorfismo de *BIFs* tipo carbonato e/ou tipo silicato. Os sedimentos clásticos desenvolveram associações à base de quartzo-muscovita, quartzo-muscovita-cordierita e/ou andaluzita e/ou cianita e/ou biotita e/ou plagioclásio. A presença de cordierita indica uma recristalização entre 530°-540°C, a pressões de 3 a 4Kb (WINKLER, 1979). Esses valores devem ser também os considerados para o início da fácies anfibolito na unidade, em condições de médias pressões e são consonantes com a temperatura média de 547°C aqui calculada, para geração das rochas à cordierita-antofilita, associadas aos anfibolitos.

4. Todo o pacote metaígneo-sedimentar foi deformado de maneira dúctil e rúptil, com formação de microzonas e zonas de cisalhamento, microdobras e dobras, microfraturas e fraturas, brechas e microbrechas, milonitos e cataclastos. Nessa ocasião, a seqüência vulcano-sedimentar assumiu a configuração espacial atual de cinturões alongados segundo NW-SE, com mergulhos subverticais, via de regra para NE. Esse evento deformacional (M3) condicionou um aporte considerável de fluidos, gerando carbonato, sericita, muscovita, clorita, epidoto e turmalina tardios, sendo frequente a formação de associações mineralógicas retrogressivas superimpostas a rochas metamorfizadas em fácies anfibolito. Assim, é comum anfibolitos (com ou sem diopsídio) retrometamorfizados, anfibolitos epidotizados, ou mesmo epidositos. O único registro de metapiroxenito é proveniente de testemunho de sondagem, em

que essa rocha possui textura ígnea preservada, contendo xenólito de actinolita-xisto, o que indica ser este anterior àquele. A associação mineralógica essencial é diopsídio-epidoto-talco-(plagioclásio). Este último, sempre microclinizado e/ou carbonatizado e/ou sericitizado e/ou epidotizado, denunciando alteração durante esse evento. As assembléias geradas a partir da deformação e ação de fluidos são de fácies xisto verde.

5. O quarto evento metamórfico (M4) é de caráter termal, gerado a partir de intrusões graníticas no pacote metaígneo-sedimentar. Algumas rochas são recristalizadas, desenvolvendo texturas granoblásticas poligonais e poiquiloblásticas, às vezes subordinadas, superimpostas às texturas metamórficas anteriores. Desse modo, é frequente a presença de anfibólitos e metassedimentos polimetamórficos.

6. Os anfibólitos dos actinolita-xistos e dos metapiroxenitos estão todos inseridos na zona da biotita, indicando uma cristalização entre 230°C a 480°C (SHEPPARD & SCWARCZ, 1970). Os anfibólitos dos metadiabásios foram cristalizados na zona de granada, não havendo nessas rochas processos metamórficos retrogressivos. Os epidotitos exibem anfibólitos na zona da biotita, uma vez que resultam de metamorfismo retrogressivo, enquanto que os anfibólitos e os metatufos com CPX (polimetamórficos) possuem anfibólitos recristalizados na zona da granada (400°-450°C) e na zona de biotita (370°-400°C), em uma indicação de retrometamorfismo sofrido quando do eventos M3 e/ou M4.

7. A origem das rochas à cordierita-antofilita no evento M2, a partir do metamorfismo das rochas ricas em quartzo-clorita (FARACO, 1990), fica aqui comprovada pela detecção (através de microsonda eletrônica) de cristais de antofilita associados à biotita nas rochas a quartzo-clorita, já contendo minerais de mais alto grau metamórfico, mas ainda preservando a associação original (fase de transição). Por outro lado, a deformação de rochas a cordierita-antofilita no evento M3 (Figura 23b) é mais um fato à reforçar a argumentação que as mesmas foram geradas no evento M2.

8. Mineralização sulfetada do tipo vulcanogênico hidrotermal sindeposicional, consistindo em pirrotita-pirita-calcopirita e, subordinadamente, esfalerita, com Au e Ag associados, foi originada no evento M1 e deformada no M3. Molibdenita, galena, ouro e telureto de Ag foram detectados em MEV/SED. Os sulfetos são hospedados preferencialmente como *stockworks*, em rochas a quartzo-clorita e, menos frequentemente, em metamafitos de baixo grau. A mineralização foi revelada através de quatro furos verticais. Esse caráter vertical, em um pacote com foliação subvertical (70°-80°NE), prejudica o conhecimento das variações da mineralização com a profundidade real, dentro da sequência metavulcano-sedimentar Vila Nova.

9. Até agora não se conhece outra hospedeira da mineralização que não sejam os basaltos hidrotermalizados do evento M1. As feições texturais da associação sulfetada indicam que a mesma está metamorfisada sob condições de fácies xisto verde, exibindo características óbvias de mobilização dos

sulfetos mais moles (dúcteis), tais como pirrotita, calcopirita e esfalerita, em microfraturas de sulfetos mais duros (rúpteis), como pirita, havendo decomposição da pirita e substituição desta pela pirrotita. Todavia, as relações entre a projeção superficial do corpo mineralizado e o mergulho do pacote metavulcano-sedimentar na Suíte Vila Nova, sugerem que parte da mineralização esteja inserida em *BIFs*, a exemplo do que ocorre na jazida de Salobo, na região de Carajás, em que minério com teores $\geq 1,5\%$ de Cu, com Au associado, está hospedado em formações ferríferas. Assim, a constatação dessa hipótese, através de sondagens apropriadas, é imprescindível para o conhecimento do condicionamento espacial da mineralização e suas conseqüentes implicações genético-econômicas. A exemplo do que ocorre em Ghana, no Cráton Oeste Africano, em que muitas minas e ocorrências de Au estão associadas a sulfetos em formações ferríferas birrimianas; ou seja, são litologicamente controladas por essas unidades, que funcionam como camadas guias (LEUBE et al. - 1990).

10. O ouro ocorre em três tipos de jazimentos distintos: 1) associado a depósito de sulfeto maciço vulcanogênico hidrotermal sindeposicional, 2) como depósitos tipo *lode* em veios de quartzo cisalhados, contendo calcopirita, pirita e covelita e 3) em rochas alteradas por processos supergênicos, caracterizadas como *gossans* e lateritos. No primeiro caso, foi transportado como AuCl_2 , em fluidos de alta temperatura, relativamente oxidados e ácidos, cuja precipitação acontece pelo aumento do pH, decréscimo da atividade do Cl^- ou da $f\text{O}_2$ e decréscimo de temperatura. O ouro em veios de quartzo cisalhados, tipo *lode*, foi transportado como tio-complexos.

11. Indícios significativos de Pt são registrados na área em diversos litotipos da Suíte Vila Nova, todos hidrotermalizados e com marcantes efeitos de metamorfismo termal. A não detecção da Pt em rochas sulfetadas e nos próprios sulfetos analisados, reforça a hipótese de sua precipitação estar relacionada a processo distinto daquele gerador dos sulfetos. Assim, três proposições são formuladas para a origem da Pt nos diversos litotipos: 1) Os vários corpos graníticos ao atravessarem, em subsuperfície, possíveis rochas ultramáficas portadoras de Pt, carreariam este elemento e o precipitariam nas diversas rochas que compõem a unidade; 2) Possíveis rochas ultrabásicas com Pt, em subsuperfície, ao atravessarem a sequência a depositariam nas respectivas rochas; 3) Os fluidos epigenéticos, originados quando cinturão de cisalhamento corta rochas portadoras de Pt, transportariam este elemento para as rochas da Suíte Vila Nova.

12. A predominância do CH_4 sobre o CO_2 , no sistema de fluido áquo-carbônico, identificado através do estudo de inclusões fluidas nas hospedeiras da mineralização sulfetada, é condizente com o modelo de HUTCHINSON (1982) para geração de depósitos vulcanogênicos hidrotermais sindeposicionais, em ambiente submarino exalativo. Além disso, os estudos acerca da origem do metano apontam a abiogênese como a principal fonte desse fluido em sistemas hidrotermais de alta temperatura das dorsais meso-oceânicas, nas quais o metano é derivado da própria rocha. Assim, a existência de inclusões de metano nas rochas a quartzo-clorita reforça a caracterização de M1 como um processo

metamórfico/hidrotermal de fundo oceânico, bem como sugere um ambiente semelhante aos atuais centros de expansão oceânicos, para geração dessas rochas, ao mesmo tempo que as caracteriza como basaltos hidrotermalizados.

13. As isócoras de CH_4 calculadas a partir da equação de SWANENBERG (1979), e o intervalo de 250°C a 450°C admitido para geração das rochas a quartzo-clorita, permitiram admitir intervalos de pressões de 0,7kb a 2,3kb para geração das mineralizações sulfetadas.

14. A grande maioria das rochas metavulcânicas máficas é toleítica, sendo classificados como toleitos normais (a maior parte), Fe-toleitos e Mg-toleitos. Basaltos komatiíticos foram também identificados. As relações entre $\text{Nb/Y} \times \text{SiO}_2$ e $\text{Nb/Y} \times \text{Zr/TiO}_2$ confirmam ser basaltos subcalinos os protólitos da maioria das metavulcânicas. As relações entre SiO_2 e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, não obstante seu caráter *móvel* com o metamorfismo, também apontam para um protólito basáltico.

15. O estudo petroquímico das rochas vulcânicas máficas da Suíte Vila Nova indica que elas foram geradas em um ambiente equivalente ao das bacias trás-arcos, as quais possuem soalho basáltico e são associadas com alto fluxo de calor, cujo mecanismo responsável pela geração crustal é semelhante aquele que origina as dorsais meso-oceânicas (SAUDERS & TARNEY - 1991). Tal indicação é favorecida pela presença de mineralização sulfetada do tipo vulcanogênica hidrotermal sindeposicional, associada às rochas a quartzo-clorita, formada comumente em margens de placas. Sendo encontrada em placas divergentes, convergentes, em vulcânicas intraplacas e em *greenstone belts* arqueanos.

16. Os resultados dos isótopos de Nd revelam idades modelos entre 2,26 Ga e 2,19 Ga para metamafitos da Suíte Vila Nova. Os valores de ϵ Nd apontam para a existência de uma fonte mantélica complexa com componentes moderadamente empobrecidos e fracamente enriquecidos. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dessas rochas variam de 0,69747 até 0,71102, sugerindo que as características isotópicas deste elemento foram amplamente adquiridas durante os eventos metamórficos M3 e M4.

17. Os dados petrológicos, geoquímicos, geocronológicos e metalogenéticos obtidos na presente pesquisa permitem que se estabeleça uma correlação entre a Suíte Vila Nova e as sequências metavulcano-sedimentares paleoproterozóicas do Escudo das Guianas e do Cráton Oeste Africano.

18. As rochas ricas em quartzo-clorita são basaltos hidrotermalizados que, ao serem metamorfisados tanto por metamorfismo regional como termal, transformam-se em rochas a cordierita-antofilita. Essa conclusão advém da maneira de ocorrência, transformações mineralógicas e várias evidências geoquímicas. Os padrões de distribuição dos ETR das rochas a cordierita-antofilita, dos actinolita-xistos e das rochas a quartzo-clorita são semelhantes, sugerindo uma origem comum. As abundâncias dos ETR, Rb, K, Nb, Zr, Y e Ti, normalizados em relação aos *N-MORBs* nesses três litotipos, são igualmente semelhantes.

19. As abundâncias médias dos óxidos maiores nas *BIFs* tipo óxido da Serra do Ipitinga são equivalentes às daquelas das formações ferríferas dos Carajás(PA) e de Serro (MG), apenas as razões $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ são maiores na Suíte Vila Nova. A mesma equivalência foi verificada entre as *BIFs* aqui estudadas e às do *Yilgara Block* e do *Labrador*. Nesse caso, verifica-se que o $\text{Fe}(\text{t})$ nas *BIFs* tipo óxido aqui estudadas são maiores que naquelas outras. A quantidade de Al_2O_3 nas tipo silicato é notavelmente mais elevada, devido à presença da granada almandínica como fase essencial.

20. As *BIFs* da Suíte Vila Nova, na Serra do Ipitinga possuem padrão de distribuição dos ETR semelhantes às formações ferríferas paleoproterozóicas. Esse fato é condizente com a idade de 2110 ± 90 M.a. obtida por GRUAU et al (1985) em datações por Nd/Sm nas metavulcânicas basais do *greenstone belt* da Série Paramaca (porção central da Guiana Francesa), bem como a idade 2250 ± 10 M.a., através do método U/Pb em zircão, nas rochas do Supergrupo Barama - Mazaruni, na Guiana (GIBBS & OLSZEWSKI, 1982), ambas correlatas à Suíte Vila Nova. Este fato levou aqueles autores proporem o período de 2200 a 2100 M.a. para o alojamento da maioria dos cinturões de supracrustais no Escudo das Guianas. Além disso, as *BIFs* de ambos os tipos da Suíte Vila Nova possuem abundâncias absolutas em ETR relativamente elevadas, comparáveis apenas às abundâncias da *Karelian Iron Formation*, as quais são consideravelmente superiores às daquelas das demais *BIFs* proterozóicas documentadas por FRYER (1983). Não obstante os padrões de distribuição dos ETR nas formações ferríferas aqui estudadas, serem equivalentes aos das *BIFs* paleoproterozóicas, a maioria classificadas como do tipo Superior (GROSS, 1983), suas feições tectono-petrológicas são compatíveis com as *BIFs* tipo *Algoma*. Esse dado é mais um parâmetro condizente com um ambiente equivalente aos dos atuais centro de expansão para o pacote vulcano-sedimentar Vila Nova.

21. Os metassedimentos clásticos são metapelitos, muscovita-quartzitos e subordinadamente, metagrauvas, os quais possuem natureza ácida (com exceção de uma amostra de natureza básica) e baixa maturidade química. As abundâncias absolutas de ETR e o padrão de distribuição das curvas, são compatíveis às dos sedimentos paleoproterozóicos (em consonância com as formações ferríferas), cuja fonte são rochas continentais. As relações $\text{FeO} + \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ para a maioria deles são correspondentes às daquelas dos sedimentos imaturos, formados em zonas de expansão, favorecendo a consideração de um ambiente equivalente as bacias trás-arco para deposição da Suíte Vila Nova.

22. CONDIE (1980) sugere que os primeiros segmentos de crosta continental preservados se desenvolveram inteiramente a partir de sistemas de arcos andesíticos oceânicos em borda de placas convergentes entre 4.000 a 3.500 M.a., enquanto que a evolução do tipo Andino ou bacia marginal, ocorreu em período subsequente (3.500 a 2.500 M.a). Posteriormente (1981) ele propõe vários ambientes tectônicos que podem ter existido na Terra entre 3.800 a 2.500 M.a. As seqüências supracrustais teriam sido depositadas tanto em bacias *trás-arcos* como em *rifts*, em resposta, respectivamente, às bordas de placas convergentes e às plumas do manto. Segundo o modelo por ele proposto (Figura 122) e baseado

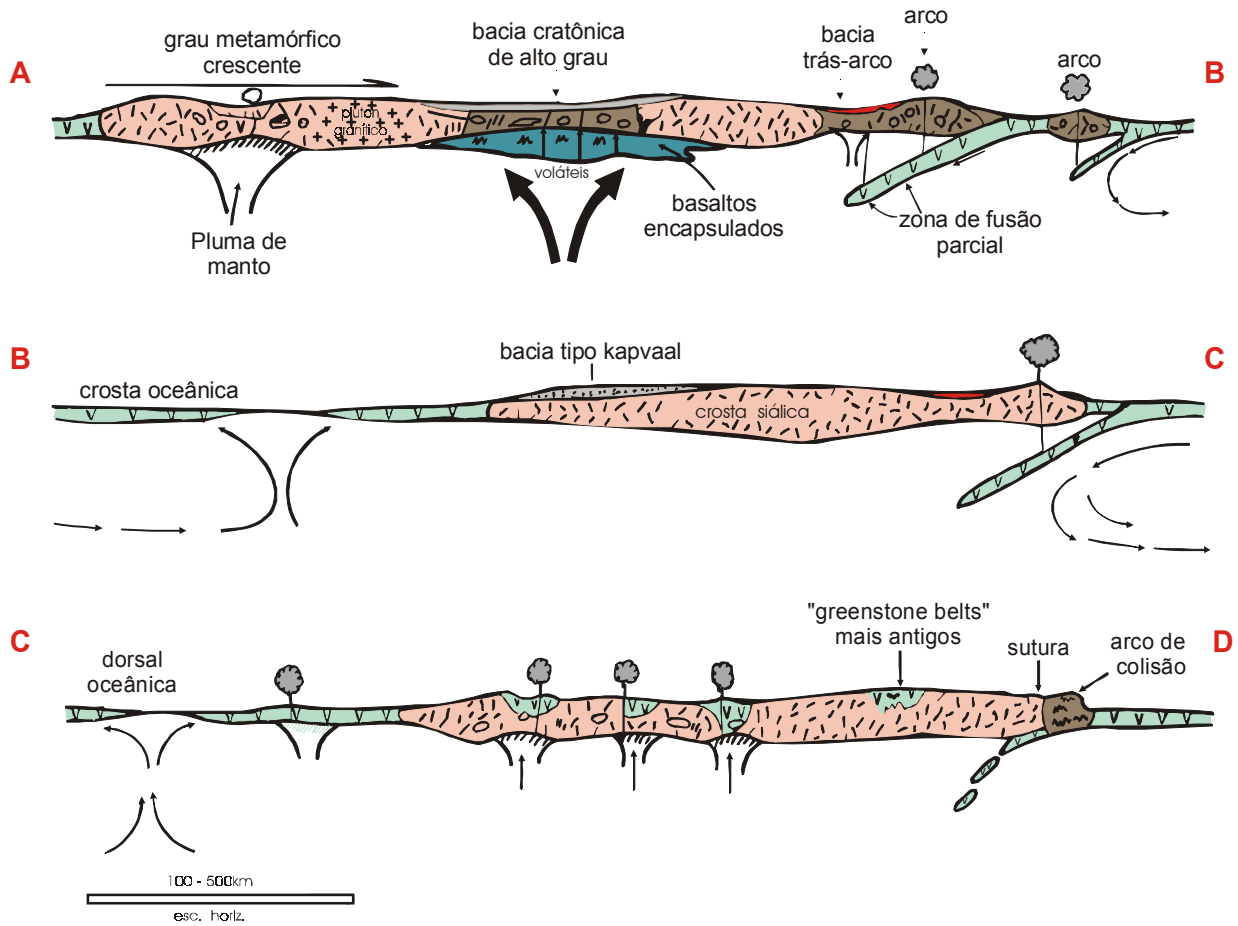


Fig.122 - Ambientes tectônicos existentes na terra entre 3800 - 2500 M.A. extraído de CONDIE, 1981.

em *observações factuais*, em ambos os ambientes tais sequências assentam-se parcial ou totalmente sobre uma crosta siálica. Os *greenstones* que exibem *nappes* e *thrusts* resultam da convergência de *rift* ou *bacia trás-arco*, anteriormente abertos em resposta a uma pluma de expansão ou de corrente convectiva ascendente no manto.

23. Os primeiros modelos de evolução do Arqueano, como o de ANHAEUSSER (1975) consideravam que a evolução das sequências tipo *greenstone belts* obedecia um padrão de rochas vulcânicas ultramáficas para máficas para silicosa, sucedidas por granitóides que evoluíram de tipos ricos em Na para tipos ricos em K, com anatexia significativa dos *greenstones* mais antigos. Tal concepção é rejeitada por KRÖNER (1985), segundo quem a descoberta de vulcânicas félsicas nas porções inferiores de suítes desse tipo, podendo ser sobrepostas ou intercaladas a komatiitos, bem como a intercalação dessas com andesitos, lança forte dúvida sobre o modelo genético a partir de arco magmático. Além do mais, a ampla contemporaneidade das rochas extrusivas e intrusivas, constatada por BARTON (1981), torna improvável a idéia de que as últimas representem produtos de fusão das primeiras. Assim, para o autor citado, as concepções atuais acerca da evolução dos terrenos *granito-greenstones* são todas compatíveis com o conceito de mobilização de placas no Arqueano, havendo duas categorias de modelo genético: 1) Subducção - relacionada a ambientes de arco magmático ou de bacias marginais e 2) ambiente de *rift* intracontinental. Os modelos relativos à primeira categoria consideram os processos nos arcos intraoceânicos ou magmáticos tipo Andino - geralmente relacionados às bacias marginais - os análogos mais próximos dos mecanismos de formação de crosta no Arqueano.

24. Os dados obtidos neste trabalho são condizentes com esse modelo para o ambiente de deposição das rochas metavulcano-sedimentares que integram a Suíte Metamórfica Vila Nova, pelas seguintes razões: 1) as vulcânicas máficas/ultramáficas são basaltos toleíticos de fundo oceânico e subordinadamente basaltos komatiíticos, cujas feições petroquímicas assemelham-se às das atuais bacias trás-arco. 2) os metassedimentos químicos (*formações ferríferas bandadas*) são do tipo Algoma, que GROSS (1983) considerava ser gerado em ambiente de expansão; 3) ocorrência de mineralização vulcanogênica hidrotermal sindeposicional, associada a rochas ricas em quartzo e clorita, consideradas lavas básicas hidrotermalizadas em zonas de *stockwork* submarinas, semelhantes às que ocorrem nos atuais centros de expansão.

25. KRÖNER (1991) admite que os estilos tectônicos do Pré-Cambriano são comparáveis aos do regime de placas fanerozóicas, tendo sido governados por deformação ao longo e dentro de placas continentais. De tal modo que, por volta de 2.100 M.a, a principal atividade magmática e tectônica se resumia a cinturões lineares e alongados que podem refletir as margens de antigas placas. Em vários continentes são descritas grandes e extensas zonas de cisalhamento intracrustal proterozóicas, ou *cinturões retos*, com largura superior a dezenas de quilômetros e consistindo em um complicado mosaico de cinturões miloníticos, assim como o registro de deformação dúctil em vários níveis crustais. Alguns desses

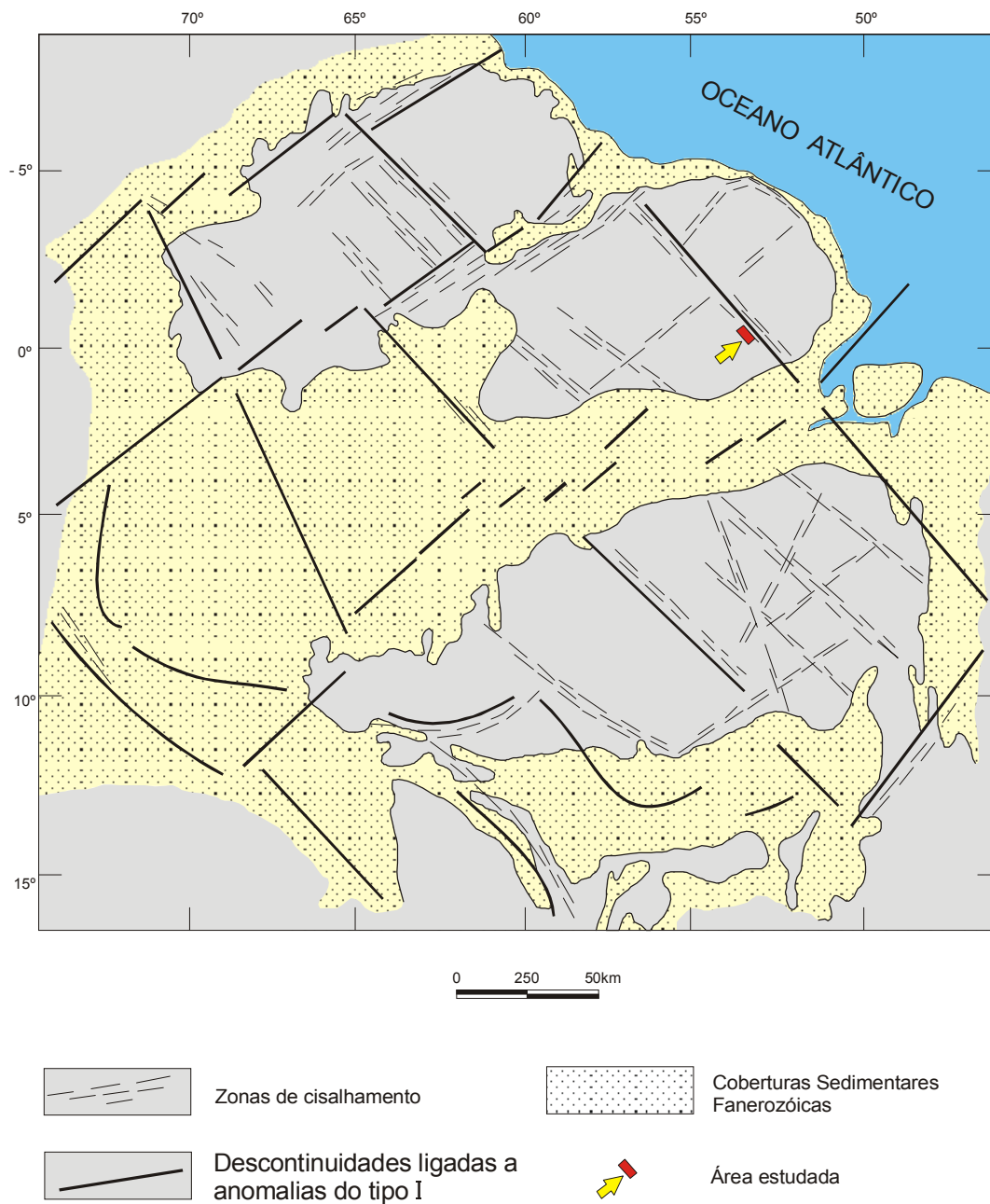


Fig.123 - Zonas de Cisalhamento Principais da Região Amazônica. Segundo Hasui, et. al. (1984).

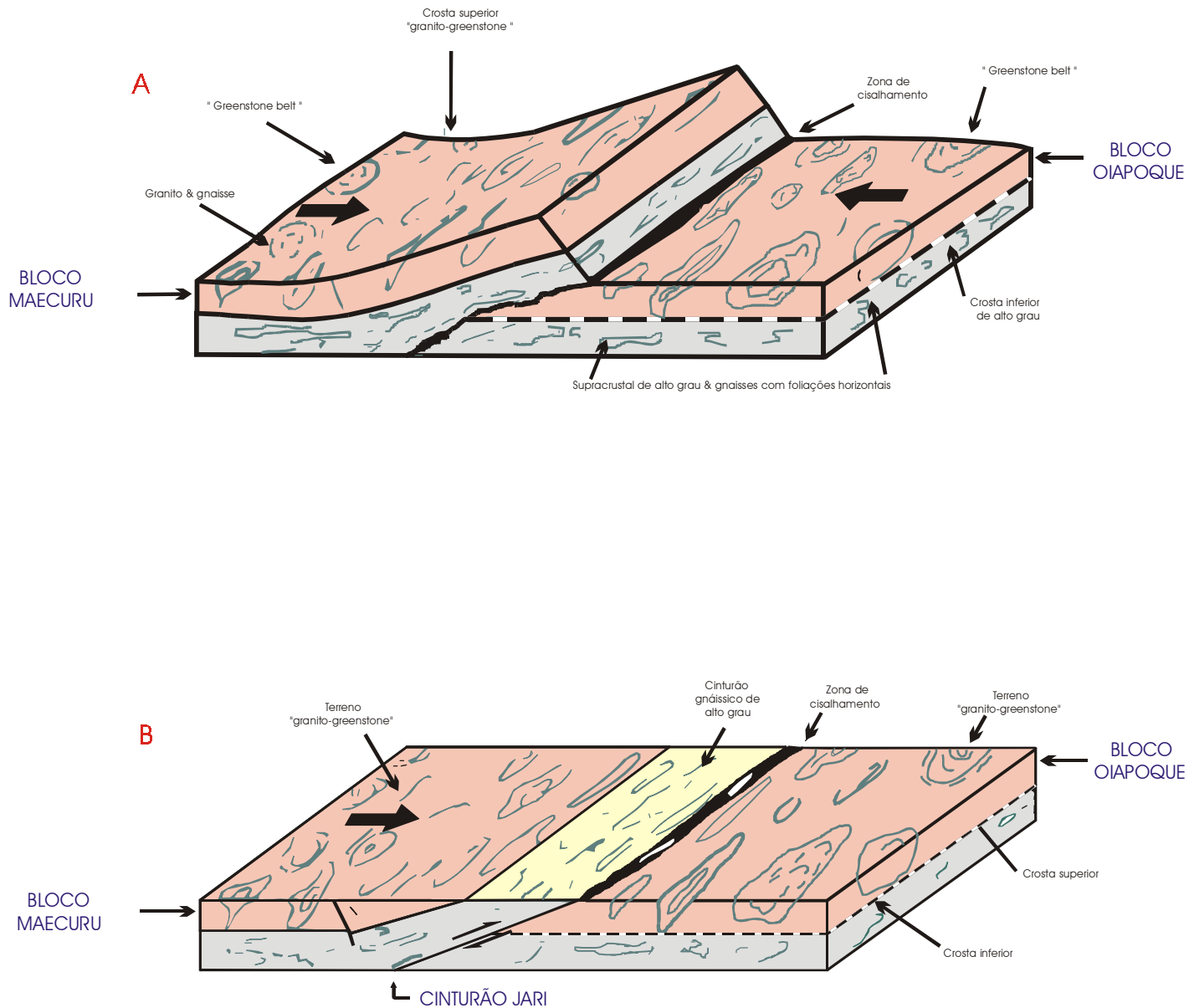


Fig.124 : Modelo esquemático para mostrar as relações entre os terrenos crustais superiores do tipo granito - "greenstone" e gnaisses inferiores de alto grau, admitindo a continuação destes sob os "greenstones". Extraído de Kroner (1985).

cinturões são comparados com extensas falhas transcorrentes ou resultantes de grandes rotações de blocos crustais, enquanto outros são originados a partir de cavalgamentos compressionais ou uma combinação de todos esses processos.

26. A área estudada está localizada na região limítrofe do bloco Maecuru com o bloco Oiapoque, onde a faixa granulítica (Cinturão Jari) associa-se uma anomalia tipo I, indicando descontinuidade e cavalgamento do bloco SW (HASUI et al., 1984 - Figura 123), com geração de zonas de cisalhamento, faixas metamórficas de alto grau e e cinturões alongados de rochas supracrustais com *trends* geralmente paralelos à direção da descontinuidade (NW-SE). Apesar da natureza de tais zonas não ter sido determinada neste trabalho, as relações entre as áreas de crosta superior das sequências metavulcano-sedimentares (Vila Nova) e as gnáissicas de alto grau da crosta inferior (Cinturão Jari), são condizentes com o modelo idealizado por KRÖNER (1985) para o Cinturão do Limpopo, em que a justaposição dos gnaisses crustais inferiores com as áreas supracrustais é decorrente de cavalgamento de baixo ângulo, ao longo do qual há o desenvolvimento de ampla zona de cisalhamento (Figura 124A). Após a remoção, por erosão, do bloco cavalgante, a inclinação crustal resulta na transição de crosta superior para inferior, na superfície de erosão, ficando os terrenos *granito-greenstones* misturados aos cinturões de alto grau (Figura 124B).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABOUCAMI, W.; BOHER, M.; MICHARD, A.; ALBAREDE, F. 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: An early stage of crustal accretion. **J. Geophys. Res.**, 95: 17605-17629.
- ACKERMAN, F.L. 1948. **Recursos minerais do Território Federal do Amapá**. Rio de Janeiro, Imprensa Nacional. 30 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, Y.; NEVES, B.B. de B. 1976. The Upper Precambrian of South America. **Boletim do Instituto de Geociências, USP**, 7:45-80.
- ANDREWS, A.J; HUGON, H; DUROCHER, M; CORFU, F AND LAVIGNE, M.J. 1986. The anatomy of a gold - bearing greenstone belt: Red Lake, Northwestern Ontario. In: McDONALD, A.J., ed., **Proceedings of gold 86, an International Symposium on the Geology of Gold**. Toronto, p.3-22
- ANHAEUSSER, L.R. 1975. Precambrian tectonic environments. **Ann. Rev. Earth Planet. Sci**, 3:31-53.
- APPEL, P.W.V. 1987. Geochemistry of the early archean Isua iron - formation, West Greenland. In: APPEL, P.W.V & LABERGE, G.L.ed.**Precambrian iron - formations**. Athens, Theophrastus.p. 31-67.
- ARNOLD, R.G. 1962. Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325°C to 743°C. **Econ. Geol.**, 57 (1): 72-90.
- BARNICOAT, A.C.; FARE, R.J.; GROVES, D.I.; McNAGHTON, N.J. 1991. Synmetamorphic lode-gold deposits in high grade Archaean setting. **Geology**, 19:921-924.
- BARTON, J.M. Jr. 1981. The pattern of Archaean crustal evolution in Southern Africa as deduced from the evolution of the Limpopo mobile belt and the Barberton granite-greenstone terrain. In: GLOVER, J. E. & GROVES, D.I., ed. **Archaean rocks held at Perth**. p. 21-31. (Geol. Soc. Spec. Publ, 7).
- BASEI, M.A.S. 1973. Geocronologia do Bloco B-III Amapá. Relatório Interno. Projeto RADAM. Belém, 9 p.
- BEN-AVRAHAM, Z.; NUR, A.; JONES, A.; COX, A. 1981. Continental accretion: from oceanic plateaus to allochthonous terranes. **Science**, 213, 47-54.
- BERGE, J.W. 1978. A re-examination of the association of magnesium and massive sulphide ores. **Geologiska Foreningens Stockholm Forhandlingar**, 100: 155-170.
- BIONDI, J.C. 1986. **Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática**. São Paulo, T.A. Queiroz/CBMM. 602p.
- BLATT, H.; MIDDLETON, G.; MURRAY, R. 1980. **Origin of sedimentary rocks**. 2 ed. New Jersey, Prentice-Hall. 782p.

- BOAVENTURA, F.M.C. & NARITA, C. 1974. Geomorfologia da folha NA/NB.22 Macapá. In: BRASIL/MME. Projeto RADAM. Rio de Janeiro, DNPM. v.6, p.1-27.
- BOHER, M.; ABOUCHAMI, W.; MICHARD, A.; ALBARÈDE, F.; ARNDT, N.T. 1992. Crustal growth in west Africa at 2.1 Ga. **J. Geophys. Res.**, 92, 345-369.
- BRANDT, R.T.; DOOR, J. Van N.; GROSS, G.A.; GRUSS, H; SEMENKO, N. P. 1972. Problems of nomenclature for banded ferruginous cherty sedimentary rocks and their metamorphic equivalents. **Econ. Geol.**, 67:682-684.
- BROUXEL, M.H; LAPIERRE, H; MICHARD, A; ALBARÈDE, F. 1987. The deep layer of a Paleozoic Arc: Geochemistry of the Copley Balaklala Series, Northern California. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 85, 386-400.
- BROWN, P.E & LAMB, W.M. 1989. P-V-T properties of fluids in the system $H_2O \pm CO_2 \pm NaCl$: new graphical presentations and implications for inclusion studies. **Geochim. et Cosmochim Acta**, 53: 1209-1221.
- BROWN, D. & McCLAY, K.R. 1993. Deformation textures in pyrite from the Vangorda Pb-Zn-Ag deposit, Yukon, Canada. **Mineralogical Magazine**, 57:55-66.
- CAEN-VACHETTE, M. 1988. Le craton west-africain et le bouclier guyanais: un seul craton du Protérozoïque Inferieur? **J. African Earth Sci.**, 17, 479-488.
- CARVALHO, J.M de A; FARACO, M.T.L; KLEIN, E.L. 1995. Geoquímica e metalogenia do ouro na Província Metalogenética do Amapá/NW do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5., Niterói, 1995. **Anais...** Niterói, SBGq. (CD-ROM).
- CATHELINÉAU, M. & NIEVA, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (México) geothermal systems. **Contr. Mineral. Petrol.**, 91: 235-244.
- CHINNER, G.A. & FOX, J.S. 1974. The origin of cordierite-anthophyllite rocks in the Land's End aureole. **Geological Magazine**, 3:397-408.
- CHOUDHURI, A.; IYER, S.S.; VASCONCELLOS, M.B.A. 1985. Nature and possible origin of basaltic magma in the Proterozoic of the northern Guiana Shield. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2, Belém 1985. **Anais...** Belém, SBG. v.1, 7 - 17.
- COLVINE, A.C. 1989. An empirical model for the formation of Archaean gold deposits: products of final cratonization of the Superior Province, Canada. **Econ. Geol., Mono.**, 6: 37-53.
- CONDIE, K.C. 1980. Origin and early development of the Earth's crust. **Precambrian Res.**, 11:183-97.
- CONDIE, K.C. 1981. **Archaean greenstone belts**. Amsterdam, Elsevier. 434 p.

- COOK, N.J.; HALLS, C.; BOYLE, A.P. 1993. Deformation and metamorphism of massive sulphides at Sulitjelm, Norway. **Mineralogical Magazine**, 57: 67-81.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Actas do II Congresso Chileno, Arica, Chile, v.4, p. 137-148.
- COX, S.F. 1987. Flow mechanisms in sulfide minerals. **Ore Geology Reviews**, 2: 133-71.
- CPRM/MTA. 1990. **Relatório Preliminar de Pesquisa (Processos: 850.610-14/84; 850.681-82/84; 850.682/84; 851.215-17/85)**. (Relatório Interno inédito).
- CRAIG, J.R.P.; VOKES, F.M. 1993. The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview. **Mineralogical Magazine**, 386(57): 3-18.
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks - ore petrogenesis. In.: HENDERSON, P., ed. **Rare earth element geochemistry**. Amsterdam, Elsevier. p. 245-268.
- DAHLBERG, E.H. 1975. The metallogenic map of Suriname. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS, 10., Belém, 1975. **Anais.....** Belém, MME/DNPM. p.706-714
- DAVY, R. 1983. A contribution on the chemical composition of Precambrian iron-formations. In: TRENDALL, A.F. & MORRIS, R.C., ed. **Iron-formations: Facts and problems**. Amsterdam, Elsevier. p. 325 - 342.
- DE ROSE - SPENCE, A. 1969. Genese des roches à cordierite - anthophyllite des gisements cupro-zincíferes de la région de Rouyn-Noranda, Québec, Canada. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 6: 1339-1345.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN JJ. 1967. **An introduction, to the rock-forming minerals**. ed. London, Longman, 528p.
- DOOR, J.V.N. 1964. Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. **Econ. Geol.**, 49: 1203-1240.
- DUCKWORTH, R. & RICKARD, D. 1993. Sulfide mylonites from the Renström VMS deposit, Northern Sweden. **Mineralogical Magazine**, 386 (57): 89-91.
- ESKOLA, P. 1914. On the petrology of the Orijarvi region in Southwestern Finland. **Bull. Comm. Geol. Finl.**, 40: 277p.
- EUGSTER, H.P. & CHOU, I. 1973., The depositional environments of Precambrian banded iron-formations. **Econ. Geol.**, 68 (7): 1144-1168.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 42 (8): 1199-1212.

- FARACO, M.T.L. 1990. **Evolução petrológico-geoquímica das rochas da Suíte Metamórfica Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará)**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 346p. Tese (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1990. (Inédita).
- FARACO, M.T.L. & CARVALHO, J.M. de A. 1994. A carta metalogenética e previsual do Pará e Amapá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriu, 1994. **Anais...** v.1, 291-293.
- FARACO, M.T.L. CARVALHO, J.M. de A.; KLEIN, E.L. 1995. The metallogenetic province of Amapá-NW Pará, Brazil. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 9., Venezuela, 1995. **Anais...** Venezuela. (CD-ROM).
- FLEET, A.J. 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: HENDERSON, P., ed. **Rare earth elements geochemistry**. Amsterdam, Elsevier. p. 343-369.
- FLEMING, P.D. & FAWCETT, J.J. 1976. Upper stability of chlorite + quartz in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at 2Kbar water pressure. **American Mineralogist**, 61:1175-1193.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. **Earth and Planetary Science Letters**, 27:211-218.
- FOSTER, R. P. 1989. Archaean gold mineralization in Zimbabwe: implications for metallogenesis and exploration. **Econ. Geol., Mon.** 6: 54-70.
- FRIPP, R.E. P. 1976. Stratabound gold deposits in Archaean banded iron formation, Rhodesia. **Econ. Geol.**, 71: 58-75.
- FROESE, E. 1969. Metamorphic rocks from the Coronation Mine and surrounding area. In: Symposium on the Geology of Coronation Mine. Saskatchewan, Geol. Surv. Canada, p.55-78.
- FRYER, B.J. 1977a. Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 41 (3): 361-368.
- FRYER, B.J. 1977b. Trace element geochemistry of the Sokoman iron Formation. **Can. J. Earth Sci.**, 14 (7): 1548-1610.
- FRYER, B.J. 1983. Rare earth elements in iron-formations. In: TRENDALL, A.F. & MORRIS, R.C. ed. **Iron-formations: Facts and problems**. Amsterdam, Elsevier p. 345-358.
- FUZIKAWA., K. 1985. **Inclusões fluidas**: métodos usuais de estudo e aplicações. Contribuições à Geologia e à Petrologia. Núcleo de Minas Gerais - SBGM. p. 29-44.
- FYFE, W.S. & HENLEY, R. W. 1973. Some thoughts on chemical transport processes with particular reference to gold. **Min. Sci. Eng.**, 5: 295-303.
- FYFE, W.S. & KERRICH, R. 1985. Fluids and thrusting. **Chem. Geol.**, 49: 353-362.

- GARRELS, R.M. 1987. A model for the deposition of the microbanded precambrian iron-formations. **Am. J. Sci.**, 287 (2): 81-106.
- GEBRE-MARIAM, M.; HAGEMANN, S.G.; GROVES, D.I. 1995. A classification scheme for epigenetic Archaean lode-gold deposit. **Mineral. Deposita**, 30: 408-410.
- GIBBS, A. 1987. Proterozoic volcanic rocks of the northern Guiana Shield, South America. In: PHARAOH, T.C; BECKINSALE, R.D; RICKARD, D. eds. **Geochemistry and mineralization: Proterozoic Volcanic Suites**. Geological Society of London. 33p. 275-288. (Special Publication).
- GIBBS, A.K. & OLSZEWSKI, W.J., Jr. 1982. Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terrane. **Precambrian Res.**, 17: 199-214.
- GIGGENBACH, W.F. 1980. Geothermal gas equilibria. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 44: 2021-2023.
- GILBERT F., PASCAL, M-L.; PICHAVANT, M. 1993. Solubility of gold in KCl (0,5m) solution under hydrothermal conditions (350-450°C, 500 bars). Proceedings of the 4th International Symposium on Hydrothermal Reactions: 6-5-68.
- GRAF, J.L.& SKINNER, B.J. 1970. Strength and deformation of pyrite and pyrrhotite. **Econ. Geol.**, 65: 206-15.
- GRAFF JR, J.L. 1977. Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulphide deposits in volcanic rocks. **Econ. Geol.**, 72 (4): 527-548.
- GRAFF JR. J.L. 1978. Rare earth elements, iron formations and sea water. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 42 (12): 1845-1850.
- GROSS, G.A. 1961. Metamorphism of iron-formations and its bearing on their beneficiation. Canadian **Mine and Metall. Bull.**, 545 (54): 30-37.
- GROSS, G.A. 1965. Geology of iron deposits of Canada. Canada **Geol. Survey Econ. Geology** rept. 22, 181p.
- GROSS, G.A. 1983. Tectonic systems and the deposition of iron-formation. **Precambrian Res.**, 20 (2/4): 171-187.
- GROVES, D.I. 1993. The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. **Mineral. Deposita**, 28: 366-374.
- GRUAU, M. MARTIN, H.; LEVEQUE, B.; CAPDEVILA, R. 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of lower proterozoic granite-greenstone terrains in French Guiana, South America. **Precambrian Res.**, 30: 63-80.
- GUIA DE NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA. 1982. Jornal do Geólogo. Suplemento Especial, SBG (Nucleo de São Paulo). Edição Preliminar. 55p

- HAASE, C.S. 1982. Phase equilibria in metamorphosed iron-formations: quantitative T - X (CO₂) petrogenetic grids. **Am. J. Sci.**, 282: 1623-1655.
- HANNINGTON, M.D.C. & SCOTT, S.D. 1989. Gold mineralization in volcanogenic massive sulfides implications of data from active hydrothermal vents on the modern sea floor. **Economic Geology Monograph 6**: 491-507.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. **Anais....** Manaus, SBG, V1, p. 129-148.
- HENLEY, R.W. 1973. The solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. **Chem. Geol.**, 11:622-635.
- HEY, M.H. 1954. A new review of the chlorites. **Min. Mag.**, v. 30 277p.
- HOGDALHL, O.T.; MELSOM, S.; BOWEN, V.T. 1968. Neutron activation analysis of lanthanide elements in sea water. **Adv. Chem. Ser.**, 73:308-325.
- HOLE, M.J.; SAUNDERS, A.D; MARRINER, G.F; TARNEY, J. 1984. Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. **J. Geol. Soc. London.**, 141:453-472.
- HOLLAND, L.G. & WINCHESTER, J.A. 1983. The use of geochemistry in solving problems in highly deformed metamorphic complexes. In: AUGUSTITHS, ed. **Trace elements in petrogenesis and the significance of trace elements in solving petrogenetic problems of controversies**. Athens, Teophrastus. p. 389-405.
- HUMPHRIS, S.E. & THOMPSON, G. 1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 42 (1): 107-125.
- HURLEY, P.M.; MELCHER, G.C.; PINSON, W.H.; FAIRBURN, H.W.; 1968. Some orogenic episodes in South America by K-Ar and whole-rock Rb-Sr dating. **Canad. J. Earth Sci.**, 5 (3): 633-638.
- HUSTON, D. & LARGE, R.R.. 1989. A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulphide deposits. **Ore Geology Reviews**, 4: 171-200.
- HUTCHINSON, R.W. 1982. Syn-depositional hydrothermal processes and precambrian sulphide deposits. In: HUTCHINSON, R.W.; FRANKLIN, J.M.; SPENCE, C.D. ed. **Precambrian sulphide deposits**. Ottawa, Geological Association of Canada. p. 761-791. (Special Paper, 25).
- HUTCHINSON, R.W. & BURLINGTON, J.L. 1984. Some broad characteristics of greenstone belt gold lodes. In: FOSTER, R.P. ed. **Geology, geochemistry and genesis of gold deposits**. Proceeding symposium Gold'82, Balkema Rotterdam, Netherlands. P. 339-372.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Can. J. Earth Sci.**, 8:523-548.

- ISSLER, R.S.; ANDRADE, A.R.F. de; MONTALVÃO, R.M.G. de; GUIMARÃES, G.; SILVA, G.C. da; LIMA, M.I.C. de 1974. Geologia. In: BRASIL/MME. **Projeto RADAM. Folha SA.22-Belém**. Rio de Janeiro, DNPM. v.5.
- JAHN, B. & SUN. S.S. 1979. Trace element distribution and isotopic composition of Archean greenstones. In: AHRENS, L.H., ed. **Origin and distribution of the elements**. p. 497-618.
- JAMES, H.L. 1954. Sedimentary facies of iron-formation. **Econ. Geol.**, 49 (3): 235-293.
- JAMES, H.L. & SIMS, P.K. 1973. Precambrian iron formation of the world. **Econ. Geol.**, 68 (7): 913 - 914.
- JAMES, R.S.; GRIEVE, R.A.F.; PAUK, L. 1978. The petrology of cordierite-anthophyllite gneisses and associated mafic and pelitic gneisses at Manitouwadge, Ontario. **American Journal of Science**, 278: 41-63.
- JENDEN, P.; HILTON, D.R.; KAPLAN, I.R.; CRIAG, H. 1994. Abiogenic hydrocarbons and mantle helium in oil and gas fields. In: The future of energy gases. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1570. 31-51.
- JENSEN, L.S. 1978. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Ontario, Division Mines, misc. Pap. n° 66.
- JORGE JOÃO, X. da S.; FRIZZO, S.J.; MARINHO, P.A. da C.; CARVALHO, J.M. de A.; SILVA NETO, C.S.; SOUZA, A.N. de; GUIMARÃES, L.R. 1978. **Projeto Sudoeste do Amapá**. Belém, DNPM/CPRM. 554p. (Rel. Téc.).
- KAY, G.M. 1947. Geosynclinal nomenclature on the craton. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 31 (7): 1287-1293.
- KERRICH, R. 1993. Perspectives on genetic model for lode-gold deposits. **Mineral. Deposita**, 28: 362-365.
- KERRICH, R. & WYMAN, D. 1990. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: an association with accretionary tectonic regimes. **Geology**. 18: 882-885.
- KLEIN, C. 1983. Diagenesis and metamorphism of precambrian banded iron-formations. In: TRENDALL, A.F. & MORRIS, R.C., ed. **Iron - formations: Facts and problems**. Amsterdam, Elsevier. p. 417-465.
- KLEIN, JR., C. 1973. Changes in mineral assemblages with metamorphism of some Precambrian banded iron-formations. **Econ. Geol.**, 68 (7): 1075-1088.
- KOISTINEN, T.J. 1981. Structural evolution of an early Proterozoic stratabound Cu-Co-Zn deposit, Outokumpu, Finland. **Trans. R. Soc. Edinburg Earth Sci.**, 72: 115-158.
- KRANIDIOTIS, P. & MacCLEAN, W.H. 1987. Systematics of chlorite alterations at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. **Econ. Geol.**, 82: 1898-1911.

- KRÖNER, A. 1985. Evolution of the archaean continental crust. **Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.**, 13: 49-74.
- KRÖNER, A. 1991. Tectonic evolution in the Archean and Proterozoic. **Tectonophysics**, 187: 398-410.
- LAAJOKI, K. 1975. Rare-earth elements in Precambrian iron formations in Vayrylankyla, South Puolanka area, Finland, **Bull. Geol. Soc. Finl.**, 47: 93-107.
- LAAJOKI, K. & LAVIKAISER, S. 1977. Rare-earth elements in the Archean iron formation and associated schists in Ukkolanvaara, Ilomantsi, SE Finland, **Bull. Geol. Soc. Finl.**, 49: 105-123.
- LAIRD, J. & ALBEE, A.L. 1981. Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: their applications to reconstructions the polymetamorphic history of Vermont. **American Journal of Science**, v 281: 127-175.
- LE BAS, M.J.; LE MATRIE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, 27 (3): 745-750.
- LE ROEX, A.P.; DICK, H.J.B.; ERLANK, A.J.; REID, A.M.; FREY, F.A.; HART, S.R. 1983. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the southwest Indian ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees east. **Journal of Petrology**, 24(3): 267-318.
- LEDRU, P.; JOHAN, V.; MILÉSI, J.P.; TEGYEY, M. 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision evidence for a 2Ga continent involving circum-South Atlantic Provinces. **Precambrian Research**, 69: 169-191.
- LEUBE, A; HIRDES, W; MAUER, R; KESSE, G. 1990. The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. **Precambrian Research**, 46: 139-165.
- LEVINSON, A.A. 1974. **Introduction to exploration geochemistry**. Wilmette, Applied Publishing, 612p.
- LIMA, M.I.C.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; OLIVEIRA, A.; BASEI, M.A.S.; ARAUJO, J.F.V.; SILVA, G.G. da. 1974 Geologia. In: BRASIL/MME. **Projeto RADAM. Folhas NA/NB.22-Macapá**, Rio de Janeiro, DNPM. v.6, p. 1-120.
- LIMA, M.I.C.; OLIVEIRA, E.P.; TASSINARI, C.C.G. 1986. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: CONG. BRAS. GEOL., 34., Goiânia, 1986. **Anais...** Goiânia, SBG, v.2, p. 751-765.
- LYDON, J.W. 1988a. Volcanogenic massive sulphide deposits Part 1: A descriptive model. In: Ore deposit models. Geoscience Canada. Geol. Ass. Canada, Reprint Series 3, 145-153.
- LYDON, J.W. 1988b. Volcanogenic massive sulphide deposits Part 2: Genetic model. In: Ore deposit models. Geoscience Canada, Geol. Ass. Canada, Reprint Series 3, 155-181.

- MARCOUX, E. & MILÉSI, J.P. 1993. Lead isotope signature of Early Proterozoic ore deposits in Western Africa: comparison with gold deposits in French Guiana. **Econ. Geol.**, 88: 1862-1879.
- MARIMOTO, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. **Mineralogical Magazine**, 52: 535-550.
- MARINHO, P.A. da C. SOUZA, A.N.; QUARESMA, J.B.; COSTA J.L. 1983,. **Projeto Cérbero I**. Belém, GEBAM/CPRM, 48p. (Rel. Téc.)
- MARSHALL, R.L. & GILLIGAN, L.B. 1987. An introduction to remobilization: information from orebody geometry and experimental considerations. **Ore Geol. Rev. Or**, 2: 87-131.
- MASSONE, H. J. 1989. The upper thermal stability of chlorite+quartz: an experimental study in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. **J. Metamorphic Geol.**, 7:567-581.
- MASUDA, A. & IKEUCHI, Y. 1979. Lanthanide tetrad effect observed in marine environment. **Geochem. J.**, 13: 19-22.
- MATOS, A.A.; SPIER, C.A; SOARES, J.W.. 1992. Depósitos de cromita da região do rio Vila Nova, Estado do Amapá In: CONG. BRAS. GEOL., 37., São Paulo, 1992. **Anais.....** São Paulo, SBG, v.1, 246-242.
- McCLAY, K.R. & ELLIS, P.G. 1983. Deformation and recrystallization of pyrite. **Mineral Mag.**, 47: 537-38.
- McCLAY, K.R. & ELLIS, P.G. 1984. Deformation of pyrite. **Econ. Geol.**, 79:400-403
- McDONALD, A.J. 1988. The platinum group element deposit: classification and genesis. In: Ore deposit models. Geoscience Canada, Geol. Ass. Canada, Reprint Series 3, 117-131
- MEIRELES, M.R. 1986. **Geoquímica e petrologia dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão-Pará, serra dos Carajás - PA**. Brasília, Universidade Nacional de Brasília. Instituto de Geociências, 170p. Tese (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) - Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia, Instituto de Geociências, UnB, 1986. (Inédita).
- MELO; A.F.F. de; PINHEIRO, M.M. LOBATO, T. de A.M. 1985. **Projeto Cérbero I - Alfa**. Belém, GEBAM/CPRM, 56 p. (Rel. Téc.)
- MILÉSI, J.P.; EGAL, E.; LEDRU, P.; VERNHET, Y.; THIÉBLEMONT, D.; COCHERIE, A.; TEGYEY, M.; MARTEL-JATIN, B.; LAGNY, P. 1995. Les minéralisations du Nord de la Guyane Française dans leur cadre géologique. **Chron. Rech. Min.**, 518: 5-58.
- MILÉSI, J.P.; LEDRU, P.; DOMMANGET, A.; MARCOUX, E. 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. **Precambrian. Res.**, 58: 303-344.
- MONTALVÃO, R.M.G. de .1985a. Petrologia das rochas máfico-ultramáficas do Supergrupo Vila Nova (Greenstone Belt) e Grupo Parima (Greenstone Belt) e encraves na região do Parima. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Belém, 1985. **Anais...** Belém, SBG. v.1, p. 110-123.

- MONTALVÃO, R.M.G. de. 1985b. Origem dos anfibólitos do Supergrupo Vila Nova (Greenstone Belt) e enclaves na região do Parima. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2., Belém. 1985. **Anais...** Belém, SBG. v.1, p. 125-137.
- MONTALVÃO, R.M.G. de & TASSINARI, C.C.G. 1984. Geocronologia precambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. **Anais...** Manaus, SBG. p.53-57.
- MONTGOMERY, C. W. 1979. Uranium-lead geochronology of the Archean Imataca Series, Venezuelan Guayana Shield. **Contrib. Mineral Petrol.**, 69: 167-176.
- MONTGOMERY, C.W & HURLEY, P.M. 1978. Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca Series, Guyana Shield, Venezuela. **Earth Planet, Sci. Lett.**, 39: 281-290.
- MORTIMER, J. 1992. Lithostratigraphy of the early Proterozoic Toumodi Volcanic Group in Central Côte d'Ivoire: Implications for Birimian stratigraphic models. **Journal of African Earth Sciences**, 14: 81-91.
- MORTON, R.D. 1972. A discussion. Sulphide mineralization and wall rock alteration at Rodhamneerem mine, Sor-trondelag, Norway. **Norsk Geological Tidsskrift**, 52: 313-315.
- MOTTL, M.J. 1983. Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. **Geological Society of America Bulletin**, 94: 161-180.
- NAGGEL, R.H. 1962. Geology of the Serra do Navio manganese district, Brazil. **Econ. Geol.**, 57 (4): 481-498.
- N'GOM, P.M. 1989. Caractères géochimiques des formations Birimiennes du Supergroupe de Mako (Sabodala et ses environs). **Journal of African Earth Sciences**, 8: 91-97.
- NUR, A. & BEN-AVRAHAM, Z. 1982. Oceanic plateaus, the fragmentation of continents, and mountain building. **J. Geophys. Res.**, 87. 3644-3661.
- OBERTHÜR, T. ; AMANOR, J.; GYAPONG, W.; VETTER, V.; SCHWARTZ, M.D.; WEISER, T. 1991. Gold mineralization at the Ashanti mine, Obuasi, Ghana: preliminary mineralogical and geochemical data. In: LADEIRA, E.A., ed. **Brazil Gold'91**, Balkema, Rotterdam. P. 533-537.
- OLIVEIRA, A. da S.; FERNANDES, C.A.C.; ISSLER, R.S.; ABREU A. S.; MONTALVÃO, R.M.G. de; TEIXEIRA, W. 1975. Geologia. In: BRASIL. **Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.21 Tumucumaque e parte da Folha NB.21**. Rio de Janeiro, DNPM. v.9.
- ONSTOTT, T.O. & HARGRAVES, R.B. 1981. Proterozoic transcurrent tectonics: paleomagnetic evidence from Venezuela and Africa. **Nature**, 289, 131-136.
- PAIVA, G. de 1946. Ferro. Território Federal do Amapá. **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral**. Rio de Janeiro. 79:117-118.

- PEARCE, T.H. GORMAN, B.E.; BIRKETT, T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. **Earth and Planetary Science Letters**, 36: 121-132.
- PEARCE, T.H. 1979. Statistical analysis of major elements patterns in basalts. **Jour. of Petrology**, 17, (part. I): 15-43.
- QUEIROZ, E.T. 1986. Geologia do cromo. In: **Principais Depósitos Minerais do Brasil**. Brasília: DNPM/CVRD, v.2, 189-206.
- REINHARDT, J. 1987. Cordierite-anthophyllite rocks from Northwest Queensland, Australia: metamorphosed magnesian pelites. **J. Metamorphic Petrol.**, 5: 545-472.
- RICHARDSON, C.J.; CANN, J.R.; RICHARDS, H.G.; COWAN, J.G. 1987. Metal depleted root zones of the Troodos ore-forming hydrothermal systems, Cyprus. **Earth and Planetary Science Letters**, 84:243-253.
- RICKARD, D. 1987. Proterozoic volcanogenic mineralization styles. In: PHARAOH, T.E.; BECKINSALE, R.D.; RICHARD, D., ed. **Geochemistry and mineralization of Proterozoic Volcanic Suites**. Geological Society p. 23-35 (Special Publication, 33).
- ROBERTS, R.C. 1988. Archean lode gold deposits. In: Ore deposit models. Geoscience Canad. Geol. Ass. Canada, Reprint Serie 3, 1-19.
- RONA, P.A.; BOSTOOM, K.; EPSTEIN, S. 1980. Hydrothermal quartz from the mid-atlantic ridge. **Geology**, 8: 569-572.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. **An. Acad. Bras. Ci.**, 67 (3): 313-336.
- SAUNDERS, A. & TARNEY, J. 1991. Back-arc basins. In: FLOYD, P.A. ed. **Oceanic basalts**. Ontario. Blackie and Son. p. 219-263.
- SAWKINS, F.J., 1976. Massive sulphide deposits in relation to geotectonics. In: STRONG, D.F., ed. **Metallogeny and Plate Tectonics**: Geological Association of Canada. p.221-240 (Special paper, 14).
- SCARPELLI, W. 1966. Aspectos genéticos e metamórficos das rochas do distrito da Serra do Navio. **Avulso da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro; 41: 37-55.
- SCHERMERHORN, L.J.G. 1978. Epigenetic magnesium metasomatism or syngenetic chlorite metamorphism at Falun and Orijarvi. **Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy, Section B**, 87: 162-167.
- SCHILLING, J.G. 1975. Rare earth variations across normal segments of the Reykjanes Ridge, 601-53IN, Mid Atlantic Ridge, 291S and East Pacific Rise, 21-191S and evidence on the composition of the underlying velocity layer. **J. Geophys. Res.**, 80: 1459-1473.

- SCHOELL, M. 1988. Multiple origins of methane in the earth. **Chem. Geol.**, 71: 1-10.
- SCHREAUERS, J. & WESTRA L., 1985. Cordierite-orthopyroxene rocks: the granulite facies equivalents of the Orijarvi cordierite-anthophyllite rocks in West Uusimaa, Southwest Finland. **Lithos**, 18: 215-228.
- SCHUCHERT, C. 1923. Sites and nature of the North American geosynclines. **Society of America. Bulletin**, 34: 151-260.
- SHARPE, M.R. 1982. Noble metals in the marginal rocks of the Bushveld Complex. **Econ. Geol.**, 77 (6): 1286-1295.
- SHEPHERD, T.J.; RANKIN, A.H; ALTDERTON, D.H. 1985. **A practical guide to fluid inclusion studies**. Blackie and Son Ltd, 239p.
- SHEPPARD, S.M. & SCHWARCZ, H.P. 1970. Fraction of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite: **Contr. Mineralogy Petrology**, 26: 161-198.
- SHERVAIS, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. **Earth Planet. Sci Lett.**, 59: 101-118
- SHERWOOD, B.; FRITZ, P.; FRAPE, S.K.; MACKO, S.A.; WEISE, S.M.; WELHAN, J.A. 1988. Methane occurrences in the Canadian Shield. **Chem. Geol.**, 71: 223-236.
- SIEMES, H.; HENNIG-MICHAELI, C.; MARTENS, L. 1991. The importance of deformation experiments on minerals for the interpretation of metamorphic ore textures. **Ore Geol. Rev.**, 6, 675-83.
- SILLITOE, R.H. 1973. Environments of formation of volcanogenic massive sulfide deposits. **Econ. Geol.**, 68: 1321-1325.
- SILVA, M. da G. da 1992. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico, no cráton do São Francisco, Estado da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**. v.2, p. 181-182.
- SPEAR, F.S. & SCHUMACHER, J.C.. 1982. Origin of cordierite-anthophyllite rocks. In: PAUS H. RIBBE ed. **Amphiboles: petrology and experimental phase relations**. Virginia, p. 160-210.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. **Earth Science Reviews**, 12: 1-33.
- STRONG, D.F. 1984. Rare earth in volcanic rocks of the Buchans area, Newfoundland. **Can. J. Earth Sci.**, 21 (7): 775-780.
- STUMPFL, E.F. & RUCKLIDGE, J.C. 1982. The platiniferous dunite pipes of the Eastern Bushveld. **Econ. Geol.**, 77 (6): 1419-1431.
- SUN, S.S. & McDONOUGH, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. eds. **Migmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ.**, 42, 313-345.

- SUN, S.S. & NESBITT, R.W. 1978. Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 65: 301-325.
- SUN, S.S.; NESBITT, R.W.; SHARASKIN, Y.A. 1979. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 44:119-138.
- SWANENBERG, H.E.C. 1979. Phase equilibria in carbonic systems and their application to freezing studies of fluid inclusions. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 68: 303-306.
- TALWANI, M. & LANGSETH. 1981. Oceanic crustal dynamics. **Science**, 213: 22-31.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. 1981. The rare earth element evidence in Precambrian sedimentary rocks: implications for crustal evolution. In: KRONER, A., ed. **Precambrian plate tectonics**. Amsterdam, Elsevier, p. 1-20.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. 1985. **The continental crust, its composition and evolution**. Oxford, Black Well. 312 p.
- TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G. CORDANI, V.G.; KAWASHITA K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. **Precambrian Res.**, 42: 213-227.
- THOMPSON, G. 1991. Metamorphic and hydrothermal processes: basalt-seawater interactions In: FLOYD, P.A. ed. **Oceanic basalts**. Ontario, Blackie and Son.
- TRELOAR, P.J. & PUTNIS, A. 1982. Chemistry and microstructure of orthoamphiboles from cordierite-amphibole rocks at Outokumpu. North Karelia, Finland. **Mineralogical Magazine**, 45: 55-62.
- TRELOAR, P.J., BOWES, D.R.; KOISTINEN, T.J. 1981. Metamorphic development of cordierite-amphibole rocks and mica schists in the vicinity of the Outokumpu ore deposit, Finland. **Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth Sci.**, 72: 201-215.
- TRENDALL, A.F. 1983. INTRODUCTION. In: TRENDALL, A.F. & MORRIS, R.C. ed. **Iron-formation: Facts and problems**. Amsterdam, Elsevier. p. 11-12.
- TUGARINOV, A.L.; BALASSHOV, Y.A.; GAVRILOVA, L.K. 1973. Abundances of the rare earth elements in the lower Proterozoic Krivoy Rog Series. **Geokhimiya** (English transl.), 1:28-34.
- TURNER, F.J. 1980. **Metamorphic Petrology: mineralogical, field, and tectonic aspects**. 2ed. New York. McGraw Hill, 524p.
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. 1960. **Igneous and metamorphic petrology**. 2 ed. New York, McGraw-Hill, 694p.
- UPADHYAY, H.D. & SMITHERINGALE, W.G. 1972. Geology of the Gullbridge copper deposit, Newfoundland: Volcanogenic sulphides in cordierite-anthophyllite rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 9: 1061-1073.

- VALLANCE, T.G. 1967. Mafic rock alteration and isochemical development of some cordierite-anthophyllite rocks. **Journal of Petrology**, 8 : 84-96.
- VEIZER, J. 1989. Strontium isotopes in sea water through time. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 17: 141-167.
- VIEIRA, E.A. de P.; SAUERESSIG, R; SIQUEIRA, J.B; SILVA, E.R.P. da; RÊGO, J.L. do e CASTRO, F.D.C. de 1988. Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3A reavaliação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Belém, 1988. **Anexo aos Anais.....** Belém, SBG, p.97-114.
- VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P.; PEATON, T.N. 1982. The nature and distribution of archean komatiite volcanics in South Africa. In: ARNDT, N.T & NISBET, E.G., ed. **Komatiites**. George, Allen & Unwin. p. 53-79.
- VOKES, F.M. 1971. Some aspects of the regional metamorphic mobilisation of pre-existing sulphide deposits. **Mineral. Deposita**, 6:122-9.
- VOKES, F.M. & CRAIG, J.R. 1993. Post-recrystallization mobilisation phenomena in metamorphosed strataboud sulphide ores. **Mineralogical Magazine**, 386(57): 19-28.
- WELHAN, J.A. 1988. Origins of methane in hydrothermal systems. **Chem. Geol.**, 71: 183-198.
- WIDEMAN, T.R. & HASKIN, L.A. 1973. Rare earths in Precambrian sediments. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 37 (3): 419-438.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chem. Geol.**, 20: 325-343.
- WINKLER, H.G. F. 1979. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. 5 ed. New York, Springer - Verlag, 347p.
- WOLTER, H.U. & SEIFERT, F. 1984. Mineralogy and genesis of cordierite-anthophyllite rocks from the sulfide deposit of Falun, Sweden. **Lithos**, 17: 147-152.
- WYMAN, D. & KERRICH, R. 1988. Alkaline magmatism, major structures, and gold deposits: implications for greenstone belt gold metallogeny. **Econ. Geol.**, 83: 451-458.

ANEXOS

Tabelas de Análises Químicas por Microsonda Eletrônica

- 1 - 30 - minerais formadores de rocha
- 32 - 35 - sulfetos

Tabelas de Análises Químicas em Rocha

- 39 - 72 - óxidos maiores, elementos traços e ETR

As tabelas 31, 36, 37, 38, 73 e 74 estão inseridas no texto.

Tabela 1 - Análises Químicas Representativas e Números de Cátions para Anfibólios em Anfibólitos

Amostra Ponto	S-3 24	T4-18 29	T4-18 6	T4-18 34	T4-18 35	S-210 63	S-210 64	S-137 20	S-137 8	S-137 50	S-137 51	S-137 52
SiO ₂	48,50	47,37	47,61	47,14	46,44	48,96	48,75	47,85	47,45	48,75	48,07	48,18
TiO ₂	0,29	0,40	0,27	0,28	0,42	0,54	0,54	0,46	0,45	0,50	0,52	0,44
Al ₂ O ₃	6,84	10,50	10,13	10,41	11,35	7,99	7,53	7,75	7,14	7,82	7,24	7,60
Cr ₂ O ₃	0,24	0,02	0,04	0,02	0,01	0,05	0,11	0,10	0,08	0,03	0,04	0,03
MgO	12,95	14,58	14,14	13,87	13,71	13,04	12,97	9,80	9,87	10,09	9,76	10,13
CaO	12,64	11,85	11,97	11,97	11,96	12,00	11,54	11,58	11,39	10,88	10,85	10,92
MnO	0,29	0,24	0,3	0,27	0,23	0,19	0,24	0,19	0,23	0,21	0,20	0,19
FeO	13,00	10,30	11,23	11,10	10,82	13,33	13,77	19,02	18,89	19,34	19,42	19,04
NiO	0,06	-	-	-	-	-	-	-	0,00	-	-	-
ZnO	0,08	-	-	-	-	-	-	-	0,00	-	-	-
Na ₂ O	0,71	1,10	0,45	1,03	1,17	0,53	0,68	0,45	0,39	0,41	0,35	0,40
K ₂ O	0,28	0,11	0,14	0,11	0,15	0,16	0,17	0,18	0,15	0,17	0,16	0,14
H ₂ O	1,94	2,06	2,06	2,05	2,05	2,05	2,03	1,96	1,96	2,03	2,00	2,00
F	0,03	-	-	-	-	-	-	0,06	0,02	-	-	-
Cl	0,02	-	-	-	-	-	-	0,04	0,03	-	-	-
Total	98,00	98,53	98,84	98,27	98,31	98,84	98,32	99,61	98,05	100,24	98,61	99,09
Fórmulas Químicas à Base de 24 (O,OH, F, Cl)												
Si	7,30	6,88	6,93	6,90	6,79	7,17	7,19	7,15	7,20	7,20	7,24	7,20
Al ^{iv}	0,80	1,12	1,07	1,10	1,21	0,83	0,81	0,85	0,80	0,80	0,76	0,80
Al ^{vi}	1,12	0,68	0,67	0,70	0,75	0,55	0,50	0,52	0,48	0,56	0,52	0,54
Ti	0,03	0,04	0,03	0,03	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05
Cr	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,05	0,00
Mg	2,87	3,16	3,06	3,03	2,99	2,85	2,85	2,18	2,23	2,22	2,19	2,26
Mn	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	1,86	0,03	0,03	0,03	0,02
Fe	0,91	1,09	1,20	1,21	1,18	1,51	1,55	0,38	2,20	-	2,44	2,38
Ca	2,01	1,85	1,87	1,88	1,87	1,88	1,82	1,86	1,85	1,72	1,75	1,75
Fe	0,71	0,16	0,17	0,15	0,14	0,12	0,15	2,00	0,20	2,40	0,29	2,38
Na	0,21	0,31	0,27	0,29	0,33	0,15	1,19	0,13	0,11	0,12	0,10	0,12
K	0,05	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Total	15,28	15,34	15,32	15,33	15,36	15,17	15,20	15,21	15,19	15,13	15,13	15,15

Tabela 2 - Análises Químicas Representativas e Números de Cátions para Actinolita em Anfibólito

Amostra Ponto	S-3 8
	54,25
TiO ₂	0,05
Al ₂ O ₃	1,78
Cr ₂ O ₃	0,17
MgO	15,78
CaO	13,13
MnO	0,26
FeO	11,26
NiO	0,08
ZnO	0,00
Na ₂ O	0,15
K ₂ O	0,06
H ₂ O	2,07
F	0,00
Cl	0,07
Total	99,00
Fórmulas Químicas à Base de 24 (O,OH,F,Cl)	
Si	7,83
Al ^{iv}	0,17
Al ^{vi}	0,13

Tabela 3 - Análises Químicas Representativas e Números de Cátions para Plagioclásios dos Anfibolitos

Amostra Ponto	S-3 22	S-30 25	S-210 31	S-210 36	S-210 60	S-137 61
SiO ₂	50,86	57,82	51,83	51,04	51,68	52,29
Al ₂ O ₃	18,57	26,39	29,61	30,42	30,58	29,40
FeO	0,21	0,06	0,03	0,02	0,03	0,07
CaO	14,09	8,88	13,11	13,94	13,75	12,75
SrO	0,05	0,03	0,08	0,00	-	-
BaO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Na ₂ O	3,60	6,63	4,07	3,64	3,85	4,33
K ₂ O	0,03	0,14	0,05	0,01	0,02	0,03
Total	99,64	99,95	98,79	99,07	99,92	98,87
Fórmula Química à Base de 8 Oxigênios						
Si	2,32	2,59	2,38	2,34	2,35	2,40
Al	1,66	1,40	1,60	1,65	1,64	1,59
Fe	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,69	0,43	0,65	0,69	0,67	0,63
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,32	0,58	0,36	0,32	0,34	0,38
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	5,00	5,00	4,99	4,99	5,00	5,00
Proporção Molecular dos Elementos Extremos						
Ab	31,59	57,03	35,89	32,11	33,55	37,99
Or	0,15	0,78	0,30	0,04	0,14	0,16
An	68,26	42,19	63,81	67,86	66,31	61,85

Tabela 4 - Análises Químicas Rrepresentativas e Números Cátions para Feldspato em Anfibolitos e Metavulcânicas Máficas com CPX

Amostra	S-3	S-3	S-128	S-128
Ponto	15	17	15	16
SiO ₂	67,29	66,85	63,69	64,85
Al ₂ O ₃	18,57	18,63	18,10	18,16
Fe ₂ O ₃	0,04	0,08	0,05	0,10
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00
SrO	0,03	0,00	0,00	0,00
BaO	0,16	0,06	0,21	0,02
Na ₂ O	0,45	1,26	0,37	0,52
K ₂ O	15,80	13,69	16,13	16,69
Total	102,35	100,58	98,55	99,69
Fórmulas Químicas à Base de 8 Oxigênios				
Si	3,02	3,03	2,99	3,00
Al	0,98	0,99	1,00	0,99
Fe	0,00	0,00	0,00	-
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,11	0,03	0,05
K	0,91	0,79	0,97	0,95
Total	4,96	4,93	5,00	5,00
Proporção Molecular dos Elementos Extremos				
Ab	4,19	12,30	3,36	4,69
An	0,00	0,00	0,00	0,00
Or	95,81	87,00	96,64	95,31

S-3: Anfibolito; S-128: Metavulcânica Máfica com CPX.

Tabela 5 - Análises Químicas Representativas e Números de Cátions em Epidotos de Anfibolitos e Metavulcânicas

Amostra Ponto	S-623 27	S-55 13	S-55 17	T4-18 1	T4-18 2	T4-18 4	S-137 49	S-137 56	S-137 57	S-399 35	S-128 12	S-128 14
SiO ₂	36,17	44,47	37,83	43,63	44,25	47,90	44,14	44,50	43,74	38,51	51,94	44,06
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Al ₂ O ₃	20,62	34,27	26,41	34,72	35,32	33,53	35,38	35,54	35,02	29,16	0,33	34,86
Fe ₂ O ₃	16,35	0,03	8,59	0,27	0,24	0,07	0,21	0,17	0,01	5,09	8,47	0,11
MgO	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	12,55	0,00
CaO	23,29	18,45	24,15	19,16	19,34	17,07	19,39	19,30	19,47	24,32	24,70	19,40
MnO	0,05	0,06	0,16	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,07	0,45	0,00
H ₂ O	1,83	2,03	1,90	2,03	2,06	2,08	2,06	2,07	2,04	1,92	1,88	2,05
Total	98,32	99,31	99,03	99,82	101,21	100,68	100,19	101,58	100,40	99,11	100,37	100,49
Fórmulas Químicas Calculadas à Base de 13 (O,OH)												
Si	5,94	6,56	5,98	6,44	6,44	6,90	6,42	6,44	6,42	6,00	8,26	6,46
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	4,65	5,96	4,92	6,04	6,05	5,70	6,07	6,07	6,05	5,35	0,06	6,02
Fe	1,48	0,00	1,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,60	2,98	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	4,21	0,00
Ca	4,11	2,92	4,09	3,03	3,01	2,64	3,02	2,99	3,06	4,10	0,06	3,05
Mn	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	1,13	0,00
Total	16,11	15,45	16,04	15,54	15,54	15,25	15,54	15,52	15,55	16,03	16,70	15,54

Anfibolito: S-623; S-55; T4-18; S-137; Grunerita - Anfibolito: S-137; Metavulcânica com CPX: S-399; S-128

Tabela 6 - Análises Químicas Representativas e Números de Cátions para Piroxênios em Anfibolitos

Amostra Ponto	S-3 1	S-3 2	S-3 10	S-3 11	S-3 21
SiO ₂	52,00	52,65	51,37	52,68	52,05
TiO ₂	0,01	0,00	0,05	0,03	0,03
Al ₂ O ₅	0,34	0,21	0,60	0,35	0,33
Cr ₂ O ₃	0,18	0,15	0,11	0,00	0,02
Fe ₂ O ₃	1,23	0,38	2,10	11,74	1,35
MgO	12,14	11,93	12,03	11,74	11,88
CaO	24,70	24,77	24,79	24,59	24,65
MnO	0,39	0,39	0,30	0,31	0,33
FeO	7,81	8,97	7,34	8,90	8,63
NiO	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00
Na ₂ O	0,15	0,12	0,14	0,16	0,12
Total	98,96	99,62	98,82	99,00	99,39
Fórmula Química à Base de 6 Oxigênios					
Si	1,94	1,99	1,96	2,00	1,98
Al ^{IV}	0,01	0,01	0,03	-	0,01
Al ^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺³	0,01	0,01	0,06	0,00	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,67	0,67	0,68	0,66	0,67
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,28	0,28	0,23	0,28	0,27
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	1,00	1,00	1,01	1,00	1,00
Total	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00
Proporção Molecular dos Elementos Extremos					
Wo:	51,47	50,89	52,20	51,10	51,18
En:	13,33	15,02	12,57	14,95	14,51
Fs:	13,33	15,02	12,57	14,95	14,51

Tabela 7- Análises Químicas Representativas e Números de Cátions para Cloritas em Anfibolitos

Amostra Ponto	T4-18 29	T4-18 30	T4-18 31	T4-18 36	T4-18 26	T4-18 25
SiO ₂	27,18	27,13	27,34	26,60	26,75	26,91
Al ₂ O ₃	21,67	21,85	21,79	22,71	22,23	21,94
TiO ₂	0,07	0,10	0,09	0,08	0,10	0,09
FeO	11,63	11,94	11,88	12,26	12,41	11,84
MgO	24,77	24,65	24,87	24,23	24,31	24,15
MnO	0,11	0,06	0,09	0,07	0,08	0,11
CaO	0,05	0,01	0,03	0,06	0,01	0,02
Na ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃	0,07	0,10	0,07	0,08	0,04	0,05
NiO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,08	0,02
H ₂ O	11,96	11,99	12,04	12,00	11,97	11,90
Total	97,53	97,85	98,18	98,14	97,98	97,07
Fórmulas Químicas à Base de 36 (O,OH)						
Si	5,43	5,43	5,44	5,32	5,36	5,43
Al ^{IV}	2,57	2,57	2,56	2,68	2,64	2,79
Al ^{VI}	2,58	2,58	2,56	2,67	2,61	2,42
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	2,00	2,00	1,98	2,05	2,08	2,00
Cr	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
Mg	7,35	7,35	7,39	7,22	7,26	7,26
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	19,98	19,98	19,96	20,00	2,00	19,95

Tabela 8 - Análises Químicas Representativas e Números de Cátions para Grunerita em Grunerita-Anfibolito

AMOSTRA PONTO	3-137 53	S-137 54	3-137 55
SiO ₂	52,65	52,17	52,49
TiO ₂	0,03	0,10	0,05
Al ₂ O ₃	0,63	0,58	0,55
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,00
MgO	12,83	12,38	12,58
CaO	0,96	0,98	0,85
MnO	0,53	0,51	0,60
FeO	28,80	29,21	29,34
Na ₂ O	0,01	0,00	0,03
K ₂ O	0,01	0,02	0,01
H ₂ O	1,97	1,97	1,97
Total	98,43	97,94	98,48
Fórmulas Químicas à Base de 24 (O,OH,F,Cl)			
Si	8,01	8,00	8,00
Al ^{iv}	0,00	0,00	0,00
Al ^{vi}	0,11	0,11	0,10
Ti	0,00	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00
Mg	2,90	2,83	2,86
Ca	0,16	0,16	0,14
Mn	0,07	0,07	0,08
Fe	3,66	3,75	3,74
Na	0,01	0,00	0,01
K	0,02	0,00	0,00
Total	14,93	14,94	14,94

Tabela 9- Análises Químicas Representativas e Números de Cátions para Piroxênios em Hornfels

Amostra Ponto	S-60 53	S-60 54
SiO ₂	52,23	52,28
TiO ₂	0,10	0,05
Al ₂ O ₃	0,70	0,84
Cr ₂ O ₃	0,07	0,00
Fe ₂ O ₃	0,38	0,77
MgO	10,52	10,72
CaO	23,78	23,92
MnO	0,51	0,57
FeO	11,37	10,80
NiO	0,01	0,05
Na ₂ O	0,31	0,30
Total	99,98	100,32
Fórmulas Químicas à Base de 6 oxigênios		
Si	1,99	1,98
Al ^{iv}	0,01	0,02
Al ^{vi}	0,02	0,02
Ti	0,00	0,00
Fe ⁺³	0,01	0,02
Cr	0,00	0,00
Mg	0,60	0,60
Ni	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,36	0,34
Mn	0,02	0,02
Ca	0,97	0,97
Na	0,02	0,02
K	0,02	0,00
Total	4,00	3,99
Proporção Molecular dos Elementos Extremos		
Wo:	49,86	50,14
En:	30,69	31,25
Fs:	19,45	18,62

Tabela 10- Análises Químicas de Anfibólios em Metavulcânicas com CPX

Amostra Ponto	S-399 5	S-399 23	S-399 27	S-128 17	S-128 18
SiO ₂	45,60	44,82	47,30	52,35	51,57
TiO ₂	0,99	0,43	0,40	0,09	0,12
Al ₂ O ₃	9,27	9,29	10,73	3,22	3,63
Cr ₂ O ₃	0,12	0,10	0,07	0,05	0,02
MgO	9,25	8,54	19,48	14,76	14,34
CaO	17,72	12,19	11,96	12,78	12,80
MnO	0,36	0,33	0,22	0,33	0,36
FeO	17,96	19,48	0,25	12,73	12,92
Na ₂ O	0,90	1,13	1,11	0,18	0,19
K ₂ O	0,56	0,53	0,14	0,15	0,17
H ₂ O	2,00	1,96	2,07	2,05	2,04
Total	99,72	98,82	98,73	98,70	98,16
Fórmulas Químicas à Base de 24 (O,OH)					
Si	6,84	6,85	6,86	7,65	7,60
Al ^{IV}	1,16	1,15	1,14	0,35	0,40
Al ^{VI}	0,51	0,49	0,39	0,20	0,23
Cr	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Ti	0,05	0,11	0,04	0,01	0,01
Mg	1,94	2,07	3,13	3,21	3,15
Mn	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05
Fe	2,45	2,26	1,24	1,54	1,56
Fe	0,04	-	(Ca)0,16 (Ca)1,70	0,08	0,03

Tabela 11- Análises Químicas Representativas e Números de Cátions para Plagioclásios das Metavulcânicas com CPX

Amostra Ponto	S-399 28	S-399 29	S-399 30	S-399 40	S-399 4	S-399 10	S-399 17	S-399 18
SiO ₂	52,31	56,82	57,57	56,50	59,22	53,45	57,31	58,12
Al ₂ O ₃	29,50	27,26	26,80	26,98	25,64	29,87	27,63	26,57
FeO	0,13	0,17	0,04	0,18	0,07	0,10	0,08	0,10
CaO	12,34	9,10	8,78	9,12	7,76	12,70	9,95	8,91
SrO	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	-	-
BaO	0,00	0,07	0,06	0,10	0,00	0,03	0,00	0,02
Na ₂ O	4,88	6,49	6,53	6,54	7,10	4,46	5,97	6,48
K ₂ O	0,08	0,12	0,11	0,10	0,12	0,06	0,08	0,11
Total	99,23	100,08	99,93	99,53	99,92	100,67	101,02	100,31
Fórmulas Químicas à Base de 8 Oxigênios								
Si	2,39	2,55	2,58	2,55	2,64	2,40	2,55	2,59
Al	1,59	1,44	1,42	1,43	1,35	1,58	1,45	1,40
Fe	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,60	0,44	0,42	0,44	0,37	0,61	0,47	0,43
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-

Tabela 12 - Análises Químicas Representativas e Números de Cátions para Piroxênios em Metavulcânicas com CPX

Amostra Ponto	S-399 32	S-399 3	S-399 14	S-399 15	S-128 10
SiO ₂	50,51	51,10	50,82	50,65	55,42
TiO ₂	0,00	0,05	0,06	0,07	0,03
Al ₂ O ₃	0,49	0,45	1,08	1,06	0,02
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,06	0,06	0,00
Fe ₂ O ₃	1,34	0,95	0,65	0,58	0,00
MgO	8,50	8,82	8,15	8,26	12,32
CaO	23,70	24,06	23,78	23,71	24,50
MnO	0,57	0,58	0,51	0,50	0,41
FeO	13,27	13,17	14,35	14,10	8,05
NiO	0,07	-	-	-	-
Na ₂ O	0,18	0,18	0,21	0,20	0,10
Total	98,73	99,43	99,67	99,21	101,23
Fórmula Química à Base de 6 Oxigênios					
Si	1,96	1,98	1,97	1,97	2,04
Al ^{iv}	0,02	0,02	0,03	0,03	-
Al ^{vi}	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe+3	0,04	0,03	0,02	0,02	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,50	0,51	0,47	0,48	0,67
Ni	0,00	-	-	-	-
Fe+2	0,43	0,43	0,47	0,46	0,25
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Ca	0,99	0,99	0,99	0,99	0,96
Na	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Proporção Molecular dos Elementos Extremos					
Wo:	51,47	51,12	50,89	50,88	50,79
En:	35,20	26,08	24,28	24,65	35,52
Fs	13,33	22,51	24,84	24,47	13,69

Tabela 13- Análises Químicas de Anfibólios em Actinolita-Xisto

Amostra Ponto	S-400 38	S-400 4	S-400 39	S-400 42	S-400 43
SiO ₂	55,39	54,45	54,25	54,51	54,74
TiO ₂	0,02	0,06	0,06	0,07	0,10
Al ₂ O ₃	1,46	2,04	2,31	2,90	2,22
Cr ₂ O ₃	0,12	0,08	0,09	0,15	0,01
MgO	18,25	18,35	18,20	17,93	18,48
CaO	12,74	12,61	12,75	12,53	13,11
MnO	0,18	0,27	0,19	0,19	0,16
FeO	8,15	7,98	8,03	8,60	7,70
NaO ₂	0,12	0,19	0,21	0,27	0,21
K ₂ O	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02
H ₂ O	2,11	0,03	2,09	2,11	2,11
F	-	2,07	-	-	-
Cl	-	0,02	-	-	-
Total	98,56	98,26	98,23	99,30	98,85
Fórmulas Químicas à Base de 24 (O,OH)					
Si	7,77	7,80	7,77	7,73	7,78
Al ^{iv}	0,23	0,20	0,23	0,27	0,22
Al ^{vi}	0,16	0,14	0,16	0,21	0,15
Cr	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	3,88	3,92	3,88	3,79	3,91
Mn	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02
Fe	0,92	0,89	0,92	0,95	0,90
Fe	0,04	0,07	0,04	0,07	0,01
Ca	1,96	1,93	1,96	1,90	1,99
Na	0,06	0,05	0,06	0,07	0,06
K	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Total	15,06	15,06	15,06	15,05	15,06

Tabela 14- Análises Químicas de Anfibólios em Anfibolito Epidotizado

Amostra Ponto	S-608 12	S-608 14
SiO ₂	48,29	50,09
TiO ₂	0,16	0,05
Al ₂ O ₃	6,44	4,62
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00
MgO	12,44	14,00
CaO	12,20	12,26
MnO	0,87	0,88
FeO	14,21	13,17
Na ₂ O	0,78	0,60
K ₂ O	0,37	0,31
H ₂ O	1,80	1,78
F	0,39	0,50
Cl	0,02	0,00
Total	98,15	98,34
Fórmulas Químicas à Base de 24 (O,OH)		
Si	7,26	7,47
Al ^{iv}	0,74	0,53
Al ^{vi}	0,40	0,28
Cr	0,00	0,00
Ti	0,02	0,01
Mg	2,79	3,11
Mn	0,11	0,11
Fe	1,68	1,49
Fe	0,11	1,15
Ca	1,97	1,96
Na	0,23	0,17
K	0,07	0,06
Total	15,39	15,35

Tabela 15- Análises Químicas de Anfibólios em Metadiabásio

Amostra Ponto	S - 12 7	S - 1 2 8	S - 12 6
SiO ₂	44,67	44,24	45,22
TiO ₂	0,57	0,45	0,30
Al ₂ O ₃	10,77	10,09	9,85
Cr ₂ O ₃	0,02	0,05	0,00
MgO	8,60	8,89	11,87
CaO	11,88	11,92	11,87
MnO	0,26	0,28	0,22
FeO	18,27	18,43	18,33
NiO	-	-	-
ZnO	-	-	-
Na ₂ O	0,93	1,08	0,91
K ₂ O	0,33	0,26	0,23
H ₂ O	1,97	1,95	1,97
F	-	-	-
Cl	-	-	-
Total	98,27	97,64	97,88
Fórmulas químicas à Base de 24 (0,OH)			
Si	6,78	6,79	6,89
Al ^{iv}	1,22	1,21	1,11
Al ^{vi}	0,71	0,61	0,60
Cr	0,00	0,01	0,00
Ti	0,06	0,05	0,03
Mg	1,95	2,03	2,04
Mn	0,03	0,04	0,03
Fe	2,25	2,26	2,30
Ca	1,93	1,96	1,94
Fe	0,07	0,10	0,04
Na	0,27	0,32	0,27
K	0,06	0,05	0,04
Total	15,35	15,43	15,35

Tabela 16- Análises Químicas Representativas e Números de Cátions para Plagioclásio de Metadiabásio

Amostra Ponto	S-12 4	S-12 5	S-12 2	S-12 69	S-12 70
SiO ₂	54,10	57,53	54,94	58,80	59,67
Al ₂ O ₃	29,09	26,37	27,95	25,85	25,67
FeO	0,02	0,15	0,07	0,16	0,11
CaO	11,48	8,46	10,37	8,07	7,73
SrO	0,02	0,01	0,07	-	-
BaO	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	5,10	6,86	5,59	7,07	7,29
K ₂ O	0,04	0,06	0,05	0,05	0,06
Total	99,86	99,58	98,98	100,00	100,52
Fórmulas Químicas à Base de 8 Oxigênios					
Si	2,45	2,59	2,50	2,63	2,65
Al	1,55	1,40	1,50	1,36	1,34
Fe	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Ca	0,56	0,41	0,51	0,39	0,37
Sr	0,00	0,00	0,00	-	-
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,45	0,60	0,49	0,61	0,63
Total	5,00	5,00	5,00	5,99	5,00
Proporção Molecular dos Elementos Extremos					
Ab	44,49	59,27	49,25	61,17	62,87
An	0,22	0,33	0,27	0,26	0,31
Or	55,29	40,40	50,48	38,57	36,82

Tabela 17 - Análises Químicas Representativas em Números de Cátions de Piroxênios com Metapiroxenitos

Amostra Ponto	T2-3 45	T2-3 46	T2-3 47
SiO ₂	52,61	52,97	53,45
TiO ₂	0,02	0,00	0,06
Al ₂ O ₃	0,15	0,39	0,44
Cr ₂ O ₃	0,23	0,25	0,26
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00
MgO	10,20	12,09	12,48
CaO	24,25	24,03	24,53
MnO	0,70	0,63	0,49
FeO	10,36	9,14	8,55
NiO	0,10	0,01	0,02
Na ₂ O	0,11	0,19	0,16
Total	99,43	99,70	100,45
Fórmulas Químicas à Base de 6 oxigênios			
Si	2,00	2,00	2,00
Al ^{iv}	-	-	-
Al ^{vi}	0,01	0,02	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺³	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,01	0,01
Mg	0,62	0,68	0,69
Ni	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺²	0,33	0,29	0,27
Mn	0,02	0,02	0,02
Ca	1,00	0,97	0,98
Na	0,01	0,01	0,01
Total	4,00	4,00	4,00
Proporção Molecular dos Elementos Extremos			
Wo:	50,48	49,57	50,11
En:	31,55	34,69	35,47
Fs:	17,97	15,74	14,42

TABELA 18 - Análises Químicas Representativas e Números de Cátions em Anfibólios de Metapiroxenito

AMOSTRA PONTO	T2-3 42	T2-3 44
SiO ₂	51,95	50,22
TiO ₂	0,13	0,23
Al ₂ O ₃	4,09	5,35
Cr ₂ O ₃	0,22	0,53
MgO	13,54	12,67
CaO	12,72	12,60
MnO	0,49	0,40
FeO	13,29	13,85
NiO	0,03	0,05
ZnO	0,00	0,00
Na ₂ O	0,31	0,41
K ₂ O	0,18	0,33
H ₂ O	2,04	2,01
Fm	0,00	0,03
Cl	0,03	0,03
Total	99,03	98,73
Fórmulas Químicas à Base de 24 (O,OH,F, Cl)		
Si	7,59	7,41
Al ^{iv}	0,41	0,59
Al ^{vi}	0,29	0,33
Cr	0,03	0,06
Ti	0,01	0,03
Mg	2,95	2,79
Ni	0,01	0,01
Fe	1,62	1,71
Mn	0,06	0,05
Ca	1,99	1,91
Na	0,01	0,09
Na	0,08	0,03
K	0,03	0,06

Tabela 19 - Análises Químicas Representativas e Números de Cátions de Cloritas em Rochas a Quartzo-Clorita

Amostra Ponto	T1-6 6	T1-6 7	T1-6 11	T1-6 12	T1-6 14	T1-6 15	T1-6 2	T1-6 3	T1-6 4	T1-6 7	T1-6 8	T1-18 8	T1-18 9
SiO ₂	26,73	26,72	26,77	27,02	26,94	26,76	26,74	26,51	26,97	28,58	27,02	26,26	26,83
Al ₂ O ₃	22,06	22,15	21,91	24,27	22,07	21,86	22,23	22,24	21,91	20,62	22,03	22,69	21,91
TiO ₂	0,10	0,08	0,08	0,11	0,11	0,08	0,10	0,10	0,10	0,14	0,10	0,14	0,10
FeO	12,19	12,11	12,58	12,16	12,38	12,13	12,82	12,65	12,25	12,61	12,26	12,66	12,50
MgO	24,43	24,07	24,05	24,27	24,37	24,13	23,98	24,01	24,38	22,69	24,13	23,26	24,02
MnO	0,10	0,08	0,09	0,07	0,11	0,13	0,07	0,09	0,08	0,12	0,10	0,13	0,12
CaO	0,01	0,03	0,02	0,05	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,03
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,04	0,02	0,03	0,05	0,03	0,09	0,01	0,01	0,94	0,02	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,06	0,04	0,03	0,08	0,09	0,06	0,04	0,02	0,07	0,05	0,06	0,18	0,10
NiO	0,03	0,01	0,05	-	-	-	-	-	-	0,00	0,02	0,00	0,00
H ₂ O	11,94	11,90	11,90	11,92	11,99	11,87	11,96	11,91	11,96	11,91	11,96	11,86	11,91
Total	97,66	97,30	97,53	97,47	98,13	97,06	98,05	97,59	97,78	97,71	97,73	97,22	97,55
Fórmulas Químicas Calculadas à Base de 36 (O,OH)													
Si	5,37	5,39	5,39	5,43	5,39	5,41	5,37	5,34	5,41	5,76	5,42	5,40	5,31
Al ^{iv}	2,63	2,61	2,61	2,57	2,61	2,59	2,63	2,66	2,59	2,24	2,58	2,60	2,69
Al ^{vi}	2,59	2,65	2,59	2,59	2,59	2,61	2,62	2,62	2,59	2,66	2,63	2,59	2,72
Ti	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe	2,05	2,04	2,12	2,04	2,07	2,05	2,15	2,13	2,05	2,13	2,06	2,10	2,14
Cr	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
Mn	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
Mg	7,31	7,23	7,22	7,28	7,26	7,26	7,17	7,21	7,29	6,81	7,22	7,21	7,01
Ca	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,24		0,00	0,00
Total	20,00	19,97	19,98	20,01	29,98	19,98	20,00	20,00	19,97	19,87	19,97	19,94	19,95

Tabela 20 - Análises Representativas e Números de Cátions de Plagioclásio de Rochas a Quartzo-Clorita

Amostra Ponto	T1-18 10	T1-18 11	T1-18 12	T1-6 13
SiO ₂	57,13	53,85	54,91	58,93
Al ₂ O ₃	26,83	29,07	27,53	26,21
FeO	0,07	0,11	0,08	0,10
CaO	9,37	12,00	10,36	8,16
BaO	-	0,06	-	0,04
Na ₂ O	6,18	4,76	5,54	6,84
K ₂ O	0,03	0,03	0,04	0,05
Total	99,61	99,87	98,46	100,33
Fórmulas Químicas à Base de 8 Oxigênios				
Si	2,57	2,44	2,51	2,62
Al	1,42	1,55	1,48	1,38
Ca	0,45	0,58	0,51	0,39
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,54	0,42	0,49	0,59
K	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	5,00	5,00	5,00	5,00
Proporção Molecular dos Elementos Extremos				
Ab	54,28	41,69	49,05	60,13
Or	0,21	0,16	0,23	0,26
An	45,52	58,15	50,73	39,61

**Tabela 21- Análises Químicas de Anfibólio
em Rochas a Quartzo-Clorita**

Amostra Ponto	T1 - 6 31	T1 - 6 32
SiO ₂	55,02	55,28
TiO ₂	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	0,94	0,89
Cr ₂ O ₃	0,06	0,03
MgO	20,64	20,51
CaO	0,28	0,26
MnO	1,19	1,35
FeO	15,23	15,50
Na ₂ O	0,08	0,06
K ₂ O	0,00	0,01
H ₂ O	2,07	2,07
F	0,00	0,00
Cl	0,01	0,00
Total	97,82	98,43
Fórmulas Químicas à Base de 24 (0,OH)		
Si	7,98	7,99
Al ^{iv}	0,02	0,01
Al ^{vi}	0,14	0,14
Cr	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00
Mg	4,46	4,42
Mn	0,92	0,16
Fe	1,82	1,86
Ni	0,00	0,01
Ca	0,04	0,04
Na	0,02	0,02
K	0,00	0,00
Total	14,95	14,95

Tabela 22- Análises Químicas Representativas e Números de Cátions para Cordierita em Rochas à Cordierita-Antofilita

Amostra Ponto	S-272 25	S-272 26	S-272 27	S-272 30
SiO ₂	49,52	49,01	49,31	49,15
TiO ₂	0,01	0,00	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	33,37	33,41	33,09	33,40
MgO	9,38	9,31	9,36	9,41
CaO	0,00	0,02	0,00	0,01
MnO	0,14	0,08	0,08	0,09
FeO	6,33	6,56	6,54	6,52
Na ₂ O	0,10	0,09	0,08	0,12
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	98,86	98,48	98,48	98,71
Fórmulas Químicas Calculadas à Base de 18 Oxigênios				
Si	5,02	5,00	5,02	5,00
Al ^{iv}	0,98	1,00	0,98	1,00
Al ^{vi}	3,01	3,01	2,99	3,13
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,54	0,56	0,56	0,80
Mg	1,42	1,41	1,42	1,42
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,02	0,00	0,00	0,02
K	0,00	0,02	0,02	0,02
Total	11,00	11,00	11,00	11,16

Tabela 23 - Análises Químicas de Anfibólios das Rochas à Cordierita-Antofilita

Amostra	272	272	272	272
Ponto	14	13	12	36
SiO ₂	51,64	52,34	50,64	51,54
TiO ₂	0,04	0,04	0,08	0,05
Al ₂ O ₃	3,19	2,79	3,39	2,54
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,14	0,03
MgO	16,24	16,12	15,71	15,00
CaO	0,13	0,24	0,21	0,21
MnO	0,41	0,47	0,47	0,39
FeO	24,45	24,61	24,40	24,31
Na ₂ O	0,26	0,24	0,29	0,17
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01
H ₂ O	2,07	2,00	1,93	1,99
F	0,01	0,04	0,11	-
Cl	0,00	0,02	0,01	-
Total	98,45	99,22	97,53	97,23
Fórmulas Químicas à Base de 24 (O,OH)				
Si	7,64	7,74	7,65	7,67
Al ^{iv}	0,31	0,26	0,35	0,33
Al ^{vi}	0,25	0,26	0,25	0,12
Cr	0,00	0,00	0,02	0,00
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg	3,61	3,55	3,54	3,59
Mn	0,05	0,06	0,06	0,05
Fe	3,06	3,04	3,10	3,06
Ni	0,01	0,01	0,02	-
Ca	0,02	0,03	0,03	0,03
Na	0,07	0,07	0,08	0,05
Total	15,06	15,04	15,10	15,02

Tabela 24 - Análises Químicas Representativas e Números de Cátions para Cloritas de Rochas à Cordierita- Antofilita

Amostra Ponto	S-272 33	S-272 35
SiO ₂	42,62	32,65
Al ₂ O ₃	15,21	18,22
TiO ₂	0,91	1,43
FeO	16,30	17,73
MgO	10,54	11,70
MnO	0,04	0,03
NiO	0,00	0,20
CaO	0,06	0,04
Na ₂ O	0,03	0,07
K ₂ O	1,30	5,40
H ₂ O	12,34	11,64
Total	99,62	99,23
Fórmulas Químicas Calculadas à Base de 36 (O,OH)		
Si	8,23	6,73
Al ^{IV}	-	1,27
Al ^{VI}	3,49	3,16
Ti	0,13	0,22
Fe	2,65	3,06
Cr	0,02	0,02
Mn	0,01	0,01
Mg	3,05	3,60
Ca	0,01	0,01
Na	0,01	0,03
K	0,32	1,42
Total	18,00	19,55

Tabela 25 - Análises Químicas de Anfibólios em BIFs

Amostra Ponto	S-288 7	S-288 19	S-288 8	S-288 10	S-294 9	S-312 3
SiO ₂	49,35	49,57	39,84	49,08	52,21	56,35
TiO ₂	0,02	0,04	0,44	-	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	0,83	1,18	14,07	0,48	0,94	0,21
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	-	0,02	0,06	0,01
MgO	7,05	6,76	3,67	6,35	12,48	14,91
CaO	0,52	0,86	10,79	0,20	0,37	3,87
MnO	0,00	0,00	0,03	0,11	0,14	0,03
FeO	38,07	38,12	24,81	39,84	30,64	14,96
NiO	0,01	-	0,08	-	0,00	-
ZnO	0,01	-	-	0,08	0,04	-
Na ₂ O	0,14	0,11	1,24	0,08	0,07	4,84
K ₂ O	0,00	0,01	0,58	-	0,02	1,20
H ₂ O	1,77	1,88	1,73	1,78	1,86	2,05
F	0,18	-	0,30	0,15	0,21	-
Cl	0,02	-	0,04	-	0,02	0,03
Total	98,00	98,54	97,61	98,16	99,09	98,51
Fórmulas Químicas à Base de 24 (O,OH)						
Si	7,94	7,90	6,36	8,05	7,97	8,23
Al ^{iv}	0,06	0,10	1,65	-	0,03	-
Al ^{vi}	0,10	0,12	1,00	0,13	0,14	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ti	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
Mg	1,69	0,87	0,87	1,85	2,84	3,25
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Fe	5,12	3,31	3,08	4,83	1,99	1,83
Fe	-	-	0,23	-	1,92	-
Ca	0,09	1,85	1,85	0,06	0,06	0,61
Na	0,04	0,03	0,38	0,03	0,02	1,37
K	0,00	0,00	0,12	0,01	0,00	0,22
Total	15,05	14,84	15,60	14,96	15,01	15,55

S-288 e S-294; BIF Tipo Silicato; S-312: BIF Tipo Óxido.

Tabela 26 - Análises Químicas Representativas e Números de Cátions e Feldspatos das BIFs Tipo Óxido

Amostra Ponto	S-312 2	S-312 8	S-312 9
SiO ₂	63,39	63,69	64,24
Al ₂ O ₃	17,60	16,87	16,96
FeO	0,79	1,87	2,09
CaO	0,00	-	-
BaO	0,32	-	0,14
Na ₂ O	0,13	0,24	0,29
K ₂ O	16,12	15,97	16,00
Total	98,35	98,64	99,72
Fórmulas Químicas à Base de 8 Oxigênios			
Si	3,00	3,00	3,00
Al	0,98	0,93	0,94
Fe	0,03	0,07	0,07
Ca	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,00	0,00
Na	0,01	0,03	0,02
K	0,97	0,95	0,96
Total	5,00	5,00	5,00
Proporção Molecular dos Elementos Extremos			
Ab	1,25	2,69	2,22
Or	98,75	97,31	97,78
An	0,00	0,00	0,00

Tabela 27- Análises Químicas Representativas e Números de Cátions de Granada em *Bifs* tipo Silicato

Amostra Ponto	S-288 4	S-288 5	S-288 24	S-288 33	S-294 7	S-294 10	S-294 8	S-294 43	S294 44	S-294 45	S-294
SiO ₂	35,73	35,70	35,99	35,87	36,28	36,25	36,43	36,09	36,45	35,88	36,57
TiO ₂	0,07	0,01	0,03	0,03	0,06	0,04	0,00	0,11	0,10	0,06	0,05
Al ₂ O ₃	20,16	20,13	20,45	20,40	20,62	20,49	20,54	20,53	20,53	20,45	20,60
V ₂ O ₃	0,00	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,00	0,06	0,04	0,03	0,00	0,08	0,00	0,07	0,07	0,03	0,03
Fe ₂ O ₃	0,35	0,39	0,00	0,00	0,27	0,35	0,57	0,28	0,34	0,29	0,35
MgO	0,93	0,91	0,99	0,93	2,00	1,91	2,00	1,73	1,77	1,97	2,09
CaO	3,61	3,92	3,93	3,65	4,34	4,66	4,38	4,97	4,88	4,46	4,61
MnO	0,29	0,21	0,20	0,19	0,32	0,47	0,34	0,45	0,42	0,35	0,37
FeO	37,04	36,68	37,02	36,96	35,26	34,63	35,20	34,98	34,76	34,97	34,54
Na ₂ O	0,01	0,03	0,00	0,00	0,04	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,19	98,06	98,26	98,06	99,25	98,92	99,52	99,21	99,32	98,46	99,21
Fórmula Químicas Calculada à Base de 24(O)											
Si	5,95	5,95	5,97	5,97	5,97	5,94	5,94	5,91	5,95	5,91	5,96
Al ^{iv}	0,05	0,05	0,03	0,03	0,07	0,06	0,06	0,09	0,05	0,09	0,04
Al ^{vi}	3,91	3,90	3,97	3,97	3,90	4,02	4,00	3,87	3,92	3,88	3,92
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺³	0,04	0,05	0,00	0,00	0,03	0,04	0,07	0,03	0,04	0,04	0,04
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,07	0,01
Mg	0,23	0,23	0,25	0,23	0,49	0,47	0,49	0,42	0,48	0,48	0,51
Fe ⁺²	5,16	5,11	5,14	5,14	4,82	4,74	4,80	4,79	4,82	4,82	4,71
Mn	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,07	0,05	0,06	0,79	0,05	0,05
Ca	0,64	0,70	0,63	0,65	0,76	0,82	0,77	0,87	0,79	0,79	0,80
Na	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	16,04	16,05	16,02	16,03	16,07	16,06	16,03	16,07	16,07	16,07	16,03
Almandina	85,01	84,24	85,10	84,99	78,90	77,90	78,71	78,03	78,54	78,54	77,59
Andradita	1,21	1,22	0,05	0,05	0,93	1,15	1,74	1,04	0,99	0,99	1,17
Grossulariita	9,32	10,13	10,20	10,60	11,28	11,97	10,79	12,08	11,70	11,70	11,95
Piropo	3,79	3,73	4,07	3,82	8,00	7,65	7,97	6,88	7,87	7,87	8,37
Espersartita	0,67	0,50	0,47	0,45	0,74	1,07	0,77	1,02	0,81	0,81	0,84
Uvarovita	0,00	0,18	0,11	0,08	0,16	0,26	0,02	0,24	0,08	0,08	0,09

Tabela 28 - Análises Químicas Representativas e Números de Cátions para Cloritas de *BIFs* Tipo Silicato

Amostra Ponto	S-294 17	S-294 18	S-294 22
SiO ₂	22,86	22,66	22,30
Al ₂ O ₃	24,00	23,25	23,67
TiO ₂	0,06	0,07	0,05
FeO	31,00	31,22	30,93
MgO	10,08	9,93	9,69
MnO	0,00	0,02	0,00
CaO	0,03	0,03	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00
H ₂ O	11,08	10,93	10,88
Total	99,19	98,21	97,64
Fórmulas Químicas Calculadas à Base de 36 (O,OH)			
Si	4,95	4,97	4,92
Al ^{iv}	3,05	3,03	3,08
Al ^{vi}	3,07	2,98	3,07
Fe	24,09	5,73	5,70
Cr	0,01	0,01	0,01
Mg	3,25	3,25	3,19
Mn	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00
Total	19,97	20,00	20,00

Tabela 29 - Análises Químicas Representativas e Números de Cátions para Cordierita em Metassedimento

Amostra Ponto	S-342 10	S-342 11
SiO ₂	48,63	48,64
TiO ₂	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	33,06	32,78
MgO	7,38	7,24
CaO	0,03	0,01
MnO	0,18	0,19
FeO	9,65	9,60
Na ₂ O	0,20	0,22
K ₂ O	0,00	0,01
Total	99,14	98,71
Fórmula Química Calculada à Base de 18 Oxigênios		
Si	4,99	5,02
Al ^{iv}	1,01	0,98
Al ^{vi}	2,99	3,01
Ti	0,00	0,00
Mg	1,13	1,11
Ca	0,00	0,00
Mn	0,02	0,02
Fe	0,83	0,03
Na	0,04	0,04
K	0,00	0,00
Total	11,02	11,01

Tabela 30 - Análises Químicas Representativas e Números de Cátions de Biotita em Metassedimento

Amostra Ponto	S-342B 4	S-342B 5	S-342B 6
SiO ₂	36,69	35,70	39,73
TiO ₂	1,01	1,13	1,25
Al ₂ O ₃	18,53	18,00	18,88
Fe ₂ O ₃	-	-	-
FeO	18,25	18,63	16,91
MnO	0,12	0,05	0,00
MgO	11,68	11,46	10,30
CaO	0,00	0,00	0,07
Na ₂ O	0,15	0,14	0,12
K ₂ O	8,90	8,70	8,37
H ₂ O	3,50	3,51	4,08
Total	100,17	98,42	99,71
Fórmulas Químicas à Base de 24 (O,OH)			
Si	5,58	5,51	5,84
Al ^{iv}	5,51	3,29	2,96
Ti ^{vi}	0,13	0,13	0,13
Fe	2,41	2,41	2,49
Mg	2,64	2,64	1,75
Mn	0,01	0,01	0,00
Na	-	0,04	0,03
Na	0,00	0,00	0,02
K	1,71	1,71	1,47
Total	15,77	15,77	15,00

Tabela 32 - Análises Químicas de Pirita (% em peso)

Amostra	Fe	S	Cu	Zn	Co	As	Ni	Total
1	46,51	54,15	-	0,02	0,62	0,19	-	101,48
2	46,39	54,06	-	0,05	0,06	0,19	-	101,33
3	45,54	53,09	-	0,02	0,65	0,21	-	99,51
4	46,59	54,05	0,01	-	0,36	0,11	-	101,12
5	47,16	54,12	0,06	-	0,05	0,05	0,09	101,52
6	46,74	53,64	-	0,03	0,14	0,06	0,05	100,66
7	45,23	52,61	-	-	0,06	-	0,01	98,47
8	44,81	52,10	-	-	0,39	0,02	0,84	97,40
9	44,61	52,81	0,18	0,16	0,59	0,02	-	98,39
10	45,49	52,34	-	0,04	0,27	0,03	0,27	98,24
11	45,36	52,70	-	0,05	0,12	0,02	0,21	98,46
12	45,17	52,69	0,06	0,03	0,17	-	0,08	98,19
13	46,66	53,67	-	-	0,54	0,02	0,05	100,94
14	46,51	54,14	-	0,02	0,62	0,19	-	101,48
15	46,38	54,06	-	0,05	0,64	0,19	-	101,33

Normalizado	Fe	S	Cu	Zn	Co	As	Ni	Fórmula Estrutural
1	32,86	66,62	-	0,01	0,41	0,10	-	(Fe _{0,99} ,Co _{0,001})S ₂
2	32,82	66,62	-	0,03	0,43	0,10	-	(Fe _{0,99} ,Co _{0,01})S ₂
3	32,81	66,62	-	0,01	0,44	0,11	-	(Fe _{0,98} ,Co _{0,01} ,As _{0,003})S ₂
4	33,00	66,69	0	0	0,24	0,06	-	(Fe _{0,99} ,Co _{0,007})S ₂
5	33,30	66,55	0,04	-	0,04	0,02	0,06	(Fe _{0,99} ,Co _{0,002})S ₂
6	33,29	66,53	-	0,02	0,09	0,03	0,04	FeS ₂
7	32,91	66,60	-	-	0,42	-	0,01	(Fe _{0,99} ,Co _{0,01})S ₂
8	32,94	66,72	-	-	0,39	0,01	0,06	F _{40,99} ,Co _{0,01})S ₂
9	32,45	66,92	0,12	0,10	0,40	0,01	-	(Fe _{0,97} ,Co _{0,012})S ₂
10	33,19	66,53	-	0,02	0,27	0,02	0,05	FeS ₂
11	32,98	66,75	-	0,03	0,09	0,01	0,14	(Fe _{0,97} ,Co _{0,003})S ₂
12	32,91	66,86	0,04	0,02	-	-	0,06	(Fe _{0,98} ,As _{0,0018})S ₂
13	33,16	66,44	-	-	0,36	0,01	0,03	(Fe _{0,99} ,Co _{0,01})S ₂
14	32,86	66,62	-	0,01	0,41	0,1	-	(Fe _{0,99} ,Co _{0,012})S ₂
15	32,82	66,62	-	0,03	0,43	0,1	-	(Fe _{0,99} ,Co _{0,013})S ₂

Tabela 33 - Análises Químicas Pirrotita (% em peso)

Amostra	Fe	S	Cu	Zn	Co	As	Ni	Mo	Total
1	59,21	38,74	0,01	0,02	-	0,07	0,08	-	98,13
2	59,28	38,42	-	0,01	-	0,06	0,08	-	97,87
3	54,64	42,83	-	-	0,19	0,20	-	-	97,87
4	58,79	38,80	-	0,01	-	-	-	0,01	97,61
5	58,78	38,70	-	0,03	-	0,07	-	-	97,59
6	59,14	39,14	-	-	0,17	0,07	0,11	-	98,65
7	59,30	39,13	0,04	-	0,14	0,05	0,07	-	98,73
8	58,34	39,26	0,08	0,06	0,11	0,04	0,02	-	98,03
9	58,34	39,26	0,11	0,09	0,14	0,07	0,03	-	98,03
10	58,34	39,13	-	-	-	0,64	-	-	97,53
11	58,85	39,27	-	0,01	-	0,06	0,03	-	98,22
12	59,04	39,40	0,01	-	-	0,07	0,07	-	98,60

Normalizado	Fe	S	Cu	Zn	Co	As	Ni	Fórmula Estrutural
1	46,69	53,19	0,01	0,01	-	0,04	0,06	(Fe _{0,88} Ni _{0,0011} As _{0,0007})S
2	46,92	52,97	-	0,01	-	0,04	0,56	(Fe _{0,89} Ni _{0,001})S
3	42,17	57,57	-	-	0,14	0,12	-	(Fe _{0,73} Co _{0,002} As _{0,002})S
4	46,51	53,48	-	0,01	-	-	-	Fe _{0,87} S
5	46,55	53,38	-	0,02	-	0,04	0,08	(Fe _{0,87} Ni _{0,002})S
6	46,33	53,41	-	-	0,13	0,04	0,08	(Fe _{0,87} Co _{0,002})S
7	46,42	53,36	0,02	-	0,10	0,03	0,06	(Fe _{0,87} Co _{0,002})S
8	45,90	53,80	0,08	0,06	0,11	0,04	0,02	Fe _{0,85} Co _{0,002})S
9	45,90	53,80	0,08	0,06	0,11	0,04	0,02	(Fe _{0,85} Co _{0,002})S
10	46,10	53,86	-	-	-	0,04	-	Fe _{0,86} S
11	46,22	53,72	-	0,01	-	0,04	0,02	Fe _{0,86} S
12	46,20	53,70	0,01	-	-	0,04	0,05	Fe _{0,86} S

Tabela 34 - Análises Químicas de Calcopirita (% em peso)

Amostra	Fe	S	Cu	Zn	As	Ni	Total
1	30,40	34,78	34,19	0,07	0,04	-	99,48
2	30,33	34,55	35,99	0,02	0,03	0,01	100,93
3	29,92	34,42	35,29	0,01	0,04	0,02	99,70
4	30,60	34,66	34,27	0,01	0,04	-	99,59
5	30,46	34,75	33,92	0,01	0,04	-	99,20
6	30,34	34,87	33,98	0,02	0,05	-	99,26
7	30,28	34,61	33,95	0,02	0,02	0,01	98,89
8	29,32	34,57	35,14	0,01	0,04	0,02	99,06
9	29,31	34,14	34,17	0,05	0,03	-	97,71
10	29,53	33,67	35,10	-	0,03	-	98,33
11	30,20	34,17	34,12	0,04	0,07	0,03	98,62

Normalizado	Fe	S	Cu	Zn	As	Ni	Fórmula
1	25,10	50,02	24,81	0,05	0,02	-	FeCu _{0,99} Zn _{0,02} As _{0,008} S ₂
2	24,83	49,26	25,89	0,01	0,02	-	FeCu _{1,05} S ₂
3	24,74	49,57	25,64	0,01	0,02	0,01	FeCuS ₂
4	25,26	49,84	24,87	0,01	0,02	-	FeCuS ₂
5	25,21	50,09	24,68	0,01	0,02	-	FeCu _{0,99} As _{0,0008} S ₂
6	25,07	50,20	24,68	0,02	0,03	-	FeCu _{0,98} As _{0,0012} S ₂
7	25,14	50,05	24,78	0,01	0,01	0,01	FeCuS ₂
8	24,46	50,84	25,47	-	0,03	-	Fe _{0,96} CuAs _{0,0012} S ₂
9	24,66	50,02	25,27	0,04	0,02	-	FeCuS
10	24,80	49,26	25,92	-	0,02	-	FeCuAs _{0,008} S ₂
11	25,20	49,68	25,03	0,03	0,04	0,02	FeCuS

Tabela 35 - Análises de Esfalerita (% em peso)

Amostra	Fe	S	Cu	Zn	Co	As	Ni	Total
1	8,06	33,14	0,66	54,12	0,30	-	0,01	96,29
2	8,18	33,03	1,49	53,34	0,28	0,018	0,006	96,36
Amostra	Fe	S	Cu	Zn	Co	As	Ni	Fórmula Estrutural
1	7,14	51,13	0,51	40,95	0,25	-	0,01	$Zn_{0,80}(Fe_{0,14}Cu_{0,05})S$
2	7,25	50,97	1,16	40,37	0,24	0,01	0,01	$Zn_{0,79}(Fe_{0,14}Cu_{0,02}Co_{0,005})S$

Tabela 39 - Composição Química dos Elementos Maiores dos Anfibólitos da Suíte Vila Nova (% em Peso)

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	TOTAL
S-76	52,7	13,2	3,3	8,4	0,73	0,15	11,2	7,1	1,9	0,15	0,11	1,0	0,25	0,82	0,04	0,05	101,1
S-4	51,7	13,2	3,9	9,5	1,1	0,16	9,8	7,0	2,2	0,05	0,15	1,1	0,22	0,92	0,06	0,07	101,3
S-218	48,8	13,2	6,6	7,7	0,83	0,19	11,8	7,0	1,9	0,62	0,12	1,1	0,21	1,1	0,06	0,17	101,4
S-122	52,7	13,2	3,4	4,3	0,73	0,15	12,6	6,7	0,81	0,15	0,10	1,1	0,29	0,95	0,09	0,34	97,61
S-55	51,4	14,2	2,5	7,1	0,52	0,17	13,5	8,3	0,65	0,05	0,07	1,2	0,22	0,86	0,07	0,05	100,86
S-23	48,9	13,7	4,0	8,9	1,0	0,18	10,4	7,5	2,4	0,58	0,12	1,3	0,20	1,2	0,10	0,04	100,52
S-118	51,1	14,2	4,4	7,2	0,83	0,17	11,2	7,3	1,6	0,19	0,09	1,4	0,34	0,62	L0,01	0,32	100,96
S-109	48,0	16,5	6,7	5,5	0,83	0,22	10,1	6,0	3,2	0,39	0,27	2,2	0,3	1,5	0,11	0,02	101,74
S-88	49,6	14,2	5,2	9,1	1,0	0,26	10,4	5,3	1,8	0,97	0,11	1,5	0,25	0,96	0,06	0,13	100,84
S-21	49,5	14,6	3,2	9,1	0,78	0,18	11,2	8,1	1,8	0,15	0,09	1,2	0,34	0,7	0,07	0,07	101,08
S-81	49,9	14,2	3,2	8,9	0,83	0,17	10,9	7,6	1,4	0,15	0,11	1,2	0,41	0,92	0,07	0,11	100,07
S-49	51,1	15,1	6,1	3,8	0,89	0,32	14,2	4,7	1,9	0,24	0,09	1,1	0,24	0,7	0,15	0,15	100,78
S-98	51,7	13,2	3,1	8,0	0,83	0,17	11,5	7,1	2,2	0,1	0,08	1,6	0,54	0,92	0,02	0,48	101,54
S-450	52,3	8,5	5,6	7,0	0,93	0,27	10,9	10,2	0,81	0,24	0,08	3,0	0,76	1,6	0,44	0,15	102,78
S-192	51,0	15,1	6,0	6,0	0,93	0,25	9,5	6,0	2,4	0,73	0,08	1,6	0,32	1,1	0,09	0,02	101,12
S-704	48,7	14,6	4,2	8,6	0,94	0,18	9,0	7,9	2,6	0,36	0,25	2,1	0,43	1,6	L0,04	0,10	101,56
S-600	53,4	13,7	7,7	3,3	1,1	0,21	12,6	3,7	2,0	0,48	0,14	1,2	0,22	0,74	0,09	L0,01	100,58
S-627	49,0	14,2	4,4	9,2	1,0	0,19	10,7	7,1	2,2	0,21	0,19	1,6	0,16	1,3	0,06	0,12	101,63
T-508	50,9	16,1	4,3	7,2	0,83	0,19	11,5	5,8	0,95	0,29	0,10	1,2	0,11	0,59	0,04	0,32	100,42
S-3	50,8	14,2	3,2	9,9	1,3	0,18	9,7	7,2	2,0	0,13	0,15	0,4	0,1	-	-	2,04	101,3
S-36B	50,5	14,2	2,8	9,2	1,1	0,18	9,2	7,6	3,0	0,97	1,1	1,0	0,3	-	-	-	100,15
S-160	50,8	13,2	3,6	10,6	1,8	0,21	9,2	6,5	2,7	0,18	0,17	0,5	0,08	-	-	-	99,54
S-166	50,5	14,2	3,7	8,5	0,94	0,21	12,0	7,7	0,94	0,18	0,08	0,9	0,1	-	-	-	99,95
S-198	58,0	12,3	6,9	2,1	0,62	0,24	14,5	2,8	0,67	0,17	0,06	1,5	0,2	-	-	-	100,06
S-210	52,4	14,2	1,5	8,2	0,89	0,14	10,7	8,0	1,6	0,6	0,11	0,9	0,3	-	-	-	99,54
S-214	49,7	13,7	2,8	9,1	0,83	0,19	10,3	7,9	2,4	0,73	0,09	1,4	0,3	-	-	-	99,44
T4-28	51,8	14,2	4,4	7,9	1,7	0,17	8,9	6,7	1,6	0,6	0,14	1,4	0,2	-	-	-	99,71
T3-35	51,7	15,1	4,4	6,1	0,82	0,18	11,3	7,6	1,3	0,23	0,11	0,8	0,2	-	-	-	99,84
T3-37	49,5	13,2	3,6	7,0	0,73	0,26	6,7	13,3	1,6	0,60	0,08	2,7	0,4	-	-	-	99,67
T3-40	48,2	12,3	2,6	9,0	0,37	0,19	3,2	7,2	1,3	0,6	0,06	4,5	0,2	-	-	-	99,68
S-96	50,3	13,7	4,7	9,5	1,2	0,21	11,8	6,0	1,8	0,15	1,14	0,73	0,17	0,83	0,11	0,12	102,46
S-137	53,9	13,2	1,9	12,3	2,1	0,19	9,4	5,8	0,42	0,08	0,23	0,2	0,08	-	-	-	99,08

L - abaixo do valor registrado

Tabela 40- Composição Química dos Elementos Maiores dos Hornfels da Suíte Vila Nova (% em Peso)

AMOSTR	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	Total
S-398	50,1	13,7	7,9	4,9	0,78	0,22	11,8	6,7	1,9	0,19	0,10	1,1	0,24	0,86	0,06	0,45	101,10
S-115	53,9	5,7	3,4	7,4	0,63	0,30	12,9	12,9	0,16	0,05	0,08	2,1	0,46	0,59	0,09	0,97	101,63
S-111c	62,0	5,7	6,9	3,9	0,42	0,29	7,3	10,1	0,19	0,15	0,10	2,9	0,68	1,1	0,22	0,15	102,1
S-100	51,7	15,1	3,2	7,3	0,83	0,14	10,7	7,7	1,9	0,10	0,11	1,2	0,17	0,4	0,09	0,49	101,13
S-78	50,5	14,2	3,3	9,1	0,83	0,17	10,9	6,9	1,6	0,19	0,10	1,6	0,45	1,0	0,09	0,06	100,99
S-51	50,5	14,2	4,3	8,8	0,83	0,17	9,8	7,9	2,2	0,10	0,09	0,80	0,26	1,3	0,11	0,09	101,45
S-40	50,1	14,2	5,0	7,6	1,1	0,23	9,6	6,7	2,4	0,17	0,11	2,1	0,4	1,2	0,20	0,27	101,38
S-167b	50,1	13,2	4,3	9,8	1,3	0,23	10,8	6,6	1,4	0,19	0,11	1,8	0,17	1,0	0,07	0,53	101,6
S-620	48,1	14,2	5,0	7,6	0,63	0,23	13,7	7,0	1,5	0,21	0,13	1,0	0,07	0,9	N0,04	0,21	101,64
S-630	49,0	14,2	4,4	9,2	1,0	0,19	10,7	7,1	2,2	0,21	0,19	1,6	0,16	1,3	0,05	0,14	102,29
T-231	50,9	7,1	2,0	8,4	0,73	0,21	14,2	12,7	0,95	0,2	0,11	2,4	0,09	1,3	0,93	0,07	101,93
T-234	47,5	5,0	2,1	8,1	0,52	0,18	12,1	8,7	0,19	L0,05	0,12	5,0	0,17	2,4	2,3	0,03	100,62
S-19	50,9	14,2	2,8	7,5	1,0	0,13	9,4	9,7	2,6	0,11	0,08	1,7	0,5	-	-	-	-98,84
S-141	53,0	14,2	2,1	8,6	0,62	0,18	8,3	8,8	3,0	0,11	0,07	0,7	0,08	-	-	-	-
S-151	52,4	14,2	2,4	8,6	1,0	0,18	11,4	6,7	1,1	0,16	0,12	0,5	0,08	-	-	-	-

L - abaixo do valor registrado

N - não detectado

Tabela 41- Composição Química dos Elementos Maiores dos Metatufos com CPX (% em Peso)

AMOSTR A	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	Total
S-124	50,6	12,8	5,4	6,8	0,83	0,18	14,3	6,7	0,81	0,22	0,10	1,2	0,23	0,9	0,15	0,50	101,72
S-79	47,6	14,2	3,7	8,0	0,93	0,16	15,4	5,8	1,1	0,42	0,09	2,1	0,10	0,94	0,66	0,28	101,48
S-170	49,9	13,2	3,0	9,5	0,94	0,22	13,2	7,2	1,6	0,18	0,09	0,6	0,08	-	-	-	99,71
S-183a	43,1	14,2	9,7	4,2	0,94	0,32	18,0	6,9	0,23	0,11	0,09	2,1	0,3	-	-	-	100,19
S-128	61,4	8,5	1,8	6,0	0,62	0,19	11,1	7,1	0,39	1,7	0,05	0,8	0,08	-	-	-	99,65
S-140	51,1	14,2	3,4	5,7	0,83	0,26	15,0	4,6	3,8	0,6	0,06	0,7	0,08	-	-	-	100,33
S-203	47,9	16,1	6,6	3,7	0,94	0,32	16,6	4,3	1,7	0,46	0,07	0,8	0,08	-	-	-	99,57
T4-1	53,2	15,1	2,1	6,4	0,94	0,22	11,4	5,0	1,2	1,2	0,08	1,9	0,2	-	-	-	98,94
T4-2	49,8	12,8	5,9	6,1	0,94	0,29	16,4	4,7	0,38	0,23	0,09	2,0	0,08	-	-	-	99,71

Tabela 42- Composição Química dos Elementos Maiores dos Actinolita-Xistos da Suíte Vila Nova (% em Peso)

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	Total
S-400	47,0	8,0	5,3	6,4	0,31	0,18	10,1	19,2	0,32	0,05	0,08	2,8	0,32	2,6	0,07	L0,01	102,73
T-356	53,3	6,6	1,6	8,6	0,63	0,14	14,6	13,2	0,67	1,3	0,06	1,6	0,3	-	-	-	102,60
T-230	53,1	6,6	1,5	8,6	0,73	0,21	11,5	13,8	0,81	0,97	0,07	1,3	0,2	-	-	-	100,2
T-232	46,2	4,7	1,9	8,2	0,52	0,19	14,0	17,7	0,22	0,08	0,05	5,7	0,3	-	-	-	99,76
T-236	45,9	4,6	1,9	7,6	0,62	0,19	16,6	15,9	0,26	0,16	0,08	5,3	0,08	-	-	-	99,19
T1-1	47,0	4,9	2,1	8,9	0,62	0,13	11,3	19,4	0,17	0,06	0,08	4,8	0,2	-	-	0,32	99,98
T2-1	51,7	6,6	1,5	9,1	0,62	0,17	12,8	14,4	0,81	0,36	0,10	1,4	0,08	-	-	-	99,64
T2-5	47,1	4,7	6,5	10,6	0,42	0,27	11,2	14,8	0,23	0,05	0,1	-	0,2	-	-	3,8	99,97

L - abaixo do valor registrado

Tabela 43 - Composição Química dos Elementos Maiores nos Epidiositos da Suíte Vila Nova (% em Peso)

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	Total
S-608	62,4	8,5	7,4	2,7	0,52	0,28	11,5	4,4	0,19	0,14	0,13	1,5	0,17	0,27	N0,04	0,51	100,61
S-193	47,1	15,1	7,3	4,5	0,78	0,32	15,2	6,3	2,0	0,22	0,07	1,1	0,1	-	-	0,51	100,60
T-504	47,9	13,2	5,0	6,6	0,73	0,30	17,1	4,7	0,68	0,10	0,09	2,9	0,16	0,65	0,15	1,7	101,96
T-514	42,5	13,7	8,4	4,0	0,63	0,40	22,7	5,6	0,05	L0,05	0,08	1,8	0,08	0,12	0,92	0,49	101,52
T4-3	45,5	17,5	6,9	2,5	0,53	0,21	20,3	2,9	0,14	1,15	0,10	2,6	0,45	0,58	1,1	0,35	102,81
T4-5	48,9	14,6	2,4	7,0	0,74	0,27	12,8	5,7	2,6	0,48	0,08	3,7	0,30	1,8	1,0	0,59	102,96
T4-26	52,9	16,1	2,5	6,2	0,83	0,14	9,8	6,9	0,88	1,5	0,09	2,2	0,25	1,4	0,12	0,43	102,24
T3-27	53,5	14,2	3,9	6,5	0,83	0,22	12,3	4,7	1,6	0,20	0,18	1,8	0,13	0,54	0,15	1,0	101,75

N - não detectado

Tabela 44 - Composição Química dos Elementos Maiores dos Metabiabásios da Suíte Vila Nova (% em Peso)

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	Total
S-12	49,7	13,2	3,2	11,0	1,6	0,22	9,8	8,1	2,2	0,3	0,15	0,4	0,1	-	-	-	99,97
S-82	52,8	14,2	3,9	6,7	0,94	0,17	11,0	8,0	0,94	0,14	0,12	0,8	0,08	-	-	-	99,79
S-22	50,1	14,2	7,4	6,3	0,83	0,13	10,7	6,2	2,4	0,07	0,10	1,4	0,37	0,82	0,04	0,38	101,44
S-101	51,9	13,2	4,6	7,1	1,0	0,15	10,9	7,6	1,2	0,12	0,4	1,2	0,24	0,80	L 0,04	0,14	100,59

L - abaixo do valor registrado

Tabela 45- Composição Química dos Elementos Maiores em Piroxenito da Suíte Vila Nova (% em Peso)

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	Total
T2-3	47,4	9,4	2,6	8,4	0,94	0,32	15,9	11,9	0,67	0,48	0,10	1,7	0,2	-	-	-	100,01

Tabela 46- Composição de Elementos Traços para os Anfibolitos da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Ba	Mo	Cr	F	Au	W	Zr	Sr	Y	Nb	Rb	As	Sb	Bi	Sc
S-76	125	20	115	N0,2	40	100	220	55	N5	200	270	-	4	61	75	26	6	N10	-	-	-	-
S-4	70	L20	135	N0,2	55	150	260	H5	N5	150	460	-	4	87	72	38	10	N10	-	-	-	-
S-218	190	20	190	N0,2	55	110	260	H5	N5	100	600	-	4	66	70	11	5	L10	-	-	-	-
S-122	160	N20	90	N0,2	55	155	240	H5	N5	200	330	-	4	63	84	43	10	N10	-	-	-	-
S-55	85	20	65	N0,2	50	145	240	H5	N5	250	140	-	4	31	74	13	5	N10	-	-	-	-
S-23	65	30	115	N0,2	45	110	260	H5	N5	175	240	-	4	78	60	18	7	33	-	-	-	-
S-118	150	20	110	0,2	45	120	200	15	N5	200	600	-	L4	56	60	26	<5	N10	-	-	-	-
S-109	135	20	190	0,4	45	80	180	45	N5	125	600	-	L4	57	111	38	10	N10	-	-	-	-
S-88	105	30	200	0,2	65	140	240	70	N5	175	640	-	4	62	60	13	6	42	-	-	-	-
S-21	170	30	105	0,2	55	140	240	40	N5	200	190	-	L4	46	69	12	9	N10	-	-	-	-
S-81	130	20	115	0,2	61	155	240	15	N5	175	240	-	L4	64	70	26	5	N10	-	-	-	-
S-49	115	L20	195	0,2	45	90	180	45	5	200	1400	-	4	66	60	33	20	N10	-	-	-	-
S-98	80	L20	70	N0,2	50	130	240	10	N5	175	230	-	L4	50	84	26	6	N10	-	-	-	-
S-450	80	20	140	N0,2	45	125	240	10	10	250	420	-	L4	72	32	26	5	N10	-	-	-	-
S-192	110	L20	160	0,4	35	105	200	50	N5	200	2300	-	8	48	65	16	6	62	-	-	-	-
S-704	100	L20	100	N0,2	40	50	200	35	N5	150	520	-	L4	65	92	25	7	13	-	-	-	-
S-708	105	20	100	N0,2	45	40	260	160	N5	100	440	-	L4	117	102	34	18	53	-	-	-	-
S-714	45	30	210	N0,2	45	120	240	25	N5	150	940	-	L4	71	55	16	7	N10	-	-	-	-
S-719	10	20	125	N0,2	45	150	200	H5	N5	225	1000	-	L4	49	73	12	7	22	-	-	-	-
S-600	35	30	165	0,4	35	85	240	H5	N5	150	1300	-	L4	109	103	19	-	L10	-	-	-	-
S-627	115	20	100	0,2	55	155	220	H5	N5	175	350	-	L4	58	170	13	8	N10	-	-	-	-
T4-17	155	-	80	N1	60	175	200	10	N5	150	440	-	4	90	N10	34	5	N10	-	-	-	-
T4-508	145	20	125	0,2	51	165	220	H5	10	75	600	-	L4	40	100	11	-	-	-	-	-	-
S-3	65	-	120	N1	55	110	340	1900	N5	225	-	-	-	94	12	32	L10	L10	L1	1	1	50
S-36B	35	-	115	N1	55	125	260	2550	N5	225	-	-	-	78	101	17	L10	L10	L1	L1	1	48
S-160	35	-	120	N1	50	65	340	2150	N5	250	-	-	-	96	110	21	L10	L10	L1	1	2	57
S-166	100	-	95	N1	55	125	260	2900	N5	275	-	-	-	45	85	L10	5	L10	1	1	1	62
S-198	110	-	110	N1	N50	75	220	1500	N5	250	-	-	-	22	96	11	5	L10	4	2	9	45
S-210	85	-	75	N1	30	110	240	2600	N5	400	-	-	-	74	115	19	L10	27	L1	L1	2	48
S-214	70	-	110	N1	55	125	240	2700	100	325	-	-	-	58	66	N10	L10	55	L1	1	3	55
T4-28	890	-	115	2	40	110	500	2150	N5	175	-	-	-	154	61	36	L10	19	L1	1	2	62
T3-35	150	-	95	N1	55	160	300	3150	N5	325	-	-	-	N30	132	12	L10	L10	L1	1	2	81
T3-37	45	-	195	N1	55	160	280	2550	N5	325	-	-	-	7	35	15	L10	14	1	1	2	72
T3-40	N5	-	175	N1	40	135	220	2750	N5	250	-	-	-	56	26	7	L10	22	L1	1	1	64
T4-8	100	-	105	N1	55	175	260	2150	N5	275	-	-	-	45	85	L10	L10	L10	1	2	2	74
T4-18	185	-	100	N1	35	145	300	3750	N5	1700	-	-	-	84	L10	19	L10	20	L1	3	4	72
S-96	50	20	105	N0,2	55	110	300	25	N5	100	200	-	N4	77	58	33	<5	N10	-	-	-	-
S-137	70	-	130	N1	55	110	280	2500	N5	325	-	-	-	195	99	28	L10	L10	2	L1	1	58

L - abaixo do valor registrado

N - não detectado

Tabela 47 - Composição de Elementos Traços para Hornfels da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTR	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Ba	Mo	Cr	F	Au	W	Zr	Sr	Y	Nb	Rb	As	Sb	Bi	Sc
S-398	80	20	215	N0,2	50	155	240	40	N5	175	240	-	8	59	79	16	5	N10	-	-	-	-
S-115	65	30	290	0,4	35	295	180	H5	N5	1100	250	-	24	53	13	4	6	N10	-	-	-	-
S-111C	110	120	270	0,4	50	190	120	140	N5	1225	460	-	32	83	41	33	10	L10	-	-	-	-
S-100	230	20	70	0,2	60	160	200	55	N5	225	300	-	L4	58	98	38	6	N10	-	-	-	-
S-78	95	30	115	0,2	60	120	220	25	N5	125	300	-	L4	61	94	11	5	N10	-	-	-	-
S-51	100	L20	95	0,2	60	145	220	30	5	175	240	-	L4	58	55	26	7	N10	-	-	-	-
S-40	145	20	155	0,2	40	85	240	55	N5	125	290	-	L4	101	54	26	5	N10	-	-	-	-
S-167B	70	20	130	0,2	60	60	280	H5	N5	N50	200	-	L4	75	51	13	8	N10	-	-	-	-
S-615	175	30	115	N0,2	55	130	300	700	N5	150	820	-	L4	152	62	71	N10	N10	-	-	-	-
S-620	70	20	145	N0,2	60	145	200	H5	N5	175	370	-	L4	58	81	19	<5	N10	-	-	-	-
S-630	45	120	130	N0,2	50	120	300	H5	N5	100	320	-	24	84	51	19	16	N10	-	-	-	-
T-231	90	30	260	0,2	50	250	160	H5	10	450	200	-	4	36	28	-	N10	N10	-	-	-	-
T-234	15	L20	130	0,2	70	680	140	H5	10	800	200	-	L4	57	N10	-	N10	N10	-	-	-	-
T-237	90	L20	100	N0,2	55	430	140	H5	5	775	230	-	4	59	N10	-	N10	N10	-	-	-	-
S-19	200	-	75	N0,2	65	185	340	2100	N5	300	-	-	-	46	119	11	N10	N10	L1	L1	1	58
S-141	60	-	165	N0,2	50	80	280	2700	N5	450	-	-	-	43	89	110	N10	L10	L13	1	1	66
S-151	40	-	85	N0,2	65	127	260	1550	N5	250	-	-	-	73	75	20	N10	L10	52	2	2	62
S-165	115	-	100	N0,2	60	195	280	1700	N5	250	-	-	-	67	61	L10	<5	L10	L1	1	1	65

L - abaixo do valor registrado

N - não detectado

H - interferência

Tabela 48- Composição Química dos Elementos Traços das Metavulcânicas com CPX (em ppm)

AMOSTRA	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Ba	Mo	Cr	F	Au	W	Zr	Sr	Y	Nb	Rb	As	Sb	Bi	Sc
S-124	140	20	115	N0,2	55	115	220	H5	N5	225	200	-	4	50	108	16	6	N10	-	-	-	-
S-79	70	20	165	N0,2	55	130	200	H5	N5	175	520	-	L4	65	49	8	8	N10	-	-	-	-
S-170	85	-	105	N1	45	40	280	1950	N5	325	-	-	-	41	112	110	L10	112	L1	1	2	61
S-183A	15	-	235	N1	70	215	320	2600	N5	400	-	-	-	15	566	13	L10	L10	8	1	9	52
S-128	155	-	70	-	35	90	220	1100	N5	350	-	-	-	59	23	N10	L10	L10	2	1	2	52
S-140	70	-	130	N1	55	110	280	2500	N5	350	-	-	-	63	68	17	L10	L10	1	1	5	57
S-203	55	-	175	N1	40	85	220	1700	N5	375	-	-	-	61	97	24	L10	L10	L1	1	8	60
T4-1	270	-	60	N0,2	50	155	240	2200	N5	350	-	-	-	54	97	L10	L10	L10	2	2	1	70
T4-2	180	-	120	N0,2	70	155	300	2250	N5	350	-	-	-	54	52	13	L10	L10	2	1	1	88

L - abaixo do valor registrado

N - não detectado

H - interferência

Tabela 49 - Composição Química dos Elementos Traços dos Actinolita-Xistos da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Ba	Mo	Cr	F	W	Zr	Sr	Nb	Y	Rb	As	Sb	Bi	Sc
S-400	50	20	75	N0,2	85	980	140	15	N5	2400	160	N4	43	N10	5	5	N10	-	-	-	-
T-356	50	-	165	-	50	35	220	1850	N5	1125	-	-	45	53	L10	N10	39	8	1	3	60
T-230	70	-	270	-	55	235	240	2400	N5	1075	-	-	48	48	L10	N10	43	6	1	1	60
T-232	10	-	125	-	70	640	160	800	N5	1600	-	-	58	10	N10	N10	L10	200	7	L1	48
T-236	140	-	85	-	61	460	200	1250	N5	1900	-	-	22,5	132	L10	<5	L10	120	1	L1	62
T1-1	370	-	110	-	65	320	220	1350	6	1500	-	-	74	L10	N10	<5	L10	L10	2	L10	50
T2-1	205	-	205	-	65	360	240	1400	N5	1100	-	-	60	43	N10	N10	L10	41	2	L10	62
T2-5	225	-	140	-	180	1100	180	650	N5	1175	-	-	69	N10	N10	6	L10	5	2	2	19

L - abaixo do valor registrad

N - não detectad

Tabela 50- Composição Química dos Elementos Traços dos Epidositos da Suite Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Ba	Mo	Cr	F	W	Zr	Sr	Y	Nb	Rb
S-608	350	30	185	0,6	40	110	140	H5	N5	150	1900	H24	45	43	80	N10	N10
S-193	20	-	205	N1	40	115	280	1900	N5	400	-	-	57	75	L10	5	L10
T4-3	50	-	80	N1	45	120	260	75	N5	150	310	L4	44	85	55	7	N10
T4-5	190	-	130	6	55	180	220	90	N5	200	320	L4	63	45	28	6	N10
T4-26	230	-	110	N1	45	170	240	80	N5	250	860	8	87	56	N8	<5	64
T3-27	350	40	200	0,6	65	165	220	65	5	100	400	4	67	51	-	-	-
T-504	660	60	185	1,0	65	170	220	H5	5	100	300	4	43	52	-	-	-
T-514	90	40	70	0,2	40	125	220	H5	10	75	150	4	33	47	-	-	-

L - abaixo do valor registrado

N - não detectado

H - interferência

Tabela 51- Composição Química dos Elementos Traços dos Metadiabásios da Suite Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Ba	Mo	Cr	F	Au	W	Zr	Sr	Y	Nb	Rb	As	Sb	Bi	Sc
S-12	105	-	135	N1	50	80	420	900	N1	150	-	-	-	125	62	39	8	L10	2	L1	1	61
S-82	45	-	105	N1	45	90	140	2250	N1	400	-	-	-	83	19	L10	8	L10	L1	1	1	58
S-22	160	20	70	N0,2	45	155	200	H5	N1	200	290	-	N4	56	74	38	8	N10	-	-	-	-
S-101	65	N20	80	N0,2	40	80	200	55	N1	175	370	-	L4	94	92	-	8	-	-	-	-	-

L - abaixo do valor registrado

N - não detectado

H - interferência

Tabela 52 - Composição Química dos Elementos Traços em Metapiroxenito da Suite Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Ba	Mo	Cr	F	W	Zr	Sr	Y	Nb	Rb
T2-3	350	-	390	-	75	400	300	1900	N5	1700	-	-	57	75	L10	24	L10

L - abaixo do valor registrado

N - não detectado

Tabela 53- Concentrações de ETR nos Anfibolitos da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	ΣT	(La/Lu) _N	(La/Sm) _N	Eu _N /Eu*
S-76	5,23	14,6	8,3	2,57	0,66	2,80	2,71	0,57	1,74	1,35	0,19	40,72	2,85	1,28	0,75
S-4	6,99	18,64	11,05	3,32	0,95	3,71	3,97	0,83	2,46	2,19	0,31	54,42	2,34	1,33	0,82
S-55	4,0	10,84	5,62	1,84	0,47	1,92	2,04	0,44	1,34	1,13	0,17	29,81	2,44	1,37	0,76
S-88	5,75	14,94	9,55	3,07	1,03	3,19	3,14	0,62	1,65	1,28	0,19	44,41	3,14	1,18	1,00
S-36B	4,2	11,77	8,6	2,52	0,86	2,64	3,7	0,91	2,74	2,61	0,35	40,90	1,25	1,17	1,01
S-160	5,75	15,16	11,06	3,14	1,04	3,37	4,43	0,98	2,97	2,62	0,37	50,89	1,61	1,50	0,97
S-166	3,36	10,61	7,97	2,23	0,76	2,09	2,67	0,64	1,85	1,57	0,23	34,48	1,74	1,75	1,06
T4-28	5,77	16,74	13,19	3,91	1,3	4,03	5,09	1,18	3,45	3,33	0,49	58,48	1,22	1,30	0,99
S-137	16,09	38,28	22,78	5,09	1,6	4,69	5,26	1,15	3,22	2,91	0,43	101,5	3,88	3,40	0,98

Tabela 54- Concentração de ETR nos Hornfels da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	ER	Yb	Lu	ΣT	(La/Lu) _N	(La/Sm) _N	Eu _N /Eu*	Nn?Nd
S-398	6,28	15,65	8,82	2,56	0,81	2,87	3,00	0,65	2,00	1,57	0,22	44,43	2,96	1,54	0,91	0,29
S-115	5,42	14,24	7,81	2,28	0,61	2,23	1,87	0,38	1,10	0,80	0,12	36,86	4,69	1,49	0,82	0,29
S-78	4,61	13,52	8,94	2,80	0,75	3,07	2,85	0,56	1,51	1,23	0,18	40,02	2,66	1,03	0,78	0,31
S-111	32,16	16,57	24,77	4,30	0,92	3,33	3,33	0,69	2,01	1,56	0,22	89,86	15,17	4,70	0,71	0,17
T-234	8,83	21,62	10,81	2,63	0,57	2,34	1,98	0,41	1,24	0,90	0,14	51,47	6,55	2,11	0,68	0,24
S-151	4,95	12,71	8,78	2,37	0,81	2,43	3,09	0,71	2,06	1,85	0,27	40,03	1,90	1,31	1,02	0,26

Tabela 55- Concentrações de ETR nas Metavulcânicas com CPX da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	ΣT	(La/Lu) _N	(La/Sm) _N	Eu _N /Eu*	Sm/Nd
S-124	5,74	15,21	8,65	2,67	0,82	2,90	2,82	0,59	1,72	1,32	0,20	42,64	2,98	1,35	0,90	0,30
S-170	4,42	11,44	8,19	2,04	0,66	1,93	2,83	0,60	1,81	1,53	0,23	35,68	1,99	1,36	1,00	0,24
S-183	7,75	11,18	12,63	2,85	0,84	2,43	3,27	0,71	2,11	1,72	0,23	45,72	3,50	1,71	0,95	0,22
S-128	3,04	7,92	5,58	1,49	0,43	1,29	1,57	0,42	1,22	1,03	0,16	24,15	1,97	1,28	0,93	0,26

Tabela 56- Concentração de ETR nos Actinolita-Xistos da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	ΣT	(La/Lu) _N	(La/Sm) _N	Eu _N /Eu*	Sm/Nd
S-400	3,37	7,63	5,10	1,55	0,43	1,40	1,44	0,30	0,90	0,64	0,10	22,86	3,50	1,37	0,88	0,30
T1-1	3,77	9,64	5,69	1,72	0,19	1,43	1,69	0,39	1,09	0,9	0,12	26,63	3,26	2,77	0,36	0,30
S-232	3,17	7,69	5,4	1,61	0,65	1,65	1,87	0,43	1,15	0,89	0,13	24,64	2,56	2,24	1,21	0,29
T1-2	5,29	12,78	8,21	2,38	0,60	1,82	2,31	0,52	1,51	1,22	0,15	36,79	3,66	2,71	0,85	0,28

Tabela 57- Concentração de ETR nos Metadiabásios da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	ΣT	(La/Lu) _N	(La/Sm) _N	Eu _N /Eu*	Sm/N _d	Sm/Nd
S-22	4,58	13,37	8,24	2,59	0,77	2,88	2,68	0,54	1,48	1,18	0,17	38,48	2,80	1,11	0,86	0,31	0,31
S-101	7,43	19,4	10,73	2,85	0,73	2,69	2,19	0,43	1,18	0,93	0,13	48,40	5,93	1,64	0,79	0,26	0,26
S-82	6,3	16,69	11,03	2,78	0,84	2,34	2,66	0,67	1,86	1,51	0,23	46,91	2,84	1,43	0,98	0,25	0,25

Tabela 58 - Composição Química dos Elementos Maiores das Rochas ricas em Quartzo-Clorita da Suíte Vila Nova (% em Peso)

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	Total
T3-5	86,3	0,95	4,7	1,2	0,10	L0,05	0,10	1,5	L0,05	0,85	0,09	3,7	0,76	0,38	0,23	23	103,1
T3-15	51,6	10,4	2,2	11,5	0,73	0,05	2,0	9,5	1,1	2,7	0,29	7,6	0,74	2,2	0,43	4,2	107,24
T3-23	49,4	9,4	4,7	13,4	0,31	0,06	1,5	7,2	0,95	0,85	0,10	11,8	1,5	2,7	0,06	7,4	111,33
T1-10	39,3	11,8	3,2	18,8	0,63	0,09	0,10	12,4	0,12	0,11	0,11	13,3	0,67	5,7	N0,01	6,8	113,13
T1-11	55,6	3,8	8,2	12,0	0,21	0,39	1,4	6,7	0,18	0,48	0,14	10,04	1,8	1,5	0,15	6,7	109,29
T1-17	46,7	16,1	3,0	8,8	0,31	0,06	2,5	11,5	0,81	0,73	0,11	8,6	0,49	5,1	0,08	2,8	107,69
T1-20	63,0	4,7	1,4	14,5	0,10	0,09	2,1	5,9	0,41	0,07	0,09	7,8	0,24	0,85	L0,01	6,4	107,56
T1-21	46,4	11,3	1,8	10,6	0,21	0,4	5,9	15,5	0,68	0,36	0,15	6,3	0,57	3,24	0,15	2,2	105,76
T-510	47,1	15,6	2,7	7,2	0,52	0,13	3,4	14,9	1,5	2,4	0,08	4,2	0,68	3,1	0,57	L0,01	104,08
T4-10	48,9	13,7	2,9	7,0	0,21	0,10	1,4	16,3	0,41	0,61	0,09	7,7	1,1	5,9	0,15	0,41	106,88
T4-15	49,6	14,2	2,7	7,5	0,21	0,09	1,1	16,7	0,07	L0,05	0,12	7,1	0,15	5,1	0,14	0,26	105,04
T4-24	46,6	14,2	3,6	6,8	0,89	0,09	0,84	17,3	0,14	0,12	0,09	9,3	1,5	6,4	0,22	0,23	108,32
T4-30	53,8	12,3	3,9	5,8	0,42	0,06	0,84	14,5	0,41	0,61	0,07	7,3	1,3	4,2	0,08	0,41	106,00
T-354	58,7	8,5	1,9	9,0	0,21	0,22	0,35	15,1	0,05	0,08	0,06	5,1	0,4	-	-	-	99,67
T1-16	45,3	10,4	1,5	10,7	0,17	0,32	1,9	22,9	0,23	0,12	0,09	6,0	0,2	-	-	-	99,83
T-355	46,9	13,7	2,1	8,5	0,25	0,17	0,72	18,7	0,16	0,11	0,07	7,5	0,46	-	-	-	99,34
T2-2	53,0	12,3	1,4	7,1	0,82	0,19	3,2	14,4	1,3	0,84	0,36	4,3	0,2	-	-	-	99,41
T2-6	80,0	3,5	2,7	4,1	0,08	0,08	0,77	5,2	0,17	0,10	0,07	2,6	0,2	-	-	-	99,57
T2-8	70,8	2,8	2,1	13,5	0,08	0,04	1,4	3,8	0,09	0,07	0,12	4,4	0,1	-	-	-	99,3
T2-11	45,5	12,8	3,8	8,2	0,42	0,12	0,73	18	0,05	0,6	0,07	-	0,4	-	-	2,1	92,79
T3-1	46,4	14,2	2,1	7,3	0,21	0,08	0,14	19,9	0,38	0,61	0,08	7,8	1,7	-	-	-	100,90
T3-2	48	11,8	11,5	6,7	0,71	0,06	1,2	6,8	1,6	1,1	0,09	10,5	0,3	-	-	9,6	100,36
T3-4	47,9	5,4	7,8	17,5	0,29	0,06	0,17	7,8	0,16	1,3	0,13	-	1,2	-	-	-	99,31
T3-7	58,3	14,2	2,5	4,7	0,62	0,08	1,9	8,7	2,4	3,4	0,06	2,7	0,4	-	-	-	99,76
T3-10	51,4	13,2	1,8	9,2	0,72	0,09	0,14	15,2	0,09	0,04	0,10	7,7	0,5	-	-	-	100,18
T3-13	72,9	7,8	2,7	3,1	0,08	0,04	0,84	5,6	1,2	0,16	0,04	0,2	-	-	-	1,5	96,16
T3-18	68,5	8,5	1,5	6,5	0,37	0,05	0,84	7,5	0,81	1,6	0,05	3,0	0,08	-	-	-	99,30
T3-20	41,6	14,2	2,2	20,1	0,52	0,10	0,4	8,8	0,54	1,9	0,09	-	0,8	-	-	9,6	100,83
T3-25	53,9	5,2	2,4	20,3	0,42	0,13	2,9	4,7	0,67	0,6	0,14	-	0,7	-	-	8,3	97,72
T3-26	50,5	4,7	2,7	21,0	0,35	0,06	0,49	6,1	0,19	1,6	0,13	-	0,8	-	-	9,1	99,08
T3-27	51,7	15,1	3,1	6,7	0,89	0,26	13,2	5,1	1,7	0,31	0,10	1,5	0,08	-	-	-	99,74
T3-29	58,1	15,1	6,9	1,3	0,17	0,04	3,2	7,1	1,7	0,97	0,11	4,6	0,3	-	-	-	99,59
T4-13	47,7	14,2	2,4	7,9	0,25	0,08	0,28	18,2	0,22	0,1	0,06	7,9	0,2	-	-	-	99,48
T4-16	46,1	15,1	2,8	8,6	0,25	0,10	0,70	17,2	0,54	0,11	0,08	7,7	0,2	-	-	-	99,58
T4-19	51,9	13,2	2,1	8,5	0,33	0,05	1,35	15,0	0,23	0,04	0,08	7,5	0,3	-	-	-	99,33
T4-23	48,8	14,2	2,5	8,0	0,23	0,08	0,17	17,3	0,08	0,04	0,05	7,8	0,08	-	-	-	99,61
T4-29	47,9	14,2	1,2	9,1	0,29	0,15	2,0	17,5	1,2	0,13	0,06	5,8	0,08	-	-	-	99,22
T4-31	48,2	12,3	6,9	5,0	0,94	0,29	16,9	7,6	0,19	0,08	0,08	1,5	0,08	-	-	-	99,98
T-404	55,8	11,3	4,4	6,6	1,9	0,12	2,5	9,8	1,6	1,6	0,39	3,1	0,1	-	-	-	99,21

L - abaixo do valor registrado

Tabela 59 - Composição Química dos Elementos Maiores das Rochas a Cordierita-Antofilita da Suíte Vila Nova (% em Peso)

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	Total
S-264	62,2	18,8	1,7	5,8	0,10	0,09	0,35	9,0	0,32	L0,05	0,04	1,8	0,21	1,3	0,03	0,28	102,02
S-256	66,9	12,3	1,7	5,9	2,3	0,05	0,65	7,9	0,17	0,06	0,26	1,7	0,3	-	-	-	100,19
S-260B	64,8	10,4	1,9	8,2	0,52	0,04	0,45	10,7	0,24	0,05	0,09	2,2	0,3	-	-	-	99,84
S-263	51,3	14,2	1,4	8,9	0,31	0,08	0,59	16,9	0,81	0,81	0,15	4,3	0,2	-	-	-	99,45
S-272	58,7	14,2	4,7	10,0	0,89	0,15	0,2	8,5	0,19	0,23	0,10	1,7	0,2	-	-	-	99,76
S-282B	50,8	16,2	1,2	9,8	0,63	0,08	0,49	16,4	0,4	0,17	0,10	3,0	0,2	-	-	-	99,47
S-304	56,9	19,4	6,9	5,5	0,83	0,09	0,23	3,8	0,24	0,06	0,06	4,8	0,5	-	-	-	99,30

L - abaixo do valor registrado

Tabela 60- Composição Química dos Elementos Traços das Rochas Ricas em Quartzo-Clorita da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Ba	Mo	Cr	F	Au	W	Zr	Sr	Nb	Y	Rb
T3-5	4750	30	25	11	10	65	20	40	5	N50	L100	0,07	4	N30	N10	-	-	-
T3-15	195	30	100	1,6	70	185	120	275	10	50	330	0,04	24	229	12	-	-	-
T3-23	130	20	250	1,2	230	160	160	90	5	50	120	N0,02	4	81	N10	-	-	-
T1-10	390	L20	150	1,4	120	130	180	15	5	75	110	0,07	L4	91	N10	-	-	-
T1-11	890	L20	225	1,8	65	135	60	55	5	50	110	0,09	L4	53	N10	-	-	-
T1-17	175	30	110	0,8	220	120	200	90	5	100	290	0,06	16	149	L10	-	-	-
T1-20	670	20	110	2,0	30	170	40	25	10	50	230	0,05	8	59	N10	-	-	-
T1-21	220	30	220	1,0	20	55	160	70	10	325	200	0,02	4	59	N10	-	-	-
T-510	15	20	150	N0,2	45	150	240	115	N5	75	1500	-	16	48	16	-	-	-
T4-10	115	-	75	N1	55	150	200	50	N,5	175	420	N0,02	4	87	N10	7	12	N10
T4-15	60	-	75	N1	50	155	220	15	N5	175	460	N0,02	L4	96	N10	N10	N10	N10
T4-24	75	-	85	N1	45	135	240	10	N5	225	520	0,03	L4	85	N10	7	34	N10
T4-30	215	-	90	N1	45	145	200	25	N5	200	1100	N0,02	L4	78	N10	<5	22	16
T-354	56	-	130	N1	85	145	160	840	N5	175	-	-	-	74	N10	<5	N10	L10
T1-16	5	-	155	N1	40	115	180	200	N5	226	-	-	-	58	L10	N10	12	L10
T-355	30	-	185	N1	40	100	240	2050	N5	256	-	-	-	106	5	N10	17	L10
T2-2	65	-	200	N1	70	50	280	2400	N5	450	-	-	-	367	36	17	21	14
T2-6	120	-	75	N1	55	540	140	35	N5	1075	-	-	-	99	N10	N10	N10	10
T2-8	750	-	4,5	3	80	270	40	80	N5	100	-	-	-	72	N10	N10	N10	L10
T2-11	85	-	135	N1	75	180	260	2150	N5	350	-	N0,02	-	107	N10	N10	N10	L10
T3-1	50	-	105	N1	55	135	240	1800	N5	300	-	-	-	99	N10	N10	N10	10
T3-2	600	-	55	3	115	280	160	960	N5	300	-	-	-	106	26	N10	N10	20
T3-4	345	-	80	3	40	360	100	920	N5	300	-	-	-	77	N10	N10	N10	18
T3-7	125	-	80	N1	25	45	260	1800	N5	150	-	-	-	159	66	N10	N10	125
T3-10	75	-	110	N1	70	140	240	1950	N5	250	-	-	-	99	N10	N10	N10	L10
T3-13	10,00	-	210	49	100	100	120	360	N5	250	-	-	-	62	21	N10	N10	L10
T3-18	190	-	60	2	35	90	140	1200	N5	200	-	-	-	106	10	N10	N10	53
T3-20	190	-	125	3	130	235	300	2200	N5	250	-	-	-	124	N10	N10	27	13
T3-25	360	-	350	2	30	205	80	100	N5	75	-	-	-	70	N10	N10	N10	L10
T3-26	510	-	220	N1	65	170	100	2750	N5	150	-	-	-	76	N10	N10	N10	26
T3-27	440	-	230	N1	65	170	260	2750	N5	350	-	-	-	60	70	N10	12	L10
T3-29	320	-	90	N1	71	75	220	2800	N5	350	-	-	-	113	29	N10	L10	63
T4-13	40	-	100	N1	50	160	260	2350	N5	325	-	-	-	116	N10	N10	N10	L10
T4-16	105	-	100	N1	45	135	240	2000	N5	300	-	-	-	106	N10	N10	L10	L10
T4-19	230	-	85	N1	60	170	240	1650	N5	300	-	-	-	106	N10	N10	L10	L10
T4-23	90	-	100	N1	45	135	260	2000	N5	300	-	-	-	95	N10	N10	16	L10
T4-29	65	-	165	N1	35	155	240	2010	N5	325	-	-	-	91	12	N10	27	L10
T4-31	90	-	180	N1	85	200	280	2550	N5	325	-	-	-	66	62	N10	N10	L10
T-404	110	-	470	N1	35	235	100	2000	N5	225	-	-	-	365	304	N10	39	257

L - abaixo do valor registrado

N - não detectado

Tabela 61- Composição Química dos Elementos Traços das Rochas a Cordierita-Antofilita da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Ba	Mo	Cr	F	Au	W	Zr	Sr	Nb	Y	Rb
S-264	15	20	260	N0,2	60	125	160	40	N5	150	340	0,02	8	64	N10	<5	-	L10
S-256	10	-	55	N1	40	80	240	720	N5	200	-	-	-	311	N10	N10	45	L10
S-260B	60	-	40	N1	80	65	180	800	N5	50	-	-	-	302	N10	N10	13	L10
S-263	10	-	70	N1	45	110	200	1700	N5	300	-	-	-	196	N10	N10	50	L10
S-272	190	-	110	N1	75	180	360	1350	N5	400	-	-	-	102	N10	N10	23	L10
S-282B	5	-	145	N1	70	185	260	2850	N5	250	-	-	-	141	N10	N10	42	L10
S-304	5	-	60	N1	50	225	260	1800	N5	550	-	-	-	148	N10	N10	30	L10

L - abaixo do valor registrado

N - não detectado

Tabela 62- Concentração de ETR nas Rochas Ricas em Quartzo-Clorita da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	ΣT	(La/Lu) _N	(La/Sm) _N	Eu _N /Eu*	Sm/Nd
S-407	4,29	10,18	7,32	1,94	0,5	1,96	2,79	0,57	1,74	1,77	0,21	30,90	2,12	1,39	0,78	0,26
T1-16	2,76	6,08	4,51	1,61	0,36	2,06	3,43	0,78	2,37	2,4	0,28	26,64	1,02	1,08	0,60	0,35
T1-5	6,81	14,6	6,61	1,35	0,49	1,0	0,71	0,11	0,32	0,3	0,057	35,36	12,40	3,18	1,24	0,20
T1-19	4,08	8,93	5,51	1,83	0,3	2,09	5,98	1,7	6,97	10,74	1,12	49,25	0,38	1,40	0,47	0,33
T1-20	8,84	18,19	8,53	1,75	0,54	1,24	1,22	0,24	0,65	0,69	0,1	41,99	9,18	3,18	1,07	0,20
T1-22	7,36	15,95	8,05	1,79	0,47	1,51	1,71	0,38	1,06	1,15	0,15	39,58	5,09	2,59	0,85	0,22
T3-13	3,38	6,2	3,51	0,74	0,39	0,68	0,83	0,2	0,64	0,74	0,11	17,42	3,19	2,88	1,65	0,21
T3-29	6,25	13,75	8,19	2,23	0,81	2,29	3,18	0,7	1,98	1,93	0,26	41,51	2,50	1,76	1,10	0,27
T4-29	10,42	23,61	17,24	3,92	0,87	2,96	2,99	0,62	1,81	1,81	0,26	66,51	4,16	1,67	0,75	0,22

Tabela 63- Concentrações de ETR nas Rochas a Cordierita-Antofilita da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	ΣT	(La/Lu) _N	(La/Sm) _N	Eu _N /Eu*	Sm/Nd
S-256	14,13	32,16	18,16	4,08	1,72	3,63	3,96	0,8	2,17	2,15	0,31	33,27	4,73	2,18	1,34	0,22
S-260B	6,48	12,86	6,64	1,59	0,58	1,29	1,22	0,25	0,73	0,92	0,13	32,69	5,17	2,57	1,20	0,23
S-263	12,59	21,82	13,33	3,42	0,78	3,37	3,85	0,8	2,32	2,17	0,32	64,77	4,08	2,32	0,69	0,25
S-272	4,62	11,78	8,52	2,17	0,63	1,38	1,62	0,31	0,95	1,29	0,19	33,46	2,52	1,34	1,04	0,25
S-304	7,9	13,58	8,33	2,19	0,73	1,58	1,8	0,32	1,08	1,17	0,17	38,85	4,82	2,27	1,15	0,26

Tabela 64 - Composição Química dos Elementos Maiores nas BIFs tipo Óxido da Suíte Vila Nova (% em Peso)

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	Total
S-319	47,7	0,47	50,0	0,41	0,1	L0,05	L0,05	L0,05	L0,05	0,05	0,16	0,9	0,2	0,14	0,1	L0,01	100,23
S-329	70,9	0,47	26,3	0,62	0,1	L0,05	L0,05	L0,05	L0,05	L0,05	0,11	1,2	0,4	L0,10	0,48	0,01	100,59
S-331	50,8	0,47	43,1	2,1	N0,05	0,06	0,63	1,6	L0,05	L0,05	0,09	1,2	0,36	0,4	0,24	0,01	101,06
S-352	54,5	0,47	40,5	0,78	0,10	L0,05	0,14	2,1	L0,05	0,10	0,09	1,0	0,22	0,31	0,14	L0,01	100,45
S-321	51,3	0,47	45,5	0,91	0,05	0,01	0,14	0,2	L0,05	L0,05	0,08	1,0	0,33	0,38	0,12	L0,01	100,49
S-312	52,2	0,71	42,0	3,4	0,08	0,04	0,14	0,46	0,19	0,27	0,12	0,3	0,2	-	-	-	100,11
S-330	46,5	0,28	48,6	1,2	0,04	0,21	0,70	0,91	0,05	0,04	0,16	0,8	0,2	-	-	-	99,69
S-332	55,1	0,36	42,0	1,0	0,04	0,04	0,07	0,04	0,04	0,04	0,12	0,8	0,2	-	-	-	99,85
S-349	76,4	0,24	20,7	1,1	0,03	0,04	0,07	0,1	0,08	0,04	0,11	0,4	0,1	-	-	-	99,41
S-351	53,0	0,47	40,8	4,4	0,03	0,04	0,1	0,18	0,04	0,03	0,11	0,4	0,4	-	-	-	100,00
S-395	42,8	0,83	53,9	0,62	0,03	0,04	0,04	0,04	0,07	0,03	0,15	1,5	0,3	-	-	-	100,35

L - valor abaixo do registrado 100,29

N - não detectado 99,67

Tabela 65 - Composição Química de Óxidos Maiores das BIFs tipo Silicato da Suíte Vila Nova (% em Peso)

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	Total
S-270	50,4	9,4	11,2	22,3	0,31	0,19	0,84	2,7	L0,05	L0,05	0,17	2,3	1,1	1,0	0,2	0,06	102,17
S-274	51,9	13,5	5,6	5,8	0,83	0,25	1,1	13,2	1,68	L0,05	0,04	2,7	0,26	0,97	0,28	0,01	98,12
S-289	68,1	7,6	5,0	13,1	0,1	0,1	1,5	1,6	L0,05	L0,05	0,12	2,8	1,0	0,38	0,11	0,99	102,5
S-291-B	45,5	13,2	5,1	27,4	0,21	0,45	2,5	3,0	0,16	L0,05	0,19	1,0	0,63	0,25	0,09	0,04	99,72
S-275	50,7	10,4	12,3	19,9	0,21	0,1	1,5	1,9	L0,05	L0,05	0,25	2,6	1,1	1,3	0,21	0,04	102,51
S-293	30,5	15,1	28,0	13,1	0,31	0,39	1,3	3,1	0,08	L0,05	0,09	7,6	3,2	4,2	0,19	0,05	104,11
S-299	53,3	6,6	6,5	22,0	0,10	0,15	1,7	2,4	L0,05	L0,05	0,26	4,2	1,0	0,90	1,7	0,53	101,34
S-300	56,7	10,4	5,0	21,1	0,1	0,13	1,7	3,3	L0,05	L0,05	0,24	1,6	0,43	0,42	0,14	0,65	101,48
S-290B	56,6	6,6	6,4	22,7	0,10	0,21	1,5	2,6	0,05	L0,05	0,17	2,4	0,83	0,82	0,08	0,70	101,70
S-303	54,5	9,4	12,0	17,7	0,31	0,27	2,0	0,8	L0,05	L0,05	0,10	2,9	0,79	1,5	0,54	0,05	102,80
S-102A	56,4	5,7	15,0	17,1	0,17	0,08	2,5	2,0	0,22	0,08	0,23	-	0,2	-	-	-	99,68
S-286	67,3	7,1	5,8	15,3	0,42	0,08	1,5	1,5	0,07	0,06	0,06	0,7	0,4	-	-	-	100,29
S-288	60	8,5	2,5	22,6	0,42	0,13	1,7	2,5	0,07	0,11	0,24	0,7	0,2	-	-	-	99,67
S-294	54,8	12,3	2,8	22,9	0,42	0,26	2,3	2,0	0,04	0,05	0,15	-	0,3	-	-	-	98,32
S-297	60,8	8,7	5,8	17,1	0,29	0,18	1,7	1,6	0,04	0,07	0,14	3,0	0,8	-	-	-	100,02
S-298	63,3	6,1	2,7	23,1	0,25	0,13	1,5	1,6	0,04	0,04	0,15	-	0,2	-	-	-	99,11
S-305	57,7	11,3	9,0	16,4	0,42	0,13	1,3	0,83	0,04	0,04	0,11	2,2	0,7	-	-	-	100,00

L - abaixo do valor registrado 100,00

Tabela 66 Composição Química dos Elementos Traços nas BIFs tipo Óxido da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Ba	Mo	Cr	F	W	Zr	Sr	Nb	Y	Rb	Au	Pt
S-319	15	30	20	N0,2	N5	N5	N20	55	N5	N56	200	L4	N30	N10	9	<3	N10	N0,02	-
S-329	60	L20	50	N0,2	N5	70	N20	N5	N5	325	180	L4	N30	N10	6	<3	N10	0,02	-
S-331	15	20	20	N0,2	N5	N5	N20	20	N5	N50	210	L4	N30	N10	11	<3	N10	0,02	-
S-352	10	30	25	N0,2	N5	N5	N20	45	N5	N50	170	L4	N30	N10	5	<3	N10	N0,02	-
S-321	10	20	30	N0,2	N5	5	20	15	N5	N50	200	L4	L30	L10	7	<3	N10	N0,02	-
S-312	5	-	10	N1	5	2,5	20	30	N5	L50	-	-	N30	N10	N10	N10	L10	0,05	L0,01
S-330	15	-	10	N1	15	2,5	20	140	N5	50	-	-	N30	N10	N10	N10	L10	L0,05	0,03
S-332	20	-	20	N1	5	2,5	20	15	N5	75	-	-	N30	N10	N10	N10	L10	L0,05	0,03
S-349	11	-	10	N1	2,5	2,5	20	50	N5	100	-	-	N30	N10	N10	N10	L10	L0,05	L0,01
S-351	10	-	10	N1	2,5	2,5	10	45	N5	100	-	-	N30	N10	N10	N10	L10	L0,05	L0,01
S-395	30	-	70	N1	5	30	20	25	N5	125	-	-	N30	N10	N10	N10	L10	L0,05	L0,01

L - abaixo do valor registrado

N - não detectado

Tabela 67- Composição Química dos Elementos Traços das BIFs tipo Silicato da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Ba	Mo	Cr	F	Au	W	Zr	Sr	Nb	Y	Rb
S-270	135	20	110	N0,2	10	40	60	230	N5	50	460	N0,02	4	80	N10	9	9	N10
S-279	25	20	110	N0,2	45	85	140	35	N5	150	1700	N0,02	32	102	N10	11	7	N10
S-89	660	L20	75	N0,2	15	40	20	125	N5	50	620	N0,02	L4	103	N10	<5	28	N10
S-291B	20	20	80	N0,2	10	40	40	30	N5	F45	660	N0,02	L4	83	N10	12	119	N10
S-275	25	50	85	N0,2	5	N5	20	720	N5	L50	270	N0,02	L4	89	N10	7	8	N10
S-293	90	30	100	N0,2	20	50	100	75	N5	400	280	0,04	L4	107	18	13	<3	N10
S-299	50	L20	220	N0,2	5	10	20	15	N5	L50	310	0,02	L4	71	N10	6	26	N10
S-200	120	N20	105	N0,2	10	30	60	10	N5	50	350	0,02	4	113	N10	9	26	N10
S-290B	120	20	75	N0,2	30	20	20	15	N5	L50	640	N0,02	L4	59	N10	10	26	N10
S-303	40	20	105	N0,2	N5	N5	40	45	N5	50	310	N0,02	-	103	N10	11	21	N10
S-102A	15	-	100	N1	5	5	40	660	N5	125	-	L0,05	-	68	N10	N10	14	L10
S-286	15	-	85	N1	10	25	80	140	N5	175	-	L0,05	-	169	N10	N10	L10	L10
S-288	15	-	15	N1	15	40	80	460	N5	150	-	L0,05	-	181	N10	N10	11	L10
S-294	235	-	80	N1	20	55	100	1550	N5	175	-	L0,05	-	107	N10	N10	16	L10
S-297	85	-	80	N1	10	25	60	480	N5	175	-	L0,05	-	128	N10	N10	L10	L10
S-298	30	-	185	N1	5	2,5	60	280	N5	100	-	L0,05	-	101	N10	N10	L10	L10
S-305	75	-	45	N1	5	10	60	1600	N5	100	-	L0,05	-	190	N10	N10	L10	L10

L - valor abaixo do registrado

N - não detectado

Tabela 68- Concentrações de ETR nas BIF's Tipo Óxido da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	ΣT	(La/Lu) _N	(La/Sm) _N	Eu _N /Eu*
S-321	2,27	3,33	2,50	0,97	0,13	0,92	1,16	0,25	0,76	1,05	0,15	13,49	1,57	1,47	0,41
S-319	32,71	18,80	12,97	2,20	0,35	1,34	1,04	0,21	0,62	0,65	0,11	71,00	30,87	9,36	0,58
S-329	1,77	3,70	1,94	0,50	0,13	0,50	0,57	0,13	0,42	0,45	0,08	10,19	2,30	2,23	0,79
S-331	3,00	4,09	4,22	1,29	0,30	1,16	1,39	0,30	0,92	1,20	0,18	18,05	1,73	1,46	0,74
S-352	17,9	20,71	10,84	2,30	0,32	1,62	1,42	0,29	0,81	0,72	0,11	57,04	16,89	4,90	0,48
S-312	30,95	9,42	37,91	7,87	1,16	4,46	4,2	0,82	2,04	2,03	0,29	101,15	11,08	2,48	0,55
S-330	76,37	70,92	73,77	15,72	3,88	13,23	14,61	2,86	7,69	6,97	0,92	286,84	8,12	3,06	0,80
S-332	0,96	1,5	1,25	0,32	0,11	0,4	0,51	0,14	0,35	0,42	0,09	6,05	1,11	1,89	0,94
S-349	4,57	10,56	4,39	0,92	0,2	0,72	0,81	0,15	0,37	0,39	0,06	23,14	7,91	3,13	0,73
S-351	16,41	14,88	9,18	1,55	0,32	0,87	0,77	0,13	0,32	0,37	0,061	44,86	27,92	6,67	0,77
S-395	1,84	1,2	2,29	0,68	0,17	0,76	1,1	0,29	1,04	1,87	0,27	11,51	0,71	1,70	0,72

Tabela 69- Concentrações de ETR nas BIF's Tipo Silicato da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	ΣT	(La/Lu) _N	(La/Sm) _N	Eu _N /Eu [*]
S-270	27,51	62,76	29,78	6,03	1,36	4,65	3,63	0,73	2,03	1,79	0,24	140,51	11,90	2,87	0,76
S-274	2,86	16,31	4,20	1,35	0,47	1,41	1,99	0,44	1,39	1,75	0,25	32,42	1,19	1,33	1,03
S-289	25,59	49,33	32,61	6,78	1,58	6,46	5,45	1,10	3,02	2,45	0,35	134,72	7,59	2,38	0,72
S-293	10,64	52,80	10,76	2,53	0,66	2,34	2,08	0,44	1,34	1,56	0,23	85,38	4,80	2,65	0,82
S-299	13,63	24,16	11,26	2,67	0,75	2,86	3,23	0,69	2,10	2,06	0,28	63,69	5,05	3,21	0,83
S-300	3,34	8,31	4,59	1,55	0,41	1,67	1,71	0,37	1,13	0,88	0,14	24,10	2,48	1,36	0,77
S-102A	12,74	26,24	11,19	2,11	0,79	1,8	1,87	0,37	1,05	1,08	0,17	59,41	7,78	3,80	1,21
S-286	14,15	22,31	13,9	2,77	0,87	2,56	2,77	0,62	1,69	1,63	0,26	63,53	5,65	3,22	0,98
S-288	22,52	44,54	20,13	4,05	1,02	3,06	3,59	0,8	2,25	2,13	0,31	104,40	7,54	3,50	0,85
S-294	19,41	36,43	19,12	4,14	1,34	3,65	3,64	0,76	2,18	1,91	0,29	92,87	6,95	2,95	1,03
S-297	17,78	36,34	13,92	2,55	0,76	1,78	1,91	0,41	1,27	1,22	0,18	78,12	10,25	4,39	1,04
S-298	16,65	30,97	12,59	2,33	0,7	1,64	1,65	0,32	1,04	1,06	0,16	69,11	10,80	4,50	1,04
S-305	23,9	42,44	19,87	3,71	1,12	2,73	2,74	0,58	1,5	1,44	0,22	100,25	11,28	4,06	1,03

Tabela 70 - Composição Química dos Elementos Maiores dos Metassedimentos da Suíte Vila Nova (% em Peso)

AMOSTRA	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	S	Total
S-323	90,5	4,7	0,54	0,7	0,10	L0,05	0,38	0,46	0,54	0,97	0,04	0,97	0,23	0,67	0,04	0,02	100,86
S-339	81,4	12,3	L0,05	0,23	0,21	N0,05	L0,05	0,08	0,41	3,3	0,02	1,9	0,28	1,6	0,09	L0,01	101,82
S-340	91,7	5,9	0,17	N0,10	0,10	L0,05	L0,05	L0,05	0,16	0,85	0,02	0,89	0,15	0,4	0,04	L0,01	100,38
S-344	88,6	6,9	0,09	0,14	0,21	L0,05	L0,05	0,12	0,14	1,8	0,03	1,5	0,37	0,64	0,07	L0,01	100,61
S-348	83,6	9,4	0,80	N0,10	0,10	N0,05	N0,05	0,81	0,14	3,1	0,02	1,7	0,21	1,1	0,09	L0,01	101,07
S-345	75,5	13,2	2,6	L0,10	0,21	0,06	0,17	1,0	0,26	3,4	0,06	3,1	0,51	2,0	0,22	L0,01	102,29
S-322	82,4	2,6	12,0	0,14	0,10	L0,05	0,07	L0,05	L0,05	L0,05	0,15	2,7	1,0	0,67	0,44	L0,01	102,27
S-281	73,9	11,3	1,1	5,0	0,62	0,04	0,17	3,2	0,21	2,1	0,11	1,5	0,1	-	-	-	99,35
S-342a	77,7	13,2	0,91	1,5	0,42	0,04	2,2	0,83	1,1	0,48	0,09	0,8	0,1	-	-	-	99,37
S-343	93,1	1,9	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,31	0,08	0,19	0,04	3,4	0,08	-	-	-	94,34
S-347	67,4	14,2	2,4	3,0	0,33	0,04	0,07	5,1	0,26	2,4	0,14	4,3	0,3	-	-	-	104,94
S-410	62,8	15,9	1,2	9,3	0,73	0,04	0,34	4,5	0,67	2,4	0,10	1,3	0,1	-	-	-	99,38
S-357	74,6	13,2	0,93	0,04	0,17	0,04	1,7	0,03	5,1	2,4	0,04	0,8	0,1	-	-	-	99,15

L - abaixo do valor registrado

N - não detectado

Tabela 71 - Composição Química dos Elementos Traços dos Metassedimentos da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	Cu	Pb	Zn	Ag	Co	Ni	V	Ba	Mo	Cr	F	Au	W	Zr	Sr	Y	Nb	Rb	Cd	Au
S-323	10	50	25	N0,2	5	15	20	175	N5	50	300	-	L4	250	33	-	-	-	-	-
S-339	5	30	5	N0,2	N5	N5	40	175	N5	L50	370	-	4	262	77	-	-	-	-	-
S-340	5	L20	10	N0,2	N5	N5	20	45	N5	N50	800	-	4	224	N10	-	-	-	-	-
S-344	5	N20	25	N0,2	N5	N5	20	400	N5	N50	330	-	L4	210	L10	-	-	-	-	-
S-348	5	N20	5	N0,2	N5	N5	20	350	N5	N50	330	-	L4	199	L10	-	-	-	-	-
S-345	60	20	25	N0,2	50	N5	40	450	N5	N50	560	-	4	278	70	-	-	-	-	-
S-322	260	N20	20	N0,2	N5	5	120	20	60	125	220	-	16	L30	N10	-	-	-	-	-
S-281	10	-	75	N1	25	85	100	980	N5	300	-	-	-	359	L10	23	N10	22	-	-
S-342A	50	-	20	N1	10	15	60	660	N5	375	-	-	-	331	115	20	N10	L10	-	-
S-343	2,5	-	2,5	N1	2,5	2,5	10	30	N5	75	-	-	-	262	N10	N10	N10	13	-	-
S-347	10	-	75	N1	15	70	80	1450	N5	200	-	-	-	354	41	40	N10	66	-	-
S-410	30	-	55	N1	35	195	120	2950	N5	325	-	-	-	247	18	17	N10	111	-	-
S-357	210	-	25	N1	5	5	40	920	N5	50	-	-	-	111	164	N10	N10	L10	-	-

L - valor abaixo do registrado

N - não detectado

Tabela 72 - Concentração de ETR nos Metassedimentos da Suíte Vila Nova (em ppm)

AMOSTRA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	*T	(La/Lu)N	(La/Sm)N	EuN/Eu*
S-339	34,63	70,14	23,02	3,71	0,58	2,49	2,27	0,51	1,67	1,69	0,23	140,94	15,1	5,88	0,55
S-322	1,35	5,42	1,81	0,52	0,1	0,5	0,47	0,1	0,34	0,27	0,06	10,94	2,34	1,63	0,54
S-342A	40,14	76,97	27,63	4,53	0,93	2,98	2,07	0,38	0,88	0,66	0,11	157,23	37,88	5,58	0,73
S-343	40,99	70,93	16,46	1,69	0,32	0,86	0,58	0,12	0,28	0,36	0,07	132,66	60,78	15,27	0,73
S-347	130	158,1	92,47	17	3,97	11,72	9,83	1,68	3,9	3,13	0,4	432,2	33,74	4,81	0,82