UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA DA PORÇÃO BASAL DO "GREENSTONE BELT" DE
PIUMHI-MG

ALEXANDRE PATRÍCIO CHIARINI

Orientador: Dr. Johann Hans Daniel Schorscher

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Johann Hans Daniel Schorscher

J. Hans D. Schorscher

Examinadores: Prof. Dr. Gergely Andres Julio Szabó

Gergely Szabó

Prof. Dr. Nelson Angeli

Nelson Angeli

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA DA PORÇÃO BASAL DO *GREENSTONE BELT* DE
PIUMHI - MG**

Alexandre Patrício Chiarini

Orientador: Prof. Dr. Johann Hans Daniel Schorscher

DEDALUS - Acervo - IGC

30900007277

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2001

Piumhi, "Cidade Carinho"

Piumhi, Cidade Carinho
de um povo hospitaleiro,
de doce caseiro com queijo mineiro,
de pão de queijo, broa de fubá
de delícias de mineiro.
Gente simples, com jeito brejeiro.
Que faz do visitante, amigo constante.
Povo comunicativo,
que se torna amigo num instante
e deixa o desconhecido,
à vontade e conhecido.
Cidade Carinho e do cafezinho,
cidade de montanhas,
da Cruz do Monte,
da igreja Santo Antônio,
da Matriz, do Rosário e da Capelinha.
Das novenas e das santinhas,
Aconchegante, como a casa do visitante.

Lúcia Maria da Cunha
www.piumhimg.hpg.com.br/cidadecarinho.htm

"The most incomprehensible thing about the universe is that it is comprehensible."

Albert Einstein

Aos meus pais;
à Piumhi, Cidade-Carinho.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao amigo Schorscher, cuja orientação e apoio durante estes vários anos de trabalho tornaram possível a conclusão desta dissertação.

Aos amigos geólogos Fernando e Gustavo (Bizz e Troglô), companheiros de trabalho desde Piumhi até hoje, e coautores do mapa geológico e de grande parte do levantamento apresentado; sem sua colaboração também não seria possível a realização deste trabalho.

Durante os trabalhos de campo e laboratório, participaram diversos colegas com valiosa ajuda: o levantamento à trena do Ribeirão Araras foi realizado juntamente com o Fernando e o Fabiano (Gardena). Amostragens contaram com a ajuda do Peter, Lena (Barbs), Eduardo (Kpachão), Carlos (Cabrito) e Artur (Sarita), enquanto nas fases de preparações das amostras foi imprescindível a ajuda da Priscila (Xiwawa), além do Artur (Metanol), Sabrina (Cruela) e Fernando (99).

Às análises químicas por difração de raios X devo agradecer ao Prof. Dr. Giulio Morteani, diretor na ocasião do Instituto de Mineralogia Aplicada e Geoquímica da Universidade Técnica de Munique (TUM); as análises químicas por ICP-AES foram realizadas pela química Maria Isabel Lima Craveiro, sob a supervisão da Prof. Dra. Elisabeth de Oliveira, do Instituto de Química da USP; também a elas o meu muito obrigado.

A todos os funcionários do IG-USP, cuja dedicação e paciência muitas vezes ultrapassaram suas funções rotineiras para poder atender nossas necessidades: ao Zé Paulo do LTA; à Aninha, Gatão e todo pessoal da laminação; Brenda, Érica, Estela, Cida, da Biblioteca; Angélica, da ótica; ao pessoal da gráfica, seu Dalton, Claudionor, Henrique, Edimir; à Ana Paula, Magali e Tadeu; ao Jaime, pelas fotografias das amostras. A todos estes agradeço, e eventualmente peço desculpas por algum esquecimento.

Pelo companheirismo e pela ajuda nos problemas do dia-a-dia, agradeço aos colegas de departamento: Rosana, Iede, Klaus, Carmem (Xitah), Rafael (Apum), Fernando (Pobrema) e Fernando (99), Gustavo (Torrinha), Peter, Artur (Metanol), Lucelene (Val), Paulo, e a todos outros que possa ter esquecido. À Thatyana

(Melanoma), devo agradecer também pelo abstract; ao Caetano, pelas proveitosas discussões e pelo uso do scanner na hora do sufoco.

Em Piumhi, quero agradecer a todos que sempre tão bem nos receberam e apoiaram em todas necessidades: ao Tuca, Deco e todo o pessoal do Stalo, do Belas Artes e do Meninas Gerais, o meu muito obrigado.

Ao CNPq, pela concessão da bolsa de mestrado, processo 130.721/98-0.

Finalmente, a meus pais e familiares, que deram todo seu apoio, paciência, e que, de uma forma ou de outra, permitiram que eu pudesse chegar aqui.

RESUMO

A porção da sequência metavulcano-sedimentar (SVS) de Piumhi enfocada neste trabalho representa a parte basal de um *greenstone belt* arqueano a paleoproterozóico, e foi estudada em seus aspectos estruturais, petrográficos, geoquímicos e metalogenéticos.

A análise estrutural propiciou uma melhor compreensão da evolução tectônica geométrica/estratigráfica, e da cinemática interna da SVS, e da relação com as outras unidades precambrianas justapostas em contato direto. A SVS ocorre cavalgando o corpo granítico TTG a norte, em zonas de cisalhamento com forte milonitização junto ao contato. Este conjunto forma o embasamento do Grupo Bambuí, que o recobre com contatos sedimentares, apresentando apenas alguns distúrbios tectônicos locais na forma de falhas inversas menores e pequenas transcorrências rúpteis. Num último evento tectônico regional importante, este conjunto autóctone TTG-greenstone belt e suas coberturas plataformais (Grupo Bambuí), foram recobertas pelas sequências quartzíticas alóctones de nappe do Grupo Canastra.

Os estudos petrográficos e geoquímicos mostraram a necessidade de se redefinir a classificação e nomenclatura utilizadas na literatura sobre a SVS. Conduziram também à revisão da evolução magmática da SVS e à caracterização dos processos de alteração hidrotermal que modificaram sua associação litológica original. Por fim, foi estudada a relação destes processos com a metalogênese, na geração de hidrotermalitos e rochas sedimentares exalativas, portadoras de indícios de mineralizações de ouro e metais-base.

A unidade basal mapeada é constituída por rochas vulcânicas de composição intermediária a ácida (andesitos basálticos, dacitos e riolitos), de caráter toleítico a transicional para cálcio-alcálico. Cálculos e modelamentos litogeoquímicos sustentam a evolução cogenética destes litotipos através de diferenciação por fracionamento magmático. A maior parte destas rochas foi alterada hidrotermalmente por processos de espilitização, epidotização, keratofirização e silicificação.

A unidade sobreposta é constituída por rochas vulcânicas basálticas magnesianas, com texturas spinifex bem desenvolvidas, embora estejam sempre pseudomorfisadas por paragêneses secundárias metamórficas, de fácies xisto verde média a superior. Na literatura estas rochas são referidas notoriamente como

komatiitos, entretanto, não o são nem mineralogicamente e nem geoquimicamente. Apresentam majoritariamente texturas spinifex aciculares, segundo clinopiroxênios, e muito raramente spinifex em placas, segundo olivinas. Além disso, seus teores de sílica são muito elevados, alcançando até teores intermediários.

Por fracionamento, que ocorre em derrames diferenciados, estes basaltos magnesianos dão origem a andesitos basálticos. Admite-se aqui, com base em dados geoquímicos, que estas rochas possam representar equivalentes extrusivos dos magmas mais primitivos, a partir dos quais as rochas vulcânicas intermediárias da unidade basal teriam se diferenciado em profundidade. Os basaltos magnesianos, pouco alterados, mostram características toleíticas, de evolução em ambiente de retro-arco, numa crosta continental pouco espessa.

Intercaladas nesta unidade, encontram-se ainda a maioria das formações ferríferas bandadas (BIF), às quais constituem importantes alvos metalogenéticos. A composição química destas formações ferríferas foi comparada aos elementos mobilizados das rochas vulcânicas nos processos de alteração, identificados e quantificados através de cálculos de balanço de massa. O quimismo dos BIF mostrou forte correlação principalmente com os elementos lixiviados na espilitização dos andesitos basálticos. Verificou-se assim, com a aplicação dos modelos numéricos às ocorrências naturais de Piumhi, a possível ligação destes processos de alteração hidrotermal de fundo oceânico com a gênese dos fluidos exalativos que deram origem, e eventualmente, mineralizaram, as formações ferríferas.

Ouro ocorre nestas formações ferríferas, conforme mostrado por análises geoquímicas realizados por ICP-AES em extrações seletivas, por vezes, com fortes anomalias (efeitos-pepita). Cálculos indicam correlação positiva do Au, com Co, As, Zn, Ni e Sb, confirmando-os neste estudo como elementos traçadores na prospecção.

ABSTRACT

The metavulcano-sedimentary sequence (VSS) portion of Piumhi, focused in this work, represents the basal part of an Archean to Paleoproterozoic greenstone belt, and has been studied in its structural, petrographical, geochemical and metalogenetic aspects.

The structural analysis provided a better understanding of the geometric/stratigraphic tectonic evolution and internal kinetics of the VSS, and of its relationship with the other juxtaposed precambrian units in direct contact. The VSS occurs thrusting a TTG granitic body to the north, in shear zones with strong mylonitization near the contact. This set corresponds to the basement of the Bambuí Group, that covers it with sedimentary contacts, presenting only some tectonic local disturbances, represented by some small reverse and transcurrent rupture faults. In the last important regional tectonic event, this autochthonous TTG-greenstone belt set, and its platform cover (Bambuí Group), were covered by the quartzitic allocthonous sequences of the Canastra Group nappe.

The petrographical and geochemical studies showed the necessity of a redefinition on the classification and nomenclature used in the literature for the VSS. They also lead to the revision on the magmatic evolution of the VSS, and to the characterization of the hydrothermal alteration that modified the original litologic association. Still, the relation among these processes with the metalogenetic aspects has been studied, in the generation of hydrothermalites and exhalative sedimentary rocks, containing traces of gold and base metals mineralizations.

The mapped basal unit is constituted by volcanic rocks of acid to intermediate composition (basaltic andesites, dacites and rhyolites), of tholeiitic to transitional calc-alkaline feature. Litogeochemical calculations and modeling support the cogenetic evolution of these lithotypes through differentiation by magmatic fractionating. Most of these rocks were altered hydrothermally by epilitization, epidotization, keratophyritization and silicification processes.

The uppermost unit is composed by magnesian basaltic volcanic rocks, with well developed spinifex textures, although they are always in pseudomorphs replaced by metamorphic secondary paragenesis of medium to high greenschist facies. In literature, these rocks are referred notoriously as komatiites, however, their mineralogical and

geochemical aspects indicate that they are not these litotypes. They present acicular spinifex textures, as clinopyroxene shapes, and rarely blade spinifex, as olivine shaped crystals. Besides, their silica rates are high, reaching intermediate rock values.

Through fractionating, that occurs in differentiated basaltic flows, these magnesian basalts originated basaltic andesites. It is assumed here, based on geochemical data, that these basaltic rocks may represent extrusive equivalents of the most primitive magmas, which originated the intermediate volcanic rocks of the basal unit, differentiated in depth. The magnesian basalts, less altered, show toleitic characteristics, evolving in a back-arc environment, in a thin continental crust.

Intercalated in this unit is the majority of the banded iron formations (BIF) in the VSS, which constitutes important metalogenetic targets. The chemical composition of the iron formations was compared to the mobilized elements of the volcanic rocks in the alteration processes, identified and quantified through mass balance calculations. The chemical characteristics of the BIF showed strong correlation mainly with the leached elements in the espilitization processes suffered by the basaltic andesites. Therefore, with the application of numerical models to the natural occurrences in Piumhi, is suggested the possible link of these processes of deep-sea hydrothermal alterations, with the exhalative fluids that originated and eventually mineralized the iron formations.

Gold occurs in these iron formations, as verified in geochemical analysis made by ICP-AES in selective extractions, sometimes, with strong anomalies (nugget effects). Calculations indicated positive correlation of Au, with Co, As, Zn, Ni and Sb, confirming them as tracer elements in prospection.

ÍNDICE

- 1 – Introdução
- 2 – Objetivos
- 3 – Localização da Área e Acessos
- 4 – Aspectos Fisiográficos
- 5 – Materiais e Métodos
 - 5.1 – Trabalhos Preliminares
 - 5.2 – Levantamentos Sistemáticos e Tratamento dos Dados
 - 5.3 – Trabalhos Finais
- 6 – Contexto Geológico e Tectônico da Região de Piumhi
 - 6.1 – Evolução dos Conhecimentos
 - 6.2 – Divisão Geológica Regional Adotada
 - 6.2.1 – Corpos Graníticos
 - 6.2.2 – Sequência Vulcano-Sedimentar (SVS)
 - 6.2.3 – Rochas Ultramáficas de Tipo Alpino e Cromititos Associados
 - 6.2.4 – Diques Básicos e Dioritos Porfíricos Intrusivos
 - 6.2.5 – Grupo Bambuí
 - 6.2.6 – Grupo Canastra
- 7 – Geologia da Área
 - 7.1 – Introdução
 - 7.2 – Geologia Estrutural
 - 7.2.1 – Primeiro Evento Deformacional
 - 7.2.1.1 – Primeiro Estágio – Cavalgamentos
 - 7.2.1.2 – Segundo Estágio – Transcorrências Norte-Sul
 - 7.2.1.3 – Terceiro Estágio – Transcorrências NW-SE
 - 7.2.2 – Segundo Evento Deformacional
 - 7.2.2.1 – Domínio NW
 - 7.2.2.2 – Domínio NE
 - 7.2.3 – Terceiro Evento Deformacional
 - 7.2.4 – Evolução Tectônica Regional

7.3 – Descrição das Unidades do Grupo Inferior da SVS

7.3.1 – Unidade Vulcânica Andesítica

7.3.1.1 – Rochas Vulcânicas Intermediárias

7.3.1.2 – Rochas Vulcânicas Ácidas

7.3.1.3 – Rochas Metassedimentares

7.3.2 – Unidade Vulcânica Basáltica Magnesianas

7.3.2.1 – Rochas Vulcânicas Básicas e Derrames Diferenciados

7.3.2.2 – Variolitos

7.3.2.3 – Rochas Metassedimentares

7.3.3 – Unidade Vulcânica Basáltica

8 – Geoquímica

8.1 – Unidade Vulcânica Andesítica

8.2 – Unidade Vulcânica Basáltica Magnesianas

8.3 – Considerações sobre as Alterações Hidrotermais

8.3.1 – Andesitos Basálticos

8.3.2 – Keratófiros

8.3.3 – Basaltos Magnesianos

8.4 – Considerações sobre a Evolução Magmática do Greenstone Belt

8.5 – Considerações sobre o Ambiente Tectônico da Sequência Vulcano-Sedimentar

9 – Considerações sobre a Metalogênese

10 – Discussões e Considerações Finais

10.1 – Comparações com Sequências Similares

10.2 – Considerações Finais

11 – Bibliografia

12 – Anexos

12.1 – Mapa de Afloramentos Descritos

12.2 – Pranchas Fotográficas

12.3 – Resumo dos Afloramentos e Dados Coletados

12.4 – Dados Geoquímicos

12.4-A – Análises de Rocha Total por Difração de Raios X

12.4-B – Análises por ICP-AES por Extração Seletiva

12.5 – Mapas

12.5-A – Mapa de Afloramentos Topografados no Ribeirão Araras

12.5-B – Mapa Geológico

1 – Introdução

O Maciço de Piumhi situa-se na parte interna da borda SW do Cráton do São Francisco, aflorando numa janela do embasamento, descoberto dos sedimentos dos Grupos Bambuí e Canastra por erosão (figura 1-1). Constitui-se de uma sequência metavulcano-sedimentar (SVS) de baixo grau metamórfico, reconhecida como do tipo *greenstone belt* arqueano ou proterozóico inferior por Fritzsons et al. (1980), em contato com rochas graníticas diversas. É, como tal, de grande potencialidade econômica quanto a jazimentos de minerais metálicos, associados geralmente às sequências supracrustais de baixo grau desses ambientes.

Em Piumhi existem indícios de mineralizações de ouro, encontrado em ocorrências aluvionares nos córregos que drenam a área da SVS, e anomalias de cobre detectadas por prospecção geoquímica (Alecrim & Pinto, 1980); ocorrem ainda corpos de cromititos em rochas metaultramáficas (Guimarães & Oliveira, 1938; Alvim, 1939; Barbosa & Lacourt, 1940; Sidrim, 1976) constituindo associações tectônicas de zonas de cisalhamento (Silva & Schorscher, 1991; Vilela & Schorscher, 1994; Ferrari, 1996 a, b; Schorscher et al., 1998 a, b). Entretanto, as diversas campanhas de pesquisa mineral na área por empresas prospectoras, com base em métodos convencionais, incluindo levantamentos de campo, estudos de sedimentos de corrente, amostragem de solos, sondagens e outros, não levaram até o momento a detecção de corpos mineralizados prospectivos.

Ainda que um número significativo de estudos específicos tenham já sido efetuados na área, trabalhos anteriores se mostram divergentes quanto à caracterização ígnea das rochas da parte basal do maciço. O trabalho de Fritzsons et al. (1980) coloca sua Unidade Basal como constituída por rochas ultrabásicas, metamorfizadas, ainda que não seja positivo na identificação destas como komatiitos; acima desta unidade, passa-se para lavas básicas e intermediárias. Já Schrank (1982) identifica na base da SVS metassedimentos, passando mais acima para lavas basálticas intercaladas; estes metassedimentos, em trabalhos posteriores (Schorscher et al., 1998a) são reconhecidos como porções ultramiloníticas de granitóides no contato com a SVS; ainda segundo este autor, acima destas lavas basálticas ocorreriam komatiitos, gradando novamente para basaltos e metassedimentos em direção ao topo.

Com o objetivo de melhor entender esta sequência e as implicações

- AL Depósitos coluvionares, aluvionares e de terracos
 BU GRUPO BAURU - FM MARILIA: arenitos, conglomerados, arenitos calcíferos e calcários
 BP SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO - GRUPO BAMBUI - SUBGRUPO PARAÓPEBA
 BSL SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO - GRUPO BAMBUI - SUBGRUPO PARAÓPEBA - FM SETE LAGOAS: calcários, dolomitos e pelitos
 SA GRUPO BAMBUI - FM JEQUITAI: diamictitos e pelitos Sambura
 CR FM CARMO DO RIO CLARO: metadiamictitos, metagrauvacas, quartzitos e metapelitos
 ARX GRUPO ARAXA: micaxistos, anfibolitos, quartzitos, gnaisses, formação ferrífera
 ARG2 GRUPO ARAXA: anfibolito e/ou biotita
 CAQ GRUPO CANASTRA: quartzitos e filitos
 CAX GRUPO CANASTRA: domínio de xistos e
 PH SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR PIUMHI
 FM SEQUÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR FORTALEZA DE MINAS (Morro do Ferro)
 CG COMPLEXO CAMPOS GERAIS: gnaisses bandados, migmatitos, granito-gnaisses, anfibolitos, quartzitos, xistos, metaultramáficas
 BG COMPLEXO BARBACENA: granitos a quartzo-dioritos, gnaissificados ou não

Figura 1-1 - Mapa geológico regional, modificado a partir do Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, COMIG, 1994. No destaque, situação tectônica da área (modificado de Schobbenhaus, 1984): 1 - Faixa Brasília; 2 - Maciço Mediano de Guaxupé; 3 - Faixa Ribeira; 4 - Cráton do São Francisco; 5 - Cobertura Fanerozoica (Bacia do Paraná).

metalogenéticas do magmatismo, este trabalho se propõe a estudos integrados da porção basal da SVS, constituída de rochas metavulcânicas principalmente intermediárias, a básicas e ácidas subordinadamente, com intercalações de metassedimentos químicos, hidrotermalitos e rochas metavulcanoclásticas, através de métodos de campo, análise estrutural, amostragens e estudos laboratoriais petrográficos e geoquímicos multielementares. Visa desta forma contribuir para um melhor e mais preciso conhecimento petrológico do magmatismo da parte basal da SVS, das alterações que afetaram as rochas magmáticas, e dos padrões metalogenéticos primários, magmáticos e pós-magmáticos hidrotermais.

2 – Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é a caracterização integrada geológica petrográfica-petrológica e metalogenética da porção basal da SVS do maciço de Piumhi. Para este objetivo ser alcançado, diversas metodologias foram adotadas com objetivos mais específicos, para que de forma complementar permitissem uma compreensão global da problemática da área.

Entre os objetivos específicos, coloca-se inicialmente a caracterização tectônica regional da SVS, e o detalhamento de suas relações com as unidades adjacentes, em comparação aos modelos controversos já existentes na literatura.

Um segundo objetivo deste trabalho foi a caracterização petrológica, petrográfica e geoquímica da SVS. As divergências básicas flagrantes nos estudos já realizados quanto a classificação e nomenclatura das rochas metaígneas da porção basal da SVS levaram à necessidade deste melhor entendimento. Notou-se, durante esta caracterização, que parte da controvérsia sobre a natureza destas rochas provinha de alterações e modificações sofridas tanto por processos magmáticos de diferenciação quanto por hidrotermalismo dos protólitos ígneos. Uma caracterização mais aprofundada sobre o processo de diferenciação e as alterações subsequentes da série vulcânica foi então levada a cabo.

O terceiro objetivo específico constituiu-se de uma avaliação alternativa do potencial metalogenético da área tentando investigar e corroborar com dados específicos a ligação possivelmente existente entre os processos mineralizantes e os processos magmáticos e pós-magmáticos da SVS.

3 – Localização da Área e Acessos

A área de aproximadamente 20 Km² localiza-se no sudoeste do Estado de Minas Gerais, entre os paralelos 20° 23' e 20° 26' sul e meridianos 45° 53' e 45° 56', na região abrangida pela folha IBGE 1:50.000 Piuí – MG. O acesso a cidade de Piumhi a partir de São Paulo ou Belo Horizonte (figura 3-1), é feito por rodovias asfaltadas (cerca de 550 Km de São Paulo, e 250 Km de Belo Horizonte). De Piumhi, cidade que serviu de base de campo, tem-se acesso a área de trabalho por estrada asfaltada (MG-050, que corta a área) e de terra, além de diversas trilhas. A partir de Piumhi, distam os pontos mais afastado e mais próximo da área, respectivamente, em torno de 20 e 10 Km em linha reta.

As condições para trabalhos de campo são boas o ano todo, exceção feita para o período auge da estação chuvosa entre dezembro e fevereiro.

Figura 3-1 - Mapa de localização da área estudada

4 – Aspectos Fisiográficos

A região de Piumhi situa-se, segundo IBGE (1977), no Planalto Sul de Minas, representado por maciços modelados em rochas do Complexo Cristalino, na transição para relevos modelados em rochas sedimentares da Depressão do São Francisco. Está posicionada no divisor de águas entre as bacias hidrográficas dos rios São Francisco e Rio Grande. Destacam-se na paisagem serras quartzíticas formadas por restos de antigas superfícies, sustentando as áreas de maior altitude, que alcançam cotas de 1100 até 1300 metros, com topos geralmente aplainados e escarpas abruptas e íngremes, como observado a sul da área nas serras da Pimenta, Gabiroba (ou Andaime) e Lavapés. Estas serras isoladas entre si dão lugar para norte e leste, após passagens bruscas para cotas mais baixas, a um relevo monótono, na forma de colinas amplas tabuliformes, de topos também aplainados, representando uma superfície mais nova, com cotas variando entre 750 e 850 metros. Na área estudada, o ribeirão Araras é a principal drenagem, pertencente à bacia do São Francisco, e representa o nível de base local, cortando, com direção geral de sul para norte, praticamente todas as unidades litológicas, expondo afloramentos bem preservados e contínuos.

O clima classificado como Tropical Subquente Semiúmido, apresenta duas estações bem marcadas: uma seca, com duração de quatro meses, entre maio e agosto, e uma estação úmida, com precipitações máximas entre dezembro e fevereiro. A precipitação total anual situa-se em torno de 1500 mm. A temperatura média anual situa-se entre 21 e 22°C.

A vegetação natural original predominante é constituída por cerrados e representada por espécies típicas, geralmente gramíneas e arbustos de pequena estatura. Matas de maior porte ocorrem de modo esparsa, abaixo das escarpas de serras e acompanhando drenagens, na forma de matas ciliares.

Esta vegetação natural aparece de forma restrita, dando lugar à áreas já alteradas pela ocupação antrópica. As maiores extensões são destinadas às atividades agrícolas, principalmente ao cultivo de café, e secundariamente às culturas de milho, feijão, arroz, cana, abacaxi, tomate e laranja, além da pecuária. Pontualmente, atividades de mineração também são observadas, como extração de minério de cromo a sul da área, e diversas pequenas olarias nas várzeas de rios.

Na cidade, sede municipal de Piumhi, comércio e serviços representam as principais atividades econômicas, concentrando a maior parte da população do município, de um total aproximado de 29000 habitantes.

5 – Materiais e Métodos

5.1 – Trabalhos Preliminares

O trabalho na área teve início durante o curso de graduação, na forma de pesquisa de iniciação científica, com o mapeamento do maciço de Piumhi. No período, foram realizadas diversas etapas de campo, possibilitando a familiarização com as principais litologias e estruturas existentes. Foram executados, durante estas etapas, diversos perfis e caminhamentos, englobando descrições de afloramentos, coleta de amostras e de dados estruturais. Pode-se destacar aí os caminhamentos, controlados por trena e bússola, executados no Ribeirão Araras e na rodovia MG-050, descrevendo com detalhe toda a porção basal da SVS. Estes levantamentos resultaram num mapa geológico preliminar do maciço, ainda em fase de detalhamento e finalização.

Os trabalhos do mestrado propriamente dito se iniciaram com o levantamento bibliográfico específico sobre a geologia da região, e sobre aspectos temáticos relacionados com os objetivos da pesquisa. Dados preexistentes obtidos pelo orientador e sua equipe, como descrições de afloramentos, dados estruturais, amostras, lâminas e análises químicas, foram reunidos e integrados para posterior utilização como consulta e comparação com os dados obtidos neste trabalho.

Ainda nesta fase foi realizada a preparação para os levantamentos de campo, a partir da análise dos mapas topográficos e fotografias aéreas, formulando-se deste modo a estratégia de campo. Foram definidos os principais acessos e perfis a serem percorridos e amostrados, e executada uma fotointerpretação preliminar, a partir dos dados já existentes e do exame estereoscópico dos diversos fotopares. Foram utilizados o mapa topográfico do IBGE em escala 1:50.000, Folha Piuí-MG (SF-23-C-I-3), de 1970, a base topográfica de semidetalhe (escala 1:25.000) de Passareli (1991), ampliada para 1:25.000, as fotografias aéreas do Instituto Brasileiro do Café (IBC-GERCA), em escala aproximada 1:25.000, de 1979. As fotografias que recobrem a

área são as de número: 158574, 158575, 158576, 158577, 158578, 158579, 158289, 158290, 158291, 158292, 158293, 158294.

5.2 – Levantamentos Sistemáticos e Tratamento dos Dados

Os levantamentos sistemáticos se iniciaram com os trabalhos de campo. Foram percorridos a pé, sistematicamente descritos e amostrados os principais perfis, principalmente nos leitos do Ribeirão Araras e Córrego do Meio, cada qual com suas nascentes e tributários, que drenam a área e onde afloram os diversos intervalos estratigráficos da porção basal da SVS. Utilizaram-se, como base topográfica para localização e orientação, as fotografias aéreas e o levantamento já realizado a trena e bússola. Os afloramentos foram descritos, e levantadas suas características estruturais, com medidas de acamamento, foliações, lineações, falhas, estrias e fraturas, em notação Clar. Um total de 154 afloramentos foram levantados e descritos, e 175 amostras coletadas (Anexos 12.1 e 12.3).

Após cada fase de campo, as amostras foram selecionadas e encaminhadas para roteiros específicos de preparação e tratamento, segundo sua representatividade, grau de alteração, e características particulares observadas.

As amostras selecionadas para laminação foram cortadas em placas com de serra diamantada, possibilitando melhor observação de estruturas e texturas, e os cortes escolhidos encaminhados para confecção de seções delgadas. Amostras de formações ferríferas foram preparadas em seções delgadas polidas. No total foram confeccionadas 94 seções delgadas e 17 seções delgadas polidas, estudadas e descritas petrograficamente.

As amostras selecionadas para estudos geoquímicos foram individualmente serradas, para retirada de porções alteradas, venulações e outras heterogeneidades e anomalias indesejadas. Processou-se então sua fragmentação, em prensa hidráulica, novamente retirando-se porções alteradas por catação, passando-se a seguir para moagem, em moinho de anéis de ágata. As amostras foram então homogeneizadas e quarteadas, separando-se as alíquotas destinadas às análises, contra-amostras e materiais de referência.

As análises litogeoquímicas de rocha total foram executadas por fluorescência de raios X, com espectrômetro Siemens no respectivo laboratório do Instituto de

Mineralogia Aplicada e Geoquímica da Universidade Técnica de Munique (TUM), Alemanha, em Convênio USP-TUM, analisando-se os constituintes maiores SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, S e F, e perda ao fogo (LOI), apresentados na forma de porcentagem de peso, e os elementos traço As, Ba, Ce, Cl, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, La, Nb, Nd, Ni, Pb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y, Zn e Zr, em ppm. Um total de 91 análises foi obtido, dentre os vários litotipos selecionados (Anexo 12.4-A). Foram utilizadas também 14 análises obtidas anteriormente pelo orientador (análises SPF 1 a 13), feitas para o detalhamento de metro em metro de um mesmo derrame diferenciado, também amostrado e analisado pelas amostras BTX-207 E, F e G.

Os dados litogeoquímicos de rocha total foram utilizadas na discriminação das características ígneas e das transformações ocorridas nas unidades investigadas da SVS, através de diversos diagramas já consagrados da literatura, empregando-se os programas NEWPET (Clarke, 1993), e MINPET 2.02 (Richard, 1995). Antes, porém, procedeu-se ao recálculo de alguns parâmetros das análises químicas originais. Os valores de óxido de ferro, expressos na forma de ferro total como Fe₂O₃, foram recalculados segundo Middlemost (1989), redistribuindo-se os teores de ferro entre FeO e Fe₂O₃ de acordo com o tipo de rocha: para os andesitos basálticos e rochas associadas, foi utilizada a razão $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)=0.3$; para os riolitos, a razão $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)=0.5$; para as rochas basálticas foi utilizada a razão $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)=0.2$. A seguir, recalculou-se o total, de acordo com as novas porcentagens de óxidos de ferro, e procedendo-se, então, ao recálculo da análise em base anidra, redistribuindo-se os valores de LOI entre os elementos maiores para um total de 100%. Estes cálculos, assim como os cálculos de balanço de massa foram realizados utilizando-se a planilha eletrônica Excel 97.

Análises por ICP-AES também foram realizadas, principalmente para amostras de formações ferríferas, no Laboratório de ICP do Instituto de Química da USP. Foi utilizado o método de abertura por solubilização parcial seletiva, através de água-régia, visando principalmente a extração e dosagem de elementos metálicos de interesse metalogenético (Anexo 12.4-B).

Os dados estruturais, coletados em notação Clar, foram agrupados por litologias, e segundo domínios estruturais representativos da geometria e dos eventos que afetaram estas litologias. Foram tratados, através do programa QuickPlot (Everdingen

& Gool, 1990), utilizando-se a projeção de igual área do diagrama de Schmidt (hemisfério inferior).

5.3 – Trabalhos Finais

Concluídas todas as fases de obtenção de dados e realizados os tratamentos temáticos específicos, os conjuntos de informações petrográficas, geoquímicas e estruturais foram integrados, analisados e explorados sob aspectos dos objetivos petro-metalogenéticos centrais da pesquisa. Seguiram-se ainda etapas finais de fotointerpretação integrada e de revisão de campo, necessárias à elaboração do mapa geológico deste trabalho.

Por último, foi elaborado o texto final da dissertação, apresentando o conjunto de dados, resultados, discussões e conclusões alcançadas. Neste, apesar da quase totalidade das rochas estudadas apresentarem-se metamorfizadas, para efeito de simplificação, o prefixo “meta-” não foi utilizado, estando subentendido, a não ser quando, claramente destacado, foram abordados assuntos sobre rochas metamórficas. Tal procedimento é justificado também pelo interesse principal da pesquisa, centrado nas características ígneas pré-metamórficas destas rochas, que, apesar de suas paragêneses já transformadas, quase sempre apresentam estruturas e texturas ígneas razoavelmente bem preservadas.

6 – Contexto Geológico e Tectônico da Região de Piumhi

6.1 – Evolução dos Conhecimentos

Os primeiros estudos na região surgiram devido a descoberta de cromita em 1931, sendo levados a cabo entre os anos 30 e 40 pela Divisão de Fomento da Produção Mineral do DNPM. Desta época datam os trabalhos de Guimarães & Oliveira (1938), Alvim (1939, com descrições petrográficas executadas por Viktor Leinz), Barbosa & Lacourt (1940), Oliveira & Barbosa (1940) e Souza (1943), os quais caracterizaram o minério então explorado.

Sidrim (1976), desenvolveu estudos de mapeamento geológico e prospecção geoquímica, concentrando-se no vale do Ribeirão Caxambu e nas ocorrências de cromita. Reconheceu a presença dos Grupos Canastra e Bambuí na região, e que uma importante falha reversa colocou o Grupo Canastra sobre o Grupo Bambuí, com contato localizado na escarpa leste da Serra da Pimenta. Ainda segundo Sidrim, o Grupo Canastra é constituído por quartzitos, xistos e filitos, formando as serras da Pimenta, Taquari e Lavapés. Incluiu ainda, como intrusões neste grupo, felsitos, granitos, e eruptivas intermediárias, básicas e ultrabásicas, sem mencionar, entretanto, em nenhum caso, rochas de características extrusivas vulcânicas.

Após a fase pioneira, estudos sistemáticos começaram a ser realizados nas décadas de 70 e 80, principalmente pela METAMIG (a partir de 1977). Alecrim & Pinto (1980) descreveram a metodologia e os resultados obtidos através de prospecção geoquímica por sedimento de corrente; Pinheiro (1980) caracterizou petrograficamente as ocorrências de rochas vulcânicas, dando ênfase a seus aspectos texturais; Fritzsons et al. (1980) reconheceram, definiram e publicaram o primeiro mapa geológico do *greenstone belt* de Piumhi, e elaboraram uma síntese sobre sua geologia e estratigrafia; Biondi & Schrank (1980) apresentaram um primeiro estudo litogeoquímico evidenciando uma evolução cálcio-alcalina da sequência vulcânica.

No contexto regional, é o trabalho de Fritzsons et al. (1980) que despertou maior interesse, ao reconhecer a natureza vulcano-sedimentar e definir as unidades do *greenstone belt*, além de apresentar o primeiro mapeamento mais detalhado da região.

Resumidamente, a estratigrafia descrita neste trabalho se inicia pelo "Grupamento das Rochas Vulcânicas", basal, que é subdividido, da base para o topo,

em quatro unidades: uma Unidade Basal, de rochas ultrabásicas; Unidade Intermediária, constituída por lavas básicas, intermediárias, metatufos e brechas, e Unidade Superior, novamente com lavas básicas, brechas e sedimentos. Para a quarta unidade proposta, dos Tufos e Lavas Ácidas, Fritzsons et al. (1980) deixaram seu posicionamento estratigráfico ainda como incerto. O segundo "Grupamento das Rochas Intrusivas", é subdividido em duas unidades: das intrusivas básicas e ultrabásicas, que cortam toda a sequência vulcano-sedimentar, e dos granitos, os quais consideraram como provavelmente intrusivos na Sequência Vulcânica, precedendo porém a Sequência Sedimentar de Cobertura, para a qual teriam fornecido sedimentos. Esta é colocada num terceiro grupamento, denominado de Grupo Intermediário, sobreposto ao Grupamento das Rochas Vulcânicas por discordância erosiva. Este grupo é subdividido em diversas unidades, constituídas essencialmente por rochas metassedimentares, de origem clástica fina a grossa, imaturos, e com variável contribuição detrítica continental ou vulcânica, que ocorrem nas serras da Pimenta, lava Pés, Gabiroba ou Taquari. Como exceção às unidades sedimentares deste grupo, aparece intercalada a Sequência Cromífera, de xistos máficos associados a corpos metaultrabásicos mineralizados a cromita. Por fim, discordantemente dos grupamentos anteriores, ocorre como cobertura regional o Grupo Paraopeba, do Supergrupo Bambuí, identificando-se os fácies Clástico Fino, Carbonatado e Clástico Grosso.

O Grupamento Vulcânico é interpretado como provável porção basal de um cinturão de rochas verdes, com rochas vulcânicas subaquáticas com estruturas tipo *pillow-lava*, por vezes apresentando texturas spinifex, metamórfico em fácies xisto verde. É colocado por estes autores com empilhamento em homoclinal, de direção geral leste-oeste mergulhando para sul, baseando-se na inexistência de qualquer micro-estrutura que evidenciasse algum dobramento em grande escala. Sobre ele, as rochas do Grupo Intermediário aparecem discordantes, dobradas de maneira não uniforme, a partir de uma compressão de oeste para leste.

Schrank (1982), enfoca em detalhe a petrografia e geoquímica das rochas vulcânicas da área, além de redefinir a subdivisão proposta por Fritzsons et al. (1980), apresentando um mapa modificado a partir daquele trabalho e do mapa regional de semidetalhe (1:25.000) inédito da METAMIG. Considera o maciço como uma unidade independente, e mais antiga, em relação aos Grupos Canastra e Bambuí, e divide o maciço em dois grupos, separados por discordância angular e erosiva: o Grupo Inferior

(correspondendo ao "Grupamento das Rochas Vulcânicas" de Fritzsons et al.), e o Grupo Superior, correspondente ao "Grupo Intermediário" anteriormente definido. O Grupo Inferior é considerado parte de uma sequência do tipo "greenstone belt", alcançando uma espessura de 3000 metros, e subdividido em duas sequências: a Sequência Vulcânica, basal, com espessura de 2250 metros, e a Sequência Vulcano-Sedimentar, superposta, com 750 metros. Estas duas sequências formariam um megassinclinal recumbente, com vergência para norte, diferentemente da proposta estrutural anterior de Fritzsons et al. (1980). O núcleo do sinclinal seria constituído pela Sequência Vulcano-Sedimentar (equivalente à "Unidade Intermediária" de Fritzsons et al.), enquanto que seus flancos externos fariam parte da Sequência Vulcânica: a sul, o flanco inverso (conforme apontado por indicadores de polaridade), corresponderia à "Unidade Superior" de Fritzsons et al. A norte, o flanco normal equivaleria à "Unidade Inferior", aparecendo em contato com o corpo granítico norte e sotoposta normalmente à Sequência Vulcano-Sedimentar.

Na Sequência Vulcânica, são incluídos vulcanitos diversos: komatiíticos (com composições variando entre komatiitos peridotíticos, basálticos e andesíticos), basaltos variolíticos, basaltos e andesitos toleíticos, e andesitos e dacitos cálcio-alcálicos. Observam-se derrames com texturas spinifex, e estruturas maciças, almofadadas e compostas, cumuláticas. Também neste grupo ocorrem rochas piroclásticas (tufos, tufitos, cinzas), e intercalações sedimentares (grauvacas, siltitos, cherts carbonosos e piritosos). A Sequência Vulcano-Sedimentar constitui-se, ainda segundo Schrank (1982), predominantemente por rochas detríticas e epiclásticas, e subordinadamente, derrames. Um magmatismo ácido compreenderia a colocação dos dois corpos graníticos principais da área, assim como diversos outros corpos menores, todos intrusivos nas unidades supra-crustais acima descritas. Este magmatismo seria responsável pelo primeiro evento de metamorfismo na região.

O Grupo Superior é considerado como uma bacia proterozóica, com espessura estimada em 2000 metros, composto principalmente por turbiditos, tendo na base, rochas pelíticas e carbonáticas cobertas por quartzitos e brechas sedimentares. No topo seriam encontrados siltitos carbonosos, conglomerados, formações ferríferas e manganesíferas. Algumas rochas ígneas aparecem raramente, como alcalinas e ultrabásicas. Após a deposição deste grupo, uma compressão regional geraria o

principal evento deformacional registrado, com vergência para oeste, em direção ao interior do Cráton do São Francisco.

Jahn & Schrank (1983), reapresentam dados petrográficos de rochas do Grupo Inferior, análises químicas de elementos maiores e novas análises, de elementos terras-raras. Também apresentam análises isotópicas Sm/Nd de duas rochas vulcânicas básicas da SVS e calcularam uma idade de 1.84 ± 0.1 G.a.

Por Schrank et al. (1983, 1984) são reapresentadas as características principais do maciço de Piumhi, em roteiros de excursões elaborados para eventos científicos.

Fairchild & Schorscher (1985) descreveram uma sequência de quartzitos gradando para rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, encontrada no sopé oeste da Serra da Pimenta, muito deformada e em contato tectônico com milonito-xistos máficos/ultramáficos na sua base, e com xistos metapelíticos, lateralmente. Foram reconhecidos e descritos microfósseis e prováveis estromatólitos nestes carbonatos.

Schrank (1986) reapresenta as principais conclusões, alcançadas a partir do trabalho de doutorado, sobre o quimismo e gênese dos derrames komatiíticos a clinopiroxênio-spinifex na região.

Mattos (1986), em tese de doutoramento, coloca as unidades vulcânicas de Piumhi novamente como parte do Grupo Canastra, como antes já feito por Sidrim (1977), estendendo este grupo dos quartzitos da região da Represa de Furnas até as serras da Pimenta e Gabiroba. Ainda que admita a possibilidade de uma natureza vulcânica para as rochas de Piumhi, insere sua evolução no mesmo quadro que os Grupos Canastra e Araxá, isto é, de natureza alóctone, colocadas como empurrões de oeste para leste na forma de "nappe de charriage". Já as rochas graníticas da área, são tidas por Mattos (1986) partes do embasamento, imbricadas às unidades do Grupo Canastra, e aflorando na forma de uma pseudo-janela estrutural.

Coltorti et al. (1987), estudaram as estruturas variolíticas presentes na Sequência Vulcânica, em termos de petrografia e geoquímica, concluindo matriz e variolas constituírem-se de magmas distintos em contato, e separados por imiscibilidade líquida. Mostram serem rochas com características e comportamentos geoquímicos bem diferentes, onde a matriz aparece como komatiito basáltico, mostrando um *trend* toleítico, enquanto as variolas são basaltos, com variações para álcali-basaltos e andesitos, definindo uma tendência cálcio-alcalina. Propõe como gênese para estes magmas, baseando-se em modelos termodinâmicos, evidências

texturais e em comparações com outras ocorrências, desmistura de dois magmas complementares a partir de um magma parental, em estágios ainda anteriores ou iniciais à erupção.

Heilbron et al. (1987), estudando a região entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, individualizam a Sequência Carmo do Rio Claro, formada por ardósias e filitos, com intercalações de mármore homogêneos e bandados, além de metadiamicritos, metagrauvacas, conglomerados e quartzitos. Distinguem esta sequência do Grupo Araxá-Canastra (desta forma tratado no seu trabalho), o qual aparece em contato tectônico por sobre a sequência, e do Grupo Bambuí, no qual aparecia anteriormente inserida. Como hipóteses de trabalho, sugerem três possibilidades para correlação desta sequência: 1 - uma sequência autóctone, e cronocorrelata ao Grupo Araxá-Canastra (alóctone); 2 - continuação da sequência metassedimentar associada ao greenstone belt de Piumhi; 3 - sequência de borda do cráton, cronocorrelata e/ou transicional ao Grupo Bambuí propriamente dito.

Pinheiro (1988), estudou os depósitos de cromita de Piumhi. Reconhece as rochas portadoras da mineralização como um sill ultrabásico, intrusivo na sequência vulcano-sedimentar das serras da Gabiroba e Lava-Pés, com trend aproximado norte-sul, e camadas de cromitito junto a sua porção basal; as características das cromitas situariam estes corpos como de tipo estratiforme, ligados a ambientes de *greenstone belt*.

Valeriano et al. (1989), redefinem a Sequência Carmo do Rio Claro, mantendo esta definição para as rochas metareníticas sotopostas ao Grupo Araxá-Canastra, e excluindo os metadiamicritos, ardósias, metassiltitos e wackes, que são reincluídos no Grupo Bambuí (fácies Samburá), enquanto rochas carbonáticas são por eles posicionadas no Grupo Araxá-Canastra. Confirmam então a extensão da Sequência Carmo do Rio Claro até a cidade de Piumhi, onde esta recobriria tectonicamente tanto o greenstone belt como a fácies Samburá do Grupo Bambuí.

Machado & Schrank (1989) (assim como Schrank & Abreu, 1990), redefinem preliminarmente a nomenclatura estratigráfica do maciço: O Grupo Inferior passa a Grupo Ribeirão Araras, e o Grupo Superior é subdividido nos grupos Paciência e Lavapés. O grupo Paciência é considerado como tectonicamente sobreposto e discordante do Grupo Ribeirão Araras, e representativo de uma sequência tipo flisch, constituída por sedimentos plataformais (siltitos e quartzitos, com calcários

intercalados), sobrepostos então por uma sequência turbidítica (brechas, grauvas e siltitos), com raras intrusivas (gabros, mugearitos e traquitos). Já o Grupo Lavapés estaria tectonicamente sobreposto ao Grupo Paciência, compreendendo: quartzitos e conglomerados, xistos a sericita, clorita, quartzo e carbonato, contendo lentes grafitosas, formações ferríferas e manganésíferas, e corpos máfico-ultramáficos com cromititos. É visto como uma unidade alóctone do Proterozóico Superior, pertencente portanto ao ciclo brasileiro. Resultados de datações são então apresentadas: zircões obtidos de um testemunho de sondagem, segundo os autores de um gabro anortosítico, intrusivo na sequência de derrames komatiíticos na forma de sill estratificado, forneceram a idade U/Pb de $3116 \pm 10/-7$ M.a. Meta-lavas do Grupo Ribeirão Araras forneceram, em trabalho anterior (Jahn & Schrank, 1983), uma isócrona Sm/Nd de 1.84 G.a., mais nova portanto que a idade desta intrusão. Outros zircões extraídos de um domo riodacítico intrusivo no Grupo Ribeirão Araras, forneceram idades mínimas de 3000 M.a., 2989 M.a. e 2965 M.a., e com interceptos de $3096 \pm 255/-48$ M.a., e $2.4 \pm 0.33/-0.30$ B.a., indicando zircões de 3.1 B.a. afetados por um evento ao redor de 2.4 B.a. Noutra datação, fragmentos de zircões extraídos de um sill deformado de gabro porfirítico, intrusivo em rochas vulcanoclásticas numa zona de cisalhamento, forneceram idade mínima de 1.127 M.a. Para o granito central, a idade mínima de 726 M.a. é interpretada como idade de cristalização do corpo granítico. Um sill de traquito pórfiro levemente foliado, intrusivo no Grupo Paciência, forneceu idade de 635 ± 2 M.a.

Schrank et al. (1990), apresentam uma compartimentação tectônica regional, baseados em dados geocronológicos e na análise cinemática de diversas unidades encontradas na região. Colocam a região de Piumhi entre os terrenos autóctones, juntamente com outras associações de tipo granito-greenstone, e sua rochas de cobertura, como o Grupo Bambuí, às quais serviriam de embasamento para os terrenos alóctones, representados pelo Complexo de Nappes de Passos, que na parte externa de seu segmento sul, é constituído pelo Grupo Canastra. A colocação desta unidade foi caracterizada a partir de indicadores cinemáticos, como lineações de estiramento mineral, e foliações S/C e C/C'. A partir da lineação, muito persistente com rumo N290° e caimentos suaves, juntamente com os outros indicadores, interpretaram como indicativas de uma tectônica de empurrões dos terrenos alóctones, com sentido de transporte de WNW para ESE.

Simões & Valeriano (1990), reconhecem para a Sequência Carmo do Rio Claro, uma estruturação em empurrões formando leques imbricados, provavelmente de tipo duplex, e incluindo lentes tectônicas de rochas gnáissicas do embasamento. O posicionamento estratigráfico em relação ao Grupo Canastra é incerto, provavelmente correlacionável à sua porção basal, entretanto anterior ao Grupo Bambuí. No mapa de Simões & Valeriano (1990), o conjunto granito-greenstone de Piumhi é posicionado como embasamento alóctone, colocado sob a Sequência Carmo do Rio Claro, a qual formaria as serras da Pimenta, Lava-Pés e Gabiroba.

Silva & Schorscher (1991), detalharam as ocorrências, a geoquímica e a petrografia dos depósitos de cromita e encaixantes ultramáficas da região, concluindo serem estes corpos unidades tectônicas, independentes e separadas tanto da sequência *greenstone belt*, quanto das coberturas sedimentares proterozóicas superiores por contatos tectônicos. As mineralizações seriam de tipo podiforme, encaixadas em rochas ultramáficas de composições peridotíticas residuais, de dunitos e harzburgitos metamorfisados em fácies xisto verde médio, e por vezes ainda preservando núcleos com estrutura cumulática. Suas características geológicas, mineralógico-petrográficas e geoquímicas permitiriam considerá-las como corpos ultramáficos de tipo alpino (*sensu strictu*), ou como parte ultramáfica tectônica com restos cumuláticos representando um complexo alpino de uma associação ofiolítica.

Nunes & Schorscher (1991), detalharam aspectos da petrografia e geoquímica dos derrames variolíticos nas rochas vulcânicas. Ressaltam que podem ser observados dois grupos de rochas variolíticas, geradas por imiscibilidade entre diferentes magmas, e que estratigraficamente são reconhecidos nos intervalos das principais transições entre séries magmáticas: o primeiro grupo entre os derrames komatiíticos e toleíticos, onde ocorreriam rochas variolíticas situadas no campo ultramáficas/máficas (conforme relação matriz/varíola), e o segundo grupo na passagem dos derrames toleíticos para rochas cálcio-alcalinas mais diferenciadas, onde ocorreriam os variolitos máficos/intermediários.

Valeriano (1992), em sua tese de doutorado, propôs três grandes unidades tectônicas na região: A Nappe Araxá-Canastra (NAC), sobreposta ao Sistema de Cavalgamento Ilicínea-Piumhi (SCIP), e ambos empurrados sobre o Domínio Autóctone. A região do Maciço de Piumhi estaria então contida no domínio tectônico do SCIP, onde o conjunto granito-greenstone aparece prioritariamente como "lente

tectônica do Embasamento Alóctone”, imbricada entre uma “Escama Tectônica Superior” a oeste, e uma “Escama Tectônica Inferior” a leste. Esta escama seria constituída predominantemente pela “Sequência Serra da Boa Esperança”, complexamente imbricada com rochas do Grupo Bambuí e de seu embasamento granito-gnáissico-greenstone. A Escama Tectônica Superior seria constituída por uma extensa fatia do embasamento alóctone, sobreposta pelas unidades Serra da Mamona e Ilícinia, também da “Sequência Serra da Boa Esperança” (termo criado para substituir Sequência Carmo do Rio Claro, cujo local tipo deixaria de representar as melhores exposições da sequência).

Sato et al. (1992), renomeiam os corpos graníticos de Piumhi: o Granito Norte de Fritzsons et al. (1980), passa a Granito Matinho, e o Granito Central para Granito Taquari. O primeiro é caracterizado como granodiorito (a trondhjemitó), e o segundo como um monzogranito.

Schrank (1992), em um novo roteiro de excursão e mapa geológico para o Maciço de Piumhi, atualizado de acordo com as novas nomenclaturas. Reconhece duas possibilidades para evolução tectônica: na primeira, o maciço de Piumhi se constituiria numa porção arrancada do embasamento, arrastada na base do Complexo de Nappes de Passos; já na segunda, seria um contraforte avançado do Cráton do São Francisco, como um paleo-alto do embasamento.

Schrank & Silva (1993), discutem as características dos diversos *greenstone belts* do Cráton do São Francisco, incluindo uma descrição do *greenstone* de Piumhi, e recolocando-o como de posicionamento tectônico incerto.

Schorscher et al. (1994), descrevem a evolução tectônica do maciço de Piumhi, individualizando os diversos episódios e estilos de deformação desenvolvidos em sua história pré-cambriana.

Herkströter (1994), em tese de diplomação, estuda os derrames variolíticos principalmente em suas características geoquímicas, apresentando diversos dados de análises de ETR e elementos traço.

Vilela & Schorscher (1994), e Fernandes & Schorscher (1994), em trabalhos de iniciação científica na área, realizam levantamentos de campo e mapeamento em porções diversas do maciço.

Valeriano et al. (1995, assim como Valeriano et al., 1998 e 1999), apresentam um modelo de evolução para a Faixa Brasília meridional no sudoeste de Minas Gerais.

Subdividem a porção meridional da Faixa Brasília num Domínio Alóctone Interno (DAI), e num Domínio Alóctone Externo (DAE). O primeiro corresponde à Nappe de Passos, formada pelos grupos Araxá e Canastra, enquanto o segundo (DAE), sotoposto ao DAI, cavalgaria o Domínio Autóctone (representado pelo Grupo Bambuí). O DAE corresponderia ao Sistema de Cavalgamento de Ilícinea-Piumhi de Valeriano (1992), constituindo-se de rochas do greenstone belt, e sedimentos diversos, em baixo grau metamórfico e de posicionamento estratigráfico incerto. Este domínio representaria unidades a norte da Rampa Lateral de Capitólio, e seria portanto menos afetado pela compressão brasileira, relacionada à colocação da Nappe de Passos, que a porção a sul. Desta forma, preservou-se o empilhamento por empurrões pré-brasilianos vergentes para norte, com lineações de estiramento de direção norte-sul, concentradas em torno de N170°. Este arranjo teria condicionado, uma estruturação do Maciço de Piumhi em seis escamas tectônicas; o terreno granito-greenstone situando-se na Escama II. Já o DAI apresenta características de transporte de WNW para ESE, segundo indicadores cinemáticos e lineações de estiramento concentradas em torno de N290°. Rochas do Grupo Bambuí foram afetadas por esta deformação, porém não mostram registros dos empurrões pré-brasilianos do DAE vergentes para norte, mais antigos que este grupo.

Simões (1995), realizou uma revisão estratigráfica regional (inclusive da nomenclatura), com base em reconhecimentos geológicos nas áreas-tipo dos Grupos Araxá e Canastra, além de mapeamentos de detalhe no extremo sudeste da Serra da Canastra, para fins de comparação com as rochas aflorantes na região. Reconhece então três grandes unidades tectônicas principais: duas alóctones e uma autóctone. A unidade alóctone superior seria constituída pela Nappe de Passos, recomendando-se o uso do termo Grupo Araxá para as rochas desta unidade, no lugar do termo Araxá-Canastra, tanto para seu Ciclo Depositional Inferior (de sedimentação mais madura), quanto para o Ciclo Depositional Superior, mais imaturo. A unidade tectônica intermediária seria representada por um sistema de cavalgamentos, e constituída principalmente por metassedimentos do Grupo Canastra. O termo Grupo Canastra é recomendado em substituição aos termos anteriores “Sequência Metassedimentar Carmo do Rio Claro” e “Sequência Serra da Boa Esperança”. Esta unidade intermediária incluiria também lascas tectônicas do embasamento e do Grupo Bambuí, arrancadas pelo transporte. A unidade autóctone seria representada por um

embasamento granito-gnaiss-greenstone e pelo Grupo Bambuí. De acordo com este trabalho, a região de Piumhi estaria contida nesta unidade tectônica intermediária (o Sistema de Cavalcamento Ilícinea-Piumhi), e seria formada principalmente por rochas do Grupo Canastra constituindo as unidades metassedimentares, retornando à nomenclatura original de Sidrim (1977), e colocadas por outros autores como "Grupo Intermediário" (de Fritzsons et al., 1980), "Grupo Superior" (de Schrank, 1982), "Grupo Lavapés" (e parte do Grupo Paciência, de Machado & Schrank, 1989), "Sequência Metassedimentar Carmo do Rio Claro" (Heilbron et al., 1987) e "Sequência Serra da Boa Esperança" (Valeriano, 1992). Também fariam parte desta unidade porções do embasamento, consideradas alóctones, constituídas pela associação granito-greenstone ("Grupamento das Rochas Vulcânicas" de Fritzsons et al., 1980; "Grupo Inferior" de Schrank, 1982, ou "Grupo Ribeirão Araras", de Machado e Schrank, 1989), e rochas do Grupo Bambuí.

Ferrari et al. (1995, 1996 a, b), e mais detalhadamente Ferrari (1996 a, b), tratou aspectos da tectônica e cinemática envolvida na deformação do greenstone belt, assim como a relação desta deformação com as mineralizações de ouro e cromita, e as características geoquímicas destas mineralizações. Concluiu que as rochas do greenstone belt podem ser divididas em dois domínios estruturais, definidos de acordo com as relações de foliação e lineações de estiramento: o domínio tangencial, e o domínio direcional. O domínio tangencial apresenta as estruturas mais antigas observadas, e caracteriza-se por uma tectônica de baixo ângulo em regime dúctil, com foliação de padrão anastomosado, mergulhante em geral para sul, e lineação de estiramento mineral frontal, podendo localmente passar para uma foliação de médio ângulo, com lineação oblíqua. As relações dadas por indicadores cinemáticos (superfícies S/C e C', porfiroclastos rotacionados tipo sigma, etc.), mostraram vergência de sul para norte. O segundo domínio, direcional, é caracterizado por zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis a dúctil/rúpteis, sinistrais, de médio a alto ângulo, com lineação de estiramento direcional orientada NW/SE. O autor coloca esses dois domínios como produtos de um mesmo contexto de evolução tectônica, formados num evento único de deformação progressiva. Este, a partir da evolução de um mesmo campo de esforços, gerou inicialmente o domínio tangencial oblíquo, de transporte sul para norte, passando posteriormente para um regime transcorrente num ambiente mais raso, onde a foliação Sn do primeiro domínio aparece infletida e paralelizada à foliação

Sn+1 do domínio transcorrente, caracterizando a progressividade da deformação. As mineralizações de ouro na área estariam associadas ao domínio transcorrente, responsável pelo aporte de fluídos e alteração das rochas encaixantes, onde veios de quartzo mineralizados teriam se colocado em zonas distensivas dentro do cisalhamento. Já a mineralização cromitífera estaria associada ao domínio tangencial (Dn), quando presente em lentes mais possantes, e ao domínio direcional (Dn+1), quando em lentes menores e rompidas, classificando-as mais provavelmente como ofiolíticas de tipo podiforme.

Lima (1996), em dissertação de mestrado, (assim como Lima & Schrank, 1998), estudaram as rochas sedimentares do greenstone belt e dividiram o Grupo Ribeirão Araras numa Unidade Toleiítica Inferior, uma Unidade Komatiítica e uma Unidade Toleiítica Superior. Interpretaram as rochas metassedimentares contidas na unidade komatiítica como turbiditos, definindo três tipos principais: 1 – Metaturbiditos Máficos; 2 – Metaturbiditos Máficos Carbonosos; 3 – Filitos Carbonosos. Estes litotipos foram estudados, principalmente a partir de testemunhos de furos de sondagem, quanto a sua petrografia e geoquímica de metais nobres, elementos de transição e calcófilos, comparativamente às rochas vulcânicas encaixantes. Concluíram pela proveniência dos sedimentos da erosão de áreas fontes de rochas máficas e ultramáficas, e, em comparação com outras sequências semelhantes no mundo, não consideram as seções estudadas favoráveis a conter depósitos de minerais metálicos relacionados a vulcanismo.

Schorscher et al. (1998 a) apresentam um novo modelo para evolução tectônica do maciço. Neste, a SVS se subdividiria em um grupo Inferior, vulcânico predominantemente, e um grupo Superior, vulcano-sedimentar, empurrados sobre o corpo granítico Norte, de tipo TTG, num contato fortemente milonitizado. O corpo granítico Sul, heterogêneo, seria composto por granitóides TTG, subordinados e mais antigos, intrudidos pelos metagranitóides Taquarí predominantes, além de aplitos com fluorita, em diques e corpos menores de colocação posterior. O contato com a SVS, também tectônico, e causando forte milonitização dos granitóides, seria através de zonas de cisalhamento transcorrentes e transpressivas crustais profundas, nas quais se colocaram os granitóides como corpos de zona de cisalhamento em flor positiva, e também corpos metaultramáficos tectoníticos de tipo alpino, com cromititos podiformes. Como últimos eventos tectônicos, ocorreram cavalgamentos menores por falhas

inversas rúpteis, dos granitóides Norte sobre o Grupo Bambuí, e a colocação de rochas do Grupo Canastra alóctones, na forma de nappes, sobre todas as unidades anteriores após a erosão local do Grupo Bambuí. Em Schorscher et al. (1998 b), caracterizam-se as mineralizações de cromita como de tipo podiforme, alpino, cuja gênese e colocação envolveram transcorrências profundas numa crosta pouco espessa, que possibilitaram a hidratação e serpentinização de rochas do manto, com consequente aumento de volume. Estas mesmas zonas de cisalhamento funcionaram então como escape para estas rochas de volume e plasticidade ampliados, permitindo sua colocação em níveis crustais mais rasos.

Ferreira & Schorscher (1999), estudaram petrograficamente e geoquimicamente os corpos graníticos de Piumhi, concluindo que o corpo Norte classifica-se como tonalito a trondhjemitó, similar a outras ocorrências TTG arqueanas, enquanto no corpo Central predomina o granito Taquaril, granítico a granodiorítico, intrusivo em rochas TTG e na SVS, colocado milonitizado e metassomatizado em grande parte na zona de cisalhamento ainda ativa, e intrudido posteriormente por aplitos com fluorita.

Cutrim & Schorscher (1999), estudaram a petrografia e geoquímica dos diques metabásicos, e "stocks" de dioritos porfiríticos, que aparecem intrudindo os corpos graníticos TTG e a sequência vulcano-sedimentar, respectivamente, concluindo que tratam-se de rochas relacionadas, de idade pré-Bambuí, entretanto, posteriores aos metamorfismo regional principal da SVS. Estas foram derivadas de magmas semelhantes, de composição básica e tendências toleíticas continentais, porém intrudidas em rochas de reologias distintas e cristalizadas em condições diferentes de resfriamento.

6.2 – Divisão Geológica Regional Adotada

A partir do entendimento da evolução dos conhecimentos e conceitos utilizados na nomenclatura estratigráfica regional, e dos trabalhos já executados pelo autor e seu orientador e equipe na área, procurou-se adotar uma subdivisão geológica regional que compatibilizasse os diversos aspectos observados, baseando-se tanto nos empilhamentos litoestratigráficos, como na evolução e subdivisão tectônica. Desta forma, baseou-se de modo geral no esquema proposto por Schorscher et al. (1998a).

A subdivisão geológica-estratigráfica adotada, com suas principais unidades pode ser visualizada na Figura 6-1. A distribuição espacial das diversas unidades reconhecidas e mapeadas neste trabalho pode ser observada no Mapa Geológico, Anexo 12.5-B. A seguir, as principais unidades de ocorrência regional são descritas de forma sucinta.

6.2.1 – Corpos Graníticos

Dois corpos graníticos afloram na região do Maciço de Piumhi: um corpo a norte, e um corpo central em relação ao maciço (Fritzsons et al., 1980). O corpo norte, a seguir denominado formalmente de Granito Norte, é caracterizado como uma associação tipo TTG arqueana, constituída por granodioritos, trondhjemitos e leucotonalitos metamorfisados (Sato et al., 1992; Ferreira & Schorscher, 1999). Na porção sul do corpo, no contato tectônico com as rochas da SVS, estes granitóides apresentam-se ultra-miloníticos, sendo a deformação gradualmente decrescente, até o desaparecimento do corpo adentro em direção norte, com o afastamento do contato, num intervalo de cerca de 200 metros.

Já o corpo central (Granito Central), apresenta-se como um corpo granítico heterogêneo. Neste corpo foram encontrados três grupos litológicos principais bem definidos e distintos (Ferreira & Schorscher, 1999): o primeiro e mais antigo, subordinado na constituição exposta do corpo, é de granitóides TTG, similares ao Granito Norte, e provavelmente representa sua continuação. O segundo, denominado de Granito Taquaril, varia de composição granítica a granodiorítica, e predomina no corpo central (Sato et al., 1992). O granitóide Taquaril é intrusivo tanto nos granitóides TTG quanto na SVS, como indicam xenólitos e tetos pendentes das rochas intrudidas

Grupo Canastra (alóctone)		
Grupo Bambuí	Sub-Grupo Paraopeba	
	fácies Samburá	
Supergrupo Piumhi (SVS)	Grupo Superior	Unidade Metassedimentar
	Grupo Inferior	Unidade Vulcânica Basáltica
		Un.Vulcânica Basáltica Magnesiana
		Unidade Vulcânica Andesítica
Granito Norte		

Figura 6-1 – Quadro mostrando as principais unidades da subdivisão estratigráfica adotada.

encontradas no Granito Taquaril (Vinha Fosse & Schorscher, 2000). Ambos os granitóides, TTG e Taquaril, apresentam-se no corpo central, pervasivamente afetados por foliação e cisalhamento, miloníticos a ultramiloníticos, por vezes, passíveis de serem confundidos com sericita-quartzo xistos diversos, e também em contatos tectônicos e imbricados com a SVS. O terceiro grupo litológico no corpo central é representado por aplitos com fluorita intrusivos no Granito Taquaril, geralmente na forma de diques, veios, e corpos menores irregulares. Estes aplitos aparecem geralmente pouco deformados, e podem ser posicionados, em relação ao evento principal de deformação, como tardi- a pós-tectônicos.

Os contatos dos corpos TTG com a SVS são sempre tectônicos na forma de domos de granitóides soerguidos relativamente à SVS, não tendo sido observados contatos ígneos ou efeitos de metamorfismo de contato que os posicionassem como intrusivos. Admite-se a possibilidade de que estes granitóides tenham se constituído num embasamento para as rochas da SVS, embora estas já se apresentem deslocadas em sua posição atual, cavalgadas por sobre estes granitóides. Já o Granito Taquaril é de tipo intrusivo em zona de cisalhamento ativa, colocado na forma de “flor positiva”, e foi sujeito a milonitização e metassomatismo subsequentemente (Ferreira & Schorscher, 1999; Vinha Fosse & Schorscher, 2000).

6.2.2 – Sequência Vulcano-Sedimentar (SVS)

Adota-se aqui a denominação formal de Supergrupo Piumhi para a sequência (meta) vulcano-sedimentar (SVS) do maciço de Piumhi, aceita como constituída dos restos de um *greenstone belt*, de idade presumidamente arqueana a paleoproterozóica: o “*Greenstone Belt* de Piumhi”, assim definido com base no perfil-tipo levantado e medido no leito do Ribeirão Araras (Anexo 12.5-A). O Supergrupo Piumhi corresponderia, portanto, e substituiria, as unidades formais designadas respectivamente de “Grupamento das Rochas Vulcânicas” de Fritzsons et al. (1980), e os grupos Inferior e Ribeirão Araras de Schrank e colaboradores.

Adota-se aqui ainda a divisão formal do Supergrupo Piumhi em dois grupos: Inferior e Superior, com base no mesmo perfil tipo medido e descrito do Ribeirão Araras. O Grupo Inferior corresponderia e substituiria as unidades informais designadas de Unidade Basal de Fritzsons et al. (1980), e Sequência Vulcânica de Schrank (1982),

enquanto o Grupo Superior equivaleria e substituiria a Sequência Vulcano-Sedimentar de Schrank (1982), e Unidade Intermediária de Fritzsons et al. (1980), constituído predominantemente por uma unidade metassedimentar com intercalações vulcânicas ácidas a intermediárias e básicas subordinadas.

O Grupo Inferior se constitui predominantemente por rochas vulcânicas, além de intercalações sedimentares, prioritariamente vulcanogênicas, como rochas piroclastitos e exalatos-hidrotermalitos, e pôde ser dividido neste trabalho, de acordo com as litologias predominantes, da base para o topo, numa Unidade Vulcânica Andesítica, uma Unidade Vulcânica Basáltica Magnesianas, e uma Unidade Vulcânica Basáltica. Já o Grupo Superior se constitui principalmente por rochas sedimentares epiclásticas, vulcano-clásticas incluindo rochas piroclásticas e químicas vulcano-exalativas, ocorrendo ainda, em menor quantidade, intercalações vulcânicas ácidas a intermediárias e básicas em derrames e pequenas intrusões subvulcânicas ácidas a intermediárias.

Apesar da nomenclatura de Fritzsons et al. (1980) ser a mais antiga, e portanto, prioritária, optou-se por não utilizar-se dela, e mais, substituí-la, pois verificaram-se múltiplos problemas inerentes, tanto de ordem formal, quanto em relação ao caráter tectono-estratigráfico dado à nomenclatura, e à natureza petrográfica das litologias que foram englobadas nas unidades. Alguns exemplos serão comentados a seguir. Ao definir os grupos, Fritzsons et al. (1980) subdividiram a unidade vulcânica de forma hoje não mais sustentável. Adicionalmente, utilizaram o termo "Grupo Intermediário", para a unidade situada sobre a unidade vulcânica, e anterior ao Grupo Bambuí. Tratam-se, pois, de unidades não correlacionadas entre si, e portanto não justificando o uso do termo "intermediário", pois não representaria uma gradação entre os dois grupos (como frisado por Schrank, 1982). Este termo ainda pode dar margem à interpretações de ordem composicional (quanto à natureza químicas) de suas rochas vulcânicas e ígneas em geral. Isto também se aplica à "Unidade Intermediária", pois não fica claro se o termo está referido à posição ou à composição dos derrames da unidade.

O uso do termo "Grupo Inferior" no sentido de Schrank (1982), da mesma forma, não se mostrou adequado, devido à interpretação aqui dada para às unidades do maciço e detalhada à frente, pois o correlato "Grupo Superior" não corresponderia a litologias pertencentes ao *greenstone belt*, e sim a uma unidade alóctone. Já o termo

“Grupo Ribeirão Araras” de Schrank e colaboradores, também não foi considerado adequado, pois da mesma forma, foram colocados nesta unidade várias litologias que não-pertencentes ao *greenstone belt*, como por exemplo, diversas intrusivas ígneas, de idades anteriores ou posteriores ao grupo, além de sedimentos do Grupo Bambuí.

As rochas do Supergrupo Piumhi ocorrem metamorfizadas em fácies xisto verde médio a superior, porém as estruturas e texturas primárias das rochas ígneas geralmente permaneceram muito bem preservadas. A SVS como um todo apresenta-se tectonizada por empurrões vergentes para norte. Foliação associada a esta cinemática aparece de forma generalizada, porém distribuída de forma heterogênea, geralmente como uma fraca a incipiente xistosidade, que entretanto, nas zonas de maior deformação, pode se apresentar como uma forte foliação milonítica, obliterando completamente as feições primárias das rochas.

Diferentemente das propostas de Simões & Valeriano (1990), Valeriano (1992) e Simões (1995), entre outros, não consideraremos o conjunto constituído pelas rochas da SVS e os copos graníticos como embasamento alóctone, trazido e colocado sob a frente de empurrão do Grupo Canastra, mas sim como parte de um embasamento autóctone já estruturado à época da deposição do Grupo Bambuí, e da posterior colocação tectônica das rochas da nappe do Grupo Canastra. Entre outras razões, observam-se ainda preservados contatos normais estratigráficos do Grupo Bambuí por sobre os granitóides a norte, e, quando estes contatos são tectonizados ou mesmo tectônicos, ocorrem apenas pequenas falhas inversas, de caráter raso, predominantemente rúptil a rúptil-dúctil, e de rejeitos pequenos, incompatíveis com as feições observadas nos contatos de transporte alóctone nas rochas das nappes dos grupos Canastra e Araxá, não se justificando portanto o termo de unidades alóctones para estas rochas.

6.2.3 – Rochas Ultramáficas de Tipo Alpino e Cromititos Associados

Encaixadas tectonicamente tanto em rochas da SVS quanto em granitóides do corpo Central, podem ser encontradas rochas ultramáficas contendo mineralizações podiformes de cromititos. Silva & Schorscher (1991) concluíram tratar-se de uma unidade tectonítica, independente tanto da sequência do *greenstone belt*, quanto das unidades sedimentares proterozóicas sobrepostas. As rochas ultramáficas têm

composições peridotíticas residuais, de dunitos e harzburgitos metamorfisados, e por vezes preservaram restos de sua textura cumulática original. As mineralizações são representadas por cromititos podiformes, geralmente miloníticos, em corpos que variam de sub-métricos a decamétricos, com formas típicas em “charutos”, lenticulares de elipsóides achatadas. São constituídos por cromita de grã fina, submilimétrica, comumente transformada parcialmente em ferri-cromita, em matriz silicática subordinada, constituída por serpentina, talco e clorita. Corpos maiores apresentam em suas partes internas cromititos maciços, com cromitas idiomórficas grossas até milimétricas, apresentando ainda estruturas primárias de bandamentos magmático e texturas cumuláticas, com muito pouca matriz silicática.

Estas rochas (Schorscher et al., 1998 b) foram classificadas como de corpos ultramáficos de tipo alpino, contendo mineralizações de cromita de tipo podiforme; sua colocação se deu através de zonas de cisalhamento transcorrente profundas, de direção norte-sul e alto ângulo, cujas raízes alcançariam o manto superior em uma região de crosta pouco espessa, causando nas rochas ultramáficas hidratação e serpentinização, acompanhadas de um expressivo aumento de volume. Estas rochas então se acomodariam nas falhas, ascendendo na forma de “intrusões frias”.

6.2.4 - Diques Básicos e Dioritos Porfíricos Intrusivos

Intrusivos nos granitóides TTG do corpo Norte e na SVS, observam-se rochas básicas, de colocação em níveis crustais poucos profundos, e posteriores aos eventos de metamorfismo e deformação principais sofridos pelo conjunto granito-greenstone belt. Segundo Cutrim & Schorscher (1999), os diques básicos ocorrem no granito Norte, em corpos de metadiabásios com direção aproximada E-W a ENE-WSW, e mergulhos verticais, com espessuras de centimétricas a decamétricas, estrutura maciça e textura fanerítica fina, ofítica a subofítica. Já os dioritos porfíricos intrusivos na SVS aparecem como pequenos *stocks*, de dimensões métricas a decamétricas, estrutura maciça, e textura porfírica, com fenocristais de plagioclásio.

Ambos litotipos apresentam-se, tanto mineralogicamente quanto geoquimicamente muito semelhantes, mostrando a mesma sequência de cristalização

magmática e o mesmo padrão de distribuição de elementos maiores e traço. Foram classificados como toleítos de tendências continentais.

As diferenças entre as duas rochas podem ser explicadas pelas diferenças de reologia das encaixantes. Os granitóides mostram tendência a se fraturar quando submetidos a tensões, gerando lineamentos que propiciam a intrusão de diques verticais, com grandes áreas de contato em relação ao seu volume, e propiciando um resfriamento mais rápido. Já as rochas da SVS mostram deformação mais plástica quando submetida a esforços, possibilitando a formação de bolsões na intrusão do magma, de resfriamento mais lento. Isto gera uma rocha de granulação mais grossa, e permite fracionamento durante a cristalização.

Estes diques e intrusões subvulcânicas não afetaram o Grupo Bambuí, e também não sofreram efeitos da tectônica principal e do metamorfismo regional de fácies xisto verde médio a superior verificado na SVS.

6.2.5 – Grupo Bambuí

O grupo Bambuí é representado pelo seu Sub-Grupo Paraopeba (Marini et al., 1984), de rochas pelítico-carbonáticas, e pelo conglomerado Samburá (Branco, 1956).

Este grupo ocorre recobrimdo e envolvendo o entorno regional do maciço de Piumhi, que aparece então como um alto topográfico do embasamento, aflorando na forma de uma janela por sob seus sedimentos. As rochas do grupo Bambuí apresentam contatos sedimentares normais ou dados por pequenas falhas inversas. É constituído na área, segundo Fritzsons et al. (1980) e Valeriano (1992), por metassiltitos e filitos, finos, finamente laminados ou maciços, em afloramentos em geral muito alterados, de cores de amarelo a laranja, e cinza a esverdeados quando frescos. Ocorrem também mármores, de cor cinza, maciços, laminados ou bandados, geralmente dolomíticos. Localmente, interdigitados aos filitos, ocorrem conglomerados grossos (localmente chamados de Conglomerado Samburá), matriz ou clasto suportados, polimíticos, que aparecem na forma de leques, intercalando-se aos filitos. As rochas deste grupo apresentam metamorfismo muito fraco a incipiente, e nos termos mais finos, uma foliação ardosiana pouco desenvolvida, geralmente paralela ao acamamento. Nos contatos tectônicos, por falhas inversas com as rochas do embasamento, pode ocorrer uma foliação milonítica e dobras especiais associadas.

No interior do maciço também ocorrem rochas do Grupo Bambuí (Fairchild & Schorscher, 1985), constituídas por quartzitos, xistos, filitos e rochas carbonáticas, por vezes oolíticas contendo estromatólitos e concreções de sílex preto, sendo estas ocorrências muito mais tectonizadas. Provavelmente constituíram-se no conjunto de embasamento/cobertura autóctones ou para-autóctones, sobre o qual se colocaram as rochas alóctones do Grupo Canastra, afetando-as, durante o nappismo, ou até mesmo possam ser rochas do Grupo Bambuí para-autóctones ou alóctones, e que foram disruptas e arrastadas na base da nappe Canastra durante sua colocação. Estas rochas têm sido colocadas como diversas unidades: partes basais do Grupo Intermediário (Fritzsens et al., 1980, como por exemplo, na Sequência de Metapelitos da Serra da Pimenta, entre outras unidades); partes basais do Grupo Superior (Schrack, 1982); Grupo Paciência, e partes do Grupo Ribeirão das Araras (Machado & Schrank, 1989, e Schrank & Abreu 1990). Valeriano (1992), já inclui rochas do Grupo Bambuí como lentes tectônicas dentro da “Escama Tectônica Inferior”, da mesma forma que Simões (1995), em sua unidade tectônica intermediária.

6.2.6 – Grupo Canastra

As rochas deste grupo são representadas por xistos e conglomerados em sua base, passando acima para quartzitos predominantemente, mais ou menos micáceos, mais ou menos maduros, com intercalações de itabiritos e lentes manganésíferas, além de recorrências de lentes de xistos e conglomerados. Apresentam-se metamorfizadas na fácies xisto verde, e fortemente deformadas, mostrando comumente uma foliação milonítica de baixo ângulo, com dobras apertadas a isoclinais recumbentes, geralmente com flancos rompidos, e associadas a falhas de empurrão, com sentido de transporte de W para E. Estas características, indicadoras de sua aloctonia, podem ser somadas a sua posição atual, colocado tanto por sobre o Grupo Bambuí, mais novo, como por sobre o conjunto constituído pela SVS e pelos granitóides. Afloram geralmente como topo das serras mais altas na região, na forma de klippen, colocadas por sobre as outras unidades ao longo de uma superfície de empurrão, que marca o paleo-relevo sobre o qual a nappe se desenvolveu.

Inicialmente mapeadas no local como Grupo Canastra por Sidrim (1977) e trabalhos anteriores, e posteriormente readmitidas como tal (Mattos, 1986; Simões,

1995; Schorscher et al., 1998), as rochas desta unidade também foram colocadas dentro de diversas outras denominações nos trabalhos realizados especificamente no maciço: no Grupo Intermediário de Fritzsons et al. (1980), em suas porções de topo (provavelmente a partir da "Sequência Conglomerática Inferior", e excluindo a Sequência Cromífera"); no topo do "Grupo Superior" de Schrank (1982); como "Sequência Carmo do Rio Claro" (Heilbron et al., 1987); "Grupo Lavapés" (Machado & Schrank, 1989; Schrank & Abreu, 1990); e "Sequência Serra da Boa Esperança" (Valeriano, 1992). Dentre os trabalhos que abordaram esta unidade, Simões (1995) apresentou uma revisão detalhada da nomenclatura regional, através de reconhecimentos geológicos na área tipo do Grupo Canastra, considerando após isto tal denominação mais adequada para as rochas na região. Como um fator de concordância dentre estes diversos trabalhos, pode-se destacar, entretanto, o reconhecimento do caráter alóctone desta unidade na área por todos os autores.

7 – Geologia da Área

7.1 – Introdução

Nos trabalhos desta pesquisa, foram detalhadas as propriedades geológico-estruturais, petrográficas e geoquímicas das unidades basais da sequência vulcano-sedimentar em que se constitui o *greenstone belt* de Piumhi. Estes diversos aspectos serão apresentados nos capítulos a seguir. Devido às condições de campo, como estado de alteração das rochas, coberturas sedimentares, de solos ou lateríticas, o grau de detalhamento alcançado na descrição das diversas litologias precambrianas de interesse neste estudo nem sempre pôde ser homogêneo, apesar de tentativamente terem sido amostradas da forma mais completa. De qualquer forma, o detalhamento obtido em campo sustentou confiavelmente o reconhecimento, a caracterização, e delimitação das diversas unidades individualizadas no mapa geológico (Anexo 12.5-B).

7.2 – Geologia Estrutural

A tectônica do maciço de Piumhi compreende uma longa história de evolução, desde o Arqueano até o final do Proterozóico superior. Nesta evolução, as unidades litológicas sofreram diversos episódios de deformação, comportando-se de forma específica em cada um deles. A caracterização do estilo e a hierarquização cronológica destes eventos, além de possibilitar o entendimento da situação geométrica e história tectônica e deformacional de cada unidade em si, também contribui ao entendimento das relações dos eventos deformacionais entre as diversas litologias num quadro dinâmico temporal-espacial regional, a partir da observação de quais unidades não se encontravam presentes perante uma determinada fase de deformação, seja por motivos de idade e/ou aloctonia.

Desta forma, deverá ser seguida na apresentação deste capítulo a ordem cronológica estabelecida para os eventos tectônicos (e respectivas estruturas geradas), dando-se ênfase à suas características cinemáticas e aos elementos discriminantes destas, destacando-se sempre as unidades litológicas nas quais estes eventos foram registrados.

7.2.1 – Primeiro Evento Deformacional

O primeiro evento deformacional observado na área afetou somente as unidades mais antigas, a SVS - Supergrupo Piumhi, e os granitóides TTG. Estas unidades apresentaram comportamentos específicos, entre si, diferentes, diante dos esforços sofridos, de acordo com suas características reológicas. As rochas intrusivas básicas, diabásios em diques nos granitóides TTG e dioritos porfíricos em pequenos *plugs* na SVS, aparecem cortando as foliações deste evento sendo, portanto, posteriores. Da mesma forma, não são afetadas as rochas dos grupos Bambuí e Canastra, que recobrem os traços estruturais deste episódio.

Este primeiro evento pode ser subdividido em três estágios de evolução; nestes, a cinemática e as estruturas geradas modificaram-se progressivamente durante a atuação dos esforços, diante das respostas das unidades aos efeitos da deformação.

7.2.1.1 – Primeiro Estágio – Cavalgamentos

O estágio inicial deste evento é caracterizado por empurrões e cavalgamentos, vergentes para norte, bem visualizado no contato da SVS com o granito Norte.

No granito Norte, o primeiro estágio deformacional possui um caráter dúctil-rúptil, gerando uma foliação milonítica a ultramilonítica (S_n) associada a lineações de estiramento (L_e), na sua porção sul, junto ao contato com a SVS (foto 1, prancha 1, Anexo 12.2), como efeito do empurrão desta sobre o corpo granítico no respectivo nível crustal. Os estereogramas mostrando a relação das foliações e lineações deste estágio nos granitóides são apresentadas na figura 7.2-1. Em direção à norte, esta foliação diminui progressivamente, até seu total desaparecimento no interior do corpo granítico, numa zona de cerca de 200 metros de espessura real. A atitude média desta foliação nos granitos é de 188/41.

Esta foliação milonítica aparece geralmente formando pares S/C , onde a foliação S_s , gerada inicialmente, tem um caráter mais dúctil, enquanto a foliação S_c , mais rúptil, trunca os planos S_s .

A intensidade deste evento gerou, junto ao contato com a SVS, ultramilonitos e filonitos a partir dos granitóides, o que os levou a serem por vezes confundidos com metassedimentos em trabalhos anteriores (Schrack, 1982; Schrank et al., 1983;

Figura 7.2-1 - Estereogramas mostrando pólos e contornos da foliação milonítica, e lineações de estiramento, nos granitóides TTG do Granito Norte, junto ao seu contato sul com a SVS - Supergrupo Piumhi (conforme observado no anexo 12.1-B - Mapa Geológico). Nota-se a proximidade entre as lineações e o pólo do plano médio calculado da rampa de cavalgamento.

Schrank, 1986, entre outros). Entretanto, perfis com exposições contínuas a partir do contato, em direção norte, até fora da zona de influência da deformação, mostram sua decrescência gradativa, de ultramilonitos, para granitos miloníticos já passíveis de serem reconhecidos como tal, granitos foliados e, por fim, granitos já sem maiores evidências desta deformação.

Na SVS (figura 7.2-2), este estágio têm uma caráter predominantemente dúctil, gerando uma foliação S_n , normalmente paralela a subparalela ao acamamento, fraca a incipiente na maior parte da área, sendo sempre melhor observada nos metassedimentos mais finos. Esta foliação, porém, pode se transformar numa forte foliação milonítica, nas proximidades das principais zonas de cavalgamento, onde praticamente todas as estruturas primárias são obliteradas. A atitude média calculada para esta foliação S_n foi de 191/62.

Associada à esta foliação, observa-se uma lineação de estiramento Le , com caimento muito constante rumo sul. Por vezes, podem ser observadas feições de anastomosamento da foliação S_n , gerando estruturas tipo S/C. Estas, associadas à lineação Le (indicadora da direção do transporte), e à foliação S_n (representando a rampa de transporte tectônico), permitiram caracterizar a cinemática deste primeiro estágio. As estruturas S/C indicam vergência (movimentação do topo) para norte, na direção dada pela Le . A atitude média calculada para 24 lineações foi 183/33, resultando num cavalgamento com transporte rumo N 03°.

A foliação, paralela ao acamamento (S_0), mostra variações em suas atitudes, seguindo uma rampa com desenho em arco, acompanhando o traçado do contato com o granito Norte (anexo 12.5-B, Mapa Geológico). Devido a esta variação regional da foliação ao longo da rampa principal, surgem diferentes sub-rampas de cavalgamento que foram definidas, de acordo com a relação que possuem com a lineação de estiramento (figura 7.2-3): na porção oeste da área mapeada, a foliação tem direção NE-SW, mergulhando para SE, enquanto a Le mantém sua atitude com caimento para sul; esta geometria define então uma rampa de cavalgamento oblíquo sinistral. Na porção central, as atitudes da foliação passam a aproximadamente E-W, mergulhando para sul, da mesma forma que o caimento da Le : caracteriza-se então uma rampa frontal. Já a leste, as atitudes da foliação passam para direção NW-SE, com mergulhos para SW, e lineações sempre para sul: define-se então novamente uma rampa de cavalgamento oblíquo desta vez dextral, também com vergência para norte.

Figura 7.2-2 - Estereogramas mostrando pólos e contornos de medidas de acamamento (em geral paralelo à foliação), e lineações de estiramento, na SVS. Destaca-se a relação entre as lineações (com média calculada 183/33) e o plano médio calculado para o acamamento, indicando um cavalgamento em rampa frontal. Este cavalgamento, para norte, resultou no empurrão da SVS sobre os granitóides TTG, no evento que milonitizou os granitóides junto ao contato tectônico e em suas imediações.

Figura 7.2-3 – Estereogramas mostrando a relação das foliações (círculos máximos), e lineações (Δ), nas porções oeste (sinistral, à esquerda), central (frantal, ao centro), e leste (destal, à direita), da SVS entre as diferentes partes da rampa de cavalgamento regional principal.

Figura 7.2-4 - Estereogramas de pólos e contornos da foliação milonítica, e lineações de estiramento, em granitóides junto ao contato noroeste da sequência vulcano-sedimentar. Nota-se a relação entre as lineações e o plano calculado da rampa de cavalgamento, indicando movimentação em rampa oblíqua a lateral.

Este primeiro estágio, e as características de sua rampa de cavalgamento principal, delinearam a estruturação regional fundamental até hoje observável na porção norte do maciço de Piumhi, onde a SVS, numa forma de sinclínório com eixo principal para sul, é empurrada por sobre o Granito Norte, em contato altamente tectonizado.

Neste cavalgamento, o corpo granítico comportou-se como um anteparo rígido frente aos esforços do movimento, exercidos pela SVS, causando, por vezes, a refração destes esforços e inflexões decorrentes na cinemática interna, evidenciada pela orientação das lineações de estiramento. Estas lineações nos granitos miloníticos, junto ao extremo oeste do contato, não acompanham o caimento rumo sul, recorrente na SVS; mostram, diferentemente, caimentos para SW, indicando que neste ponto a refração da deformação gerou uma rampa de características mais transcorrentes do que oblíquas (figura 7.2-4). Da mesma forma, existe a possibilidade de que esta refração na cinemática do movimento causou, por sua vez no contato leste ou em partes deste, o comportamento temporário deste setor como rampa frontal, agora num cavalgamento rumo a NE, como sugerido pela figura 7.2-5. Entretanto, poucas lineações foram obtidas neste setor, e seu caráter, como lineações de estiramento pertencentes realmente ao primeiro estágio, não foi confirmado com segurança, pois também poderiam representar lineações mais tardias, relacionadas ao segundo evento deformacional, como discutido mais à frente. Esta interpretação, portanto, continua como hipótese a ser testada.

7.2.1.2 – Segundo Estágio – Transcorrências Norte-Sul

Com a evolução da deformação, os empurrões passam a enfrentar uma resistência cada vez maior, exercida pelo corpo do Granito Norte, à progressão do cavalgamento da SVS. Ocorreram então rupturas originando zonas de alívio à tensão compressiva aplicada. Estas rupturas, neste estágio, comportam-se como zonas de cisalhamento transcorrente, de direção aproximada N-S, e movimentação sinistral, ainda em domínio dúctil.

Este cisalhamento agora não mais ocorre de forma generalizada e pervasiva por toda a SVS, como as estruturas do primeiro estágio, mas de forma localizada, em zonas de cisalhamento discretas de espessuras variadas de acúmulo de deformação.

Figura 7.2-5 - Estereogramas de pólos e contornos da foliação milonítica, e lineações de estiramento, em granitóides junto ao contato nordeste da sequência vulcano-sedimentar. Nota-se a relação entre as lineações e o plano calculado da rampa de cavalgamento. As lineações nestes planos por vezes se apresentam com aspecto rúptil (estrias), indicando uma reativação mais tardia dos planos de fraqueza pré-existent.

Podem ser observadas principalmente nas imediações do contato leste da SVS, junto ao Granito Norte, e em outras áreas isoladas, onde pela rotação de oblíqua para lateral a rampa de cavalgamento passaria a uma transcorrência. Enquanto este estágio não parece ter uma importância tão grande na área estudada, provavelmente o é mais a sul, fora da área de estudo, entre as serras da Gabiroba e Pimenta, condicionando tanto as estruturas da SVS, quanto a milonitização do granito Central e a colocação dos corpos ultramáficos de tipo alpino com cromititos podiformes.

As estruturas relacionadas a este segundo estágio são representadas principalmente por uma foliação S_{n+1} , que aparece geralmente transpondo totalmente todas as estruturas anteriores, tanto primárias quanto a foliação S_n . O plano médio calculado para a foliação S_{n+1} é de 279/76. Excepcionalmente, onde esta deformação aparece com menor intensidade, podem ser observadas ambas foliações, S_n e S_{n+1} , simultaneamente. Lineações de estiramento, L_{e+1} , também estão associadas a estas estruturas, confirmando, apesar do menor número de medidas, caimentos rumo sul análogos a L_e (média L_{e+1} : 185/24; média L_e : 183/33), assim indicando a cogeneticidade entre a cinemática e as estruturas do primeiro e segundo estágio. As relações entre foliações e lineações desta fase podem ser observadas na figura 7.2-6.

A foliação S_{n+1} pode ainda aparecer imbricada, e desenvolvendo sistemas de pares S/C. Os indicadores cinemáticos permitem caracterizar este estágio como de transcorrências de movimentação sinistral, em zonas de cisalhamento discretas anastomosadas de direção geral N-S de alto ângulo.

O alto ângulo das foliações deste estágio permitiram, diferentemente do primeiro, de atuação predominantemente tangencial e epidérmico, que os efeitos da deformação adentrem o corpo granítico Norte, onde faixas de cisalhamento norte-sul podem ser encontradas inclusive em suas porções mais centrais.

7.2.1.3 – Terceiro Estágio – Transcorrências NW-SE

O terceiro estágio deste evento deformacional é marcado por zonas de cisalhamento transcorrentes, que ocorrem apenas localizadamente dentro do conjunto granito-greenstone belt. Estas transcorrências constituem-se em faixas de larguras máximas provavelmente não ultrapassando poucas dezenas de metros. Entretanto aparecem de modo marcante na morfologia do maciço, na forma de estruturas lineares

Média:
Azim = 279.0
mergulho = 76.4

Valor Máximo Contado
em 14.2%: 261/59

Média:
Azim = 279.0
mergulho = 76.4

Lineação Média:
Azim = 184.7
Plng = 24.1

Figura 7.2-6 - Estereogramas de pólos e contornos de planos da foliação S_{n+1} , e lineações de estiramento L_{e+1} , em zonas de cisalhamento na SVS. A relação entre as lineações (com média calculada 185/24) e o plano médio calculado da foliação, indicam uma transcorrência em rampa lateral. Nota-se também o paralelismo desta lineação L_{e+1} com a L_e .

de direção NW-SE, condicionando fortemente as drenagens. Muito evidente se mostra no exame das fotografias aéreas, que estas estruturas não afetaram os sedimentos dos grupos Bambuí e Canastra, desaparecendo por baixo destas coberturas, e por vezes, reaparecendo em prolongamento estrutural das faixas nas continuações do maciço onde novamente descoberto.

Estas zonas de cisalhamento tem caráter rúptil-dúctil a dúctil-rúptil, e estão associadas a foliações S_{n+2} , com atitude média calculada de 235/85. Estas foliações truncam e rotacionam as estruturas anteriores, transpondo fortemente suas atitudes no plano principal da falha. A estas foliações associam-se também lineações de estiramento, L_{e+2} . As poucas medidas destas estruturas que foram tomadas, porém resultaram numa média calculada de 135/32 (figura 7.2-7).

Pares S/C também foram desenvolvidos neste estágio, indicando que, juntamente às outras estruturas observadas, se tratam de transcorrências com movimentação sinistral, em rampas laterais de direção NW-SE e alto ângulo.

Em relação aos estágios anteriores, este representa a movimentação final do primeiro evento, e ocorreu já em níveis crustais mais rasos, acarretando inclusive uma mudança na direção do transporte tectônico. Esta mudança, de Norte-Sul para NW-SE, pode estar relacionada à diminuição dos esforços, e ao novo vetor resultante da resistência oposta, pelo maciço de Piumhi, à deformação nas novas condições então vigentes.

7.2.2 – Segundo Evento Deformacional

O segundo evento deformacional registrado no maciço pode ser caracterizado como de pequenos empurrões com imbricações e inversões estratigráficas menores, que afetaram agora principalmente o conjunto granito-greenstone belt e o Grupo Bambuí. Diferentemente das estruturas do primeiro evento, este apresenta caráter predominantemente rúptil, indicando tratar-se de estruturas de pequena amplitude geradas em ambiente crustal raso.

Os melhores exemplos deste evento ocorrem nos contatos do corpo granítico Norte com as rochas do Grupo Bambuí. Nestes, observam-se em diversos locais lascas tectônicas imbricadas, onde o contato estratigráfico normal pode ocorrer em posição invertida. Estes contatos diferem sistematicamente entre dois domínios

Média:
Azim = 235.0
mergulho = 85.2

Valor Máximo Contado
em 18.8%: 63/79

Média:
Azim = 235.0
mergulho = 85.2

Lineação Média:
Azim = 135.4
Plng = 31.6

Figura 7.2-7 - Estereogramas de pólos e contornos de planos da foliação S_{n+2} , e lineações de estiramento $Le+2$, em zonas de cisalhamento na SVS. A relação entre as lineações (com média calculada 135/32) e o plano médio calculado para a foliação, indicam uma transcorrência em rampa lateral.

estruturais, um a NW e outro a NE, por diferenças nas rampas formadas pelos esforços deste evento.

Ainda a destacar neste evento é a diferença de comportamento reológico mostrada pelas unidades perante os mesmos esforços. Enquanto nos granitos as estruturas geradas mostram carácter estritamente rúptil, as rochas do Grupo Bambuí, formadas por calcários e metapelitos, apresentam comportamento dúctil-rúptil, com desenvolvimento local de foliações miloníticas e dobras especiais junto ao contato. Por este motivo, estas unidades serão tratadas separadamente na análise estrutural.

7.2.2.1 – Domínio NW

Este domínio compreende o contato NW do corpo granítico Norte, com as rochas do Grupo Bambuí. Podem ser observados contatos invertidos, com o granito colocado sobre os metassedimentos por falhas inversas, e por vezes imbricações com lascas alternadas de granitos e metassedimentos.

No granito, esta deformação é representada por falhas rúpteis, em planos de cisalhamento cataclástico com estrias (figura 7.2-8). Nas rochas do Grupo Bambuí, as estruturas aparecem como foliações de cisalhamento milonítico e falhas, transpondo e paralelizando o acamamento, associadas a estrias (figura 7.2.9).

Estereogramas unindo todas estas estruturas das duas unidades (figura 7.2-10), associados a indicadores como dobras de arrasto nos metassedimentos, e imbricamentos da foliação milonítica formando pares S/C, permitem caracterizar este domínio como transpressivo, de movimentação sinistral, numa rampa oblíqua (calculada como a média dos planos de falha) de atitude 161/65. Apesar da pequena quantidade de estrias medidas, e grande dispersão observada, a média calculada para estas foi de 227/54.

7.2.2.2 – Domínio NE

Este domínio corresponde ao contato NE do corpo granítico Norte com as rochas do grupo Bambuí, que se dá na forma de pequenos empurrões essencialmente frontais, sendo os granitos colocados sobre os metassedimentos Bambuí em posição invertida.

Figura 7.2-8 - Estereogramas de pólos e contornos de planos de cisalhamento cataclástico rúptil e estrias, nos granitóides do domínio noroeste, no contato com o Gr. Bambuí. A relação as estrias e o plano calculado da rampa de cavalgamento, indicam movimentação em rampa oblíqua.

N = 23

+ Polos de Planos

Valor Máximo Contado
em 14.4%: 169/69

Média:
Azim = 164.0
mergulho = 64.6

N = 6

△ Lineações

contornos :
1 3 6 9 12

Figura 7.2-9 - Estereogramas de pólos e contornos de planos de acamamento, foliação e cisalhamento, e estrias, no Gr. Bambuí no domínio noroeste, junto ao contato com os granitóides. A relação entre estrias e o plano calculado da rampa de cavalgamento, indicam movimentação em rampa oblíqua. Observa-se também a semelhança com os estereogramas do cisalhamento nos granitóides desta mesma área (figura 7.2-8).

Média:
Azim = 161.0
mergulho = 65.3

Valor Máximo Contado
em 14%: 165/69

Média:
Azim = 161.0
mergulho = 65.3

Lineação Média:
☆ Azim = 227.3
Plng = 53.7

Figura 7.2-10 - Estereogramas de pólos e contornos de planos de cisalhamento cataclástico rúptil, e estrias, no contato oeste dos granitóides e do Gr. Bambuí no domínio NW. A relação entre estrias (com média calculada de 227/54) e o plano calculado da rampa de cavalgamento, indicam movimentação em rampa oblíqua.

No granito o efeito desta deformação é de falhas rúpteis em planos de cisalhamento cataclástico, associadas a estrias (figura 7.2-11). O paralelismo observado entre estes planos de cisalhamento e as foliações S_n do primeiro evento nas proximidades (figura 7.2-5), permitem supor que a movimentação reaproveitou zonas de fraqueza preexistentes, atuando agora entretanto de forma rúptil.

Neste contato, as rochas do Grupo Bambuí são representadas principalmente pelo conglomerado Samburá, tendendo a apresentar planos de falha que cortam os metassedimentos, gerando uma foliação milonítica muito localizada (figura 7.2-12). Não foram medidas estrias nesta unidade, devido a má preservação.

As estruturas de ambas unidades neste domínio, lançadas num único estereograma (figura 7.2-13), permitiram definir como rampa de cavalgamento o plano 223/41. Já quanto as estrias, somente poucas medidas foram tomadas, fazendo com que as inferências quanto sua relação com o plano de cavalgamento sejam pouco conclusivas. A média destas estrias resultou em 290/37, definindo uma rampa entre oblíqua a frontal.

A união dos dois domínios num único estereograma (figura 7.2-14), mostra a passagem entre estas rampas, num plano médio de 181/51, enquanto a média das estrias, de 249/52, permite configurar o movimento como um cavalgamento oblíquo, sinistral, com movimentação principal rumo N 69 E.

7.2.3 – Terceiro Evento Deformacional

O terceiro grande evento deformacional ocorrido no maciço de Piumhi foi a colocação das rochas do Grupo Canastra sobre todas as unidades e estruturas anteriormente geradas. Regionalmente, esta grupo tem sua expressão como topo das maiores elevações formadas de quartzitos e xistos, como as Serras da Pimenta, Gabiroba e Lava-Pés, sobrepondo-se por contato tectônico, na forma de klippen, sobre o embasamento autóctone.

Devido à sua pequena expressão na área mapeada, restringindo-se a porção sudeste, esta unidade não pôde ser bem caracterizada tectonicamente, quanto a sua cinemática e geometria interna.

Figura 7.2-11 - Estereogramas de polos e contornos de planos de cisalhamento cataclástico rúptil, e estrias, nos granitóides no domínio NE, junto ao contato com o Gr. Bambuí. A relação entre estrias e o plano calculado da rampa de cavalgamento, indica movimentação em rampa frontal a oblíqua. Estes planos de cisalhamento aproveitaram a foliação pré-existente nos granitóides.

Figura 7.2-12 - Estereogramas de pólos e contornos de planos de acamamento, foliação e cisalhamento, no Gr. Bambuí do domínio nordeste, junto ao contato com os granitóides. Nota-se semelhança com os estereogramas do mesmo evento de cisalhamento nos granitóides desta porção da área (Figura 7.2-11).

Figura 7.2-13 - Estereogramas de pólos e contornos de planos de cisalhamento cataclástico rúptil, e estrias, no contato leste dos granitóides e do Gr. Bambuí (domínio NE). A relação entre estrias (com média calculada de 290/37) e o plano calculado da rampa de cavalgamento, indica movimentação em rampa oblíqua.

Média:
Azim = 181.0
mergulho = 51.3

Valor Máximo Contado
em 8.3%: 168/64

Média:
Azim = 181.0
mergulho = 51.3

Lineação Média:
☆ Azim = 248.8
Plng = 51.7

Figura 7.2-14 - Estereogramas de pólos e contornos de planos de cisalhamento cataclástico rúptil, e estrias, no contato dos granitóides e do Gr. Bambuí. A relação entre estrias (com média calculada de 249/52) e o plano calculado da rampa de cavalgamento, indica movimentação em rampa oblíqua.

Figura 7.2-15 - Estereogramas de pólos e contornos de acamamento e foliação, e lineações, no Gr. Canastra, com o plano médio calculado. As poucas medidas de lineações obtidas se mostraram-se muito espalhadas, podendo representar fases diferentes de compressão ou repetidas mudanças menores de direção durante o transporte da nappe.

A figura 7.2-15 mostra atitudes de foliação e acamamento, e algumas poucas medidas de lineações obtidas. A deformação nesta unidade, em relação ao evento anterior, se configura como de caráter dúctil, em cisalhamentos de mais baixos ângulos. A média obtida para os planos de foliação foi de 230/40. Dobras intrafoliais e recumbentes são observadas, geralmente com flancos rompidos, indicadoras de transporte para leste. As lineações obtidas, com caimentos para NW e SW, talvez sugiram fases diferentes de compressão desta unidade durante seu transporte na forma de nappe.

7.2.4 – Evolução Tectônica Regional

De forma resumida, podemos, a partir dos resultados obtidos pela análise estrutural, caracterizar os principais traços da evolução tectônica da área.

O evento inicial englobou as unidades greenstone belt e graníticas TTG, já consolidadas provavelmente no final do arqueano. Consistiu de uma fase de empurrão em direção norte, colocando as unidades da SVS por sobre o granito Norte. Com a diminuição da intensidade desta fase, a movimentação evolui para transcorrências de direção norte-sul, e posteriormente NW-SE, já em movimentações finais de regime dúctil-rúptil, em níveis crustais mais rasos.

Adicionalmente, após este evento, ocorreu ainda uma fase distensiva Norte-Sul, que levou a colocação dos diques de metadiabásio verticais nos granitóides, e dos dioritos porfiríticos intrudidos em *plugs* na SVS.

Provavelmente após um longo período de relativa calma tectônica, e concomitantemente à deposição do Grupo Bambuí sobre o embasamento granito-greenstone, iniciam-se pequenas movimentações compressivas, que causam inversões tectônicas em contatos, como por exemplo, dos granitóides TTG do corpo Norte sobre as rochas do Grupo Bambuí. Estas compressões também causariam relevos e paleo-altos na Bacia Bambuí, levando à formação de lacunas de erosão e de leques aluviais intercalados à sedimentação plataformar, visualizados respectivamente como áreas de não deposição e/ou erosão do Grupo Bambuí, e do conglomerado Samburá, associadas à estas zonas de falhas inversas, e indicando, ainda, que estas falhas inversas iniciaram-se como falhas crescentes sin-sedimentares.

O terceiro evento consistiria na colocação, em forma de nappe, das rochas do Grupo Canastra por sobre as unidades anteriores, grosso modo, de oeste para leste.

O segundo evento talvez poderia representar uma movimentação inicial, precursora e agindo de modo avançado no Cráton, da compressão que resultou no descolamento e transporte da nappe, e que poderia ter perdurado até a chegada e colocação da nappe propriamente na área, sobre o embasamento.

Para complementar as informações sobre as características dos principais eventos tectônicos, foram estudadas as paragêneses dos respectivos tectonitos. Enquanto nos granitóides miloníticos do contato com a SVS (primeiro evento, de natureza dúctil), a Sn mostra o crescimento de muscovitas fengíticas bem cristalizadas, nas falhas inversas do contato dos granitóides com o Grupo Bambuí (segundo evento, de natureza rúptil, com movimentos de pequenos rejeitos de mais alto ângulo), os granitóides se mostram apenas cominuídos, e os filitos do Grupo Bambuí são anquimetamórficos, apresentando somente illitas/sericitas finas. Já os xistos do Grupo Canastra, sobrepostos como nappe, mostram novamente muscovitas bem desenvolvidas e forte estiramento em sua estrutura.

Desta forma, diferentemente de autores que consideram as rochas do maciço como um embasamento alóctone (Mattos, 1986; Valeriano, 1992; Simões, 1995, entre outros), considera-se aqui o conjunto constituído pelas rochas da SVS, granitóides e suas coberturas do Grupo Bambuí como embasamento autóctone para as rochas alóctones do Grupo Canastra. Como outras evidências, podemos citar o Grupo Bambuí, que recobre regionalmente as rochas do maciço, também em contatos normais, não afetados por inversões, e a estruturação interna da SVS, que não registra as movimentações de oeste para leste, mas apenas um transporte mais antigo, de sul para norte.

7.3 – Descrição das Unidades do Grupo Inferior da SVS

Dentro dos objetivos desta pesquisa, serão a seguir descritas as unidades mapeadas da porção basal do Grupo Inferior do Supergrupo Piumhi sob aspectos de seu modo de ocorrência no campo e propriedades petrográficas macro- e microscópicas.

Na descrição será seguida a ordem estratigráfica observada no campo, da base para o topo, considerada como empilhamento de polaridade normal da SVS no local, a partir de observações como da forma de *pillow-lavas* e topo e base de derrames diferenciados, além da estratificação gradacional de sedimentos clásticos e vulcanoclásticos. Baseado nestes critérios, três unidades foram individualizadas, e com dados geoquímicos complementares assim definidas, a partir da composição dos litotipos predominantes: Unidade Vulcânica Andesítica, Unidade Vulcânica Basáltica Magnesiânica, e a Unidade Vulcânica Basáltica.

7.3.1 – Unidade Vulcânica Andesítica

Esta unidade representa a sequência basal da SVS, colocada diretamente sobre o corpo granítico Norte milonitizado, através de contato tectônico. Devido a natureza deste contato, entretanto, não se exclui a possibilidade de que unidades estratigraficamente sotopostas possam ter sido tectonicamente excluídas durante a colocação da SVS sobre o granito.

É constituída por uma série de derrames, predominando aqueles de composição intermediária, aos quais intercalam-se subordinadamente derrames de composição ácida. Ocorrem também intercalações sedimentares, constituídas principalmente por metatufitos, além de cherts.

7.3.1.1 – Rochas Vulcânicas Intermediárias

As rochas vulcânicas intermediárias constituem a grande maioria dos derrames da base da sequência *greenstone belt*. Aparecem como derrames de natureza subaquática, evidenciada por estruturas bem preservadas de *pillow-lavas*, e pelas intercalações sedimentares, além de derrames maciços.

Pillow-lavas

As *pillow-lavas* ocorrem com dimensões variando entre decimétricas a métricas, de formas arredondadas bem marcadas (fotos 2, 3 e 4, prancha 1; foto 1, prancha 3), mostrando em geral excelente preservação das estruturas primárias. Ocorrem em conjuntos apresentando relações de contato dadas por feições côncavas e convexas, evidenciando a superposição de derrames na colocação magmática destas estruturas, também utilizadas como indicadores de polaridade, a partir de seus pedúnculos na base. Estes conjuntos de *pillow-lavas* formam horizontes dentro da estratigrafia que podem alcançar algumas dezenas de metros de espessura. As *pillow-lavas* são rochas de granulação média a fina no seu interior, e muito fina a vítrea nas bordas; muito pouco foliadas, e de cor verde mais escura nas porções mais finas. Observam-se nestas rochas estruturas vesiculares amigdaloidais arredondadas pequenas (foto 4, prancha 1; foto 2, prancha 3), de dimensões milimétricas preenchidas principalmente por quartzo.

Frequentemente observa-se o espaço entre as *pillow-lavas* preenchido por material detrítico, constituído originalmente por argilas e piroclastos, assim como fragmentos de material vítreo alterado e devitrificado, originado por brechação das bordas das *pillow-lavas*, a partir do resfriamento rápido. Este material *inter-pillow* aparece como porções mais bem foliadas, muito finas, em contatos bruscos bem marcados com os derrames. Exsudações de quartzo envolvendo as *pillow-lavas* também podem ser observadas, por vezes contendo sulfetos, resultantes da sílica e outros elementos lixiviados do interior do derrame, a partir da alteração hidrotermal ocorrida pela interação das rochas magmáticas com a água do mar, durante seu resfriamento.

Derrames maciços

Derrames maciços ocorrem como camadas (foto 5, prancha 1), de espessuras variando entre decimétricas a métricas, e chegando a alcançar provavelmente até poucas dezenas de metros. Os derrames individualmente podem ser traçados lateralmente por várias dezenas de metros, e provavelmente podem alcançar até

centenas de metros ou quilômetros de extensão lateral contínua. São constituídos por rochas de granulação variando de média a fina no seu interior (foto 3, prancha 3), e muito fina a vítrea nas bordas, sendo compostos principalmente de plagioclásio e actinolita, por vezes micro-porfíricas, com fenocristais de ex-piroxênios transformados em actinolita. Bordas de derrames brechadas também podem ocorrer.

As rochas micro-porfíricas ocorrem de forma mais restrita, somente no topo desta unidade, geralmente como derrames maciços de espessura métrica, de cor mais escura e aparência mais grossa devido à textura porfírica (foto 2, prancha 2; foto 4, prancha 3).

Estes derrames maciços são constituídos por rochas geralmente pouco foliadas, de cor verde, a verde mais escura nas bordas. Podem localmente se apresentar muito foliadas e miloníticas, quando em zonas de cisalhamento, perdendo suas texturas e estruturas ígneas originais.

Nestes derrames ocorrem também vesículas amigdaloidais arredondadas, milimétricas a centimétricas, preenchidas principalmente por quartzo, e por vezes mostrando feições de coalescência e formas alongadas, causadas provavelmente por fluxo magmático.

Alterações

As rochas desta unidade geralmente mostram zonas de alteração hidrotermal, como veios epidotizados, milimétricos a centimétricos, considerados como hidrotermais pré-metamórficos, quando se apresentam rompidos e afetados pela foliação principal (foto 6, prancha 3), e metamórficos ou pós-metamórficos quando aparecem cortando a foliação. Ambos porém possuem aparência muito semelhante.

Quando intemperizadas, as rochas desta unidade apresentam cores diversas entre verde claro a amarelo, com tons de laranja a avermelhado, e mostram de forma mais clara sua foliação, mesmo que tênue.

Petrografia

Petrograficamente, as rochas vulcânicas intermediárias mostram grande variação textural, ocorrendo desde termos muito finos (vítreos devitrificados), podendo

conter texturas micro-spinifex, a termos algo mais grossos equi- a subequigranulares e micro-porfiríticos. Predomina em sua composição actinolita, seguindo-se plagioclásio (albitico), quartzo, epídoto e clinozoisita, clorita, e em menor quantidade opacos (óxidos e sulfetos) e leucoxênio.

Nestas rochas, a actinolita substitui metamorficamente clinopiroxênio (provavelmente augita ou pigeonita), em associação com alguma clorita, preservando em geral as texturas ígneas originais, por exemplo, micro-spinifex. Nesta textura, ligada geralmente às *pillow-lavas* e aos derrames menos espessos, a actinolita aparece como pequenos cristais aciculares, em arranjos fibro-radiados ou plumosos (fotos 1 e 2, prancha 5), numa matriz fina a muito fina, composta predominantemente por epídoto e clinozoisita, representando material vítreo, agora devitrificado e metamorfozido; observa-se também plagioclásio, quartzo, opacos, e outros minerais secundários.

Petrograficamente, o material que preenche o espaço entre as *pillow-lavas* é constituído principalmente por clorita muito fina, além de epídoto e clinozoisita. Observam-se pequenos fragmentos piroclásticos, constituídos por epídoto granular muito fino nas bordas (ex-vidro), e esferulíticos no centro, por intercrescimento de actinolita e epídoto, indicando resfriamento primário rápido (fotos 3 e 4, prancha 6).

Rochas com textura algo mais grossa, equigranulares, aparecem geralmente associadas aos derrames maciços mais espessos. Apresentam cristais de actinolita mais bem desenvolvidos, representando ex-clinopiroxênios euédricos, mostrando por vezes geminação, herdada provavelmente dos cristais primários (foto 3, prancha 5). Sua matriz é constituída principalmente por plagioclásio albitico, em geral pouco saussuritizado, além de epídoto, quartzo, leucoxênio e óxidos; intercrescimentos microgranofíricos, tendendo a esferulíticos, entre plagioclásio e quartzo também ocorrem (foto 4, prancha 5), e representam relíquias ígneas, mostrando que quartzo primário estava presente nestas rochas.

A associação mineral observada permite reconhecer uma paragênese metamórfica padrão, dada pela associação de actinolita + epídoto $\pm$ albita $\pm$ clorita $\pm$ estilpnomelano, típica de fácies xisto verde (Yardley, 1994).

Estas rochas aparecem em geral pouco afetadas pela foliação metamórfica; quando esta aparece se caracteriza por um leve realinhamento dos minerais máficos. Podem, mais raramente, evoluir para uma foliação milonítica, na qual ocorre uma total

reorientação, estiramento e recristalização mineral, em faixas de cisalhamento que podem mostrar anastomosamento em estruturas tipo S/C.

Petrograficamente, os termos micro-porfiríticos incluem grande quantidade de cristais de grã média-fina de actinolita (ex-piroxênios), euédricos a subédricos, com bordas irregulares (fotos 4 e 5, prancha 7), além de restos de hornblenda magmática, idiomórfica e pouco colorida, apresentando-se com aspecto “sujo” devido à grande quantidade de pequenas inclusões (fotos 6 e 7, prancha 7). Os pequenos interstícios entre os fenocristais mostram-se preenchidos por actinolita em textura micro-spinifex plumosa pseudomorfisada, e plagioclásio, por vezes substituído quase que totalmente por epídoto/clinozoisita, além de clorita, algum leucóxênio, quartzo, opacos (óxidos e sulfetos) e material vítreo devitrificado.

As estruturas vesiculares amigdaloidais aparecem preenchidas principalmente por quartzo, além de epídoto por vezes (fotos 7 e 8, prancha 5; e fotos 1 e 2, prancha 6). O quartzo aparece recristalizado, geralmente com contatos poligonais retos, fino nas bordas e mais grosso em direção ao centro das vesículas. Linhas de crescimento botroidais convexas (fotos 5 e 6, prancha 5), de preenchimento primário destas vesículas, e bem marcadas por epídoto muito fino, são observadas sobrepondo-se em direção ao centro; estas linhas agora aparecem cortadas pelos contatos dos grãos de quartzo recristalizado, mas ainda mantém sua forma original primária de crescimento de possíveis ágatas.

Observam-se ainda veios formados por material secundário cortando estes litotipos, mostrando relações com a foliação que evidenciam a existência de diversas gerações de veios. A primeira geração aparece como venulações preenchidas ou em faixas de alteração pervasiva que destrói as texturas primárias, constituídos principalmente por epídoto, clinozoisita e quartzo, geralmente associada ao preenchimento das vesículas (fotos 7 e 8, prancha 6; e fotos 1, 2 e 3, prancha 7). Podem ser disruptos e/ou crenulados, cortados e afetados pela foliação, mostrando-se então também internamente foliados, sendo interpretados como pré-metamórficas. Da mesma forma, ocorrem veios paralelos e mais contínuos, foliados, e de aparência sintectônica/metamórfica. Por fim, observam-se veios cortando a foliação e seus minerais metamórficos, sem foliação interna notável, e de caráter tardi- ou pós-metamórfico. Apesar das diferentes gerações, a mineralogia constituinte dos preenchimentos destes veios parece ser bastante similar, constituída por quartzo, carbonato, clinozoisita e

epídoto nos veios pré-metamórficos, e por quartzo, carbonato, clinozoisita e lawsonita nos veios sin- a pós-metamórficos, indicando provavelmente condições de pressão e temperatura bastante semelhantes durante sua formação, tanto durante os estágios de alteração hidrotermal pré-metamórfica, quanto durante o metamorfismo de baixo grau às quais estas rochas foram submetidas.

7.3.1.2 – Rochas Vulcânicas Ácidas

Rochas vulcânicas ácidas ocorrem nesta unidade geralmente na sua porção mais basal a leste, como pequenos derrames intercalados às rochas intermediárias. São keratófiros, produtos de alteração hidrotermal de fundo oceânico de riodacitos e riolitos, ocorrida provavelmente concomitante ou pouco após a colocação dos derrames.

Estes keratófiros ocorrem como derrames maciços, em camadas de espessuras pequenas, centimétricas a métricas (foto 6, prancha 1; foto 1, prancha 2), não apresentando grandes extensões laterais. Podem ocorrer brechados (foto 7, prancha 4), principalmente nos derrames menos espessos, mostrando preenchimentos por venulações das rochas vulcânicas andesíticas imediatamente sobrepostas.

Possuem granulação muito fina, com aparência vítrea quando frescas (fotos 4 e 6, prancha 4), por vezes porfiríticas, com fenocristais de plagioclásio zonado, a esferulíticas (foto 5, prancha 4) e matriz formada por quartzo, feldspatos e sulfetos. São pouco foliadas, e possuem cores cinza escuro quando frescas, e esbranquiçadas quando alteradas. No campo, devido a sua granulação muito fina, textura maciça e cores cinzentas, podem ser confundidas com veios de quartzo fino ou metacherts; entretanto, nos termos mais alterados, os feldspatos caolinizados são diagnósticos para sua identificação.

Petrografia

Petrograficamente, os keratófiros são rochas porfiríticas de matriz muito fina (fotos 5 e 6, prancha 8), e fenocristais médio-finos (foto 1 e 2, prancha 8). Estes fenocristais são em geral de albita, ora idiomórficos, ora com bordas corroídas, por

vezes zonados e algo saussuritizados ou recrystalizados. A matriz fina é constituída essencialmente por plagioclásio (albitico), também por vezes zonado, e quartzo, mostrando orientação por fluxo magmático (textura traquítica). Pequenos intercrescimentos entre o plagioclásio e o quartzo, de caráter transicional entre esferulítico a granofírico, ocorrem tanto na matriz, assim como em arranjos maiores destacando-se desta (foto 3, prancha 8). Observam-se ainda clorita, leucóxênio, opacos (sulfetos e óxidos) e zircão (fotos 1 e 2, prancha 9).

Alguns keratófiros mostram-se silicificados, e uma silicificação crescente, de incipiente a muito forte, pôde ser observada em afloramentos contíguos, provavelmente num mesmo derrame. Quando incipiente, ocorre apenas uma pequena substituição, principalmente por recrystalização de parte do plagioclásio, que aparece repleto de pequenos grãos de quartzo; quando mais avançada, a substituição por silicificação é extremamente intensa, gerando uma rocha quase que totalmente formada por quartzo, muito fina, ainda que as feições ígneas originais como texturas traquítica e esferulítica, e vesículas (preenchidas por quartzo), possam ser observadas, preservadas indeformadas como estruturas reliquias (foto 4, prancha 8).

Os keratófiros ocorrem pouco afetados pela foliação regional, observada geralmente como um alinhamento dos minerais micáceos; esta foliação por vezes se manifesta nestas rochas ainda como zonas restritas de milonitização, na qual seus minerais aparecem finamente cominuídos, desaparecendo totalmente indícios da textura ígnea primária.

Veios também ocorrem, distinguindo-se uma geração pré- a sin-tectônica, e uma segunda geração pós-tectônica. Os veios pré- a sin-tectônicos são constituídos geralmente por quartzo, deformado, com extinção fortemente ondulante, recrystalizado em subgrãos de contatos serrilhados, além de pequenos grãos de carbonato e sulfetos (estes por vezes em grãos maiores, euédricos); veios totalmente preenchidos por carbonato também podem ocorrer. Os veios posteriores à foliação principal apresentam quartzo, sulfetos, estilpnomelano, carbonato e clorita.

7.3.1.3 – Rochas Metassedimentares

Metassedimentos aparecem nesta unidade como intercalações entre os derrames, e representam períodos de maior quiescência eruptiva. Dois grupos

principais de sedimentos podem ser reconhecidos: rochas vulcanoclásticas, essencialmente metatufitos, e rochas vulcano-exalativas, representadas por metacherts, e formações ferríferas associadas.

Metatufitos

Os metatufitos aparecem como rochas muito finas, laminadas a finamente laminadas, bem foliadas, e raramente se apresentam com preservação fresca nos afloramentos naturais. São rochas predominantemente esverdeadas, cloríticas, que quando intemperizadas se mostram argilizadas, com cores esverdeadas a amareladas ou ocre, com tons róseos a avermelhados, ressaltando a laminação. Variam de espessura de poucos centímetros a decímetros, podendo alcançar provavelmente até algumas dezenas de metros, nos intervalos maiores separando os principais conjuntos de derrames. Estes intervalos maiores originam áreas com expressão topográfica mais plana e arrasada, praticamente sem afloramentos ou acidentes nos cursos d'água principais.

Estas rochas são constituídas tanto por material clástico depositado na bacia, como por material piroclástico proveniente da atividade vulcânica, além de prováveis retrabalhamentos de sedimentos já depositados, numa bacia tectônica- e vulcanicamente ativa.

Metacherts

Os metacherts formam leitos centimétricos a decimétricos, com granulação muito fina e finamente laminados (foto 7, prancha 3), de cores cinzentas, muito pouco foliados, entretanto, bastante venulitizados. São constituídos principalmente por quartzo e grafita em teores variáveis, e sulfetos concentrados em níveis finos do bandamento composicional plano-paralelo, e em veios remobilizados discordantes. Os teores de sulfeto e grafita podem aumentar consideravelmente, gradando para formações ferríferas bandadas, com intercalações de lâminas milimétricas de chert, alternando com lâminas de grafita e sulfetos. Estas últimas aparecem geralmente intemperizadas e limonitizadas, com cores vermelhas dadas pelos óxidos e hidróxidos de ferro, os quais podem substituir totalmente os sulfetos originais. A origem destas

rochas deve-se à precipitação de soluções vulcano-exalativas, ricas em sílica, geradas pela atividade hidrotermal ligada ao vulcanismo.

Petrografia

Petrograficamente, os metatufitos mostram-se laminados a bandados, com níveis de grã fina à média-fina, bem foliados. Observa-se clorita, actinolita, quartzo (chert), epídoto e plagioclásio. O plagioclásio por vezes encontra-se concentrado em leitos félsicos, contínuos, de grãos angulosos e mais grossos, ou pode ocorrer como grãos isolados em meio à níveis máficos mais finos, constituídos por clorita e actinolita, que se intercalam aos níveis mais félsicos. Fragmentos de rocha também podem ser observados, como por exemplo pequenos grãos contendo esferulitos (fotos 5 e 6, prancha 6), constituídos por plagioclásio e clorita, provenientes provavelmente dos keratófiros.

Já os metacherts são rochas muito finas, constituídas principalmente por quartzo microcristalino, de aspecto granular, com contatos serrilhados e extinção ondulante, e por vezes mais grosso e recristalizado, com contatos poligonais tendendo a retos. Observam-se laminações, dadas principalmente por níveis de opacos, agora já englobados pelos grãos de quartzo recristalizado. Os opacos são principalmente grafita, sulfetos e óxidos, em grãos muito finos, com os sulfetos geralmente idiomórficos. Observa-se também carbonato em pequenos grãos, e por vezes estilpnomelano.

Estruturas estilolíticas são frequentes, aparecendo bem marcadas pela concentração de opacos mais resistentes à dissolução, e pelo contato entre níveis mais grossos e recristalizados e níveis finos e laminados, que aparecem interrompidos e descontínuos devido ao truncamento formado por estas estruturas (fotos 5, 6, 7 e 8, prancha 9). Associadas a estes estilólitos, observam-se venulações de quartzo (com algum carbonato) truncando o acamamento, em grãos mais grossos e recristalizados, podendo formar até pequenos bolsões. Estas venulações tanto cortam como são cortadas pelos estilólitos, mostrando sua penecontemporaneidade. Estas estruturas estilolíticas são geradas por dissolução sob pressão da sílica amorfa dos cherts, durante a diagênese, que então remobilizada forma os veios e bolsões. as estruturas estilolíticas devem continuar se formando também durante o metamorfismo incipiente.

Os opacos não remobilizados acumulam-se na frente de dissolução, marcando suas formas irregulares. Sulfetos (e carbonatos) podem ser por vezes remobilizados, aparecendo como grãos idiomórficos mais grossos associados às venulações.

Rochas gradando para formações ferríferas ocorrem, onde além de quartzo do chert, observa-se uma concentração alta de estilpnomelano e sulfetos em finas bandas alternadas, representando, mais provavelmente, formações ferríferas mais pobres, de fácies mistas silicática-sulfetada.

7.3.2 – Unidade Vulcânica Basáltica Magnesiana

Esta unidade aparece sobreposta à Unidade Vulcânica Andesítica, sendo composta principalmente por derrames de composição básica, muito magnesianos, e cuja característica distintiva é a presença de texturas spinifex bem desenvolvidas.

Estes derrames podem ocorrer em três tipos principais: derrames homogêneos, derrames diferenciados, e derrames compostos, variolíticos. Intercalações sedimentares também aparecem, representadas por metatufitos e formações ferríferas, estes últimos predominando sobre os metacherts associados.

A passagem entre a Unidade Vulcânica Intermediária, situada abaixo estratigraficamente, e a Unidade Basáltica Magnesiana, acima, se dá de forma transicional, com intercalações entre derrames intermediários e básicos. Além disso, os derrames compostos variolíticos mostram mistura por imiscibilidade entre estes dois tipos de magma, nesta zona de transição.

7.3.2.1 – Rochas Vulcânicas Básicas

Esta unidade se constitui de rochas básicas magnesianas (em derrames homogêneos), a intermediárias (em derrames diferenciados), com texturas spinifex bem desenvolvidas e preservadas, diferentemente das rochas das unidades anteriores, onde somente texturas micro-spinifex são encontradas.

Derrames Homogêneos

Estes ocorrem como derrames maciços, com espessuras variando de decimétricos a métricos, de cor verde escura a cinza-azulada quando frescos. Quando mais preservadas, estas rochas se mostram pouco foliadas, porém, em geral, esta unidade aparece muito afetada pelo tectonismo, que transforma seus litotipos em xistos máficos a ultramáficos, cloríticos a serpentíníticos, ocorrendo sempre muito intemperizados, de cores variando entre tons de verde, amarelo e ocre.

São rochas de matriz fina, enquanto cristais esqueléticos spinifex podem alcançar de alguns milímetros a alguns centímetros. Estes representam em sua maioria ex-clinopiroxênios, agora como anfibólios aciculares (foto 1, prancha 4).

Derrames Diferenciados

Estes ocorrem principalmente no topo da unidade; no leito do Ribeirão Araras pode ser observada uma sucessão de três destes derrames spinifex diferenciados, os dois primeiros com espessuras métricas (foto 6, prancha 2), e o terceiro alcançando espessura de cerca de 20 a 30 metros.

Os derrames diferenciados possuem a base constituída por rochas ultramáficas cumuláticas, representadas por serpentinitos maciços (foto 7, prancha 2; foto 2, prancha 4). São rochas de cor negra esverdeada e brilho untuoso, finas a médias, muito magnéticas, pouco foliadas mas muito fraturadas, observando-se carbonatos e sulfetos preenchendo estas fraturas.

Em direção ao topo passa-se, em contato gradual, porém pouco espesso, para rochas de composição básica a intermediária, em geral de cor verde, clara, com grandes cristais spinifex de ex-clinopiroxênio (agora anfibólios) muito bem desenvolvidos, de comprimento até centimétrico (foto 8, prancha 2; foto 3, prancha 4). As texturas spinifex ocorrem em diversos arranjos, a partir da parte média em direção ao topo do derrame: na parte média, ocorrem cristais spinifex alinhados na direção do derrame, por efeito de fluxo magmático. Passa-se acima para uma zona onde ocorrem cristais spinifex desorientados, e por vezes fibro-radiados, crescidos provavelmente a partir um vidro super-resfriado na zona média do derrame. No topo, observam-se novamente cristais spinifex orientados, porém agora em cristais individuais e feixes de cristais com direção preferencial perpendicular à superfície do derrame, crescidos provavelmente acompanhando a progressão da isoterma de resfriamento da borda do derrame em direção ao centro.

No topo destes derrames por vezes nota-se alguma brechação, e pequenas intercalações de material sedimentar, vulcanoclástico, entre os derrames.

Petrografia

Petrograficamente os derrames homogêneos são constituídos por rochas de composição básica, apresentando actinolita em texturas spinifex, substituindo clinopiroxênios, na forma de cristais aciculares alongados e pouco espessos, de cor verde clara a incolor, tendendo a termos mais magnesianos próximos da tremolita, e

mostrando geralmente inclusões de opacos. Por vezes, o centro destes cristais spinifex aparece composto por clorita, enquanto as bordas apresentam-se em actinolita, podendo estar substituindo provavelmente zoneamentos ígneos primários, constituídos por pigeonita e augita, respectivamente (fotos 7 e 8, prancha 10). Cristais spinifex totalmente substituídos por clorita, alongados e mais largos aparecem, representando possivelmente placas de ex-olivinas spinifex (fotos 1 e 2, prancha 11); estes porém aparecem de forma bastante rara.

Texturas micro-porfíricas também ocorrem, com pequenos fenocristais euédricos de ex-olivinas, substituídas por clorita; estes fenocristais ocorrem mesmo quando da presença das texturas spinifex já descritas.

A matriz destas rochas, intersticialmente aos cristais spinifex, é normalmente muito fina e composta por material vítreo devitrificado, substituído por clorita, epidoto, clinozoisita, actinolita e por vezes talco. A actinolita pode ocorrer neste material devitrificado com texturas micro-spinifex, na forma de pequenos cristais aciculares substituindo clinopiroxênio, em arranjos paralelos interdigitados com material vítreo epidotizado. Na matriz ocorrem ainda opacos, por vezes sulfetos, e óxidos, provavelmente ilmenitas associadas a leucoxênio.

Quanto aos derrames diferenciados pode-se facilmente distinguir os termos cumuláticos e os termos vulcânicos do topo. As rochas cumuláticas da base destes derrames, de composição ultramáfica, apresentam textura ígnea muito bem preservada (foto 5, prancha 11), com pseudomorfos idiomórficos de ex-olivina, substituídos por serpentina e/ou talco, e opacos (provavelmente magnetita) marcando principalmente suas bordas, às quais por vezes mostram bacias de corrosão. Cromita aparece inclusa nestes pseudomorfos. Estas ex-olivinas podem eventualmente ocorrer incluídas em cristais maiores de ex-ortopiroxênios hetero-cumuláticos, agora substituídos por talco e tremolita em faixas restritas. Restos de ortopiroxênios preservados também podem ocorrer: são bronzitas, de cor clara rósea amarronzada (fotos 3 e 4, prancha 11). A fase intercúmulus aparece substituída principalmente por clorita, além de tremolita, talco e opacos muito finos, aparecendo de forma intersticial aos pseudomorfos da fase cúmulus.

No topo destes derrames ocorrem rochas de composição intermediária, mostrando textura spinifex grossa, com cristais de actinolita fibrorradiada substituindo clinopiroxênios (foto 6, prancha 10), aos quais intercala-se uma matriz fina devitrificada,

constituída por clorita e epidoto muito fino, contendo também intercrescimentos de cristalitos micro-spinifex de actinolita, como cristais muito finos, aciculares e fibro-radiados.

Na parte média do derrame, entre o topo de composição intermediária e a base cumulática do maior destes derrames diferenciados, pode-se reconhecer uma porção constituída por rocha de composição básica, fina, com cristais aciculares spinifex de actinolita magnesianas verde clara (a tremolita, incolor), milimétricos a subcentimétricos, numa matriz fina de clorita e talco (fotos 3, 4 e 5, prancha 10), que contém também cristais de actinolita microspinifex em agregados fibrosos a plumosos; esta rocha deve representar o magma original, mais magnesiano e primitivo, que se manteve fluindo no interior deste derrame.

Nesta unidade ocorrem também ainda rochas finas, microporfiríticas, com xenocristais agora pseudomorfizados por anfibólios; dois tipos de anfibólios podem ocorrer nestas rochas: o primeiro, hornblenda, provavelmente representando fases primárias magmáticas, aparece com aspecto mais sujo, em cores claras, mostrando faces idiomórficas, porém em geral muito corroído e reabsorvido; deve ter iniciado a cristalização ainda em profundidade, sendo posteriormente desestabilizado e parcialmente reabsorvido na extrusão; o segundo tipo é tremolita, incolor, que aparece substituindo clinopiroxênios magnesianos, e ocorre como cristais mais límpidos, geralmente mostrando também texturas ígneas preservadas, como bacias de corrosão. A matriz desta rocha é fina e orientada, representando provável orientação por fluxo magmático. É constituída por talco, clorita e tremolita, podendo representar também material vítreo devitrificado.

7.3.2.2 – Derrames Variolíticos

Derrames compostos variolíticos ocorrem geralmente no topo e na base desta unidade, nas transições para unidades vulcânicas adjacentes. Representam misturas entre magmas de composições diferentes, na forma de líquidos imiscíveis (Coltorti et al., 1987; Nunes & Schorscher, 1991), onde os termos mais ácidos sempre aparecem como variolas milimétricas a centimétricas, numa matriz mais básica. Na parte basal desta unidade observam-se derrames variolíticos, com variolas de composição intermediária, numa matriz básica (foto 3, prancha 2; foto 5, prancha 3), enquanto em

direção ao topo da unidade ocorrem derrames com variolas de magma basáltico, em matriz de composição basáltica magnesiana. Os contatos entre variola e matriz são bruscos e bem marcados, ainda que se observem cristais spinifex crescendo através do contato variola/matriz, atestando com isto que este contato foi anterior à cristalização, e portanto ainda em estado líquido.

Petrograficamente, a matriz e variolas separadamente se assemelham a seus litotipos correspondentes já descritos, isto é, as variolas de composição intermediária, contendo actinolita, plagioclásio, quartzo e epidoto, semelhantes às rochas da Unidade Vulcânica Andesítica, e as variolas e matrizes básicas com spinifex, semelhantes às litologias basálticas já descritas nesta unidade.

7.3.2.3 – Rochas Metassedimentares

Entre as rochas metassedimentares desta unidade predominam os metatufitos, ocorrendo ainda formações ferríferas bandadas e subordinadamente metacherts.

Metatufitos

Os metatufitos nesta unidade apresentam-se como xistos máficos, laminados, finos e bem foliados, cloríticos e sedosos, ocorrendo sempre muito intemperizados e argilizados, com cores entre verde a amarelo-alaranjado, em intercalações com espessuras que variam entre centimétricas a métricas.

Formações Ferríferas Bandadas

Observa-se nesta unidade a grande maioria das formações ferríferas bandadas encontradas na área. Ocorrem como lentes, geralmente pouco contínuas e disruptas, com espessuras variando entre centimétricas a métricas, aflorando na sua maior parte intemperizadas e laterizadas. São rochas laminadas a bandadas (fotos 4 e 5, prancha 2; foto 8, prancha 3), e constituem-se por bandas de chert, milimétricas, intercaladas a bandas contendo grafita e/ou sulfetos, estes geralmente já substituídos por limonita pelo intemperismo, ocorrendo em cores avermelhadas ou amarronzadas, a cinzentas quando mais frescas.

Petrografia

Petrograficamente, nos metatufitos observam-se laminações dadas por variações granulométricas ou mineralógicas. Constituídos predominantemente por clorita, podem por vezes ocorrer bandas de opacos (sulfetos), ou de quartzo muito fino (metachert), evidenciando a contribuição exalativa durante o processo de sedimentação destas rochas. O material tufítico ocorre como lâminas ou bandas de material muito fino, geralmente intemperizado, aparecendo como argilominerais.

Quanto às formações ferríferas se observam, em luz transmitida, bandas constituídas por minerais translúcidos e bandas de opacos (foto 4, prancha 9; fotos 1 e 2, prancha 10); entre os minerais translúcidos predomina o quartzo, na forma de metachert, fino, granoblástico, com extinção ondulante, além de estilpnomelano, em pequenos agregados fibro-radiados, geralmente englobados pelo quartzo, e algum carbonato em pequenos grãos. Em luz refletida, nas rochas mais frescas, observam-se níveis constituídos principalmente por sulfetos, predominantemente a pirita, e em menor quantidade a calcopirita e pirrotita; como inclusões nestes, também ocorrem cubanita e marcassita. A maior parte destas formações ferríferas ocorre já alterada e limonitizada, observando-se, como fases secundárias, principalmente a goethita, e alguma covelita associada, além de hematita secundária.

7.3.3 – Unidade Vulcânica Basáltica

Esta representa a unidade vulcânica de topo do Grupo Inferior do *greenstone belt*. Constitui-se por diversos derrames de composição básica, de cor verde escura, formados essencialmente por plagioclásio e actinolita, finos, maciços, não apresentando texturas spinifex, e com intercalações metassedimentares que gradam no topo para o Grupo Superior, constituído por uma espessa sequência de metassedimentos predominantemente metatufíticos, com derrames básicos à ácidos subordinados.

Esta unidade e as unidades sobrepostas não se constituíram em objeto de maior detalhamento neste estudo, não sendo portanto mais mencionadas de forma mais aprofundada à seguir.

8 – Geoquímica

Juntamente com os estudos petrográficos, a geoquímica aplicada às rochas vulcânicas de Piumhi constituiu-se numa ferramenta fundamental para classificação e identificação das tendências de evolução magmática, e compreensão dos processos de alteração que modificaram o quimismo destas rochas.

Dentre as rochas vulcânicas, puderam ser identificados quatro conjuntos principais: as rochas ácidas, representadas pelos keratófiros; as rochas intermediárias, representadas por andesitos basálticos; rochas básicas, sendo basaltos magnesianos, e rochas básicas/ultrabásicas, representadas por rochas vulcânicas ultramáficas de caráter cumulático.

Modificações químicas tanto por processos magmáticos de fracionamento quanto por alterações hidrotermais pós-magmáticas e metamórficas afetaram boa parte das rochas da SVS, o que muitas vezes tornou problemática a utilização de diagramas geoquímicos de classificação tradicionais. No diagrama TAS, de Le Maitre (1989), (figura 8-1), observa-se para as rochas vulcânicas ácidas sua concentração no campo dos riolitos, alcançando os dacitos, além de duas análises que situam-se nos campos dos traquiandesitos e traquitos; as rochas intermediárias concentram-se no campo dos andesitos basálticos, espalhadas entretanto pelos campos dos andesitos e até dacitos. Rochas básicas situam-se no campo dos basaltos, assim como as rochas ultramáficas cumuláticas, que alcançam ainda os picro-basaltos e os andesitos basálticos.

No diagrama para rochas ultrabásicas a intermediárias de Le Maitre (1989), baseado também em MgO e TiO₂ (figura 8-2), nota-se que algumas das rochas intermediárias poderiam ser classificadas como boninitos, sendo os termos de mais alto MgO e baixo TiO₂; estes entretanto apresentam-se geralmente microporfíricos. Também com base neste diagrama, a grande maioria das rochas básicas poderiam ser consideradas como komatiitos. Tanto as rochas intermediárias magnesianas porfíricas quanto às rochas ultramáficas cumuláticas (figura 8-2), apesar de suas características químicas satisfazerem os parâmetros para a classificação como boninitos e komatiitos respectivamente, não podem ser considerados como tais, devido à suas texturas que evidenciam modificação da composição magmática original, por processos de fracionamento magmático. Já no diagrama de Le Maitre (1989), com base no teor de potássio (figura 8-3), as rochas ultrabásicas, básicas e intermediárias aparecem como

Figura 8.1 – Diagrama de Le Maitre (1989), mostrando grande dispersão nos teores de sílica e de álcalis, principalmente dos andesitos basálticos, introduzida pelos processos magmáticos de acumulação e pós-magmáticos (Pc: picrobasalto; B: basalto; O1: andesito basáltico; O2: andesito; O3: dacito; R: riolito; S1: traquibasalto; S2: traquiandesito basáltico; S3: traquiandesito; T: traquito e traquidacito; U1: basanitos, tefritos; U2: fonotefrito; U3: tefrifonolito; Ph: Fonolito).

Figura 8.2 - Diagrama de Le Maitre (1989) para classificação de rochas vulcânicas ultrabásicas a intermediárias, mostrando a posição dos basaltos, andesitos basálticos e de rochas cumuláticas. Nota-se que, pela sua localização e quimismo, estas rochas cumuláticas deveriam ser classificadas como komatiitos ($MgO > 18\%$ e $TiO_2 < 1\%$). Entretanto, esta denominação deve ser dada somente para rochas com características marcadamente extrusivas, contrariamente às texturas cumuláticas observadas nestas rochas. Alguns basaltos, apesar de seu teor de sílica ser em geral maior que 45%, poderiam ser classificados como komatiitos segundo este diagrama.

Figura 8.3 - Diagrama de Le Maitre (1989), mostrando que as rochas básicas/ultrabásicas e intermediárias situam-se em geral nos campos de baixo potássio, enquanto os keratófiros situam-se preferencialmente no campo de médio potássio, junto ao seu limite inferior.

Figura 8.4 - Diagrama de Irvine e Baragar (1971), mostrando quase todas as litologias plotadas no campo das rochas sub-alcalinas. As rochas no campo alcalino são keratófiros muito alterados.

termos de baixo potássio, com poucas exceções de médio potássio, enquanto as rochas ácidas tendem para termos de médio potássio, principalmente em direção aos termos mais ricos em SiO_2 .

Com relação a suas razões entre sílica, álcalis, alumina e cálcio, estas rochas podem ser classificadas como subalcalinas, segundo o diagrama de Irvine & Baragar (1971; figura 8-4), com duas exceções (os mesmos traquiandesito e traquito do diagrama de Le Maitre, figura 8-1). Já segundo o diagrama de Maniar & Piccoli (1989; figura 8-5), as rochas intermediárias podem ser classificadas como metaluminosas, enquanto as rochas ácidas aparecem como transicionais entre metaluminosas e peraluminosas.

Em todos estes diagramas observa-se a grande dispersão dos teores de sílica e álcalis nos litotipos estudados, variação esta introduzida, além dos processos magmáticos de fracionamento, também por processos de alteração pós-magmática a que estas rochas foram submetidas. Uma forma de avaliar tais modificações é através do diagrama de Hughes (1973, figura 8-6), onde podem ser distinguidas rochas com composições pouco modificadas, situadas dentro do “espectro ígneo”, das rochas alteradas por processos de espilitização e keratofirização.

Uma forma de minimizar os efeitos de alteração para fins de uma classificação mais segura, é através do uso de diagramas de razões entre elementos imóveis, como por exemplo, os diagramas de classificação de Winchester & Floyd (1977). O diagrama de Nb/Y versus Zr/Ti destes autores (figura 8-7), parece muito apropriado para a classificação das rochas estudadas, pois utilizando-se de elementos bastante imóveis em relação a estes processos, atesta o pequeno espalhamento destas, restritos aos campos coerentes com os resultados petrográficos.

As rochas ácidas situam-se nos campos dos riolitos e riodacitos (além de duas análises de rochas muito alteradas no campo dos commenditos/panteleritos). A maioria das rochas intermediárias concentram-se no campo dos andesitos basálticos; algumas destas rochas, entretanto, com texturas porfíricas de fenocristais máficos, situam-se no campo dos basaltos subalcalinos, indicando o fracionamento magmático destes fenocristais, causando enriquecimentos de Ti e Nb. Já o espalhamento das rochas cumuláticas ultramáficas retrata, além da forte diferenciação magmática, incertezas analíticas causadas pelos seus baixos teores de Nb e Y, inferiores aos respectivos limites de detecção. Já as rochas básicas classificam-se neste diagrama como basaltos

Figura 8.5 - Diagrama de Maniar e Piccoli (1989), mostrando as rochas intermediárias como metaluminosas, e as rochas ácidas como predominantemente peraluminosas.

Figura 8.6 - Diagrama de Hughes (1973), mostrando o "espectro ígneo" (entre as duas curvas), e fora desse campo, as rochas alteradas por processos de espilitização e keratofirização.

LEGENDA

- + riolitos
- × dacitos/riodacitos
- ◇ andesitos basálticos
- ◆ andesitos basálticos porfíricos
- boninito
- basaltos magnesianos
- ultramáficas cumuláticas
- ▽ rochas vulcanoclásticas

Figura 8.7 - Classificação de Winchester and Floyd (1977), com base em elementos imóveis, mostrando duas populações bem definidas: os keratófiros, no campo dos riolitos e dacitos/riodacitos, e as metavulcânicas intermediárias e básicas no campo dos andesitos basálticos e basaltos. Este diagrama é pouco sensível aos efeitos químicos de alteração e metamorfismo, registrando os protólitos mais prováveis destas rochas. Os andesitos basálticos microporfíricos tendem ao campo dos basaltos por efeito de fracionamento. O espalhamento das rochas ultramáficas cumuláticas, retrata, além do forte fracionamento mineral, incertezas analíticas dadas por concentrações abaixo do limite de detecção de Nb e Y. As duas análises situadas no campo dos commenditos/panteleritos se referem a keratófiros intensamente alterados.

Figura 8.8 - Neste diagrama de Winchester and Floyd (1977), nota-se grande dispersão de SiO_2 , tanto nos keratófiros quanto nos andesitos basálticos. Esta dispersão se deve principalmente à sílica introduzida ou lixiviada pelos processos de alteração pós-magmáticos. No caso das rochas cumuláticas, a menor sílica reflete a diferenciação magmática por acumulação de fases pobres em sílica (principalmente olivina). destaca-se a constância nas razões Zr/TiO_2 nas rochas básicas/ultrabásicas e intermediárias; pequena modificação nesta razão é introduzida por fracionamento mineral, como nos andesitos porfíricos pouco alterados. Observa-se também a composição das rochas vulcanoclásticas situadas entre a composição das rochas ácidas e das rochas intermediárias.

sub-alcálinos, e, analogamente às rochas cumuláticas, valores de Nb e Y abaixo dos níveis de detecção podem ter contribuído para que algumas análises situem-se no campo dos andesitos basálticos por espalhamento. As rochas vulcanoclásticas situam-se em diversos campos, mas por vezes indicam sua composição como resultante de misturas entre rochas-fonte mais ácidas e mais básicas.

O diagrama de Winchester & Floyd (1977), baseado em sílica versus Zr/TiO_2 (figura 8-8) mostra, além da grande constância das razões dos elementos imóveis, uma forte variação nos teores de sílica, principalmente para as rochas ultrabásicas a intermediárias andesíticas. Esta variação reflete, além da evolução magmática consanguínea dos termos mais básicos para os mais ácidos, também, e possivelmente até em maior proporção, os efeitos de introdução (e lixiviação) de sílica pelos processos de alteração. O agrupamento verificado com valores de Zr/TiO_2 mais baixos, dos andesitos basálticos porfiríticos, reflete o efeito já discutido de fracionamento indicado pelo seu caráter fortemente porfirítico. Novamente, as rochas vulcanoclásticas aparecem em posição intermediária entre as rochas ácidas e as rochas básicas/intermediárias, e as rochas ácidas sustentam sua composição a parte, tanto por motivos magmáticos quanto de alteração.

8.1 – Unidade Vulcânica Andesítica

As rochas vulcânicas desta unidade representam uma sequência de caráter bimodal, onde se intercalam derrames de composição intermediária e ácida. Estes são separados em duas populações distintas (figura 8-7), sendo as rochas intermediárias classificadas como andesitos basálticos a basaltos, e os derrames ácidos como riolitos a riodacitos; entretanto algumas considerações devem ser feitas sobre estas classificações.

Quanto a classificação das rochas ácidas, há de se ressaltar que embora reflita provavelmente a composição original dos protólitos, sua composição extremamente sódica indica que todas estas rochas sofreram intensa alteração hidrotermal de fundo oceânico, com lixiviação de potássio e principalmente de cálcio, e substituição por sódio, a partir da interação com a água do mar. Por este motivo, a classificação que melhor se aplica a estas rochas é de keratófiros, conforme adotado neste trabalho.

Já as rochas intermediárias, ainda segundo o diagrama da figura 8-7, classificadas como andesitos basálticos até basaltos, apresentam por vezes caráter fortemente porfirítico, com enriquecimento de fenocristais ferromagnesianos, indicando fracionamento e modificações na composição do magma original, o que resulta em termos de composição mais máfica, mas que não representam realmente a natureza destes derrames. Assim, adotou-se de forma generalizada para as rochas desta unidade a classificação de andesitos basálticos, mesmo para os termos porfiríticos, com teores de sílica, ou razões Zr/TiO_2 mais baixas.

As rochas vulcanoclásticas, como já visto, possuem composições próximas aos andesitos basálticos, porém mostrando posições intermediárias em direção à composição dos keratófiros.

Em relação às normas calculadas para as rochas desta unidade (Anexo 12.4-A), deve-se ressaltar que seus resultados devem ser tomados com certo cuidado devido às alterações introduzidas no quimismo, e que restringem seu significado petrológico. Serão comentados a seguir os resultados médios obtidos a partir das rochas menos alteradas.

Os andesitos basálticos possuem em geral quartzo em sua norma (~10%), com exceção de algumas amostras mais alteradas. Apresentam ainda orto e clinopiroxênios (respectivamente ~20 e 15%), plagioclásio (~40%), e ortoclásio (~3%), além de alguma magnetita e ilmenita. Predominam os termos magnesianos em relação aos piroxênios, e geralmente os termos mais anortíticos sobre os albiticos, em relação aos plagioclásios. O número de magnésio (Mg#) médio é de ~56, variando entre 47 e 70.

Os andesitos basálticos porfiríticos também são quartzo-normativos (~3%), contendo ainda ~30% de ortopiroxênio, 27% de clinopiroxênio, 30% de plagioclásio (predominando o termo albitico), e ~2.5% de ortoclásio em média, além de alguma apatita, ilmenita, e magnetita. A média do Mg# é de 65, variando entre 46 e 76.

Já os keratófiros dacíticos possuem aproximadamente 20% de quartzo na norma, ~60% de plagioclásio, predominando a albita sobre a anortita, e ~7% de ortoclásio, ~3% de ortopiroxênio e ~1% de clinopiroxênio, além de alguma apatita, ilmenita e magnetita. O Mg# médio é de 24, variando entre 21 e 46. Os riolíticos mostram ~27% de quartzo, 57% de plagioclásio (predominando amplamente o termo albitico sobre o anortítico), ~10% de ortoclásio, ~0.8% de ortopiroxênio, ~0.7% de

clinopiroxênio, e algum coríndon, ilmenita e magnetita. O Mg# médio é de 14, variando entre 6 e 38.

8.2 – Unidade Vulcânica Basáltica Magnesianana

As rochas vulcânicas desta unidade caracterizam-se geralmente pela ocorrência de texturas spinifex bem desenvolvidas, devidas principalmente à composição altamente magnesianana destes derrames. Ainda ocorrem em menor quantidade rochas de composição intermediária (andesitos basálticos), além de rochas cumuláticas ultrabásicas e ultramáficas, mas predominam aquelas de composição básica, classificadas como basaltos magnesianos, basaltos komatiíticos ou komatiitos basálticos, dependendo do esquema de classificação.

Em relação à classificação como komatiitos (Figura 8-2) das rochas mais básicas desta unidade, algumas considerações devem ser levantadas, pois não tratam-se de komatiitos típicos. Os teores de sílica relativamente elevadas não confirmam estas rochas como de caráter ultrabásico, situando-se os campos básicos a intermediários. Seus cristais spinifex são em geral pseudomorfos de clinopiroxênios, e somente raramente spinifex de ex-olivinas ocorrem. Preferiu-se adotar portanto, para estas rochas, a nomenclatura de basaltos magnesianos ou picríticos, já que o termo “komatiíto basáltico” ou “basalto komatiítico” deve se referir exclusivamente a rochas básicas que mostrem uma ligação efetiva (e preferencialmente genética) com komatiitos ultramáficos verdadeiros (Arndt & Nisbet, 1982, pag. 24); tais rochas entretanto não foram observadas na área. As rochas ultramáficas/ultrabásicas com teores de $\text{SiO}_2 < 45$ e $\text{MgO} > 18\%$, mostram sempre caráter cumulático, que as invalida para classificação como komatiitos: estes devem apresentar evidências de resfriamento rápido (como texturas spinifex), exatamente para que efeitos de fracionamento na sua composição possam ser descartados.

Por estas razões, adotou-se para esta unidade o termo de “Basáltica Magnesianana”, não recomendando-se o uso do termo “komatiíto” ou “basalto komatiítico” para as rochas da região de Piumhi, até que eventualmente rochas mais típicas destas composições venham a ser descritas.

Na composição normativa média dos termos não diferenciados destas rochas, ocorre olivina normativa (~3%), ortopiroxênio (~51%), clinopiroxênio (~26%),

plagioclásio (~14%), e ortoclásio (~0.1%), além de alguma apatita, ilmenita e magnetita. O Mg# médio é de 83, variando entre 80 e 86 nos termos mais primitivos.

Os termos cumuláticos apresentam olivina normativa em maiores proporções (~32%), ortopiroxênio (~48%), clinopiroxênio (~3.5%), plagioclásio (~10%), ~0.3% de ortoclásio, além de alguma apatita, ilmenita, magnetita e coríndon. Seu Mg# médio é de ~83 (variando entre 77 e 85), coincidindo com o dos basaltos, e mostrando desta forma o equilíbrio entre a fase cúmulus e o líquido que a originou.

8.3 – Considerações sobre as Alterações Hidrotermais

De acordo com as observações petrográficas e do diagrama de Hughes (1973) (figura 8-6), a maior parte das rochas vulcânicas encontradas na área apresenta-se alterada, em maior ou menor grau, por processos como espilitização, keratofirização e silicificação, mostrando-se deslocadas do espectro ígneo definido no diagrama citado.

Dois padrões de alteração podem ser reconhecidos neste diagrama: o primeiro mostra um enriquecimento principalmente do Na_2O , e na soma total de álcalis, relacionado aos processos de keratofirização (das rochas ácidas) e espilitização (dos andesitos basálticos), deslocando as composições em direção a parte esquerda superior do diagrama em relação a sua posição original presumida no espectro ígneo; este deslocamento ocorre por exemplo na comparação entre análises químicas de núcleos e bordas de *pillow-lavas*, e representa provavelmente a alteração resultante da interação progressiva, ainda que incompleta, dos derrames subaquáticos se resfriando, em contato direto com a água do mar.

Um segundo padrão refere-se ao empobrecimento dos álcalis relacionado a processos como silicificação (das rochas ácidas) e epidotização (dos andesitos basálticos), e geralmente com perda em maior proporção do Na_2O em relação ao K_2O , deslocando as composições para a parte direita inferior do diagrama, porém agora não mais a partir do espectro ígneo, e sim da posição das amostras já alteradas e enriquecidas em Na_2O . Estes padrões permitem delinear caminhos neste diagrama (figura 8-9), sugerindo uma progressão no processo de alteração, que modificou gradualmente a composição, tanto de rochas vulcânicas de composição ácida quanto de composição intermediária, de forma semelhante. Isto é corroborado pelas observações petrográficas, notando-se, por exemplo nas rochas ácidas, que a silicificação (reduzindo relativamente o teor de álcalis), ocorreu em rochas já anteriormente keratofirizadas, enquanto que nos andesitos basálticos o mesmo ocorreu após a espilitização, como uma progressão que gerou as rochas mais alteradas. Este padrão provavelmente se refere à alterações resultantes da interação entre rochas da pilha vulcano-sedimentar recém-formada e fluidos circulantes nesta, mobilizados e tornados reativos por aquecimento junto a fontes de calor vulcânicos e sub-vulcânicos. Quanto a ação do metamorfismo, o qual também poderia introduzir modificações na composição destas rochas, parece ocorrer em geral somente um fraco retrabalhamento

LEGENDA

- + riólitos
- × dacitos/riodacitos
- ◇ andesitos basálticos
- ◆ andesitos basálticos porfíricos
- boninito
- basaltos magnesianos
- ultramáficas cumuláticas
- ▽ rochas vulcanoclásticas

Figura 8-9 – Diagrama de Hugues (1973), mostrando caminhos de alteração para os riólitos (em vermelho), dacitos (em lilás) e andesitos basálticos (em azul). O tracejado longo representa o primeiro padrão de alteração, referente a keratofinização e espilitização, e o tracejado curto o segundo padrão, de silicificação e epidotização. A análise de riólito situada à extrema direita refere-se a um keratófiro intemperizado.

das modificações anteriores, originando veios com paragêneses bastante semelhantes às hidrotermais. Ainda neste contexto, deve ser mencionado que amostras claramente tectonizadas, mais alteradas, foram descartadas na avaliação realizada sobre os processos de alteração primária.

Na figura 8-9 não são mostrados os basaltos magnesianos nem rochas que sofreram fracionamento. Os basaltos magnesianos mostram-se concentrados no canto inferior direito do gráfico (figura 8-6), devido aos pequenos teores de Na_2O , abaixo dos níveis de detecção, e não puderam ser avaliados quanto ao seu comportamento neste diagrama. Da mesma forma, nas rochas cumuláticas e porfiríticas, o fracionamento magmático deslocou a composição química variavelmente, mascarando os efeitos da alteração, além de também reduzir os teores de Na_2O para valores abaixo dos limites analíticos.

Com o intuito de melhor caracterizar os processos de alteração em cada uma destas litologias, foram efetuados cálculos de balanço de massa utilizando-se comparações entre composições médias de grupos de rochas menos e mais alteradas, representativos de cada um dos dois padrões de alteração definidos, utilizando-se o diagrama isocon, proposto por Grant (1986) a partir das equações modificadas de Gresens (1967). Este diagrama permite calcular as perdas e ganhos absolutos dos elementos devidos à alteração, comparando-se as composições químicas de rochas mais e menos alteradas. Os valores das análises para cada elemento são plotadas em gráfico respectivamente como ordenada e abscissa. A partir dos elementos considerados imóveis, os quais no diagrama vão definir uma linha reta, é traçada a reta "isocon" (de "iso-concentração"). Pode-se então definir quais elementos sofreram ganhos (valores da rocha alterada situados acima da isocon), e quais foram retirados (abaixo da isocon), em comparação com os elementos que não foram mobilizados.

Esta entrada e saída de elementos pode ter como resultado variações na densidade ou no volume da rocha alterada, e portanto deve-se assumir para os cálculos se um ou outro caso (ou ambos) estão ocorrendo. Através das observações geológicas e petrográficas, notou-se que é característica a preservação de texturas ígneas mesmo nas rochas mais alteradas, enquanto veios e venulações não chegam a ser volumetricamente expressivos, com exceção de zonas miloníticas muito tectonizadas, às quais não foram consideradas nesta avaliação. Portanto, assume-se que estas alterações hidrotermais pré-metamórficas ocorreram, em geral, sem

variações importantes no volume na maior parte das rochas afetadas, implicando desta forma que mais provavelmente variações na massa e densidade tenham ocorrido.

A partir da definição dos elementos considerados imóveis e da escolha da reta que melhor se ajusta a estes pontos, passando pela origem, a variação na concentração de um elemento pode ser calculada a partir da equação de Grant (1986): $C_i^a = (M^0/M^a)(C_i^0 + \Delta C_i)$, onde C_i^a é a concentração do elemento i na rocha alterada, M^0 a massa da amostra da rocha pouco ou não alterada, M^a a massa final da amostra alterada, C_i^0 a concentração de um elemento i na amostra não alterada, e ΔC_i a variação na concentração de um elemento i da rocha menos alterada para a mais alterada. (M^0/M^a) representa a inclinação da reta, e portanto pode ser substituído pelo coeficiente "b" da reta isocon, calculado graficamente (para uma equação de reta do tipo $y=bx$). Isto representa uma vantagem sobre o método clássico de Gresens (1967), pois as massas finais, e portanto as densidades das rocha alteradas e frescas não precisam ser conhecidas para esta estimativa. Substituindo-se portanto esta razão por b , têm-se que a variação na concentração de um elemento i é de: $\Delta C_i = (C_i^a/b) - C_i^0$.

Utilizando-se $M^0 = 100g$, os cálculos são facilitados, pois as concentrações C_i^a e C_i^0 são equivalentes aos próprios resultados analíticos, dados num total de 100%. A variação total de massa da amostra pode ser então calculada pelo coeficiente b , ou através da somatória dos ganhos e perdas para todos os elementos.

Para a comparação no diagrama isocon, foram utilizadas as médias das análises de cada um dos grupos de rochas frescas e alteradas, como sugerido por Baumgartner & Olsen (1995) e Sánchez-España et al. (2000). As análises foram recalculadas para 100%, com elementos traço também dados em porcentagens. Como elementos considerados imóveis para construção da reta isocon, foram escolhidos o TiO_2 , Zr, Nb, e Y, os quais mostraram um comportamento uniforme, conforme observado no diagrama de Winchester & Floyd (1977), figura 8-7, permitindo que tanto amostras alteradas quanto não alteradas fossem confiavelmente classificadas, indicando sua pequena mobilidade. Al_2O_3 também mostrou boa correlação com estes elementos, além de Ga, Nd e V, sendo geralmente utilizados no diagrama.

A isocon foi então calculada, utilizando-se, para o melhor ajuste da reta, o método dos mínimos quadrados partindo-se da origem. Para acomodar as análises no diagrama, optou-se pela utilização da escala logarítmica, que permite a visualização de todos os valores (inclusive dos elementos traço), evitando-se a necessidade de

reescalar os elementos através de fatores arbitrários (Grant, 1986). Isto evita que o ajuste da isocon pelo método dos mínimos quadrados seja alterada por esta escolha arbitrária, já que a inclinação de uma reta partindo da origem é mais fortemente influenciada pelos pontos mais distantes (Olsen & Grant, 1991). À sugestão dada por estes autores, de normalizar a concentração de todos os componentes da rocha menos alterada para um valor fixo, e então proceder ao encaixe da isocon por inspeção visual, também mostram-se restrições, pois desta maneira o ajuste da melhor reta é feita a partir da escolha de um único elemento, anulando-se a vantagem do diagrama isocon sobre o método tradicional de Gresens (1966), pois aquele se baseia exatamente no comportamento análogo de vários elementos imóveis, e no seu emprego simultâneo.

Cálculos de balanço de massa foram então realizados para cada uma das litologias, e dos dois padrões de alteração observados, respectivamente de enriquecimento e empobrecimento em álcalis, conforme apresentado a seguir.

8.3.1 – Andesitos Basálticos

Para os cálculos de balanço de massa foram selecionadas as análises referentes às amostras menos alteradas desta litologia, e que também não apresentaram evidências de fracionamento. Foram utilizadas somente amostras de rochas não porfíricas, cujas análises plotaram no espectro ígneo de Hughes (1973); estas foram tomadas como composição inicial da do litotipo na figura 8-9. Descartaram-se também as amostras posicionadas no campo ígneo, porém situadas no campo dos toleítos, por serem possivelmente enriquecidas em Na_2O . Da seleção petrográfica, restaram as amostras BTX- 139B, 202ZH, 202ZI, 202ZM, 202ZN, 202ZO, 202ZP, 202A1, 202A2 e 207G, que se mostraram equigranulares, finas a médias, de derrames maciços mais espessos e regulares. Estas devem ter resistido de forma mais efetiva às modificações impostas pela circulação de fluidos, quando comparadas às rochas mais finas e vítreas, com texturas de ex-piroxênios aciculares, de derrames de menor porte e resfriamento rápido.

Em analogia, selecionaram-se as amostras representativas dos dois padrões de alteração. Do grupo das rochas espilitizadas, enriquecidas em álcalis, principalmente Na_2O , foram utilizadas as análises das amostras BTX- 202B2A, 202B2B, 202B2C,

202B2D, 202G2, 202M1, 202M2, 202ZJ, 204G, 236, 236A, 246B, 251, 252, 252A, 264, 264B, 274, 274C, 274D2, 274H e 274J.

Para estas rochas foram utilizados como imóveis o TiO_2 , Al_2O_3 , Ga, Nb, Nd, V, Y e Zr. A isocon resultante (figura 8-10), tem um coeficiente $b = 1.04040$. Este coeficiente, pouco maior que 1, indica uma pequena perda de massa neste processo de alteração. A figura 8-11 mostra no diagrama isocon as perdas e ganhos de cada elemento. A tabela 8-1 apresenta as perdas e ganhos de elementos maiores e traço calculados, pela fórmula $\Delta C_i = (C_i^a/b) - C_i^o$ em porcentagens (na forma de g/100g), e também em ppm para os elementos traço. As perdas e ganhos de elementos maiores controlam prioritariamente a variação do peso específico e da massa total da rocha, e foram modeladas no gráfico da figura 8-12.

Figura 8-10 – Elementos imóveis definindo a reta isocon dos andesitos basálticos, com coeficiente da reta $b = 1.04040$, o que indica uma pequena perda de massa. R^2 é o coeficiente de correlação calculado: seu valor próximo a 1 indica a elevada confiabilidade do alinhamento definido por estes elementos.

Figura 8-11 – Diagrama isocon, mostrando perdas (abaixo da reta) e ganhos (acima), em g/100g, para elementos maiores e traço, dos andesitos basálticos espilitizados.

	menos alteradas (média, em %)	mais alteradas (média, em %)	variação de massa (g/100g)	
SIO2	54.4590	55.8045	-0.8192329	
TIO2	0.5930	0.7068	0.0863992	
AL2O3	13.0200	13.5414	-0.0039350	
FE2O3	11.2970	9.6841	-1.9885758	
MNO	0.1753	0.1480	-0.0330412	
MGO	7.1540	6.6514	-0.7606571	
CAO	8.0120	7.3782	-0.9200337	
NA2O	2.5950	3.6136	0.8784556	
K2O	0.4770	0.2968	-0.1916960	
P2O5	0.0020	0.0136	0.0111074	
S	0.0000	0.0009	0.0008738	variação
PF	2.0000	2.2318	0.1452412	em ppm:
AS	0.0010400	0.0008364	-0.0002361	-2.3608
BA	0.0084400	0.0119864	0.0030814	30.8139
CE	0.0014900	0.0011636	-0.0003715	-3.7150
CO	0.0064500	0.0052955	-0.0013600	-13.5997
CR	0.0136200	0.0167409	0.0024715	24.7149
CS	0.0000000	0.0002045	0.0001966	1.9661
CU	0.0019000	0.0044444	0.0023720	23.7203
GA	0.0011300	0.0011864	0.0000103	0.1034
LA	0.0000100	0.0001227	0.0001080	1.0797
NB	0.0002800	0.0003091	0.0000171	0.1710
ND	0.0017100	0.0019864	0.0001993	1.9931
NI	0.0061500	0.0067727	0.0003600	3.6000
PB	0.0009000	0.0006955	-0.0002315	-2.3152
RB	0.0011600	0.0006227	-0.0005614	-5.6143
SN	0.0003200	0.0003000	-0.0000316	-0.3164
SR	0.0128100	0.0118000	-0.0014677	-14.6775
TA	0.0007000	0.0003818	-0.0003330	-3.3299
TH	0.0001400	0.0001636	0.0000173	0.1729
U	0.0002200	0.0001318	-0.0000933	-0.9330
V	0.0223200	0.0211000	-0.0020385	-20.3851
Y	0.0017600	0.0017455	-0.0000823	-0.8225
ZN	0.0069600	0.0067545	-0.0004675	-4.6748
ZR	0.0059900	0.0060545	-0.0001703	-1.7032
variação de massa total (%):			-3.5937058	

Tabela 8 - 1 – Variações dos elementos maiores e traço de andesitos basálticos, comparando-se os termos menos alterados com os mais alterados espilitizados; Para os elementos maiores e traço em g/100g (%), e para os elementos traço também em ppm (g/t).

Figura 8-12 – Gráfico de perdas e ganhos de elementos maiores de andesitos basálticos espilitizados.

Uma pequena perda de massa foi observada, de aproximadamente 3.6%, devida à lixiviação de diversos elementos, principalmente Fe_2O_3 (~2%), e de SiO_2 , MgO e CaO (entre ~0.7 e 1%), além de MnO e K_2O em menores proporções (<0.5%), e um enriquecimento de Na_2O de ~0.9%, substituindo parte do CaO . Considerando que variações volumétricas não foram importantes neste processo, uma pequena diminuição da densidade ocorre como resultado. A densidade das rochas menos alteradas foi calculada a partir do programa NEWPET, com média de 2.61, sendo que para uma perda de massa, estimada pelo método isocon, de -3.59%, a densidade alcançaria 2.51. A densidade média, calculada pelo NEWPET, para as rochas espilitizadas foi de 2.57. Esta diferença pode ser explicada pela forma com a qual o NEWPET realiza este cálculo, sendo através da norma para rochas ígneas anídras.

Em termos de elementos traço, observa-se comportamento relativamente imóvel também para Ni, Sn, Zn e Th, além dos já citados. Enriquecimentos mais marcantes ocorrem para o Ba, Cr e Cu (entre 20 e 30 ppm), e em menor proporção Cs, Ga, La, Nb, Nd, Ni e Th. As maiores perdas foram de Co, Sr e V (entre 10 e 20 ppm), além de As, Ce, Pb, Rb, Sn, U, Y, Zn e Zr em menores proporções.

Para o segundo padrão de alteração, das rochas com perda de álcalis por epidotização, utilizaram-se as análises das amostras BTX- 202B2F, 202G1, 202J1, 202J2, 202X1, 202X2, 252B, 264A e 281A. Foi utilizado o mesmo conjunto de elementos imóveis, os quais mostraram mais uma vez um bom alinhamento para construção da isocon, com coeficiente da reta $b = 0.9994$, indicando um ganho de massa mínimo (figura 8-13). Na figura 8-14, o diagrama isocon destas rochas, mostra os ganhos e perdas que aparecem também calculados na tabela 8-2. A figura 8-15 apresenta em gráfico as variações dos elementos maiores, sendo os responsáveis pela variação de massa total. Esta foi muito pequena, calculada em um aumento de ~0.5%. O maior enriquecimento foi em CaO (~7%), e em proporções menores, de Al_2O_3 , P_2O_5 e S (<0.01%); estes enriquecimentos foram em grande parte compensados pelas perdas de Fe_2O_3 , Na_2O e MgO (~entre 1 e 2%), além de K_2O , SiO_2 , PF, TiO_2 e MnO (em proporções menores que 0.5%).

Figura 8-13 – Elementos imóveis definindo a reta isocon dos andesitos basálticos na epidotização, com coeficiente da reta $b = 0.9994$, o que indica um pequeno ganho de massa. R^2 é o coeficiente de correlação calculado, e seu valor próximo a 1 indica a confiabilidade do alinhamento definido por estes elementos.

Figura 8-14 – Diagrama isocon, mostrando perdas (abaixo da reta) e ganhos (acima), em g/100g, para elementos maiores e traço, dos andesitos basálticos epidotizados.

	menos alteradas (média, em %)	mais alteradas (média, em %)	variação de massa (g/100g)	
SIO2	54.4590	54.2122	-0.2130103	
TIO2	0.5930	0.5367	-0.0559991	
AL2O3	13.0200	13.0144	0.0025508	
FE2O3	11.2970	8.7278	-2.5637859	
MNO	0.1753	0.1703	-0.0048495	
MGO	7.1540	6.1278	-1.0224054	
CAO	8.0120	14.9633	6.9606536	
NA2O	2.5950	0.5444	-2.0502164	
K2O	0.4770	0.1311	-0.3458072	
P2O5	0.0020	0.0133	0.0113416	
S	0.0000	0.0056	0.0055590	variação
PF	2.0000	1.7667	-0.2322329	em ppm:
AS	0.0010400	0.0010778	0.0000384	0.3845
BA	0.0084400	0.0034111	-0.0050268	-50.2676
CE	0.0014900	0.0011556	-0.0003337	-3.3372
CO	0.0064500	0.0054667	-0.0009799	-9.7993
CR	0.0136200	0.0302889	0.0166878	166.8776
CS	0.0000000	0.0000889	0.0000889	0.8894
CU	0.0019000	0.0015000	-0.0003991	-3.9907
GA	0.0011300	0.0013444	0.0002153	2.1528
LA	0.0000100	0.0000889	0.0000789	0.7894
NB	0.0002800	0.0003444	0.0000647	0.6466
ND	0.0017100	0.0020444	0.0003357	3.3572
NI	0.0061500	0.0111444	0.0050014	50.0139
PB	0.0009000	0.0009556	0.0000562	0.5615
RB	0.0011600	0.0003000	-0.0008598	-8.5981
SN	0.0003200	0.0005111	0.0001914	1.9143
SR	0.0128100	0.0063889	-0.0064171	-64.1713
TA	0.0007000	0.0006111	-0.0000885	-0.8851
TH	0.0001400	0.0000778	-0.0000622	-0.6217
U	0.0002200	0.0001556	-0.0000643	-0.6435
V	0.0223200	0.0205556	-0.0017516	-17.5164
Y	0.0017600	0.0026333	0.0008750	8.7497
ZN	0.0069600	0.0057222	-0.0012342	-12.3421
ZR	0.0059900	0.0050000	-0.0009869	-9.8689
variação de massa total (%):			0.4972280	

Tabela 8-2 – Variações dos elementos maiores e traço de andesitos basálticos, comparando-se os termos menos alterados com os mais alterados epidotizados.

Figura 8-15 – Gráfico de perdas e ganhos de elementos maiores dos andesitos basálticos epidotizados.

A densidade, a partir do valor de 2.61 das rochas menos alteradas, levando-se em conta uma variação de volume nula, alcançaria 2.62. A média de densidade para estas rochas alteradas, calculadas pelo NEWPET, forneceu o valor de 2.63, resultado bastante compatível com aquele esperado pelo método isocon (notando-se neste caso também desvio para um valor de densidade mais elevado fornecido pelo cálculo do programa NEWPET).

Quanto aos elementos traço, comportamento aproximadamente imóvel foi apresentado por As e Pb, além de Nb, Y, Zr, Nd, V e Ga, conforme já observado anteriormente. Os maiores enriquecimentos se são de Cr (~166 ppm) e Ni (~50 ppm), incorrendo ainda enriquecimentos em pequenas proporções de As, Cs, Ga, La, Nb, Nd, Pb, Sn e Y (menores que 10 ppm). As perdas observadas são principalmente de Sr, Ba, V e Zn (entre 10 e 50 ppm), além de Ce, Co, Cu, Rb, Ta, Th, U e Zr (abaixo de 10 ppm).

8.3.2 – Keratófiros

Das rochas ácidas, todas as amostras coletadas representam rochas já alteradas, keratófiros por vezes também variavelmente silicificados, não tendo sido encontrados termos pouco alterados para comparação. As duas análises de riolitos (amostras BTX- 274G e 274I), apesar de situadas dentro do espectro ígneo de Hughes (1973) (figura 8-6), referem-se a rochas bastante alteradas; suas razões Nb/Y foram modificadas, aparecendo no campo dos panteleritos/commenditos (figura 8.7), e portanto não podem ser utilizadas como composições do protólito. Para estas rochas, não havendo exemplos de rochas não- ou pouco alteradas, foram comparadas então as amostras “mais alteradas” às “menos alteradas”. Devido a estes fatores, os resultados destes cálculos devem ser considerados com certo cuidado, servindo mais como um indicativo sobre a evolução da alteração, e menos como um cálculo de balanço quantitativo e absoluto, pois também a fase inicial de alteração de keratofirização “pura” (com o forte enriquecimento de Na₂O) não pôde ser recuperada de forma isolada.

A ocorrência destas rochas, em relação aos andesitos basálticos, é muito menor, o que reduziu a chance de amostragem em geral, e principalmente, de rochas frescas. Por sua vez, o número total relativamente pequeno de amostras também

influenciou o tratamento geoquímico, tornando por vezes impossível o uso de médias composicionais, que minimizaria os riscos de efeitos aleatórios, introduzidos por heterogeneidades específicas de amostras individuais.

Dacitos/Riodacitos

Dos dacitos/riodacitos, foram consideradas como menos alteradas as amostras BTX- 274B e 280, situadas mais próximas do espectro ígneo no diagrama de Hughes (1973) (figura 8-9). A média destas foi comparada com a análise BTX-274D1, tomada como representativa mais típica da alteração do primeiro padrão, por enriquecimento em Na₂O, ou seja, da keratofirização em si. Como elementos imóveis para os cálculos, foram utilizados TiO₂, Al₂O₃, Ga, Nb, Nd, Y e Zr, os quais mostraram um bom alinhamento na definição da isocon (figura 8-16), com coeficiente de correlação $R^2=1$. O coeficiente b da reta, com valor 1.0775, indica alguma perda de massa total na alteração desta amostra. O diagrama isocon, visto na figura 8-17, mostra as perdas e ganhos, quantificados na tabela 8-3.

A figura 8-18 mostra as principais variações, dos elementos maiores, responsáveis pela variação total da massa da amostra, estimada em perda de ~7%. Os maiores enriquecimentos referem-se ao CaO e PF (entre 8 e 5%), e Na₂O (1~%), além de Al₂O₃, P₂O₅ e S, em proporções menores que 1%. Estes enriquecimentos são superados pelas perdas, principalmente de SiO₂ (~16%), Fe₂O₃ (~4%) e K₂O (~1%), além de TiO₂, MnO e MgO em proporções menores que 1%. Deve-se novamente ressaltar que esta estimativa é parcial, pois não se compararam aqui rochas alteradas com rochas frescas, mas sim com rochas já keratofirizadas, portanto pré-enriquecidas em Na₂O. O ganho de apenas 1% para este elemento, portanto, reflete somente o enriquecimento parcial, servindo somente como um indicativo da alteração, de mesma forma que ganhos e perdas dos outros elementos.

Figura 8-16 – Elementos imóveis definindo a reta isocon dos dacitos keratofirizados, com coeficiente da reta $b = 1.0775$, o que indica perda de massa. R^2 é o coeficiente de correlação calculado: seu valor indica a confiabilidade do alinhamento definido por estes elementos.

Figura 8-17 – Diagrama isocon, mostrando perdas (abaixo da reta) e ganhos (acima), em g/100g, para elementos maiores e traço, dos dacitos keratofirizados.

	menos alteradas (média, em %)	mais alteradas (média, em %)	variação de massa (g/100g)	
SIO2	67.0700	54.7000	-16.3064265	
TIO2	0.5050	0.5200	-0.0224212	
AL2O3	14.7550	15.9000	0.0007737	
FE2O3	5.4900	1.7500	-3.8659369	
MNO	0.0865	0.0421	-0.0474297	
MGO	0.9050	0.7700	-0.1904122	
CAO	1.6700	9.7900	7.4154732	
NA2O	6.1850	7.9100	1.1557654	
K2O	1.1950	0.2700	-0.9444303	
P2O5	0.0400	0.0900	0.0435232	
S	0.0350	0.3800	0.3176537	variação
PF	1.4500	7.4000	5.4174670	em ppm:
AS	0.0002500	0.0002000	-0.0000644	-0.6439
BA	0.1432000	0.0146000	-0.1296507	-1296.5067
CE	0.0108000	0.0160000	0.0040486	40.4858
CO	0.0006500	0.0000000	-0.0006500	-6.5000
CR	0.0022500	0.0001000	-0.0021572	-21.5720
CS	0.0012000	0.0001000	-0.0011072	-11.0720
CU	0.0035500	0.0000000	-0.0035500	-35.5000
GA	0.0015500	0.0013000	-0.0003436	-3.4355
LA	0.0022000	0.0053000	0.0027186	27.1859
NB	0.0013500	0.0011000	-0.0003292	-3.2916
ND	0.0031500	0.0042000	0.0007478	7.4775
NI	0.0005000	0.0004000	-0.0001288	-1.2879
PB	0.0004500	0.0009000	0.0003852	3.8523
RB	0.0018000	0.0005000	-0.0013360	-13.3598
SR	0.0216500	0.0291000	0.0053559	53.5585
TA	0.0001000	0.0000000	-0.0001000	-1.0000
TH	0.0009000	0.0012000	0.0002136	2.1364
V	0.0005000	0.0002000	-0.0003144	-3.1439
Y	0.0041500	0.0043000	-0.0001594	-1.5944
ZN	0.0070500	0.0013000	-0.0058436	-58.4355
ZR	0.0466000	0.0481000	-0.0019615	-19.6146
variação de massa total (%):			-7.1606267	

Tabela 8-3 – Variações dos elementos maiores e traço de dacitos keratofirizados, comparando-se os termos menos alterados com os mais alterados.

Figura 8-18 – Gráfico de perdas e ganhos de elementos maiores de dacitos keratofirizados.

T3394

A densidade média para as rochas menos alteradas, calculada pelo NEWPET, é de 2.39. A variação de massa calculada pelo método isocon, de -7.16, resultaria numa densidade de 2.21. Já a densidade calculada pelo NEWPET foi de 2.44. Estes valores discrepantes se devem ao cálculo NEWPET de densidade, efetuado em base anidra, não levando em conta portanto o importante enriquecimento de voláteis, expressa pelo ganho em PF (figura 8-17), induzindo a diminuição da densidade. Uma segunda hipótese seria de que neste caso houve mudança de volume; para alcançar a densidade de 2.44, uma diminuição de volume de 9.42% se faria necessária. Apesar dos dados petrográficos mostrarem mineralogia e texturas razoavelmente preservadas, venulações em proporção algo maior nesta amostra podem sustentar também esta hipótese.

Quanto aos elementos traço, os enriquecimentos mais marcantes foram de Ce, La e Sr (entre 25 e 55 ppm), além de Nd, Pb, Th (entre 2 e 8 ppm). As perdas mais significativas foram de Ba (~1300 ppm), além de Zn (~60 ppm), Cr, Cs, Cu, Rb, Zr (entre 10 e 40 ppm), e As, Co, Ga, Nb, Ni, Ta, V e Y em pequenas proporções (menores que 6 ppm).

Riolitos

Das rochas riolíticas, foram utilizadas como menos alteradas as amostras BTX-246A, 246D e 274A, enquanto que como amostra mais alterada escolheu-se a BTX-274L, mais distante do espectro ígneo de Hughes (1973) (figura 8-9), e enriquecida em álcalis e em PF. Como elementos imóveis, para monitorar as trocas, foram utilizados TiO_2 , Al_2O_3 , Nb, Y e Zr, mostrando bom alinhamento numa isocon de coeficiente com correlação $R^2=1$ (figura 8-19). O coeficiente da reta, b, de 1.347, indica perda de massa significativa para a amostra considerada como mais alterada. O diagrama isocon (figura 8-20), mostra graficamente as perdas e ganhos, que são apresentados quantitativamente na tabela 8-4.

Figura 8-19 – Elementos imóveis definindo a reta isocon dos riolitos keratofirizados, com coeficiente da reta $b = 1.347$, o que indica significativa perda de massa. R^2 é o coeficiente de correlação calculado: seu valor =1 indica a confiabilidade do alinhamento definido por estes elementos.

Figura 8-20 – Diagrama isocon, mostrando perdas (abaixo da reta) e ganhos (acima), em g/100g, para elementos maiores e traço, dos riolitos keratofirizados.

	menos alteradas (média, em %)	mais alteradas (média, em %)	variação de massa (g/100g)	
SIO2	72.2333	60.9200	-27.0070252	
TIO2	0.1800	0.2600	0.0130210	
AL2O3	13.4300	18.0900	-0.0001918	
FE2O3	3.2000	4.7900	0.3560410	
MNO	0.0411	0.0595	0.0030721	
MGO	0.2833	0.3700	-0.0086496	
CAO	0.8533	1.7200	0.4235749	
NA2O	6.2567	8.6600	0.1724178	
K2O	1.6667	2.1600	-0.0631075	
S	0.1400	0.6600	0.3499764	variação
PF	1.3333	2.2000	0.2999214	em ppm:
AS	0.0014667	0.0012000	-0.0005758	-5.7580
BA	0.0706333	0.0985000	0.0024919	24.9194
CE	0.0206000	0.0133000	-0.0107262	-107.2623
CO	0.0001333	0.0005000	0.0002379	2.3786
CR	0.0021333	0.0003000	-0.0019106	-19.1062
CS	0.0007000	0.0000000	-0.0007000	-7.0000
CU	0.0023000	0.0000000	-0.0023000	-23.0000
GA	0.0016667	0.0016000	-0.0004788	-4.7885
LA	0.0090667	0.0046000	-0.0056517	-56.5168
NB	0.0011333	0.0014000	-0.0000940	-0.9399
ND	0.0068000	0.0047000	-0.0033108	-33.1077
NI	0.0004333	0.0000000	-0.0004333	-4.3333
PB	0.0007000	0.0018000	0.0006363	6.3630
RB	0.0021000	0.0035000	0.0004984	4.9836
SN	0.0013000	0.0021000	0.0002590	2.5902
SR	0.0104667	0.0105000	-0.0026716	-26.7159
TA	0.0004667	0.0000000	-0.0004667	-4.6667
TH	0.0011000	0.0013000	-0.0001349	-1.3489
U	0.0000333	0.0004000	0.0002636	2.6362
V	0.0001667	0.0005000	0.0002045	2.0453
W	0.0001000	0.0000000	-0.0001000	-1.0000
Y	0.0033667	0.0049000	0.0002710	2.7104
ZN	0.0036667	0.0041000	-0.0006229	-6.2287
ZR	0.0360333	0.0572000	0.0064313	64.3129
variação de massa total (%):			-25.4798328	

Tabela 8-4 – Variações dos elementos maiores e traço de riolitos keratofirizados, comparando-se os termos menos alterados com os mais alterados.

Figura 8-21 – Gráfico de perdas e ganhos de elementos maiores de riolitos keratofirizados.

A figura 8-21 apresenta as variações dos elementos maiores, responsáveis pela perda de massa de ~25% da amostra. O principal empobrecimento refere-se ao SiO₂ (~27%), além de pequenas perdas (<0.1%) de Al₂O₃, MgO e K₂O. Os ganhos são pequenos, em Fe₂O₃, CaO, Na₂O, S e PF, além de MnO e TiO₂, (todos de ordem menor que 1%). Novamente estes cálculos refletem apenas uma variação geoquímica parcial, que se refere a fase final desse processo de alteração. A keratofirização inicial não aparece especificamente nestes resultados, pois foram comparadas amostras já alteradas, como mostra o ganho apenas pequeno de Na₂O, maior na realidade, por exemplo se comparado em valores absolutos com concentrações normais de um riolito magmático.

A densidade média calculada pelo NEWPET para as rochas menos alteradas foi de ~2.34, e a perda de massa calculada pelo método isocon, de ~ 25%; assim, a densidade final para a rocha, sem perda de volume, seria de 1.74. Já a densidade calculada pelo NEWPET, para a rocha mais alterada, aparece bastante discrepante deste valor, resultando em 2.39. Neste caso, admite-se que a importante lixiviação de SiO₂, sem que outro elemento tenha acompanhado ou contrabalançado esta variação, levou a efetiva perda de volume por remoção de quartzo em processos de dissolução por pressão/estilolitização. Dados petrográficos confirmam esta hipótese, observando-se maior proporção de vênulas, além de múltiplos traços de estilolitização, marcadas por leucoxênio, minerais opacos e limonita residual (fotos 7 e 8, prancha 8; foto 5, prancha 9). Neste caso, para que a densidade de 2.39 fosse alcançada, seria necessária uma redução de ~27% do volume.

Para os elementos traço, ocorrem perdas principalmente de ETR, Ce (~107 ppm), La (~56 ppm) e Nd (~33 ppm), além de Sr, Cu, Cr, (~ entre 20 e 30 ppm), As, Cs, Ga, Ni, Ta, Th e W (entre 1 e 10 ppm), e Nb (<1 ppm). Ganhos ocorrem em Zr (~64 ppm), Ba (~25 ppm), e Co, Pb, Rb, Sn, U, V e Y (entre 1 e 10 ppm).

Quanto à silicificação dos riolitos, que representa o segundo padrão de alteração, as mesmas amostras menos alteradas (BTX- 246A, 246D e 274A), foram comparadas às amostras empobrecidas em álcalis, de números BTX- 246C, 246E e 246F (figura 8-9). Neste caso, a simples utilização de elementos geralmente imóveis como TiO₂, Al₂O₃, Nb, Y e Zr mostrou-se problemática, pelo seu alinhamento menos preciso, sugerindo que alguma mobilidade destes elementos possa ter ocorrido nesta fase de alteração. Isto pôde ser confirmado através da petrografia, pois a silicificação

ocorre principalmente pela substituição do plagioclásio, indicando lixiviação do Al_2O_3 , além de Na_2O , K_2O e CaO . Ainda assim, as texturas originais podem ser observadas como relíquias, não obstante esta substituição, que não chegou a ser total. A preservação textural, aliada a maior mobilidade dos elementos outrossim imóveis, levou à decisão de adotar o volume constante como base para os cálculos, efetuando-se a estimativa da inclinação da reta isocon a partir das mudanças de densidade. Neste caso, o coeficiente da reta, b , foi calculado pela fórmula $b=M^o/M^a$, que no caso de volume constante pode ser substituído por $b=\text{densidade}^o/\text{densidade}^a$, resultando em $b=2.34/2.32=1.0086$ (densidades calculadas pelo NEWPET), indicando pequena perda de massa total, devida à substituição pelo SiO_2 (na forma de quartzo) de elementos e minerais mais densos. A variação geoquímica global é mostrada no diagrama isocon da figura 8-22, e os ganhos e perdas calculados na tabela 8-5.

Figura 8-22 – Diagrama isocon, mostrando perdas (abaixo da reta) e ganhos (acima), em g/100g, para elementos maiores e traço, dos riolitos silicificados.

Figura 8-23 – Gráfico de perdas e ganhos de elementos maiores de riolitos silicificados.

	menos alteradas (média, em %)	mais alteradas (média, em %)	variação de massa (g/100g)	
SIO2	72.2333	79.2267	6.3178200	
TIO2	0.1800	0.2767	0.0943077	
AL2O3	13.4300	10.2367	-3.2806146	
FE2O3	3.2000	2.4233	-0.7973288	
MNO	0.0411	0.0282	-0.0131074	
MGO	0.2833	0.4667	0.1793544	
CAO	0.8533	0.6333	-0.2254000	
NA2O	6.2567	4.9033	-1.3951408	
K2O	1.6667	0.7100	-0.9627204	
S	0.1400	0.0000	-0.1400000	variação
PF	1.3333	0.8667	-0.4740562	em ppm:
AS	0.0014667	0.0000333	-0.0014336	-14.3362
BA	0.0706333	0.0144333	-0.0563231	-563.2306
CE	0.0206000	0.0048667	-0.0157748	-157.7483
CO	0.0001333	0.0000000	-0.0001333	-1.3333
CR	0.0021333	0.0026333	0.0004775	4.7755
CS	0.0007000	0.0004333	-0.0002704	-2.7036
CU	0.0023000	0.0022000	-0.0001188	-1.1876
GA	0.0016667	0.0016333	-0.0000473	-0.4726
LA	0.0090667	0.0010000	-0.0080752	-80.7519
NB	0.0011333	0.0018000	0.0006513	6.5132
ND	0.0068000	0.0041333	-0.0027019	-27.0191
NI	0.0004333	0.0005667	0.0001285	1.2850
PB	0.0007000	0.0002000	-0.0005017	-5.0171
RB	0.0021000	0.0008000	-0.0013068	-13.0682
SN	0.0013000	0.0006000	-0.0007051	-7.0512
SR	0.0104667	0.0015333	-0.0089464	-89.4641
TA	0.0004667	0.0006000	0.0001282	1.2822
TH	0.0011000	0.0001333	-0.0009678	-9.6780
U	0.0000333	0.0000000	-0.0000333	-0.3333
V	0.0001667	0.0000333	-0.0001336	-1.3362
W	0.0001000	0.0000000	-0.0001000	-1.0000
Y	0.0033667	0.0086333	0.0051931	51.9306
ZN	0.0036667	0.0103667	0.0066116	66.1161
ZR	0.0360333	0.0427667	0.0063687	63.6869
variação de massa total (%):			-0.7749002	

Tabela 8-5 – Variações dos elementos maiores e traço de riolitos (keratófiros) silicificados, comparando-se os termos menos alterados com os mais alterados.

Na figura 8-23 podem ser vistas as variações para os elementos maiores, resultando numa perda de massa total calculada de ~ 1%, sendo que a principal variação é do SiO₂, com ganho de ~ 6%. Ganhos, ainda que em pequenas proporções, aparecem para TiO₂ e MgO (< 1%). Ocorrem perdas de Al₂O₃, Na₂O e K₂O (~entre 1 e 3%), além de Fe₂O₃, MnO, CaO, S e PF, em proporções abaixo de 1%. A silicificação nestas rochas se desenvolveu após um estágio inicial de keratofirização; os cálculos de balanço de massa tem significado efetivo sobre estes, mesmo tendo sido efetuados por comparação com as rochas já alteradas: aqui, mostra-se o estágio final do processo de alteração, das rochas já transformadas em keratófiros para termos silicificados.

Quanto aos elementos traço, observa-se empobrecimento em Ba (~563 ppm), Ce (~157 ppm), Sr (~90 ppm), La (~80 ppm), além de As, Nd, Rb, Th (~ entre 10 e 30 ppm), e Co, Cs, Cu, Ga, Pb, Sn, U, V e W (em proporções menores que 7 ppm). Ganhos ocorrem em Zr (~63 ppm), Zn (~66 ppm), Y (~51 ppm), Cr e Nb (entre 4 e 7 ppm), Ni e Ta (em proporções menores que 2 ppm).

Para os riolitos, efetuou-se também o cálculo de balanço de massa entre os keratófiros (menos alterados) e a amostra intemperizada (BTX-250), que situa-se no lado extremo direito do diagrama da figura 8-9. A observação petrográfica mostra o plagioclásio sendo intemperizado, enquanto o quartzo mantém-se preservado. Neste caso, usou-se o SiO₂ como elemento imóvel para base dos cálculos, ao invés do Al₂O₃, que aparece empobrecido no diagrama isocon, além de outros elementos que mostraram comportamento mais imóvel, como TiO₂, Zr, Co, Cr e Ni (figura 8-24). O coeficiente $b=1.2695$ indica perda de massa durante o intemperismo. No diagrama isocon (figura 8-25), observa-se o comportamento para cada elemento, sendo os valores absolutos de perdas e ganhos dados na tabela 8-6.

Num processo de intemperismo por simples lixiviação, não seriam esperados enriquecimentos, como mostrados pelo diagrama isocon (figura 8-25) para os elementos traço. Estes enriquecimentos devem ser explicados pela variabilidade entre as análises das amostras comparadas, tanto pela heterogeneidade natural da sua composição, quanto por erros analíticos, crescentes para os teores menores.

Figura 8-24 – Elementos imóveis definindo a reta isocon para keratófiro intemperizado, com coeficiente da reta $b = 1.2695$, que indica perda de massa. R^2 é o coeficiente de correlação calculado, indicando o alinhamento definido por estes elementos.

Figura 8-25 – Diagrama isocon, mostrando perdas (abaixo da reta) e ganhos (acima), em g/100g, para elementos maiores e traço, do riolito intemperizado em relação aos keratófiros.

	menos alteradas (média, em %)	mais alteradas (média, em %)	variação de massa (g/100g)	
SIO2	72.2333	91.7000	-0.0002397	
TIO2	0.1800	0.3400	0.0878217	
AL2O3	13.4300	4.2100	-10.1137369	
FE2O3	3.2000	0.1000	-3.1212289	
MNO	0.0411	0.0023	-0.0392883	
MGO	0.2833	0.0200	-0.2675791	
CAO	0.8533	0.1700	-0.7194225	
NA2O	6.2567	0.0400	-6.2251582	
K2O	1.6667	2.6300	0.4050131	
S	0.1400	0.0000	-0.1400000	variação
PF	1.3333	0.7000	-0.7819357	em ppm:
AS	0.0014667	0.0005000	-0.0010728	-10.7281
BA	0.0706333	0.0626000	-0.0213226	-213.2263
CE	0.0206000	0.0047000	-0.0168978	-168.9776
CO	0.0001333	0.0004000	0.0001818	1.8175
CR	0.0021333	0.0027000	-0.0000065	-0.0651
CS	0.0007000	0.0031000	0.0017419	17.4190
CU	0.0023000	0.0021000	-0.0006458	-6.4581
GA	0.0016667	0.0000000	-0.0016667	-16.6667
LA	0.0090667	0.0023000	-0.0072549	-72.5493
NB	0.0011333	0.0005000	-0.0007395	-7.3948
ND	0.0068000	0.0042000	-0.0034916	-34.9161
NI	0.0004333	0.0025000	0.0015359	15.3594
PB	0.0007000	0.0014000	0.0004028	4.0280
RB	0.0021000	0.0052000	0.0019961	19.9610
SN	0.0013000	0.0004000	-0.0009849	-9.8492
SR	0.0104667	0.0031000	-0.0080248	-80.2476
TA	0.0004667	0.0005000	-0.0000728	-0.7281
TH	0.0011000	0.0019000	0.0003967	3.9665
U	0.0000333	0.0000000	-0.0000333	-0.3333
V	0.0001667	0.0000000	-0.0001667	-1.6667
W	0.0001000	0.0000000	-0.0001000	-1.0000
Y	0.0033667	0.0024000	-0.0014762	-14.7616
ZN	0.0036667	0.0000000	-0.0036667	-36.6667
ZR	0.0360333	0.0988000	0.0417925	417.9251
variação de massa total (%):			-20.9353303	

Tabela 8-6 – Variações dos elementos maiores e traço de keratófiro riolítico intemperizado, em comparação aos termos menos alterados.

Figura 8-26 – Perdas e ganhos de elementos maiores de keratófiro riolítico intemperizado, em relação aos keratófiros menos alterados.

Na figura 8-26 podem ser observadas as variações para os elementos maiores, principais responsáveis por uma perda de massa de ~21%. Nota-se um maior empobrecimento em Al_2O_3 (~10%), seguido do Na_2O (~6.22%) e do Fe_2O_3 (~3%). Em menores proporções (<1%) ocorrem perdas de SiO_2 , MnO , MgO , CaO , S e PF. Ganhos observados em TiO_2 e K_2O (em proporções menores que 1%), provavelmente refletem heterogeneidades nas composições originais, conforme já discutido acima.

Num processo de alteração intempérica, o comportamento esperado para o Al_2O_3 seria de imobilidade, levando a concentrações residuais. A perda exagerada de Al_2O_3 detectada nestes cálculos pode estar refletindo, como já visto anteriormente, um processo de alteração pré-metamórfico, tal como a silicificação, na qual este elemento teria sido lixiviado, ou como uma segunda hipótese, de que o protólito se constituísse numa rocha originalmente mais silícica, por heterogeneidade desta amostra específica.

A perda de 20.93% de massa, para uma densidade inicial de 2.34, levaria a uma densidade de 1.85, num processo de alteração com volume constante. Pela petrografia, observa-se que as texturas permaneceram preservadas apesar do processo de intemperismo, sustentando a hipótese de volume constante. A despeito da densidade calculada pelo NEWPET, de 2.26, para a amostra intemperizada, sugere-se que a lixiviação, seletiva, alterando os plagioclásios, por exemplo, aumentou a porosidade da amostra. Esta preservou seu volume total devido a sustentação de sua trama pelo quartzo, podendo alcançar desta forma a densidade mais baixa. A densidade calculada pelo NEWPET, a partir de normas para rochas ígneas, não parece portanto ser significativa para esta rocha intemperizada.

Em relação aos elementos traço, maiores perdas ocorrem para Ba (~213 ppm), Ce (~168 ppm), Sr e La (entre 70 e 80 ppm), além de As, Ga, Nd, Sn, Y e Zn (entre 10 e 40 ppm), e Cr, Cu, Nb, Ta, U, V e W (em proporções menores que 10 ppm). Ganhos se observaram em Zr (~418 ppm), Cs, Ni e Rb (entre 15 e 20 ppm), Co, Pb e Th (entre 1 e 5 ppm). Estes ganhos aparentes, porém, devem refletir mais provavelmente heterogeneidades e erros analíticos, conforme já comentado, devendo ser estes elementos considerados preferencialmente como imóveis, e sujeitos a concentração re... neste processo de alteração intempérica.

8.3.3 – Basaltos Magnesianos

Nos basaltos magnesianos, poucas evidências são observadas para distinção entre termos mais e menos alterados. Quanto aos teores de álcalis no diagrama de Hughes (figura 8-6), uma avaliação não foi possível devido aos teores de Na_2O abaixo do limite de detecção. A amostra BTX-284A, que plota mais próxima ao espectro ígneo, mostra evidências de acumulação de ex-piroxênios, sendo descartada nesta avaliação. Uma forma de verificar os efeitos da alteração, separadamente discriminando-os dos efeitos de fracionamento, é usando gráficos de elementos imóveis compatíveis versus imóveis incompatíveis, como mostrado por MacLean & Kranidiotis (1987) e MacLean & Barrett (1993). Nestes gráficos, as amostras derivadas de um mesmo protólito, mas que apresentam alterações de massa, plotam numa reta construída a partir da origem, e que passa pelos pontos representativos da composição das rochas menos alteradas. A partir da posição das amostras menos alteradas, em direção à origem, plotam as amostras que ganharam massa (cujos teores de elementos imóveis diminuíram por diluição); no sentido oposto situam-se as amostras que perderam massa (por perda dos elementos móveis, concentrando relativamente os imóveis). Amostras que sofreram diferenciação, ou pertencem a outra série ígnea, situam-se fora desta reta.

Conforme observado no gráfico da figura 8-27, de Cr versus Zr, as amostras BTX- 284A (mais distante da reta dos basaltos na figura) e 207D, situam-se fora do alinhamento (o “trend de alteração”), sendo descartadas por representarem rochas mais diferenciadas, mostrando tendência para os andesitos basálticos. As amostras restantes foram então agrupado segundo seus teores de perda ao fogo (LOI), indicativos de maior e menor hidratação durante a alteração. Na figura 8-27, as amostras de menor perda ao fogo situam-se no centro da reta, enquanto as com perdas ao fogo maiores situam-se nos extremos, indicando maiores transformações nestas rochas.

Desta forma, consideraram-se para os cálculos as amostras BTX- 207A, e SPF- 8 e 9A como menos alteradas, e as amostras BTX- 204I, e SPF- 9B e 10 como mais alteradas. Como elementos imóveis, foram utilizados o Al_2O_3 , TiO_2 , Nb, Y, Zr, além do Ga e V, gerando a reta isocon de coeficiente $b=1.0333$ (figura 8-28), indicando pequena perda de massa. O diagrama isocon é mostrado na figura 8-29, ilustrando as perdas e ganhos gerais, calculadas individualmente na tabela 8-7.

Figura 8-27 – Gráfico dos elementos imóveis incompatível-Zr versus compatível-Cr, para os basaltos magnesianos (círculos cheios) e andesitos basálticos (losangos). As amostras derivadas de um mesmo protólito alinham-se numa reta (o *trend* de alteração), enquanto as mais diferenciadas enriquecem-se em elementos incompatíveis, num *trend* de fracionamento discordante. A variação sobre a reta de alteração reflete ganho ou perda de elementos móveis, diluindo ou concentrando relativamente os teores de elementos imóveis.

Figura 8-28 – Elementos imóveis definindo a reta isocon, com coeficiente da reta $b = 1.0333$, o que indica uma pequena perda de massa. O valor de R^2 indica bom alinhamento destes elementos na definição da reta.

Figura 8-29 – Diagrama isocon dos basaltos magnesianos, mostrando perdas (abaixo da reta) e ganhos (acima), em g/100g, para elementos maiores e traço.

Figura 8-30 – Gráfico mostrando as perdas e ganhos de elementos maiores de basaltos magnesianos alterados.

	menos alteradas (média, em %)	mais alteradas (média, em %)	variação de massa (g/100g)	
SIO2	48.6767	47.0733	-3.1205594	
TIO2	0.3000	0.3600	0.0483968	
AL2O3	4.7000	4.8533	-0.0030950	
FE2O3	8.7533	9.4533	0.3953085	
MNO	0.1411	0.1241	-0.0209988	
MGO	22.7433	23.3033	-0.1910924	
CAO	8.9333	6.7133	-2.4363782	
K2O	0.0200	0.0233	0.0025813	
P2O5	0.0267	0.0367	0.0088182	
S	0.0000	0.0000	0.0000000	variação
PF	5.4800	6.3367	0.6524288	em ppm:
AS	0.0005000	0.0003000	-0.0002097	-2.0967
BA	0.0004333	0.0005667	0.0001151	1.1507
CO	0.0097333	0.0087667	-0.0012492	-12.4923
CR	0.3364667	0.3690333	0.0206723	206.7231
CS	0.0000000	0.0002000	0.0001936	1.9355
CU	0.0062500	0.0000000	-0.0062500	-62.5000
GA	0.0005000	0.0007000	0.0001774	1.7744
NB	0.0002667	0.0002000	-0.0000731	-0.7311
ND	0.0000000	0.0002000	0.0001936	1.9355
NI	0.1013333	0.1047000	-0.0000079	-0.0793
PB	0.0008000	0.0006000	-0.0002193	-2.1934
RB	0.0001667	0.0001333	-0.0000376	-0.3763
SN	0.0000000	0.0013000	0.0012581	12.5810
SR	0.0004333	0.0006000	0.0001473	1.4733
TH	0.0000000	0.0003000	0.0002903	2.9033
U	0.0001000	0.0003000	0.0001903	1.9033
V	0.0097000	0.0127667	0.0026552	26.5518
Y	0.0006667	0.0008000	0.0001075	1.0755
ZN	0.0075000	0.0074667	-0.0002740	-2.7399
ZR	0.0030000	0.0036667	0.0005485	5.4849
variação de massa total (%):			-4.6463620	

Tabela 8-7 – Ganhos e perdas dos elementos maiores e traço de basaltos magnesianos alterados, comparados aos termos menos alterados.

Observa-se para os basaltos magnesianos no diagrama isocon um padrão de alteração menos intenso, em relação aos demais litotipos descritos da unidade inferior, mostrando pequeno espalhamento em relação a reta, principalmente quanto aos elementos maiores. Na figura 8-30 são mostrados as principais perdas e ganhos para os elementos maiores, resultando numa diminuição de massa total de ~4.5%. Observam-se maiores perdas de SiO₂ (~3%), e CaO (~2.5%), e em proporções menores, de MgO, MnO e Al₂O₃ (<1%). Ganhos se observam em PF e Fe₂O₃ (~0.5%), e em pequenas proporções de TiO₂, K₂O e P₂O₅ (<0.01%).

Variações volumétricas não parecem ter ocorrido, como atestado pela preservação de texturas, resultando numa diminuição de densidade pequena. A densidade média das amostras menos alteradas, calculada pelo NEWPET, é de 2.74, o que resultaria numa densidade final para as amostras mais alteradas de 2.61, a partir das estimativas efetuadas pelo balanço de massa. A média de densidade das amostras mais alteradas calculadas pelo NEWPET foi de 2.75. Novamente, este cálculo é efetuado pelo programa a partir da composição anidra, não levando em conta o teor de voláteis, o qual sofreu aumento, como demonstrado pelo ganho em PF, que então tenderia a baixar a densidade final da amostra.

Quanto aos elementos traço, observam-se perdas em Cu (~62 ppm), Co (~12 ppm), além de As, Pb, Zn (~2%), e Nb, Ni e Rb (< 1 ppm). Ganhos ocorrem em Cr (206 ppm), V (~26 ppm), Sn (~12 ppm), Ba, Cs, Ga, Nd, Sr, Th, U, Y e Zr (entre 1 e 5 ppm).

8.4 – Considerações sobre a Evolução Magmática do *Greenstone Belt*

No diagrama de Irvine & Baragar (1971; figura 8.31), observa-se no campo a evolução toleítica dos basaltos magnesianos e rochas cumuláticas associadas, para os andesitos basálticos porfíricos e não porfíricos. Observam-se também fortes inflexões desta tendência toleítica em direção ao campo cálcio-alcálico. Tais inflexões são dadas pelas rochas que apresentam mais fortes alterações hidrotermais, indicando que os processos afins introduziram álcalis nestas rochas, mascarando sua assinatura geoquímica primária toleítica. Já as rochas ácidas neste diagrama aparecem quase que integralmente no campo cálcio-alcálico, o que também se explica pela sua alteração para keratófiros, enriquecendo-as em álcalis e deslocando sua composição.

Este *trend* de evolução magmática pode ser melhor visualizado no diagrama de Jensen (1976) (figura 8.32), que ao invés dos álcalis, móveis nestas condições de alteração, se utiliza do alumínio, relativamente mais imóvel. Neste diagrama, observa-se uma maior concentração, tanto dos andesitos basálticos quanto dos keratófiros, no campo das rochas toleíticas; somente as rochas mais alteradas continuam no campo cálcio-alcálico, devido à perda relativa principalmente de magnésio e ferro. Um *trend* toleítico, próximo de transicional para cálcio-alcálico deve ter sido o mais provável. Por sua vez, as análises que neste diagrama (figura 8.32) figuram no campo dos komatiitos e komatiitos basálticos não podem ser assim consideradas, pois a maior parte constitui-se de rochas muito porfíricas ou cumuláticas, não representando o magma original como recomendado para a classificação destas rochas. As rochas não diferenciadas que plotam neste campo, os basaltos magnesianos, também não são komatiitos típicos, conforme já discutido anteriormente.

O diagrama proposto por MacLean & Barrett (1993), baseado nos elementos imóveis incompatíveis Zr e Y, permite mostrar a evolução toleítica das rochas básicas a intermediárias, a partir da razão entre estes elementos. Segundo estes autores, magmas toleíticos possuem razões Zr/Y entre 3 e 5, magmas de afinidade cálcio-alcálica razões entre 7 e 30, enquanto que em magmas transicionais estes valores estariam entre 5 e 7, indicando que em magmas cálcio-alcálicos o Y se torna progressivamente mais compatível. Na figura 8-33 pode ser visualizada a evolução dos magmas básicos e intermediários no campo toleítico, enquanto que as rochas ácidas

Figura 8.31 - Diagrama de Irvine e Baragar (1971), mostrando os campos de diferenciação das séries toleítica e cálcio-alcalina. No campo toleítico nota-se um *trend* a partir das rochas cumúláticas e dos basaltos magnesianos em direção aos andesitos basálticos. Este *trend* sofre fortes inflexões em direção ao campo cálcio-alcalino, onde se situam as rochas de mais forte alteração hidrotermal, indicando que estas alterações modificaram a assinatura geoquímica original toleítica destas rochas transformadas. A amostra de rocha vulcanoclástica situada mais próxima ao vértice de FeOt reflete a presença de sulfetos de ferro (pirita, pirrotita) na sedimentação. As rochas ácidas situam-se no campo cálcio alcalino, apesar de seu *trend* ter início no campo toleítico. Este fato é resultado ao enriquecimento em álcalis durante a keratofirização.

Figura 8.32 - Diagrama de Jensen (1976). Neste, as rochas intermediárias e ácidas seguem uma evolução preferencial no campo dos toleitos. Os andesitos basálticos porfíricos situados nos campos dos basaltos e komatiitos basálticos, refletem na verdade o alto conteúdo de MgO destas rochas como efeitos de acumulação magmática, similarmente às rochas ultramáficas cumuláticas; situadas no campo dos komatiitos peridotíticos, não podem ser consideradas como tais, pois não representam o magma original sendo também um produtos de diferenciação por cristalização fracionada. Somente os basaltos magnesianos poderiam ser considerados komatiitos nesta classificação.

aparecem tanto no campo toleítico quanto no transicional e cálcio-alcálico, confirmando sua distribuição observada no diagrama de Jensen (1976).

Já o diagrama baseado em TiO_2 versus Zr de MacLean e Barret (1993), explora, não apenas a imobilidade dos dois elementos considerados, como também suas propriedades específicas, sendo o Zr extremamente incompatível, e o TiO_2 inicialmente incompatível (dos termos ultrabásicos para os básicos/intermediários), passando para progressivamente mais compatível, com a cristalização fracionada no curso da evolução toleítica em direção aos termos mais ácidos.

A evolução das rochas de Piumhi neste diagrama pode ser observada na figura 8-34. Nesta foi construído o *trend* de evolução magmática, usando as amostras básicas a intermediárias menos alteradas; a evolução para as rochas ácidas foi inferida em analogia, considerando os *trends* de ganhos e perdas de massa por alteração. caracteriza-se assim um padrão de evolução toleítico típico, com enriquecimento inicial de TiO_2 , seguido de queda abrupta.

A afinidade toleítica também é sugerida pelos valores de Al_2O_3 das rochas, típicas desta série, conforme mostrado na figura 8-35, pelo diagrama de Middlemost (1975). Duas rochas ácidas da população analítica fogem deste comportamento, certamente por motivos de alteração, sendo rochas com grande perda de massa.

O papel do fracionamento magmático na composição, das rochas porfíricas e/ou cumuláticas, é mostrado no diagrama da figura 8.36. Neste diagrama, notam-se séries distintas, dadas por mudanças na razão de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$. As rochas pouco ou não porfíricas aparecem numa série contínua, com menor razão $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$. A evolução desta série se dá no sentido dos termos mais para os menos cálcicos, e com razões crescentes relativamente de alumínio. Isto mostra a dominância dos plagioclásios na definição da composição química destas rochas, cujas modificações são causadas principalmente pela variação composicional nos teores de plagioclásio.

A partir de um certo ponto desta série, destaca-se uma segunda, caracterizada por uma razão maior $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, e relacionada ao aumento da quantidade de cristais de ex-clinopiroxênios cálcicos, agora anfibólios, em relação ao plagioclásio, por acumulação magmática. Esta série caracteriza a evolução dos andesitos basálticos microporfíricos, que devido à quantidade maior de clinopiroxênios cálcicos, pobres em alumínio, muda então a composição de volta em direção a termos mais cálcicos, com o alumínio decrescendo. Paralelo a este *trend*, observa-se outro formado pelos basaltos

Figura 8-33 – Diagrama de MacLean e Barret (1993), mostrando a distribuição das séries toleítica e cálcio-alcalina segundo razões Zr/Y .

Figura 8-34 – Diagrama de MacLean e Barret (1993), mostrando o trend de evolução magmática típico toleítico, em cinza claro, e os padrões de ganhos e perdas de massa causados por alteração pós-magmática, como linhas tracejadas. Nota-se que para os basaltos e andesitos basálticos, os padrões de evolução magmática e de alteração coincidem, pois ambos elementos (Zr e Ti) possuem comportamento incompatível neste estágio.

Figura 8-35 – Diagrama de Middlemost (1975), discriminante entre basaltos toleíticos e cálcio-alcalinos de alto alumínio. Apesar de criado para uso com rochas basálticas, caracteriza bem as rochas vulcânicas de Piumhi, que praticamente todas plotam no campo toleítico, com exceção das rochas ácidas mais alteradas.

Figura 8.36 - Diagrama mostrando, para as rochas vulcânicas de Piumhi, três comportamentos distintos: o primeiro, de *trend* mais empinado, evolui de razões $\text{CaO} \times (\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3)$ maiores para menores, representando as rochas não-porfíricas intermediárias e ácidas, onde se incluem tanto os andesitos basálticos com texturas microspinifex quanto os keratófiros, cujo controle geoquímico é dado principalmente pelos teores e composições dos plagioclásios; a segunda, de tendências intermediárias, entretanto de evoluções contrárias entre si, compreende os andesitos microporfíricos e os basaltos magnesianos, controlados pelos teores, respectivamente crescentes e decrescentes, de clinopiroxênio cálcico. Já a terceira série, das rochas cumuláticas ultramáficas de derrames diferenciados, mostra evolução com os menores teores de CaO, mostrando o fracionamento de olivinas.

magnesianos, cujos componentes principais também são os clinopiroxênios; este *trend* entretanto evolui no sentido inverso, em direção ao *trend* dos andesitos basálticos, devido ao enriquecimento progressivo em plagioclásio.

Já a terceira série é representada pelas rochas cumuláticas ultramáficas dos derrames diferenciados, que apresentam os menores valores de CaO, porém maior razão CaO/Al₂O₃. Esta menor proporção de Al₂O₃ indica o controle principal da composição dominado pelo fracionamento de olivinas.

Nesta mesma representação é ainda interessante notar a correlação e continuidade entre os keratófiros e os andesitos basálticos não porfiríticos apresentada em maior detalhe na figura 8.37), devidas ao controle exercido principalmente pelo aumento na quantidade e composição mais cálcica do plagioclásio.

Evidências de cogeneticidade entre os diversos termos podem ser observadas tanto a partir de dados químicos quanto a partir dos dados de campo e petrografia. No derrame diferenciado descrito na Unidade Basáltica Magnésiana nota-se a evolução de um basalto magnésiano no centro do derrame para um andesito basáltico no topo, pelo fracionamento de olivinas na base por acumulação. Este andesito basáltico diferenciado é semelhante àqueles existentes regionalmente na porção basal da SVS, tanto petrograficamente como quimicamente, destacando-se apenas pelo maior desenvolvimento de suas texturas spinifex. Sugere-se neste trabalho que processos de diferenciação semelhantes, porém de grande escala, por meio de câmaras magmáticas em profundidade, possam ter causado esta diferenciação, conforme já sugerido pela figura 8.27.

Analogamente, a ocorrência de andesitos basálticos altamente porfiríticos, sugere a existência de câmaras magmáticas mais rasas onde este magma, já evoluído, permaneceu armazenado temporariamente, possibilitando a continuação da diferenciação por cristalização fracionada, gerando então os termos mais ácidos. Nestes termos porfiríticos, ocorrem frequentemente restos de hornblenda magmática, apresentando formas sub-idiomórficas, corroídas; esta hornblenda, estável em câmaras magmáticas subvulcânicas (Wilson, 1993), desestabiliza-se durante a ascensão do magma na extrusão. Os termos mais ácidos, representados pelos keratófiros dacíticos e riolíticos, também mostram frequentemente fenocristais de plagioclásio, indicando a permanência e diferenciação temporária em profundidade dos magmas de que foram provenientes.

Figura 8.37 – Detalhe mostrando relação entre os keratófiros e os andesitos basálticos, numa tendência controlada principalmente pelo teor do plagioclásio, e o alinhamento das rochas cumúláticas, controladas por olivina principalmente, e piroxênios (com baixos teores de alumínio).

Figura 8-38 – Diagrama *spider*, normalizado pelo condrito (Taylor & MacLennan, 1985), elaborado com composições médias para rochas menos alteradas de cada litotipo, mostrando similaridade nos padrões.

Destas rochas, somente os basaltos magnesianos possuem características de magmas primários gerados diretamente por fusão parcial do manto. Magmas em equilíbrio com composições do manto possuem altos valores de Mg# (>70), altos teores de Ni (>400-500 ppm) e Cr (>1000 ppm), de acordo com Wilson (1993). Os basaltos magnesianos não diferenciados possuem em média Mg# de 83, teores médios de Ni de 1033 ppm, e de Cr de 3433 ppm. Termos algo mais diferenciados apresentam valores mais baixos (como as amostras BTX- 207D e 284A) com Mg# entre 73 e 82, Ni entre 280 e 1000 ppm, e Cr entre 2000 e 2200 ppm, da mesma forma que os andesitos basálticos, cujos termos menos alterados mostram Mg# médio de 56, Ni=61 ppm, e Cr=136 ppm. Decréscimos nos teores de Ni (e Co) geralmente sugerem fracionamento de olivinas, enquanto que decréscimos de Cr significam fracionamento de crômio-espinélio e/ou de clinopiroxênio (Green, 1980; Wilson, 1989).

A figura 8-38 mostra, num diagrama tipo *spider*, composições médias dos diferentes litotipos (amostras menos alteradas), com normalização condrítica (Taylor & MacLennan, 1985). Observam-se padrões em geral bastante similares entre si, com progressivo enriquecimento de elementos incompatíveis e empobrecimento de compatíveis, das rochas mais básicas para as mais ácidas. Excelente correlação é notada entre os basaltos magnesianos, e as rochas cumuláticas ultramáficas deles derivadas em derrames diferenciados, assim como entre estes basaltos e os andesitos basálticos, mais evoluídos. Ainda no diagrama as anomalias negativas de Sr (com exceção dos andesitos basálticos) e anomalias negativas de Ni mais fortes em relação às de Cr, retratam respectivamente o fracionamento de plagioclásios sob baixa pressão (câmaras magmáticas intermediárias a rasas), e de olivina, durante a ascensão dos magmas.

Como uma forma de tentar confirmar e melhor caracterizar este processo de evolução magmática por fracionamento, foram realizados cálculos de balanço de massa entre as rochas consideradas parentais, e seus prováveis produtos de diferenciação e acumulação, também através do uso do diagrama isocon, de forma similar ao proposto por Grant (1986), e Olsen & Grant (1991). Nestes trabalhos, os autores demonstram a utilidade destes diagramas não somente para cálculos em alterações hidrotermais e metassomatismo, mas também balanço de massa em processos de diferenciação por fusão parcial: neste caso, os autores aplicam os cálculos entre o paleossoma, representando uma rocha não fundida, e o melanossoma,

de um gnaiss migmatítico, comparando o resultado com o neossoma gerado. De forma similar, o método foi aqui adaptado, aplicando-se cálculos de balanço de massa para a composição do magma, entre as rochas menos evoluídas e seus prováveis produtos de diferenciação, gerados por cristalização fracionada. Os resultados foram então comparados à composição de rochas mostrando evidências de efeitos cumuláticos, que mais se aproximassem dos produtos fracionados.

Considerou-se para efeito destes cálculos a composição química média das rochas menos alteradas, recalculadas anidras (porém sem recálculo do Fe_2O_3 total), com os teores de elementos traço em porcentagem, para representar a massa líquida em fusão; para monitorar a diferenciação e traçar a reta isocon, foram utilizados elementos considerados mais "imóveis" na fusão, ou seja, os elementos incompatíveis, que não seriam retirados do líquido pelos minerais segregados durante o processo de fracionamento. Neste processo, ocorreriam somente perdas de massa do líquido parental para os cumulus, pois ganhos representariam material introduzido no líquido (contaminações, assimilação, alterações, etc.), ou erros analíticos.

Inicialmente, foram comparados os basaltos magnesianos e os andesitos basálticos, cuja derivação por fracionamento ficou mais evidente pelas observações já efetuadas (figura 8-27). Como basaltos magnesianos menos alterados, foram utilizadas as análises BTX-207A, e SPF- 8 e 9A; para os andesitos basálticos, as análises de número BTX- 139B, 202A1, 202A2, 202ZH, 202ZI, 202ZM, 202ZN, 202ZO, 202ZP e 207 G. A média das rochas cumuláticas ultramáficas foi calculada a partir das análises BTX- 204, 204C, 207C, 207F, 284B, 284C, 284D.

Como elementos incompatíveis, foram tomados aqueles que se apresentavam mais enriquecidos nos andesitos basálticos, com relação aos basaltos magnesianos, fazendo com que os outros elementos se situassem abaixo da reta isocon: K_2O , Al_2O_3 , Ba, Rb, Sr, Y e Zr. O Na_2O não foi utilizado (apesar de incompatível) por apresentar valores abaixo do limite de detecção nas análise dos basaltos magnesianos. Al_2O_3 foi utilizado, por apresentar comportamento imóvel e incompatível nestas rochas, conforme observado na figura 8-39.

O diagrama isocon deste sistema é mostrado na figura 8-40. A tabela 8-8 apresenta os valores calculados para as fases líquida e sólida resultante, comparada com composições analíticas das rochas cumuláticas ultramáficas. Uma comparação

gráfica da fase sólida calculada, com a composição média das rochas ultramáficas é mostrada na figura 8-41.

Observa-se, da tabela, que a partir da composição inicial dos basaltos magnesianos, seria necessário retirar um total de ~64% de massa por fracionamento, para gerar o andesito basáltico, que representaria somente ~36% da massa inicial do líquido.

A norma calculada a partir da composição do sólido resultou em 42.46% de olivina (predominando forsterita), 16.54% de ortopiroxênio e 39.07% de clinopiroxênio (predominando os membros magnesianos), além de 0.3% de ilmenita, 1.55% de magnetita e 0.1% de apatita.

Figura 8-39 – Nos basaltos magnesianos (círculos) e andesitos basálticos (losangos), Al_2O_3 e Zr mostram comportamento incompatível, coincidindo as retas de alteração e de fracionamento para ambos os litotipos. Representação segundo MacLean e Barret (1993).

Figura 8-40 – Diagrama isocon mostrando a variação de massa, comparando-se os magmas dos basaltos magnesianos e andesitos basálticos. A reta isocon foi traçada a partir dos elementos incompatíveis, mais enriquecidos nos andesitos basálticos (K_2O , Al_2O_3 , Ba , Rb , Sr , Y , Zr), e mostrou coeficiente $b=2.748$, proporcional à perda de massa do líquido em fusão na forma de cristais segregados por fracionamento. R^2 é o fator de correlação da reta isocon para os elementos utilizados.

	basaltos magnesianos	andesitos basálticos	variação de massa(g/100g)	líquido(g/100g) (andesito bas.)	líquido (100%)	sólido(g/100g) (cumulus)	sólido (100%)	ultramáficas cumuláticas
SiO ₂	51.3645	55.8949	-31.0241151	20.3404	55.89	31.0241	47.92	47.65
TiO ₂	0.3165	0.5947	-0.1000695	0.2164	0.59	0.1001	0.15	0.31
Al ₂ O ₃	4.9581	13.6229	-0.0006744	4.9574	13.62	0.0007	0.001	4.19
Fe ₂ O ₃	9.2333	11.6050	-5.0102401	4.2231	11.60	5.0102	7.74	13.13
MnO	0.1488	0.1816	-0.0827188	0.0661	0.18	0.0827	0.13	0.17
MgO	24.0013	6.6187	-21.5927501	2.4086	6.62	21.5928	33.35	31.37
CaO	9.4269	8.2590	-6.4214259	3.0055	8.26	6.4214	9.92	2.46
Na ₂ O	0.0000	2.6440	0.9621534	0.9622	2.64	-0.9622	0.00	0.00
K ₂ O	0.0211	0.4938	0.1586318	0.1797	0.49	-0.1586	0.00	0.05
P ₂ O ₅	0.0282	0.0000	-0.0281728	0.0000	0.00	0.0282	0.04	0.00
AS	0.0005263	0.0009771	-0.0001708	0.0003556	10	0.0001708	3	15
BA	0.0004562	0.0071881	0.0021596	0.0026158	72	-0.0021596	0	20
CE	0.0000000	0.0016463	0.0005991	0.0005991	16	-0.0005991	0	4
CO	0.0102709	0.0064269	-0.0079321	0.0023388	64	0.0079321	123	169
CR	0.3551857	0.0062486	-0.3529119	0.0022739	62	0.3529119	5451	4244
CU	0.0066256	0.0019316	-0.0059227	0.0007029	19	0.0059227	91	6
GA	0.0005277	0.0011819	-0.0000975	0.0004301	12	0.0000975	2	5
LA	0.0000000	0.0000113	0.0000041	0.0000041	0	-0.0000041	0	2
NB	0.0002812	0.0002840	-0.0001779	0.0001034	3	0.0001779	3	1
ND	0.0000000	0.0016314	0.0005937	0.0005937	16	-0.0005937	0	5
NI	0.1069734	0.0042353	-0.1054321	0.0015412	42	0.1054321	1629	1609
PB	0.0008422	0.0008847	-0.0005202	0.0003219	9	0.0005202	8	8
RB	0.0001756	0.0012488	0.0002788	0.0004545	12	-0.0002788	0	2
SN	0.0000000	0.0003311	0.0001205	0.0001205	3	-0.0001205	0	2
SR	0.0004576	0.0135245	0.0044640	0.0049216	135	-0.0044640	0	5
TA	0.0000000	0.0007969	0.0002900	0.0002900	8	-0.0002900	0	0
TH	0.0000000	0.0001589	0.0000578	0.0000578	2	-0.0000578	0	2
U	0.0001053	0.0002504	-0.0000141	0.0000911	3	0.0000141	0	2
V	0.0102353	0.0231881	-0.0017970	0.0084383	232	0.0017970	28	97
Y	0.0007039	0.0017935	-0.0000513	0.0006527	18	0.0000513	1	4
ZN	0.0079093	0.0071647	-0.0053020	0.0026073	72	0.0053020	82	147
ZR	0.0031656	0.0060485	-0.0009645	0.0022011	60	0.0009645	15	26
variação de massa total (g/100g):			-63.6121082	36.3910829		64.7414609		

Tabela 8-8 – Balanço de massa entre as composições médias dos basaltos magnesianos e andesitos basálticos, mostrando que foi fracionada uma massa de ~64%. A composição do líquido (em g/100g de andesito basáltico) foi calculada como a composição dos basaltos magnesianos+variação de massa; a composição do sólido foi calculada a partir dos basaltos magnesianos - líquido (em g/100g de andesito basáltico), sendo que somente foram considerados os valores positivos no recálculo para 100%. Sólido+líquido somam a massa dos basaltos magnesianos. Na última coluna é mostrada a composição média das rochas ultramáficas cumuláticas para comparação com o sólido calculado. Composições do líquido, sólido e das rochas cumuláticas, recalculadas para 100%, apresentam elementos traço dados em ppm.

Figura 8-41 – Comparação em porcentagem de peso, entre a composição do sólido fracionado, calculado, com a média das ultramáficas cumuláticas, mostrando bom alinhamento entre as composições calculada e real.

Na figura 8-41 pode-se observar o bom alinhamento das composições calculada do sólido fracionado e da média das rochas ultramáficas cumuláticas. Teores discordantes, como do Al_2O_3 mais alto nas rochas cumuláticas, podem ser devidas à presença de líquido intersticial, formando vidro magmático ou fases cristalinas intercumulus nas rochas reais, o qual não pode ser computado na composição do fracionado. Outros erros podem advir da heterogeneidade das amostras, alterações posteriores, além de contaminações dos líquidos magmáticos, causando por exemplo, ganhos de massa por assimilação.

Em analogia, comparou-se então a composição dos andesitos basálticos com dos dacitos. Como amostras menos alteradas de dacitos foram utilizadas as análises BTX- 274B e 280, e para os andesitos basálticos, utilizaram-se as mesmas amostras do cálculo anterior. Como elementos incompatíveis, foram utilizados o Na_2O , K_2O , Ba, Ce, Y e Zr. O diagrama isocon resultante é apresentado na figura 8-42, os cálculos de balanço de massa na tabela 8-9, a comparação gráfica do fracionado calculado com a composição média dos andesitos basálticos porfiríticos menos alterados (BTX- 266F, 266G, 266H e 266J), na figura 8-43.

Observa-se pelos cálculos, que a partir da composição dos andesitos basálticos, seria necessária a retirada de ~58% de massa por fracionamento, para que a composição do dacito fosse alcançada, gerando uma massa de líquido diferenciado dacítico de ~42% da massa total do líquido andesítico inicial.

O alinhamento observado na figura 8-43 mostra a correlação entre o sólido calculado e os andesíticos porfiríticos. O Na_2O (e Y, entre outros), que aparece fora do alinhamento, enriquecido nos andesitos porfiríticos, pode ser explicado pelo líquido intersticial aos fenocristais, já enriquecido em incompatíveis, e que não é computado no cálculo do sólido fracionado. Por outro lado, os valores mais baixos de SiO_2 , e mais altos de Al_2O_3 e CaO na composição calculada podem significar plagioclásio fracionado; este porém não aparece como fenocristais no andesito porfirítico, devido a processos que o segregariam dos clinopiroxênios, como flutuação na câmara magmática. Entretanto, fenocristais de plagioclásio aparecem nas vulcânicas ácidas, e na norma calculada.

Figura 8-42 - Diagrama isocon mostrando variação de massa, comparando-se magmas dos andesitos basálticos com os dacitos. A reta isocon, traçada a partir dos elementos incompatíveis, mais enriquecidos nos andesitos basálticos (K₂O, Na₂O, Ba, Ce, Y, Zr), mostrou coeficiente $b=2.3855$, proporcional à perda de massa do líquido em fusão na forma de cristais segregados por fracionamento. R^2 é o fator de correlação do ajuste da reta isocon para os elementos incompatíveis selecionados.

Figura 8-43 – Comparação (em % de peso), entre a composição do sólido fracionado calculado, com a média dos andesitos basálticos porfíricos, indicando a boa concordância para a maioria dos elementos entre as composições calculada e real.

	andesitos basálticos	dacitos	variação de massa(g/100g)	líquido(g/100g) (dacito)	líquido (100%)	sólido(g/100g) (fracionado)	sólido (100%)	Andesitos porfíricos
SIO2	55.8949	68.3095	-27.2598847	28.6350	68.31	27.2599	46.84	53.49
TIO2	0.5947	0.5143	-0.3791236	0.2156	0.51	0.3791	0.65	0.65
AL2O3	13.6229	15.0267	-7.3237499	6.2991	15.03	7.3237	12.58	11.01
FE2O3	11.6050	5.5899	-9.2617056	2.3433	5.59	9.2617	15.91	12.57
MNO	0.1816	0.0881	-0.1446725	0.0369	0.09	0.1447	0.25	0.20
MGO	6.6187	0.9220	-6.2322280	0.3865	0.92	6.2322	10.71	10.09
CAO	8.2590	1.6975	-7.5473716	0.7116	1.70	7.5474	12.97	8.46
NA2O	2.6440	6.2994	-0.0032749	2.6407	6.30	0.0033	0.01	2.78
K2O	0.4938	1.2176	0.0165674	0.5104	1.22	-0.0166	0.00	0.59
P2O5	0.0000	0.0407	0.0170630	0.0171	0.04	-0.0171	0.00	0.00
S	0.0000	0.0355	0.0148932	0.0149	0.04	-0.0149	0.00	0.02
AS	0.0009771	0.0002554	-0.0008700	0.0001071	3	0.0008700	15	9
BA	0.0071881	0.1460369	0.0540299	0.0612180	1460	-0.0540299	0	111
CE	0.0016463	0.0110015	0.0029655	0.0046118	110	-0.0029655	0	6
CO	0.0064269	0.0006632	-0.0061489	0.0002780	7	0.0061489	106	86
CR	0.0062486	0.0022933	-0.0052872	0.0009614	23	0.0052872	91	592
CS	0.0000000	0.0012221	0.0005123	0.0005123	12	-0.0005123	0	5
CU	0.0019316	0.0036086	-0.0004189	0.0015127	36	0.0004189	7	0
GA	0.0011819	0.0015774	-0.0005207	0.0006612	16	0.0005207	9	12
LA	0.0000113	0.0022416	0.0009284	0.0009397	22	-0.0009284	0	0
NB	0.0002840	0.0013747	0.0002922	0.0005763	14	-0.0002922	0	3
ND	0.0016314	0.0032119	-0.0002849	0.0013464	32	0.0002849	5	19
NI	0.0042353	0.0005109	-0.0040211	0.0002142	5	0.0040211	69	176
PB	0.0008847	0.0004575	-0.0006929	0.0001918	5	0.0006929	12	12
RB	0.0012488	0.0018342	-0.0004799	0.0007689	18	0.0004799	8	9
SN	0.0003311	0.0000000	-0.0003311	0.0000000	0	0.0003311	6	0
SR	0.0135245	0.0220223	-0.0042929	0.0092316	220	0.0042929	74	64
TA	0.0007969	0.0001015	-0.0007544	0.0000426	1	0.0007544	13	5
TH	0.0001589	0.0009173	0.0002256	0.0003845	9	-0.0002256	0	5
U	0.0002504	0.0000000	-0.0002504	0.0000000	0	0.0002504	4	1
V	0.0231881	0.0005109	-0.0229740	0.0002142	5	0.0229740	395	229
Y	0.0017935	0.0042264	-0.0000218	0.0017717	42	0.0000218	0	14
ZN	0.0071647	0.0071748	-0.0041570	0.0030076	72	0.0041570	71	83
ZR	0.0060485	0.0474577	0.0138455	0.0198940	475	-0.0138455	0	39
variação de massa total (g/100g):			-58.0821939	41.9195231		58.2035168		

Tabela 8-9 – Balanço de massa entre as composições médias dos andesitos basálticos e dacitos, mostrando que foi fracionada uma massa de ~58%. A composição do líquido (g/100g de dacito) foi calculada como a composição dos andesitos basálticos+variação de massa; a composição do sólido fracionado foi calculada a partir dos andesitos basálticos - líquido (g/100g, dacítico), sendo que somente foram considerados os valores positivos no recálculo para 100%. Sólido+líquido somam a massa dos andesitos basálticos. Na última coluna é mostrada a composição média dos andesitos basálticos porfíricos para comparação com o sólido calculado. Composições do líquido, sólido e dos andesitos porfíricos, recalculadas para 100%, apresentam elementos traço dados em ppm.

A norma para esta composição do sólido foi calculada, resultando em ~35% de ortopiroxênio e 25% de clinopiroxênio (predominando os membros magnesianos), 34.79% de anortita, 3.19% de magnetita, 1.26% de ilmenita, além de 0.04% de albita e 0.26% de quartzo. Composição média semelhante também foi observada para normas dos andesitos basálticos porfiríticos, embora nestes predominasse o termo albítico (fato que poderia estar sendo introduzido por alteração e pelo líquido intersticial).

Também foi efetuado o balanço de massa entre os dacitos e os riolitos, embora não seja observada alguma rocha fracionada relacionada, para comparação. Para o cálculo da média dos riolitos, foram utilizadas as análises BTX- 246A, 246D e 274A. Como elementos incompatíveis para traçar a reta isocon, foram utilizados o K₂O, Ce, La, Nd, Pb, Rb, Th, Y e Zr. O diagrama isocon (figura 8-44), e os valores calculados (tabela 8-10), mostram uma retirada de massa de ~28% a partir do líquido dacítico inicial para se alcançar a composição riolítica, que representaria ~72% da massa do líquido dacítico inicial.

A norma calculada para esta composição do sólido fracionado mostra que a principal fase necessária para este fracionamento é plagioclásio, com ~71% (Ab₅₂An₁₈). Além disso, aparecem também ~19% de ortopiroxênio, 2.62% de ilmenita, 2.3% de magnetita, 1.8% de coríndon, 1.87% de quartzo e 0.3% de apatita.

Figura 8-44 - Diagrama isocon mostrando variação de massa, comparando-se magmas dos dacitos com riolitos. A reta isocon, traçada a partir dos elementos incompatíveis, mais enriquecidos nos andesitos basálticos (K_2O , Ce , La , Nd , Pb , Rb , Th , Y e Zr), mostrou coeficiente $B=1.3891$, proporcional à perda de massa do líquido em fusão na forma de cristais segregados por fracionamento. R^2 é o fator de correlação da reta isocon para os elementos incompatíveis selecionados.

	dacitos	riolitos	variação de massa(g/100g)	líquido(g/100g) (riolito)	líquido (100%)	sólido(g/100g) (fracionado)	sólido (100%)
SIO2	68.3095	73.3580	-15.4985	52.8110	73.36	15.4985	55.18
TIO2	0.5143	0.1829	-0.3826	0.1317	0.18	0.3826	1.36
AL2O3	15.0267	13.6416	-5.2060	9.8207	13.64	5.2060	18.53
FE2O3	5.5899	3.2516	-3.2490	2.3409	3.25	3.2490	11.57
MNO	0.0881	0.0418	-0.0580	0.0301	0.04	0.0580	0.21
MGO	0.9220	0.2881	-0.7146	0.2074	0.29	0.7146	2.54
CAO	1.6975	0.8673	-1.0732	0.6244	0.87	1.0732	3.82
NA2O	6.2994	6.3549	-1.7245	4.5749	6.35	1.7245	6.14
K2O	1.2176	1.6924	0.0008	1.2184	1.69	-0.0008	0.00
P2O5	0.0407	0.0000	-0.0407	0.0000	0.00	0.0407	0.14
S	0.0355	0.1420	0.0667	0.1022	0.14	-0.0667	0.00
AS	0.0002554	0.0014884	0.0008160	0.0010715	15	-0.0008160	0
BA	0.1460369	0.0717671	-0.0943712	0.0516657	718	0.0943712	3360
CE	0.0110015	0.0209141	0.0040547	0.0150562	209	-0.0040547	0
CO	0.0006632	0.0001354	-0.0005657	0.0000975	1	0.0005657	20
CR	0.0022933	0.0021665	-0.0007337	0.0015597	22	0.0007337	26
CS	0.0012221	0.0007111	-0.0007102	0.0005119	7	0.0007102	25
CU	0.0036086	0.0023358	-0.0019270	0.0016816	23	0.0019270	69
GA	0.0015774	0.0016931	-0.0003586	0.0012189	17	0.0003586	13
LA	0.0022416	0.0092041	0.0043846	0.0066261	92	-0.0043846	0
NB	0.0013747	0.0011512	-0.0005460	0.0008287	12	0.0005460	19
ND	0.0032119	0.0069074	0.0017607	0.0049727	69	-0.0017607	0
NI	0.0005109	0.0004404	-0.0001939	0.0003170	4	0.0001939	7
PB	0.0004575	0.0007106	0.0000541	0.0005116	7	-0.0000541	0
RB	0.0018342	0.0021328	-0.0002988	0.0015354	21	0.0002988	11
SN	0.0000000	0.0013209	0.0009510	0.0009510	13	-0.0009510	0
SR	0.0220223	0.0106405	-0.0143620	0.0076602	106	0.0143620	511
TA	0.0001015	0.0004753	0.0002406	0.0003421	5	-0.0002406	0
TH	0.0009173	0.0011165	-0.0001135	0.0008038	11	0.0001135	4
U	0.0000000	0.0000338	0.0000244	0.0000244	0	-0.0000244	0
V	0.0005109	0.0001690	-0.0003893	0.0001216	2	0.0003893	14
W	0.0000000	0.0001018	0.0000733	0.0000733	1	-0.0000733	0
Y	0.0042264	0.0034203	-0.0017641	0.0024623	34	0.0017641	63
ZN	0.0071748	0.0037269	-0.0044918	0.0026830	37	0.0044918	160
ZR	0.0474577	0.0366202	-0.0210945	0.0263632	366	0.0210945	751
variação de massa total (g/100g):			-28.0092436	71.9907564		28.0890915	

Tabela 8-10 – Balanço de massa entre as composições médias dos dacitos e riolitos, mostrando que foi fracionada uma massa de ~28%. A composição do líquido (g/100g de riolito) foi calculada como a composição dos dacitos+variação de massa; a composição do sólido foi calculada a partir dos dacitos - líquido (g/100g), sendo que somente foram considerados os valores positivos no recálculo para 100%.

Líquido+Líquido somam a massa dos dacitos. Composições do líquido e sólido recalculadas para 100%, apresentam elementos traço dados em ppm.

8.5 – Considerações sobre o Ambiente Tectônico da Sequência Vulcano-Sedimentar

Nos diagramas de Irvine & Baragar (1971) e Jensen (1976) (figuras 8.31 e 8.32), e de MacLean & Barret (1993) (figuras 8-33 e 8-34), a evolução magmática do vulcanismo mostrou-se de uma série toleítica, porém com características transicionais para cálcio-alcálica. Isto poderia ser reflexo de um ambiente tectônico transicional, com diferentes componentes envolvidos. Diagramas discriminantes tectônicos foram empregados para sua melhor caracterização, considerando-se os basaltos magnesianos como as rochas mais primitivas, representativas mais próximas das fusões originais do manto.

O diagrama de Pearce & Can (1973) (figura 8.5-1), é utilizado na identificação de basaltos intra-placa, separando-os daqueles de margens ativas; no diagrama estes basaltos magnesianos figuram nos campos B e C, com apenas uma amostra no limite entre D e B. Nestes campos podem estar contidos tanto basaltos de fundo oceânico quanto basaltos cálcio-alcálicos e toleítos de baixo potássio, não permitindo uma discriminação mais precisa do ambiente tectônico. Pode-se distinguir entretanto uma tendência para magmas de margem tectônica ativa e não intra-placa. Porém, este diagrama pode falhar no reconhecimento de influências continentais (como mostrado por exemplo, por Holm, 1982), segundo o próprio Pearce (1982b), quando ocorre uma litosfera continental "atenuada". É recomendado então, por este mesmo autor, para a identificação da afinidade com arcos vulcânicos, a utilização complementar de diagramas como o de Pearce (1982a), baseado em Cr e Y. O empobrecimento em Y indicaria a afinidade com basaltos de arco vulcânico – estes possuem os menores teores deste elemento em comparação com qualquer outro tipo de magma - enquanto o Cr representaria um índice de diferenciação. Este diagrama (figura 8.5-2), mostra as rochas estudadas no campo dos picritos, com alto Cr. Embora fora do campo delineado, devem pertencer aos basaltos de arco vulcânico, devido ao seu baixo teor de Y, e mais provavelmente aos toleítos de arco, distinguindo-se claramente de toleítos de tipo MORB (cadeias meso-oceânicas).

No diagrama de Pearce (1982b), a relação Zr/Y versus Zr discrimina entre rochas vulcânicas de arco continental e arco oceânico. Na figura 8.5-3, os basaltos magnesianos situam-se todas no campo dos arcos continentais. Isto também é sustentado pelo caráter destas rochas, sendo picritos comuns como derrames

Figura 8.5-1 – Diagrama de Pearce & Cann (1973), mostrando as análises de basaltos magnesianos plotando preferencialmente nos campos B e C. Zr, Ti e Y dados em ppm. Campos A e B: Toleítos de baixo potássio; B: Basaltos de fundo oceânico; B e C: Basaltos Cálcio-Alcalinos; D: Basaltos Intra-Placa (continentais ou de ilhas oceânicas).

Figura 8.5-2 – Diagrama de Pearce (1982), mostrando as análises de basaltos magnesianos no campo dos picritos (de baixo Y), próximos ao campo dos basaltos de arco vulcânico. Campos VAB: basaltos de arco vulcânico; IAT: toleítos de arcos de ilhas; CAB: basaltos cálcio-alcalinos; WPB: basaltos intra placa; MORB: basaltos de cadeias meso-oceânicas.

Figura 8.5-3 – Diagrama de Pearce (1982b), mostrando as análises de basaltos magnesianos no campo das rochas de arco continental. Zr e Y dados em ppm.

continentais. Apesar de seu alto teor de magnésio, mostram-se relativamente ricos em sílica, por vezes alcançando composições intermediárias e tendendo a boninitos, os quais são reportados exclusivamente a ambientes de retro-arco (Wilson, 1993).

Uma forma de interpretar estes resultados pode ser resumida admitindo-se uma série toleítica gerada em uma bacia de retro-arco de um arco ativo, onde a influência do componente de subducção se faz sentir mesmo em rochas geradas num ambiente distensivo. Este ambiente de retro-arco, porém, parece ter se desenvolvido num arco ensialico, e não oceânico, o que poderia ser explicado pela presença de uma crosta "atenuada", a qual seria representada, por exemplo, por um embasamento tipo TTG, na forma de uma crosta fina e pouco desenvolvida. Sendo que as rochas desta sequência vulcano-sedimentar não se caracterizam como um *greenstone belt* típico arqueano, mas sim como uma série mais evoluída, talvez paleoproterozóica (pela grande quantidade de rochas intermediárias e ausência de komatiitos verdadeiros), formada sob condições de uma crosta sílica fina e pouco desenvolvida, poderiam estar refletindo exatamente os processos responsáveis pela passagem evolutiva da crosta arqueana para a proterozóica.

As intercalações sedimentares observadas inter-derrames nas porções basais da sequência são sempre sedimentos distais, finos, por vezes químico-exalativos, indicando evolução numa bacia relativamente profunda, sem contribuições clásticas mais grossas. Isto, num ambiente distensivo, só seria possível em posição distal de áreas emersas. Desta forma, se o arco magmático da SVS de Piumhi realmente teve um componente continental, a respectiva crosta sílica teria existido totalmente submersa, reforçando a característica de uma litosfera atenuada e pouco desenvolvida.

9 – Considerações sobre a Metalogênese

Como principais alvos metalogenéticos observados na sequência vulcano-sedimentar, destacam-se as formações ferríferas bandadas sulfetadas, que ocorrem intercaladas principalmente nas partes basais da Unidade Vulcânica Basáltica Magnesian. Estas formações ferríferas são constituídas por sedimentos químicos de origem possivelmente exalativa, e estariam ligadas à atividade hidrotermal de fundo oceânico que afetou as rochas da pilha vulcânica já formada, sotoposta a estes sedimentos. Com o intuito de confirmar esta hipótese, foram comparadas as composições de formações ferríferas pouco intemperizadas, com os elementos lixiviados das rochas subjacentes, identificados através dos cálculos de balanço de massa efetuados para cada estágio de alteração hidrotermal.

Para isto, foram tomados os elementos que apresentaram perda na alteração, isto é, que foram retirados em solução da rocha, e suas proporções recalculadas para uma somatória igual a 100%, a fim de serem comparadas com a composição das formações ferríferas. A principal das alterações constatadas é a espilitização dos andesitos basálticos, como observado pelo número de amostras afetadas, além de estas rochas volumetricamente se constituírem nos principais termos da porção basal da sequência.

A figura 9-1 mostra, em diagrama tipo *spider*, a composição média das formações ferríferas (dada através das amostras BTX- 204 A1, D1, D2, E2, F1, F2 e F3, menos intemperizadas), e os elementos perdidos na espilitização, recalculados para 100% (com um fator de $\sim 21.16 \times$), conforme tabela 9-1. Forte correlação positiva entre os padrões deste gráfico pode ser observada, principalmente quanto aos elementos mais insolúveis em relação à composição da água do mar na época da deposição; mudanças bruscas de condições físico-químicas do fluido hidrotermal (temperatura, Eh, pH, salinidade), ao alcançar a água do mar, provocariam a precipitação destes elementos. Por outro lado, enriquecimentos no fluido hidrotermal que não acompanham o padrão (principalmente MgO, CaO, K₂O, Rb, Sr) se referem aos elementos mais solúveis, os quais diluiriam-se continuamente em solução na água do mar. Os teores relativamente mais elevados observados na composição das formações ferríferas, em SiO₂ e Al₂O₃, podem refletir uma contribuição detrítica para estes elementos, além da contribuição exalativa.

Figura 9-1 – Diagrama *spider*, comparando a composição média das formações ferríferas, com os elementos perdidos durante a espilitização dos andesitos basálticos, recalculados para 100%.

Figura 9-2 – Diagrama *spider*, comparando a composição média das formações ferríferas, com os elementos perdidos durante a epidotização dos andesitos basálticos, recalculados para 100%.

Pode-se inferir ainda que o fator de multiplicação de ~21.16 corresponderia ao valor da quantidade de massa a ser lixiviada nos andesitos basálticos necessária para a geração de cada grama de formação ferrífera, embora este valor seja extremamente aproximado, e considerado aqui apenas como indicativo da magnitude deste processo.

	perdas calculadas para a espilitização (g/100g):	fluido (recalculado para 100%)	elementos traço em ppm:	bif (composição média):
SIO2	0.8192329	17.33970	17.34	54.45
AL2O3	0.0039350	0.08329	0.08	3.61
FE2O3	1.9885758	42.08970	42.09	26.45
MNO	0.0330412	0.69934	0.70	0.04
MGO	0.7606571	16.09990	16.10	0.99
CAO	0.9200337	19.47320	19.47	0.25
K2O	0.1916960	4.05739	4.06	0.43
AS	0.0002361	0.00500	50	23
CE	0.0003715	0.00786	78	44
CO	0.0013600	0.02878	287	252
PB	0.0002315	0.00490	49	66
RB	0.0005614	0.01188	118	11
SN	0.0000316	0.00067	6	0.7
SR	0.0014677	0.03107	310	1.7
TA	0.0003330	0.00705	70	20
U	0.0000933	0.00197	19	7
V	0.0020385	0.04315	431	69
Y	0.0000823	0.00174	17	13
ZN	0.0004675	0.00989	98	563
ZR	0.0001703	0.00361	36	28
total:	4.7246166	100%		

Tabela 9-1 – Comparação entre os elementos perdidos pelos andesitos basálticos durante a espilitização, e a composição média das formações ferríferas. Nas colunas 3 e 4 óxidos são dados em % em peso, e os elementos traço em ppm.

A composição média das formações ferríferas foi também comparada com as outras formas de alteração observadas, ainda que volumetricamente menos importantes. Na epidotização dos andesitos basálticos, analogamente, os elementos lixiviados foram recalculados para uma soma de 100% (com um fator de 15.37 x), e lançados também lançados em diagramas tipo *spider*, juntamente com a composição das formações ferríferas. Os resultados calculados aparecem na tabela 9-2, enquanto o diagrama resultante pode ser observado na figura 9-2. Nota-se também neste diagrama um comportamento correlacionado dos elementos insolúveis, enquanto os elementos

mais solúveis (MgO, Na₂O, K₂O, Ba, Rb e Sr), mostram-se empobrecidos nas formações ferríferas.

	perdas calculadas para a epidotização (g/100g):	fluido (recalculado para 100%)	elementos traço em ppm:	bif (composição média):
SIO ₂	0.21301	3.27400	3.27	54.45
TIO ₂	0.05600	0.86071	0.86	0.34
FE ₂ O ₃	2.56379	39.40581	39.41	26.45
MNO	0.00485	0.07454	0.07	0.04
MGO	1.02241	15.71454	15.71	0.99
NA ₂ O	2.05022	31.51216	31.51	0.01
K ₂ O	0.34581	5.31511	5.32	0.43
BA	0.00503	0.07726	773	75
CE	0.00033	0.00513	51	45
CO	0.00098	0.01506	151	253
RB	0.00086	0.01322	132	12
SR	0.00642	0.09863	986	2
TA	0.00009	0.00136	14	20
TH	0.00006	0.00096	10	5
U	0.00006	0.00099	10	7
V	0.00175	0.02692	269	69
ZN	0.00123	0.01897	190	563
ZR	0.00099	0.01517	152	28

Tabela 9-2 – Comparação entre os elementos perdidos pelos andesitos basálticos durante a epidotização e a composição média das formações ferríferas. Nas colunas 3 e 4, óxidos são dados em % em peso, e os elementos traço em ppm.

Na comparação das formações ferríferas com os mobilizados da keratofirização tanto dos dacitos quanto dos riolitos (tabelas 9-3 e 9-4 e figuras 9-3 e 9-4), observa-se também certa correlação (menos notável para os riolitos), ainda que novamente os elementos mais solúveis (como K₂O, Ba, Rb), apareçam enriquecidos na solução em relação às formações ferríferas. Entretanto este processo de alteração por si só não parece capaz de explicar valores de Co, Cr e Ni entre outros, que aparecem como picos na formação ferrífera, e depauperados na composição das soluções de alteração, por serem estes elementos já originalmente empobrecidos nas rochas ácidas. Deve-se lembrar que os cálculos de balanço de massa para a keratofirização foram executados tomando-se por base as amostras menos alteradas, porém já keratofirizadas, sendo que portanto os resultados destes cálculos não podem ser tomados como valores absolutos.

Figura 9-3 – Diagrama *spider*, comparando a composição média das formações ferríferas, com os elementos perdidos durante a keratofirização dos dacitos, recalculados para 100%.

Figura 9-4 – Diagrama *spider*, comparando a composição média das formações ferríferas, com os elementos perdidos durante a keratofirização dos riolitos, recalculados para 100%.

	perdas calculadas para a keratofirização (g/100g):	fluido (recalculado para 100%)	elementos traço em ppm:	bif (composição média):
SiO ₂	16.30643	75.77302	75.77	54.45
TiO ₂	0.02242	0.10419	0.10	0.34
Fe ₂ O ₃	3.86594	17.96431	17.96	26.45
MnO	0.04743	0.22040	0.22	0.04
MgO	0.19041	0.88481	0.88	0.99
K ₂ O	0.94443	4.38860	4.39	0.43
As	0.00006	0.00030	3	23
BA	0.12965	0.60246	6025	75
CO	0.00065	0.00302	30	253
CR	0.00216	0.01002	100	250
GA	0.00034	0.00160	16	10
NB	0.00033	0.00153	15	4
NI	0.00013	0.00060	6	494
RB	0.00134	0.00621	62	12
TA	0.00010	0.00046	5	20
V	0.00031	0.00146	15	69
Y	0.00016	0.00074	7	13
ZN	0.00584	0.02715	272	563
ZR	0.00196	0.00911	91	28

Tabela 9-3 – Comparação entre os elementos perdidos pelos dacitos durante a keratofirização e a composição média das formações ferríferas. Nas colunas 3 e 4 óxidos são dados em % em peso, e os elementos traço em ppm.

	perdas calculadas para a keratofirização (g/100g):	fluido (recalculado para 100%)	elementos traço em ppm:	bif (composição média):
SiO ₂	27.00703	99.63467	99.63	54.45
Al ₂ O ₃	0.00019	0.00071	0.00	3.61
MgO	0.00865	0.03191	0.03	0.99
K ₂ O	0.06311	0.23282	0.23	0.43
As	0.00058	0.00212	21	23
CE	0.01073	0.03957	396	45
CR	0.00191	0.00705	70	250
GA	0.00048	0.00177	18	10
LA	0.00565	0.02085	209	11
NB	0.00009	0.00035	3	4
ND	0.00331	0.01221	122	31
NI	0.00043	0.00160	16	494
SR	0.00267	0.00986	99	2
TA	0.00047	0.00172	17	20
TH	0.00013	0.00050	5	5
ZN	0.00062	0.00230	23	563

Tabela 9-4 – Comparação entre os elementos perdidos pelos riolitos durante a keratofirização e a composição média das formações ferríferas. Nas colunas 3 e 4 óxidos são dados em % em peso, e os elementos traço em ppm.

Entretanto, a silicificação sofrida pelos riolitos poderia ter como origem o mesmo fluido hidrotermal gerador destas formações ferríferas riolitos. Para testar esta hipótese, compararam-se então os ganhos sofridos por estas rochas na silicificação com a composição das formações ferríferas (figura 9-5, tabela 9-5). Apesar do pequeno número de elementos que sofreram ganhos no processo de silicificação, dificultando a avaliação, uma correlação pode ser observada, embora o fluido pareça mais enriquecido em alguns elementos como Nb, Y e Zr (considerados mais imóveis nos processos de alteração), que as formações ferríferas. Já o teor de Ni (e Cr) aparece mais alto nas formações ferríferas que no fluido. Uma explicação para este fato pode ser dada pela ausência de fases minerais específicas dos keratófiros, nas quais estes elementos poderiam se fixar, continuando em solução.

	ganhos calculados para a silicificação (g/100g):	fluido (recalculado para 100%)	elementos traço em ppm:	bif (composição média):
SIO2	6.31782	95.56000	95.56	54.45
TIO2	0.09431	1.42652	1.43	0.34
MGO	0.17935	2.71295	2.71	0.99
CR	0.00048	0.00722	72	250
NB	0.00065	0.00985	99	4
NI	0.00013	0.00194	19	494
TA	0.00013	0.00194	19	20
Y	0.00519	0.07855	786	13
ZN	0.00661	0.10001	1000	563
ZR	0.00637	0.09633	963	28

Tabela 9-5 – Comparação entre os elementos ganhos pelos riolitos durante a silicificação e a composição média das formações ferríferas. Nas colunas 3 e 4 óxidos são dados em % em peso, e os elementos traço em ppm.

À alteração dos basaltos magnesianos, comparou-se também com a composição das formações ferríferas (tabela 9-6 e na figura 9-6). Observa-se na figura 9.6 uma fraca correlação das formações ferríferas com os elementos mais solúveis, enriquecidos relativamente nos fluidos de alteração. Entretanto, o teor de Ni é muito maior na composição da formação ferrífera, sugerindo uma outra fonte ou uma fonte adicional para este elemento. O pequeno número de elementos que sofreram perdas também dificulta uma avaliação, porém a ausência de ferro entre estes (os basaltos magnesianos sofreram ganhos), desfavorece a hipótese de que estas rochas foram importantes na geração das formações ferríferas.

Figura 9-5 – Diagrama *spider*, comparando a composição média das formações ferríferas, com os elementos enriquecidos durante a silicificação nos riolitos, recalculados para 100%.

Figura 9-6 – Diagrama *spider*, comparando a composição média das formações ferríferas, com os elementos lixiviados durante a alteração dos basaltos magnesianos, recalculados para 100%.

	perdas calculadas para a alteração dos basaltos (g/100g):	fluido (recalculado para 100%)	elementos traço em ppm:	bif (composição média):
SIO ₂	3.12056	54.04320	54.04	54.45
AL ₂ O ₃	0.00310	0.05360	0.05	3.61
MNO	0.02100	0.36367	0.36	0.04
MGO	0.19109	3.30942	3.31	0.99
CAO	2.43638	42.19425	42.19	0.25
AS	0.00021	0.00363	36	23
CO	0.00125	0.02163	216	253
NB	0.00007	0.00127	13	4
NI	0.00001	0.00014	1	494
PB	0.00022	0.00380	38	66
RB	0.00004	0.00065	7	12
ZN	0.00027	0.00475	47	563
total	5.77419	100.00000		

Tabela 9-6 – Comparação entre os elementos perdidos pelos basaltos magnesianos durante a alteração, e a composição média das formações ferríferas. Nas colunas 3 e 4 óxidos são dados em % em peso, e os elementos traço em ppm.

Baseando-se na quantidade de amostras afetadas, e no modo de ocorrência destes processos de alteração (a epidotização geralmente como veios mais restritos, diferentemente da espilitização mais generalizada e pervasiva, e afetando maior volume de rochas), o processo de epidotização deve ter exercido um papel apenas complementar na gênese destas formações ferríferas em relação à espilitização, ocorrendo num estágio mais evoluído do sistema hidrotermal, seguindo entretanto um padrão geral análogo de lixiviação e redeposição.

A espilitização também não se restringiu somente ao momento do derrame, no qual a rocha entrou em contato com a água do mar, mas iniciou-se com este processo e prosseguiu durante a formação da pilha vulcânica, através dos fluidos circulantes, que localmente evoluíram para os processos de epidotização observados. As formações ferríferas encontradas (assim como os metacherts observados nas porções mais basais) devem refletir a evolução deste processo, que se inicia pela lixiviação e reprecipitação da sílica, e passou para interações mais complexas, como introdução de Na₂O (provavelmente a partir de fluidos derivados da água do mar), e lixiviação de K₂O e CaO, tendo sido o último posterior e parcialmente reintroduzido pela epidotização nestas rochas. O fluido resultante que alcança novamente o fundo oceânico, já modificado, é reprecipitado no que diz respeito aos seus elementos menos

solúveis, gerando as formações ferríferas. Se por analogia os keratófiros silicificados também se confirmarem como fixadores dos fluidos mineralizantes, igualmente podem apresentar-se mineralizados e se constituírem em alvos para prospecção.

Como forma preliminar de avaliar o potencial metalogenético dos diversos litotipos observados, foram realizadas análises químicas multielementares por ICP-AES, em soluções de extrações seletivas com água-régia, que visaram principalmente a solubilização das fases metálicas e sulfetadas. Os resultados podem ser observados no Anexo 12.4-B. Apesar da solubilização por este método de abertura ser parcial, mostra-se útil pois as fases silicáticas permanecem preferencialmente no resíduo insolúvel; as fases de interesse podem ser avaliadas independentemente, como possíveis resultados do processo de mineralização. Os resultados brutos, referentes à fração solubilizada, também aparecem recalculados, para 100% de rocha (solubilizado + resíduo sólido). Neste caso, estes valores representam teores mínimos, semi-quantitativos, uma vez que alguns elementos podem ainda permanecer no resíduo não analisado em diferentes proporções, mas são recalculados como se estivessem entrado totalmente em solução.

Os resultados analíticos referentes às formações ferríferas foram tratados estatisticamente, através do programa MINPET, estabelecendo-se uma matriz de correlação entre os diversos elementos, a partir dos resultados do coeficiente de correlação r de Pearson. Este coeficiente mede o grau de correlação de duas variáveis x e y , para uma quantidade n de amostras, a partir da fórmula:

$$r = \frac{n\sum xy - \sum x \sum y}{\sqrt{((n\sum x^2 - (\sum x)^2) \cdot (n\sum y^2 - (\sum y)^2))}}$$

O valor de r pode variar entre +1 e -1, indicando correlação linear positiva ou negativa respectivamente; quando o valor é 0, nenhuma correlação é observada. Para valores entre 0 e 1, o valor crítico de significância de r é dado por tabelas utilizadas na literatura (por exemplo, Rollinson, 1993, p. 24), a partir do grau de liberdade (g.l.), dado pelo número de análises menos 2. Neste caso, para 11 análises, o g.l. = 11-2 = 9, e o valor crítico de r = 0.602, para o nível de significância 95%, e 0.735 para 99%, isto é, até o valor de r = 0.602, existe 95% de probabilidade deste coeficiente representar o comportamento real das variáveis, e a partir de r = 0.735, de 99% de probabilidade. A matriz de correlação assim resultante é apresentada na tabela 9-7.

	Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ba	Sr	Y	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Cd	Sn	W	Mo	Pd	Ag	Au	As	Sb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
Lu	0.86	-0.16	0.51	-0.11	0.30	-0.35	0.45	0.52	0.16	0.90	0.61	0.37	0.62	0.83	0.60	0.41	0.67	0.86	0.88	-0.15	-0.46	0.86	0.88	0.85	0.58	0.77	0.70	0.60	0.57	0.60	0.59	0.77	0.71	0.85	0.94	0.87	0.73	0.95	-0.15	0.89
Yb	0.98	-0.32	0.70	-0.22	0.36	-0.50	0.68	0.53	0.06	0.99	0.26	0.37	0.70	0.81	0.71	0.46	0.67	0.98	0.99	-0.30	-0.53	0.96	0.98	0.94	0.52	0.89	0.57	0.26	0.25	0.25	0.25	0.48	0.34	0.98	0.68	0.92	0.38	0.92	-0.30	
Tm	-0.41	0.99	-0.18	0.85	-0.08	0.17	-0.15	-0.06	0.69	-0.37	-0.03	0.62	-0.22	0.05	-0.09	-0.20	-0.02	-0.16	-0.38	1.00	0.24	-0.32	-0.33	-0.29	-0.15	-0.33	-0.18	-0.05	-0.10	0.00	-0.07	-0.10	-0.05	-0.29	0.01	0.06	0.00	-0.29		
Er	0.92	-0.31	0.49	-0.24	0.48	-0.51	0.47	0.36	0.00	0.93	0.59	0.19	0.64	0.83	0.48	0.58	0.78	0.88	0.94	-0.29	-0.54	0.92	0.93	0.84	0.72	0.80	0.80	0.60	0.59	0.58	0.59	0.77	0.64	0.86	0.82	0.84	0.68			
Ho	0.36	0.01	-0.02	-0.06	0.37	-0.13	-0.07	0.04	0.08	0.41	0.98	0.00	0.23	0.57	-0.01	0.38	0.59	0.33	0.40	-0.01	-0.22	0.39	0.39	0.34	0.69	0.25	0.81	0.98	0.95	0.98	0.97	0.98	0.98	0.31	0.86	0.39				
Dy	0.86	0.03	0.67	0.03	0.29	-0.51	0.71	0.55	0.36	0.88	0.23	0.65	0.56	0.83	0.75	0.29	0.68	0.93	0.88	0.06	-0.46	0.85	0.89	0.89	0.43	0.77	0.50	0.25	0.22	0.26	0.23	0.45	0.33	0.90	0.72					
Tb	0.63	0.02	0.32	0.01	0.19	-0.18	0.23	0.46	0.26	0.69	0.77	0.37	0.47	0.73	0.47	0.27	0.56	0.64	0.66	0.01	-0.35	0.64	0.66	0.67	0.52	0.57	0.66	0.75	0.70	0.76	0.73	0.85	0.86	0.64						
Gd	0.94	-0.33	0.66	-0.23	0.26	-0.43	0.70	0.48	0.00	0.95	0.19	0.42	0.59	0.74	0.80	0.33	0.64	0.95	0.96	-0.29	-0.40	0.92	0.94	0.98	0.43	0.86	0.50	0.20	0.18	0.18	0.17	0.41	0.27							
Eu	0.34	-0.02	-0.07	-0.05	0.29	-0.09	-0.17	0.10	0.03	0.39	0.97	-0.04	0.27	0.53	-0.01	0.37	0.48	0.30	0.37	-0.06	-0.24	0.36	0.36	0.31	0.62	0.26	0.73	0.94	0.90	0.94	0.93	0.95								
Sm	0.47	-0.10	0.04	-0.17	0.47	-0.25	0.02	0.01	0.01	0.51	0.96	-0.04	0.27	0.62	0.03	0.46	0.69	0.43	0.51	-0.11	-0.29	0.49	0.49	0.44	0.78	0.33	0.89	0.97	0.96	0.96	0.97									
Nd	0.25	-0.06	-0.15	-0.16	0.41	-0.13	-0.16	-0.16	-0.04	0.28	0.98	-0.18	0.08	0.43	-0.17	0.36	0.56	0.18	0.29	-0.08	-0.17	0.27	0.27	0.22	0.70	0.12	0.82	1.00	1.00	0.99										
Pr	0.23	0.02	-0.14	-0.11	0.39	-0.10	-0.14	-0.13	0.04	0.27	0.98	-0.11	0.07	0.45	-0.14	0.32	0.57	0.19	0.27	-0.01	-0.15	0.25	0.25	0.23	0.69	0.10	0.81	1.00	0.98											
Ce	0.26	-0.09	-0.12	-0.18	0.40	-0.14	-0.13	-0.17	-0.06	0.28	0.97	-0.19	0.07	0.41	-0.18	0.36	0.56	0.17	0.29	-0.11	-0.17	0.28	0.27	0.21	0.70	0.13	0.83	0.99												
La	0.25	-0.04	-0.13	-0.15	0.40	-0.12	-0.14	-0.15	-0.02	0.29	0.98	-0.14	0.07	0.45	-0.14	0.34	0.57	0.19	0.29	-0.06	-0.15	0.27	0.27	0.24	0.70	0.12	0.83													
Sb	0.54	-0.20	0.18	-0.31	0.76	-0.45	0.26	-0.16	-0.07	0.56	0.80	-0.08	0.25	0.75	-0.04	0.62	0.90	0.53	0.60	-0.19	-0.29	0.55	0.56	0.50	0.95	0.32														
As	0.93	-0.34	0.63	-0.04	0.07	-0.30	0.45	0.66	-0.04	0.93	0.15	0.31	0.84	0.58	0.69	0.47	0.36	0.88	0.89	-0.33	-0.53	0.96	0.93	0.78	0.26															
Au	0.49	-0.16	0.09	-0.28	0.91	-0.45	0.18	-0.25	-0.10	0.50	0.69	-0.18	0.30	0.74	-0.16	0.75	0.92	0.52	0.55	-0.16	-0.27	0.50	0.51	0.41																
Ag	0.90	-0.33	0.58	-0.30	0.22	-0.46	0.69	0.45	0.02	0.91	0.22	0.42	0.48	0.70	0.82	0.21	0.63	0.90	0.92	-0.28	-0.40	0.85	0.90																	
Pd	1.00	-0.36	0.65	-0.20	0.34	-0.52	0.60	0.53	-0.01	0.99	0.27	0.30	0.75	0.77	0.66	0.53	0.63	0.96	0.99	-0.33	-0.57	0.99																		
Mo	0.98	-0.34	0.64	-0.12	0.31	-0.42	0.54	0.52	-0.05	0.98	0.29	0.29	0.79	0.75	0.62	0.59	0.60	0.94	0.97	-0.32	-0.52																			
W	-0.58	0.24	-0.40	0.17	-0.23	0.74	-0.26	-0.44	-0.28	-0.54	-0.15	-0.06	-0.64	-0.41	-0.24	-0.40	-0.25	-0.52	-0.56	0.24																				
Sn	-0.41	0.99	-0.18	0.85	-0.09	0.17	-0.15	-0.06	0.69	-0.37	-0.04	0.62	-0.22	0.05	-0.08	-0.21	-0.02	-0.16	-0.38																					
Cd	0.99	-0.41	0.64	-0.29	0.38	-0.55	0.63	0.49	-0.04	0.99	0.29	0.26	0.70	0.78	0.65	0.51	0.67	0.96																						
Zn	0.95	-0.19	0.66	-0.08	0.40	-0.49	0.63	0.52	0.13	0.98	0.21	0.43	0.75	0.84	0.68	0.53	0.69																							
Pb	0.61	-0.06	0.26	-0.21	0.84	-0.54	0.44	-0.14	0.05	0.62	0.54	0.13	0.27	0.83	0.14	0.59																								
Cu	0.50	-0.19	0.18	0.01	0.72	-0.31	0.00	-0.02	-0.19	0.51	0.41	-0.23	0.69	0.61	-0.22																									
V	0.66	-0.12	0.62	-0.03	-0.30	-0.16	0.65	0.70	0.23	0.68	-0.16	0.67	0.38	0.37																										
Co	0.73	0.04	0.57	0.02	0.61	-0.48	0.55	0.35	0.27	0.78	0.48	0.43	0.59																											
Ni	0.73	-0.18	0.55	0.13	0.21	-0.22	0.21	0.66	0.12	0.75	0.16	0.17																												
Cr	0.25	0.59	0.53	0.57	-0.23	-0.07	0.54	0.54	0.69	0.29	-0.14																													
Y	0.25	-0.02	-0.16	-0.07	0.38	-0.06	-0.21	-0.11	-0.05	0.30																														
Sr	0.99	-0.39	0.66	-0.23	0.32	-0.47	0.60	0.56	-0.03																															
Ba	-0.06	0.73	0.34	0.52	-0.04	-0.11	0.26	0.43																																
K	0.53	-0.01	0.71	0.17	-0.35	-0.04	0.42																																	
Na	0.60	-0.19	0.86	-0.28	0.20	-0.48																																		
Ca	-0.52	0.23	-0.30	0.36	-0.49																																			
Mg	0.32	-0.09	0.07	-0.27																																				
Mn	-0.28	0.86	-0.08																																					
Fe	0.64	-0.17																																						
Al	-0.44																																							

Tabela 9-7 – Matriz de correlação entre os elementos analisados por ICP-AES, para as amostras de formações ferríferas.

Para o nível de significância de 95%, observam-se diversos pares de elementos com coeficiente de correlação acima de 0.602. O ouro, em especial, mostra correlações significativas com Mg, Y, Co, Cu, Pb, além de Er, Ho, Eu, Sm, Nd, Pr, Ce, La e Sb.

Observando-se os teores de ouro, entretanto, nota-se a presença de *outliers*, isto é, valores aberrantes, extremamente altos, causados por uma concentração anormal, referentes às amostras BTX 204- D1 e F1. Estes valores tendem a mascarar correlações reais, podendo artificialmente forçar uma tendência não existente ao se destacar de uma nuvem de pontos. Como exemplo, é mostrada na figura 9-7 o gráfico de correlação entre Mg e Au, indicando correlação aproximadamente linear, dada pelo $r=0.91$. Ao se retirar os dados referentes a estas duas amostras, desaparece a tendência de correlação, conforme observado na figura 9-8.

Procedeu-se então ao recálculo da matriz de correlação, agora não levando em conta os valores referentes às amostras BTX 204- D1 e F1. O resultado pode ser observado na tabela 9-8, sendo que agora, para 9 amostras o g.l. = 7, e os valores críticos de r são de 0.667 para 95%, e de 0.798 para 99%. Observa-se agora correlações mais significativas (> 0.798) entre o ouro e K, Sr, Ni, Co, Zn, Cd, Mo, Pd, Lu, Yb, Er, Ho, Tb, Gd, Sm, La, Sb e As.

Nas figuras 9-9 e 9-10 pode ser observado o comportamento entre o ouro e alguns destes elementos para cada amostra, incluindo aí os valores referentes às análises BTX 204- D1 e F1. Nota-se que as melhores correlações se dão entre Au e Sb, e Au e Co, além de As e Zn; já o Ni mostra comportamento um pouco mais discordante, mas ainda guardando semelhança. Dentre estes elementos, Co, As, Zn e Ni podem ser obtidos por análises de fluorescência de raios-X, de forma rápida e barata, sendo passíveis portanto de utilização para prospecção como traçadores para o Au, por exemplo em campanhas de amostragem de solo, onde teores anômalos sincrônicos deste conjunto de elementos indicariam uma possível anomalia de Au.

Figura 9-7 – Diagrama mostrando correlação entre Au e Mg para as análises de ICP em formações ferríferas, incluindo valores aberrantes (das amostras BTX- 204 D1 e F1).

Figura 9-8 – Diagrama mostrando variação na correlação de Au e Mg, após retirada das amostras BTX 204- D1 e F1, aberrantes.

	Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ba	Sr	Y	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Cd	Sn	W	Mo	Pd	Ag	Au	As	Sb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
Lu	0.92	-0.12	0.73	0.03	-0.03	-0.32	0.65	0.88	0.26	0.95	0.44	0.63	0.73	0.88	0.92	0.31	0.8	0.99	0.95	-0.11	-0.47	0.91	0.94	0.9	0.92	0.88	0.82	0.75	0.39	0.55	0.63	0.98	0.67	0.93	0.96	0.93	0.83	0.96	-0.11	0.97
Yb	0.98	-0.29	0.77	-0.11	-0.16	-0.39	0.71	0.82	0.14	0.99	0.28	0.54	0.7	0.79	0.94	0.29	0.78	0.98	0.99	-0.26	-0.5	0.95	0.98	0.94	0.86	0.92	0.87	0.58	0.46	0.36	0.52	0.91	0.5	0.98	0.87	0.91	0.67	0.99	-0.27	
Tm	-0.39	0.99	-0.19	0.86	0.32	0.12	-0.15	-0.13	0.88	-0.34	0.21	0.61	-0.2	0.18	-0.14	-0.15	0.23	-0.12	-0.36	1	0.22	-0.29	-0.3	-0.26	-0.09	-0.32	-0.2	0.31	-0.07	0.55	0.16	-0.04	0.05	-0.26	0.08	0.11	0.24	-0.27		
Er	0.99	-0.29	0.74	-0.08	-0.16	-0.43	0.64	0.84	0.11	0.99	0.31	0.5	0.75	0.77	0.89	0.38	0.72	0.98	0.99	-0.27	-0.56	0.98	1	0.9	0.84	0.96	0.83	0.57	0.52	0.34	0.59	0.93	0.54	0.94	0.85	0.9	0.68			
Ho	0.59	0.27	0.55	0.42	0.25	-0.07	0.32	0.85	0.48	0.67	0.79	0.66	0.75	0.91	0.59	0.47	0.57	0.77	0.62	0.24	-0.35	0.64	0.64	0.54	0.9	0.63	0.55	0.97	0.29	0.85	0.83	0.9	0.91	0.6	0.93	0.73				
Dy	0.84	0.08	0.73	0.14	0	-0.45	0.75	0.78	0.43	0.86	0.24	0.81	0.54	0.86	0.92	0.1	0.92	0.94	0.87	0.12	-0.43	0.83	0.87	0.88	0.79	0.77	0.82	0.65	0.4	0.54	0.52	0.89	0.47	0.89	0.9					
Tb	0.78	0.09	0.66	0.19	0.13	-0.23	0.56	0.88	0.43	0.84	0.57	0.71	0.7	0.93	0.85	0.27	0.78	0.92	0.82	0.08	-0.4	0.78	0.82	0.81	0.93	0.75	0.73	0.88	0.28	0.74	0.69	0.96	0.78	0.83						
Gd	0.94	-0.3	0.7	-0.15	-0.29	-0.34	0.72	0.7	0.05	0.95	0.23	0.55	0.57	0.74	0.97	0.16	0.84	0.95	0.96	-0.26	-0.36	0.91	0.94	0.98	0.81	0.87	0.86	0.53	0.32	0.29	0.36	0.85	0.43							
Eu	0.47	0.09	0.29	0.28	0.18	-0.04	0.04	0.73	0.22	0.55	0.87	0.34	0.73	0.73	0.38	0.55	0.27	0.6	0.5	0.05	-0.35	0.5	0.51	0.39	0.79	0.51	0.33	0.84	0.06	0.68	0.75	0.77								
Sm	0.88	-0.03	0.71	0.17	0.04	-0.3	0.53	0.93	0.32	0.92	0.58	0.62	0.83	0.91	0.81	0.47	0.7	0.96	0.89	-0.03	-0.52	0.9	0.91	0.79	0.94	0.88	0.76	0.82	0.46	0.63	0.77									
Nd	0.52	0.23	0.47	0.46	0.38	-0.05	0.07	0.83	0.45	0.56	0.66	0.37	0.88	0.63	0.31	0.71	0.23	0.61	0.5	0.15	-0.5	0.6	0.56	0.25	0.69	0.64	0.31	0.76	0.63	0.72										
Pr	0.22	0.61	0.37	0.58	0.58	0.13	0.19	0.63	0.77	0.3	0.62	0.68	0.49	0.7	0.39	0.19	0.48	0.48	0.26	0.55	-0.16	0.28	0.29	0.27	0.64	0.27	0.27	0.91	0.17											
Ce	0.52	-0.04	0.63	0.23	0.07	-0.12	0.31	0.56	0.21	0.49	0.09	0.22	0.64	0.32	0.22	0.61	0.15	0.44	0.46	-0.08	-0.42	0.61	0.54	0.18	0.36	0.64	0.43	0.23												
La	0.46	0.36	0.53	0.47	0.32	0.07	0.31	0.78	0.56	0.55	0.79	0.68	0.68	0.87	0.54	0.4	0.55	0.69	0.51	0.31	-0.25	0.53	0.52	0.48	0.87	0.51	0.51													
Sb	0.8	-0.23	0.91	-0.12	-0.15	-0.41	0.9	0.71	0.2	0.83	0.18	0.63	0.49	0.82	0.81	0.17	0.76	0.82	0.83	-0.2	-0.39	0.79	0.82	0.83	0.8	0.72														
As	0.96	-0.33	0.66	0	-0.27	-0.28	0.47	0.78	-0.02	0.96	0.39	0.36	0.85	0.66	0.77	0.58	0.56	0.92	0.94	-0.32	-0.52	0.99	0.97	0.79	0.79															
Au	0.79	-0.07	0.75	0.13	0.06	-0.19	0.54	0.89	0.3	0.85	0.66	0.59	0.81	0.92	0.76	0.48	0.65	0.9	0.82	-0.09	-0.48	0.82	0.82	0.75																
Ag	0.89	-0.3	0.64	-0.23	-0.26	-0.4	0.74	0.64	0.07	0.9	0.15	0.55	0.47	0.7	0.98	0.02	0.86	0.92	0.93	-0.25	-0.37	0.83	0.89																	
Pd	1	-0.33	0.72	-0.1	-0.22	-0.42	0.62	0.81	0.06	0.99	0.29	0.46	0.75	0.74	0.87	0.4	0.7	0.97	0.99	-0.3	-0.55	0.98																		
Mo	0.97	-0.31	0.71	-0.01	-0.28	-0.31	0.56	0.79	0.01	0.98	0.36	0.44	0.8	0.72	0.82	0.51	0.64	0.95	0.96	-0.29	-0.49																			
W	-0.56	0.22	-0.42	0.12	-0.29	0.76	-0.26	-0.58	-0.32	-0.52	-0.12	-0.12	-0.63	-0.38	-0.32	-0.4	-0.18	-0.5	-0.54	0.22																				
Sn	-0.39	0.99	-0.19	0.86	0.31	0.12	-0.15	-0.13	0.68	-0.34	0.21	0.61	-0.2	0.18	-0.13	-0.15	0.24	-0.12	-0.36																					
Cd	1	-0.38	0.72	-0.19	-0.21	-0.44	0.66	0.81	0.04	1	0.25	0.44	0.71	0.73	0.9	0.32	0.71	0.96																						
Zn	0.95	-0.14	0.71	0.05	-0.13	-0.36	0.63	0.84	0.22	0.97	0.41	0.62	0.75	0.84	0.92	0.35	0.8																							
Pb	0.66	0.18	0.6	0.14	-0.1	-0.34	0.76	0.52	0.42	0.69	0.12	0.87	0.25	0.76	0.91	-0.18																								
Cu	0.37	-0.11	0.23	0.35	-0.13	0.09	-0.23	0.47	-0.11	0.39	0.7	-0.06	0.83	0.31	-0.02																									
V	0.86	-0.17	0.66	-0.13	-0.16	-0.34	0.75	0.67	0.2	0.88	0.15	0.64	0.46	0.73																										
Co	0.69	0.17	0.76	0.28	0.12	-0.28	0.64	0.84	0.48	0.75	0.58	0.81	0.63																											
Ni	0.73	-0.16	0.55	0.2	0.07	-0.13	0.16	0.83	0.16	0.75	0.67	0.23																												
Cr	0.39	0.57	0.55	0.53	0.13	-0.23	0.61	0.49	0.69	0.44	0.29																													
Y	0.24	0.25	0.13	0.55	0	0.27	-0.2	0.48	0.13	0.32																														
Sr	0.99	-0.36	0.73	-0.14	-0.21	-0.38	0.63	0.83	0.04																															
Ba	0	0.72	0.36	0.51	0.77	-0.22	0.31	0.4																																
K	0.8	-0.08	0.81	0.06	0.3	-0.29	0.56																																	
Na	0.62	-0.18	0.87	-0.28	0.03	-0.44																																		
Ca	-0.43	0.18	-0.31	0.27	-0.06																																			
Mg	-0.23	0.41	0.16	0.13																																				
Mn	-0.19	0.87	-0.09																																					
Fe	0.71	-0.17																																						
Al	-0.41																																							

Tabela 9-8 – Matriz de correlação entre os elementos analisados por ICP-AES, para as amostras de formações ferríferas, sem as amostras aberrantes BTX-204 D1 e F1.

Figura 9-9 – Diagramas comparando o comportamento entre Au e diversos elementos nas amostras de formações ferríferas.

Figura 9-10 – Diagramas comparando o comportamento entre o Au e As e Sb nas formações ferríferas.

10 – Discussões e Considerações Finais

10.1 – Comparações com Sequências Similares

Devido à proximidade relativa regional, geralmente as rochas do Maciço de Piumhi são referidas como de provável correlação e/ou continuidade com a Sequência Vulcano-Sedimentar do Morro do Ferro, definida por Teixeira e Danni (1979), a Sul, como um terreno *greenstone belt* em associação a rochas graníticas-gnáissicas do Complexo Campos Gerais. Esta sequência, no Domínio Norte do Complexo Campos Gerais, é formada, segundo Szabó (1996), por um conjunto de rochas metaultramáficas komatiíticas, com texturas spinifex, principalmente como placas de ex-olivinas, ainda reconhecíveis dentro de porções mais preservadas, em meio a faixas intensamente tectonizadas, nas quais também se encontram imbricadas formações ferríferas, metacherts, metapelitos diversos e anfibolitos.

As rochas metaultramáficas mais preservadas mostram, ainda segundo Szabó (1996), quimicamente características de uma suíte komatiítica típica, ADK (*aluminium depleted komatiites*), empobrecida em alumínio, aparecendo porém em geral já bastante alteradas tanto por processos pós-magmáticos, quanto por metamorfismo posterior. Ainda assim, ocorre o predomínio dos termos máficos/ultramáficos na estratigrafia desta sequência. Diferentemente, a sequência vulcano-sedimentar de Piumhi mostra um predomínio, ao menos na porção basal estudada, de termos intermediários, passando a básicos, e em menor quantidade termos básicos mais magnesianos. Estes entretanto, não se mostram como komatiitos típicos, razão pela qual deu-se preferência à nomenclatura de basaltos magnesianos para estes termos, onde textura spinifex características aparecem como de tipo acicular, com actinolita substituindo clinopiroxênios, indicando uma composição mais ácida do magma original.

Diversas implicações podem ser resultantes destas diferenças, como por exemplo o potencial metalogenético diferente para cada caso. Na sequência do Morro do Ferro, ocorrências de níquel, tanto em depósitos lateríticos residuais (depósito de Morro do Níquel), quanto em depósitos primários de sulfetos maciços de Fe-Ni-Cu, do tipo Kambalda (depósito O'Toole, Brenner et al., 1990), são favorecidos pela presença das rochas ultramáficas komatiíticas. Em Piumhi, rochas ultramáficas na sequência vulcano-sedimentar ocorrem somente de forma mais restrita, como base de derrames

diferenciados, diminuindo o potencial para este tipo de mineralização. Mineralizações ligadas a rochas exalativas sulfetadas, incluindo ouro, cobre, zinco e chumbo definiriam a principal vocação da esta sequência de Piumhi.

A associação litológica observada na região de Piumhi sugere como mais provavelmente uma filiação com *greenstone belts* mais evoluídos, já do paleoproterozóico, como num exemplo brasileiro, aquele do Rio Itapicuru, na Bahia. Este mostra em sua base (segundo Kishida & Riccio, 1980), uma unidade toleítica basáltica, sobreposta por derrames cálcio-alcalinos de composição intermediária a ácida; entretanto, a passagem da série toleítica para a cálcio-alcalina mostra quimicamente um hiato, provavelmente não representando magmas de mesma filiação, também diferentemente do observado na sequência de Piumhi.

Sequências mais similares possivelmente poderiam ocorrer entre os *greenstone belts* da Província Superior do Canadá, como por exemplo, o de Abitibi. Este é constituído, segundo Goodwin & Ridler (1972), predominantemente por rochas máficas, incluindo basaltos e andesitos toleíticos, enquanto rochas félsicas de composição dacítica a riolítica estão presentes nas porções estratigraficamente superiores. Lafrance et al. (2000), estudando nesta área o complexo vulcânico de Normétal, concluem que este conjunto máfico-félsico possui um caráter predominantemente transicional, subordinadamente toleítico, e interpretaram estas duas diferentes afinidades geoquímicas como a passagem de um arco imaturo de caráter transicional, para um rift mais maduro de caráter toleítico (a levemente transicional). Associados a este complexo, ocorrem diversos jazimentos do tipo VMS (*vulcanogenic massive sulfides*), indicando a potencialidade metalogenética deste tipo de ambiente.

10.2 – Considerações Finais

Os trabalhos realizados, de estudos geológicos e mapeamento, petrografia, geologia estrutural e geoquímica, permitiram melhor caracterizar e contribuíram para o conhecimento da porção basal sequência vulcano-sedimentar de Piumhi, e desta forma, permitiram inferências sob sua gênese e evolução.

Esta sequência na área de estudo se mostra como uma bacia vulcano-sedimentar de tipo *greenstone belt*, metamorfizada em fácies xisto verde, porém muito bem preservada, tanto do ponto de vista textural quanto estrutural. Estratigraficamente, puderam ser reconhecidas na área mapeada as unidades vulcânicas Andesítica, Basáltica Magnesiânica e Basáltica, pertencentes ao aqui denominado Grupo Inferior, e sobreposta, uma Unidade Metassedimentar, já pertencente ao Grupo Superior. Predominam na Unidade Vulcânica Andesítica derrames de grã fina e de composição andesítica basáltica (passando a micro-porfíricos em direção ao topo), contendo subordinadamente intercalações de keratófiros, correspondendo a derrames de composição ácida, riodacítica a riolítica, e, por vezes, níveis pouco espessos de rochas piroclásticas e de metacherts.

Acima, após uma zona transicional onde se observam derrames variolíticos, representando misturas entre magmas imiscíveis no contato entre as unidades, passa-se para a Unidade Vulcânica Basáltica Magnesiânica, onde derrames de tendência picrítica mostram texturas spinifex bem desenvolvidas, em actinolitas aciculares representando ex-clinopiroxênios, e por vezes derrames diferenciados, com bases cumuláticas ultramáficas, gerados pelo fracionamento e acumulação de olivinas e piroxênios (clino e orto), resultando na diferenciação *in situ* dos basaltos parentais para andesitos basálticos segregados em direção ao topo dos derrames. Estes andesitos basálticos assemelham-se àqueles andesitos regionalmente encontrados, em derrames homogêneos, na unidade anterior. Nesta unidade também se observam intercalações de rochas metassedimentares, como tufitos, e praticamente a totalidade das formações ferríferas bandadas sulfetadas observadas na área, implicando no seu interesse econômico como alvo para prospecção.

O conjunto de rochas estudadas mostra uma evolução magmática segundo um *trend* toleítico, porém transicional para termos próximos a cálcio-alcalinos. Cálculos de balanço de massa foram efetuados para testar a a possível origem deste *trend* por

cristalização fracionada, a partir dos basaltos magnesianos como magmas parentais primitivos, gerando inicialmente os termos andesíticos, e destes os derrames mais ácidos, pelo fracionamento, de termos cumuláticos específicos encontrados na área. A boa correlação observada entre as composições dos cumulados calculados e daqueles realmente observados parece dar sustentação a esta hipótese.

A série de evolução toleítica de Piumhi parece ter se desenvolvido num arco magmático, apresentando algumas características ou influências de crosta siálica continental. É proposto aqui, a partir destas características transicionais entre ambientes tectônicos distintos, uma evolução a partir de uma bacia distensiva de retro-arco, instalada sobre um embasamento siálico proto-continental submerso, ainda mal consolidado e fino, provavelmente durante a transição do Arqueano para o paleoproterozóico. As rochas mais primitivas geradas, os basaltos magnesianos, diferenciaram-se, por fracionamento em câmaras magmáticas provavelmente infracrustais mais profundas, para andesitos basálticos, enquanto estes, também por diferenciação, já em câmaras infracrustais a crustais mais rasas, deram origem às rochas vulcânicas ácidas extrudidas na base da sequência. Os andesitos basálticos porfiríticos representariam o esvaziamento destas câmaras mais rasas, com a extrusão carregando produtos da acumulação (os fenocristais de clinopiroxênio e hornblenda), sendo que o colapso e rompimento destas câmaras poderia ser creditada a um aumento na taxa de abertura da bacia, o qual possibilitou também a extrusão direta dos basaltos magnesianos não diferenciados sobre estas rochas. A passagem acima para a Unidade Basáltica, descrita na literatura como de caráter toleítico (por exemplo, Schrank, 1992, e Lima, 1996), sugere que a abertura da bacia teria alcançado então um estágio maduro de desenvolvimento, já menos afetada pelos efeitos do arco magmático com subducção ativa, associado à bacia de retro-arco.

Após o desenvolvimento generativo da bacia, deve ter se iniciado a sua inversão, gerando os primeiros eventos tectônicos, com o principal resultado o cavalgamento observado entre a sequência vulcano-sedimentar com as rochas graníticas TTG do norte da área; assim como a colocação de rochas ultramáficas de tipo alpino com cromititos podiformes em zonas de cisalhamento de alto ângulo. Estas ultramáficas poderiam representar as das antigas câmaras magmáticas nas quais foram diferenciados os andesitos basálticos, representando as fases cumulus dos processos de diferenciação.

Estes eventos provavelmente consolidaram ainda no paleoproterozóico precoce a área como um segmento de crosta continental mais evoluído e espesso. A retomada dos eventos distensivos e a colocação de diques básicos toleíticos continentais (Cutrim e Schorscher, 1999), iniciaram o desenvolvimento da bacia Bambuí, meso a neoproterozóica. No seu colapso orogênico, esta bacia, juntamente com seu embasamento, sofre na área novo tectonismo, inclusive a colocação de nappes formadas por rochas pertencentes ao Grupo Canastra, constituindo este o último grande evento tectônico observado na região.

Cálculos de balanço de massa foram utilizados para caracterizar quimicamente as alterações hidrotermais a que as rochas vulcânicas da SVS foram submetidas. Quanto às rochas andesíticas, nota-se uma predominância da espilitização, que parece evoluir para epidotização de forma mais restrita e localizada. Já as rochas ácidas ocorrem como derrames que foram sem exceção keratofirizados, e por vezes também silicificados, mostrando a progressão dos eventos de alteração de fundo oceânico a que a pilha vulcânica recém-formada foi submetida. Relativamente, os basaltos magnesianos sobrepostos parecem ter sofrido uma alteração bem menos intensa.

Estes eventos de alteração, em especial de espilitização, parecem ter sido os responsáveis principais pela geração dos fluidos hidrotermais a partir dos quais se precipitaram as formações ferríferas. Esta hipótese parece encontrar sustentação na comparação das composições das formações ferríferas com os elementos que foram lixiviados no processo de alteração, identificados e quantificados através dos cálculos de balanço de massa.

Estas formações ferríferas se constituem no principal alvo metalogenético da região, caracterizadas pelos seus altos conteúdos de metais, em especial o ouro, além de Cu, Zn e Pb, entre outros. Fatores de enriquecimento secundários, como por exemplo a atuação tectônica de zonas de cisalhamento, não foram avaliadas neste estudo, mas, como mostrado por Ferrari (1996 a), podem se constituir em mineralizações importantes, desde que, estas zonas se desenvolvam sobre rochas e áreas já previamente mineralizadas. Um estudo das interações entre as áreas mineralizadas primárias, e os efeitos das várias fases tectônicas sobrepostas, poderia portanto auxiliar numa melhor definição de alvos para prospecção.

11 – Bibliografia

- ALECRIM, J.D.; PINTO, L.C. (1980) *Geoquímica de Semi-Detalhe em Sedimentos de Corrente, Piumhi - MG*. In: 31º Cong. Bras. de Geol. Anais, Vol. 1, p. 42-56, Camboriú, 1980, SBG.
- ALVIM, G.F. (1939) *Cromita em Piui*. DNPM, Serv. Geol. Mineral., Rel. Anual do Diretor, Ano de 1938, 38-42, Rio de Janeiro.
- ARNDT, N.T.; NISBET, E.G. (1982) *Komatiites*. George Allen & Unwin, Londres, 526p.
- BARBOSA, O.; LACOURT, F. (1940) *Cromita em Piui (MG)*. Mineração e Metalurgia, 5 (25): 39-43.
- BAUMGARTNER, L.P.; OLSEN, S.N. (1995) *A Least-Squares Approach to Mass Transport Calculations Using the Isocon Method*. Economic Geology, Vol. 90: 1261-1270.
- BIONDI, J.C.; SCHRANK, A. (1980) *Seqüência vulcânica calco-alcalina em Piumhi (MG) - Considerações para identificação*. In: 31º Cong. Bras. Geol., Anais, V. 4: 1933-1944, SBG, Camboriú.
- BRANCO, J.J.R. (1956) *Conglomerado do Samburá, Minas Gerais*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, V. 28, nº 3: 295-301.
- BRENNER, T.L.; TEIXEIRA, N.A.; OLIVEIRA, J.A.L.; FRANKE, N.D.; THOMPSON, J.F.H. (1990) *The O'Toole Nickel Deposit, Morro do Ferro Greenstone Belt, Brazil*. Economic Geology, Vol. 85, p. 904-920.
- CLARKE, D. (1993) *NEWPET*. Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland, Canadá.
- COLTORTI, M.; GIRARDI, V.A.V.; SCHORSCHER, J.H.D. (1987) *Liquid Immiscibility in the Archean Greenstone Belt of Piumhi*. Lithos, 20: 77-91, Elsevier Science, Amsterdam.
- COMIG – Companhia Mineradora de Minas Gerais (1994) *Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, Escala Original 1:1.000.000*.
- CONDIE, K.C. (1981) *Archean Greenstone Belts*. Elsevier, Amsterdam, 434 p.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHWEST, R.J. (1979) *Compositional Variation in Magmas*. In: The Interpretation of Igneous Rocks, George Allen & Unwin.
- CROSTA, A.P.; CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G.A.J.; SCHRANK, A. (1986) *Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos arqueanos e*

- proterozóicos do sudoeste de Minas Gerais*. In: 34º Cong. Bras. Geol., Goiânia, Resumos e Breves Comunicações, Boletim 1: 91-92, SBG, Goiânia.
- CUTRIM, C.A.; SCHORSCHER, J.H.D. (1999) *Caracterização Petrográfica, Geoquímica e geotectônica dos Diques Básicos da Região de Piumhi – MG*. Relatório Final do Trabalho de Graduação, 83 p., Instituto de Geociências, USP. São Paulo.
- EVERDINGEN, D.; GOOL, J. (1990) *QUICKPLOT Version 1.0*. Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland, Canadá.
- FAIRCHAILD, T.R.; SCHORSCHER, J.H.D. (1985) *Ocorrência de Microfósseis e Estromatólitos no Grupo Bambuí, Proterozóico Médio Superior, na Região de Piumhi - Pimenta, SW de Minas Gerais, Brasil*. Paleobotânica Latinoamericana, V. 7/1 (Resumos):14, São Paulo.
- FERNANDES, F.; SCHORSCHER, J.H.D. (1994) *Estudos comparativos sobre a evolução crustal precambriana de partes SE e SW do Cráton do São Francisco* In: 2º Simp. Iniciação Científica USP, Programa e Resumos. São Paulo.
- FERRARI, M.A.D. (1996a) *Aspectos Tectôno-Estruturais do Greenstone Belt de Piumhi - MG, em Relação à Mineralização de Cromita e Ouro*. Dissertação de Mestrado, 122 pp., Instituto de Geociências, UNICAMP, Campinas.
- FERRARI, M.A.D. (1996b) *Aspectos Tectôno-Estruturais do Greenstone Belt de Piumhi - MG, em Relação à Mineralização de Cromita e Ouro*. Rev. Bras. Geoci., 26/4 (Resumos de Teses): 339-340.
- FERRARI, M.A.D.; CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A. (1996a) *Gold and Chromite Mineralization in the Archean Greenstone Belt of Piumhi, Minas Gerais, Brazil - Tectonic Controls and Chemistry*. In: Archaeian Terranes of South American Platform - Symposium, Extended Abstracts: 15-16, SBG, Brasília.
- FERRARI, M.A.D.; CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A. (1996b) *Petrografia e Geoquímica das Cromitas de Piumhi - SW de Minas Gerais*. In: 39º Cong. Bras. de Geol., Anais: 210-212, Salvador.
- FERRARI, M.A.D.; CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A. E HASUI, Y. (1995) *Considerações preliminares da evolução tectôno-estrutural e sua relação com a mineralização aurífera e cromitífera do greenstone belt de Piumhi, MG*. V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 347-348.

- FERREIRA, E.F.; SCHORSCHER, J.H.D. (1999) *Metagranitóides do terreno granito-greenstone belt de Piumhi, MG: geologia e petrogênese*. 7º Simpósio de Iniciação Científica - USP - Resumos – Ciências da Terra.
- FRITZSON, O.; BIONDI, J.C.; CHABAN, A. (1980) *Geologia da Região de Piumhi, Minas Gerais*. - In: 31º Cong. Bras. Geol., Anais, V. 5: 2906-2917, SBG, Camboriú.
- GOODWIN, A.M.; RIDLER, R.H. (1972) *The Abitibi Orogenic Belt. Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield*. Geological Survey of Canada, Paper 70-40: 1-30.
- GRANT, J.A. (1986) *The Isocon Diagram – A Simple Solution to Gresens' Equations for Metasomatic Alteration*. – Economic Geology, Vol. 81: 1976-1982.
- GREEN, T.H. (1980) *Island arc and continental building magmatism: a review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry*. Tectonophysics 63: 367-385.
- GRESENS, R.L. (1967) *Composition-Volume Relationships of Metasomatism*. Chemical Geology, 2: 47-65.
- GUIMARÃES, C.P.; OLIVEIRA, J.M. (1938) *Cromita em Piuí (MG)*. Mineração e Metalurgia, 3(14): 115-116.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ZIMBRES, E.; CHRISPIM, S.J.; SIMÕES, L.S.A.; TUPINAMBÁ, M.A. (1987) *O contato basal do Grupo Canastra ente Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, MG*. 4º Siº Simp. Geol. de Minas Gerais, Anais: 179-198. SBG, Belo Horizonte
- HERKSTRÖTER, T. (1994) *Geochemie und Petrologie komatiitischer Laven mit Immiscibilitätsphänomenen des archaischen Grünsteingürtels von Piumhi, Minas Gerais, SE-Brasilien*. Diplomarbeit, 92 pp., Inst. Geowiss., Universität Mainz.
- HERKSTRÖTER, T.; SCHORSCHER, H.D.; OBERHÄNSLI, R.; NUNES, C.M.D. (1994) *Variolite: Phänomene unmischbarer Schmelzen aus dem Grünsteingürtel von Piumhi (MG), Brasilien*. Terra Nostra 2/94: 62, Alfred-Wegener-Stiftung, Bonn.
- HOLM, P.E. (1982) *Non-Recognition of continental Tholeiites using the Ti-Y-Zr Diagram*. Contrib. Mineral. Petrol. 79: 308-310.
- HUGHES, C.J. (1973) *Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum*. Geological Magazine, 109 (6): 513-527.

- IBGE, (1977) *Geografia do Brasil – Região Sudeste, Volume 3*. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Departamento de Geografia. IBGE, Rio de Janeiro.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. (1971) *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Canadian Journal of Earth Sciences, vol.8, pp.523-548.
- JAHN, B.M; SCHRANK, A. (1983) *REE geochemistry of komatiites and associated rocks from Piumhi, southeastern Brazil*. Precambrian Research, 21: 1-20. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- JENSEN, L.S. (1976) *A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks*. Ontario Division of Mines, MP 66, 22p.
- KISHIDA, A.; RICCIO, L. (1980) *Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia State, Brazil*. Precambrian Research, 11: 161-178. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- LAFRANCE, B.; MUELER, W.U.; DAIGNEAULT, R.; DUPRAT, N. (2000) *Evolution of a submerged composite arc volcano: volcanology and geochemistry of the Normétal volcanic complex, Abitibi greenstone belt, Québec, Canada*. Precambrian Research 101: 277-311.
- LE BAS, M.J; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. (1986) *A chemical classification of the volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram*. Journal of Petrology, Vol. 27, Part 3: 745-750. Oxford University Press.
- LE MAITRE, R.W. (1976) *Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 56: 181-189. Springer-Verlag.
- LE MAITRE, R.W. (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcomission on the Sistematics of Igneous Rocks*. Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- LIMA, C. V. (1996) *Natureza Composicional e Perspectivas Metalogenéticas de Rochas Metassedimentares Intercaladas em Basaltos Komatiíticos do Greenstone Belt de Piumhi, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, 107 pp., Instituto de Geociências, UNICAMP, Campinas.
- LIMA, C.V.; SCHRANK, A. (1998) *Distribuição de elementos traços em rochas metassedimentares intercaladas em metabasaltos komatiíticos do greenstone belt de Piumhi – MG*. XL Congr. Brasil. de Geol., Anais, p 56. SBG, Belo Horizonte.

- MACHADO, N.; SCHRANK, A. (1989) *Geocronologia U/Pb no Maciço de Piumhi: Resultados Preliminares*. In: 5º Simp. Geol. Minas Gerais - Bol. 10: 45-49, SBG - Núcleo MG, Belo Horizonte.
- MANIAR, P.D.; PICCOLI, P.M. (1989) *Tectonic discrimination of granitoids*. Geological Society of America Bulletin, vol.101, pp.635-643.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDENE, M.A.; LOGUERCIO, S.O.C.; RAMALHO, R. (1984) *As faixas de dobramento Brasília-Uruaçu e Paraguai-Araguaia, e o Maciço Mediano de Goiás*. In: Schobbenhaus, 1984: Geologia do Brasil, texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil. DNPM, Brasília.
- MACLEAN, W.K.; BARRETT, T.J. (1993) *Lithogeochemical techniques using immobile elements*. Journal of Geochemical Exploration, 48: 109-133.
- MACLEAN, W.H.; KRANIDIOTIS, P. (1987) *Immobile Elements as Monitors of Mass Transfer in Hydrothermal Alteration: Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec*. Economic Geology, vol. 82: 951-962.
- MATTOS, J.T. (1986) *Caracterização do comportamento geológico-Estrutural na região da Represa de Furnas (MG), com dados de sensoriamento remoto*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.
- MIDDLELMOST, E.A.K. (1989) *Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanics rocks*. Chemical Geology, 77: 19-26. Elsevier Scientific Publishers B. V., Amsterdam.
- NUNES, C.M.D.; SCHORSCHER, J.H.D. (1991) *Rochas variolíticas de Piumhi-MG: Detalhamentos magmático-estratigráficos e petrográficos*. Projeto FAPESP, 90/05631-1, Relatório Final (inédito): 95 pp., IG-USP, São Paulo.
- OLIVEIRA, A.I.; BARBOSA, O. (1940) *Análises Diversas – Estado de Minas Gerais*. Boletim nº 41, Relatório da Diretoria 1938. Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM, Rio de Janeiro.
- OLSEN, S.N; GRANT, J.A. (1991) *Isocon analysis of migmatization in the Front Range, Colorado, USA*. Journal of Metamorphic Geology, 9: 151-164.
- PASSARELI, C. R. (1991) *Piumhi: Uma abordagem fotogeológica – Relatório Final*. Projeto de Iniciação Científica – CNPq, Processo nº 803001/87-8/GL – IG – USP. 37 páginas.
- PEARCE, J.A. (1982a) *Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries*. In: Thorpe, R.S.: Andesites. J. Wiley and Sons, p. 525-547.

- PEARCE, J.A. (1982b) A "users guide" to basalt discrimination diagrams. Apostila inédita, 47 p.
- PEARCE, J.A.; CANN, J.R. (1973) *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*. Earth and Planetary Science Letters 19: 290-300.
- PINHEIRO, S.O. (1980) *Petrografia da Sequência de Rochas Ígneas Metamorfisadas de Piumhi*. In: 31º Cong. Bras. Geol., Anais, V. 4: 2206-2214, SBG, Camboriú.
- PINHEIRO, S.O. (1988) *Geologia e petrologia dos depósitos de cromita de Piumhi, MG*. Tese de Mestrado, nº 50, 201p., Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- RICHARD, L. R. (1995) *Minpet Geological Software Version 2.02*. Quebec, Canadá.
- ROLLINSON, H. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman geochemistry series; Longman Group, UK, Ltd.
- SÁNCHEZ-ESPAÑA, J.; VELASCO, F.; YUSTA, I. (2000) *Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks associated with massive sulphide deposition in the northern Iberian Pyrite Belt (SW Spain)*. Applied Geochemistry, 15: 1265-1290.
- SATO, L.M.; CHOUDHURI, A.; SCHRANK, A. (1992) *Dados Preliminares: Estudos petrográficos e geoquímicos dos corpos graníticos do maciço de Piumhi - MG*. In: 37º Cong. Bras. Geol., Boletim de Resumos Expandidos, V. 1 (Simpósios): 386-387, SBG, São Paulo.
- SCHORSCHER, J.H.D. (1981) *Contribuição à geologia do "greenstone Belt" de Piumhi, MG*. Acad. Bras. Cienc., Com. Oral, Sessão Regular, 10.11.1981, São Paulo.
- SCHORSCHER, H.D.; SOARES MONTEIRO, L.V.; DANTAS NUNES, C.M.; SILVA, E.L. (1994) *Die präkambrische Entwicklung des Piumhi-Grünsteingürtels, Minas Gerais, Brasilien*. Terra Nostra 2/94: 69-70, Alfred-Wegener-Stiftung, Bonn.
- SCHORSCHER, J.H.D.; CHIARINI, A.P.; FERNANDES, F.; VILELA, L.G.G.; MONTEIRO, L.V.S.; SILVA, E.L.; CUTRIM, C.A. (1998a) *Revisão tectono-estratigráfica do Maciço de Piumhi – MG*. XL Congr. Brasil. de Geol., Anais, p 68. SBG, Belo Horizonte.
- SCHORSCHER, J.H.D.; CHIARINI, A.P.; SILVA, E.L.; FERNANDES, F.; VILELA, L.G.G.; CUTRIM, C.A. (1998b) *Metaultramafitos de tipo alpino e cromititos podiformes de Piumhi-MG*. XL Congr. Brasil. de Geol., Anais, p 146. SBG, Belo Horizonte.

- SCHRANK, A. (1982) *Petrologie des Komatiites et des Roches Associees de la Ceinture Verte du Massif Precambrien de Piumhi (Minas Gerais, Brésil)*. These Docteur Ingenieur (Nº d'ordre: 551), 272 pp., Université de Paris Sud Centre d'Orsay, Paris.
- SCHRANK, A. (1986) *Gênese e Evolução de Derrames Komatiíticos a Clinopiroxênio-Spinifex de Piumhi - MG*. In: 34º Cong. Bras. Geol., Anais, V. 2: 695-709, SBG, Goiânia.
- SCHRANK, A. (1992) *Greenstone Belt de Piumhi, Minas Gerais*. Cong. Bras. Geol. 37. SBG, São Paulo, 1992. Roteiro de Excursão, Vol. 6, 8pp.
- SCHRANK, A.; ABREU, F.R. (1990) *Nova proposta de evolução estratigráfica e tectônica para o maciço de Piumhi - SW de Minas Gerais*. In: 36º Cong. Bras. Geol., Bol. Resumos: 331, SBG, Natal.
- SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; ROIG, H.L.; CHOUDHURI, A.; SZABÓ, G.A.J.; CARVALHO, E.D.R. (1990) *Determinação dos vetores de transporte tectônico na borda sudoeste do Cráton do São Francisco*. In: 36º Cong. Bras. Geol., Anais: 2276-2283, SBG, Natal.
- SCHRANK, A.; PADILHA, A.V.; SICHEL, S.; SZABÓ, G.J.A. (1984) *Komatiitos de Minas Gerais*. XXXIII Cong. Bras. Geol., Anais: 5335-5377, SBG, Rio de Janeiro.
- SCHRANK, A.; PONTES, H.A.; FANTON, J.J. (1983) *Roteiro da excursão ao Maciço de Piumhi - MG*. In: II Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Anais: 506-512, SBG, Belo Horizonte.
- SCHRANK, A.; SILVA, M.G. (1993) *Greenstone Belts do Cráton do São Francisco, Brasil*. In: O Cráton do São Francisco. Landim, J.M; Misi, A.: 1993. Trabalhos apresentados na Reunião Preparatória do II Simp. sobre o Cráton do São Francisco. Salvador, SBG, SGM, CNPq.
- SCHOBENHAUS, C. (1984) *Geologia do Brasil - Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM. 501p.
- SIDRIM, A.C.G. (1976) *Geologia e Petrografia de Piuí - MG*. Dissertação de Mestrado, 63p. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

- SILVA, E.L.; SCHORSCHER, H.D. (1991) *Seqüência Metaultramáfica Cromífera de Piumhi (MG)*. Projeto CNPQ 803001/87-8, Relatório Final (inédito): 81 pp., 3 mapas, IG-USP, São Paulo.
- SIMÕES, L.S.A. (1995) *Evolução tectonometamórfica da nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.
- SIMÕES, L.S.A.; VALERIANO, C.M. (1990) *Porção Meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: Estágio Atual do Conhecimento e Problemas de Correlação Tectono-Estratigráfica*. 39º Cong.Bras.Geol., Anais, V.6: 2564-2575. SBG, Natal.
- SOUZA, H.C.A. (1943) *Crômo em Piuí, Estado de Minas Gerais*. Avulso nº 50, Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM, Rio de Janeiro.
- SZABÓ, G.A.J. (1996) *Petrologia da suite Metaultramáfica da Sequência Vulcano-Sedimentar Morro do Ferro na Região de Sul a Oeste de Alpinópolis, MG (domínio Norte do Complexo Campos Gerais)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.
- TAYLOR, S.R.; MCLENNAN, S.M. (1985) *The Continental Crust: its Composition and evolution*. Oxford: Blackwell Scientific.
- TEIXEIRA, N.A.; DANNI, J.C.M. (1979) *Geologia da raiz de um greenstone belt na região de Fortaleza de Minas, Minas Gerais*. Revista Brasileira de Geociências, 9 (1): 17-26.
- VALERIANO, C.M. (1992) *Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Fumas, Sudoeste de Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências – USP.
- VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; SIMÕES, L.S.A.; DUARTE, B.P.; ROIG, H.L.; HEILBRON, M. (1995) *Evolução estrutural do Domínio Externo da Faixa Brasília no sudoeste de Minas Gerais: registros de uma tectônica pré-Brasílica*. Revista Brasileira de Geociências, V. 25, 4: 221-234. SBG, São Paulo.
- VALERIANO, C.M.; SIMÕES, L.S.A.; GODOY, A.M. (1989) *Compartimentação Tectônica da Porção Meridional das Faixas Uruaçu e Brasília, SW de Minas Gerais: Dados Preliminares*. 5º Simpósio de Geologia Núcleo Minas Gerais / 1º Simp.Geol. Núcleo Brasília, Anais: 238-242. SBG, Belo Horizonte.

- VALERIANO, C.M.; SIMÕES, L.S.A.; TEIXEIRA, W. (1998) *Escamas tectônicas do Embasamento na Faixa Brasília Meridional: Amostras da Margem Continental Sanfranciscana*. XL Congr. Brasil. de Geol., Anais, p 22. SBG, Belo Horizonte.
- VALERIANO, C.M.; SIMÕES, L.S.A.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. (1999) *Thin-Skinned Style of a Neoproterozoic Metamorphic Nappe and Basement Slices on the Foreland of Brasilia Belt (SE Brazil)*. Journal of Conference Abstracts, Volume 4, Number 1: EUG 10. Cambridge Publications Limited, Cambridge. <http://www.campublic.co.uk/science/publications/JConfAbs/4/30.html>
- VILELA, L.G.G.; SCHORSCHER, J.H.D. (1994) *Evolução crustal, petrogênese e metalogênese precambriana: Estudos comparativos de rochas metaultramáficas e cromititos de Piumhi, MG*. In: 2º Simp. Iniciação Científica USP, Programa e Resumos. São Paulo.
- VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P. (1969a) *An introduction to the geology of the Barberton granite-greenstone terrane*. Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publi., 2:9-28.
- VINHA FOSSE, A. ; SCHORSCHER, J.H.D. (2000) *Metagranitóides do Terreno Granito-Greenstone Belt de Piumhi, MG: Geologia e Petrogênese*. Relatório Final de Pesquisa – Iniciação Científica PIBIC/CNPq 99/00 - IG-USP.
- WINCHESTER, J.A.; FLOYD, P.A. (1977) *Geochemical discrimination of the different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chemical Geology, 20: 325-343. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- WILSON, M. (1993) *Igneous Petrogenesis*. Academic Division of Uniwin Hyman Ltd., London, 466p.
- YARDLEY, B. W. D. (1994) *Introdução à petrologia metamórfica*. EDUNB, Brasília.

12 – ANEXOS

12.1 – Mapa de Afloramientos Descritos

Mapa de Afloramentos Levantados - Piumhi/MG

12.2 – Pranchas Fotográficas

PRANCHA 1 - LEGENDA

Foto 1 – Milonito granítico próximo ao contato norte com a SVS, afloramento 21.

Foto 2 – Andesito basáltico com estruturas *pillow lavas*, afloramento 202.

Foto 3 – Andesito basáltico com estruturas *pillow lavas*, afloramento 202.

Foto 4 – Andesito basáltico com estruturas *pillow lavas* e vesículas preenchidas por quartzo, afloramento 202.

Foto 5 – Derrames maciços de andesito basáltico, afloramento 202.

Foto 6 – Contato entre derrame de keratófiro (à direita, ressaltado pela erosão) e andesito basáltico (à esquerda), afloramento 246.

PRANCHA 1

PRANCHA 2 - LEGENDA

Foto 1 – Contato entre derrame de keratófiro (acima, à direita) e andesito basáltico (abaixo, à esquerda), afloramento 274.

Foto 2 – Derrames de andesitos basálticos microporfiríticos, afloramento 266.

Foto 3 – Derrames compostos, mostrando estruturas de imiscibilidades entre basaltos magnesianos (mais escuros) e andesitos basálticos (mais claros), afloramento 204.

Foto 4 – Formação ferrífera bandada, intercalada em basaltos magnesianos, afloramento 204.

Foto 5 – Detalhe do afloramento 204, exibindo o bandamento da formação ferrífera, com bandas de chert e bandas sulfetadas.

Foto 6 – Derrame diferenciado métrico, cumulático na base (à esquerda), afloramento 207.

Foto 7 – Detalhe da base cumulática ultramáfica de derrame diferenciado decamétrico, afloramento 207.

Foto 8 – Basalto magnesiano com textura spinifex, no mesmo derrame diferenciado da foto anterior, afloramento 207.

PRANCHA 2

PRANCHA 3 - LEGENDA

Foto 1 – Amostra BTX 202 B2, *pillow lavas* de composição andesítica basáltica, separadas por material *interpillow* composto por clorita e epídoto.

Foto 2 – Amostra BTX 252 B, andesito basáltico com amígdala preenchida por quartzo.

Foto 3 – Amostra BTX 202 ZN, andesito basáltico de granulação média.

Foto 4 – Amostra BTX 266 C, andesito basáltico microporfíritico, de granulação média.

Foto 5 – amostra BTX 253, rocha variolítica com matriz de composição básica e variolas intermediárias.

Foto 6 – Amostra BTX 274 C, andesito basáltico com veio epidotizado, transposto pela foliação.

Foto 7 – Amostra BTX 265A, chert finamente laminado à direita, cinza claro, em contato com tufito esverdeado à esquerda.

Foto 8 – Amostra BTX 204 F, formação ferrífera com bandas de chert, intercaladas com bandas constituídas por sulfetos, grafita e limonita secundária.

PRANCHA 3

PRANCHA 4 – LEGENDA

Foto 1 – Amostra BTX 206, basalto magnesiano com textura spinifex acicular, segundo clinopiroxênio.

Foto 2 – Amostra BTX 207 E, rocha ultramáfica cumulática da base de derrame básico diferenciado.

Foto 3 – Amostra BTX 207 G, andesito basáltico com textura spinifex do topo de derrame básico diferenciado.

Foto 4 – Amostra BTX 246 A, keratófiro riolítico fino.

Foto 5 – Amostra BTX 246 C, keratófiro riolítico de matriz fina com esferulitos bem desenvolvidos.

Foto 6 – Amostra BTX 274 L, keratófiro riolítico de matriz fina, bastante sulfetado.

Foto 7 – Amostra BTX 274 G, keratófiro brechado de cor clara, em contato com metatufitos cloríticos de cor verde escura, à direita.

PRANCHA 4

PRANCHA 5 - LEGENDA

Fotomicrografia 1 – Amostra BTX 264 A, andesítico basáltico mostrando textura esferulítica a plumosa em actinolita. Lado maior da foto = 5.5 mm. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia 2 – Amostra BTX 246, andesito basáltico com actinolita em textura plumosa e acicular. Lado maior da foto = 2.8 mm. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia 3 – Amostra BTX 202 ZM, andesito basáltico mostrando cristais mais grossos e geminados de actinolita. Lado maior da foto 2.8 mm. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia 4 – Amostra BTX 202 ZM. Intercrescimentos microgranofíricos entre quartzo e plagioclásio em andesito basáltico. Lado maior da foto 1.39 mm. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia 5 – Amostra BTX 264 A. Vesícula amigdaloidal em andesito basáltico, preenchida por quartzo e mostrando estruturas de crescimento botroidal convexas. Lado maior da foto 5.5 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 6 – Amostra BTX 264 A, quartzo recristalizado em amígdala sobre as estruturas de crescimento. Lado maior da foto 5.5 mm. Mesma posição da fotomicrografia 5, com polarizadores cruzados.

Fotomicrografia 7 – Amostra BTX 264 A. Vesícula amigdaloidal em andesito basáltico, preenchida por epídoto e quartzo. Lado maior da foto 5.5 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 8 – Amostra BTX 264 A, epídoto e quartzo em amígdala. Lado maior da foto 5.5 mm. Mesma posição da fotomicrografia 7, com polarizadores cruzados.

PRANCHA 5

PRANCHA 6 - LEGENDA

Fotomicrografia 1 – Amostra BTX 252 B. Vesícula amigdaloidal em andesito basáltico, preenchida por clinozoisita, quartzo e carbonato. Lado maior da foto 2.8 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 2 – Amostra BTX 252 B, epídoto, quartzo e carbonato em amígdala. Lado maior da foto 2.8 mm. Mesma posição da fotomicrografia 1, com polarizadores cruzados.

Fotomicrografia 3 – Amostra BTX 202 G2. Fragmentos devitrificados de material *interpillow*, com bordas de epídoto e núcleos esferulíticos de actinolita, em matriz clorítica. Lado maior da foto 5.5 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 4 – Amostra BTX 202 G2. Polarizadores cruzados. Lado maior da foto 5.5 mm.

Fotomicrografia 5 – Amostra BTX 265 A, metatufito de matriz clorítica, contendo fragmento esferulítico de composição ácida, formado por quartzo e plagioclásio. Polarizadores paralelos. Lado maior da foto 0.345 mm.

Fotomicrografia 6 – Amostra BTX 265 A. Polarizadores cruzados. Lado maior da foto 0.345 mm.

Fotomicrografia 7 – Amostra BTX 202 G1, andesito basáltico de *pillow lava*, mostrando faixa epidotizada (à esquerda), destruindo as texturas da rocha menos alterada à direita. Junto ao contato, nota-se vesícula preenchida por clinozoisita. Polarizadores paralelos. Lado maior da foto 2.8 mm.

Fotomicrografia 8 – Amostra BTX 202 G1. À esquerda, nota-se resto de fragmento preservado em meio à matriz epidotizada. Mesma posição da fotomicrografia 7, com polarizadores cruzados. Lado maior da foto 2.8 mm.

PRANCHA 6

PRANCHA 7 - LEGENDA

Fotomicrografia 1 – Amostra BTX 264 A. Faixa epidotizada e silicificada cortando andesito basáltico, junto à amígdala à esquerda. Lado maior da foto 5.5 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 2 – Amostra BTX 264 A. Polarizadores cruzados. Lado maior da foto 5.5 mm.

Fotomicrografia 3 – Amostra BTX 264 A. Detalhe da foto anterior mostrando epídoto, clinozoisita e quartzo cortando as texturas do andesito basáltico. Lado maior da foto 2.8 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 4 – Amostra BTX 266 C. Andesito basáltico microporfirítico, com megacristais bem desenvolvidos de actinolita. Plagioclásio, epídoto e quartzo ocorrem nos interstícios dos cristais de actinolita. Lado maior da foto 1.39 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 5 – Amostra BTX 266 C. Polarizadores cruzados. Lado maior da foto 1.39 mm.

Fotomicrografia 6 – Amostra BTX 284 A. Resto de hornblenda magmática, incolor, de aspecto mais “sujo”, corroída, junto à cristais de actinolita, mais límpidos, e matriz clorítica. Lado maior da foto 0.70 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 7 – Amostra BTX 284 A. Polarizadores cruzados. Lado maior da foto 0.70 mm.

PRANCHA 7

PRANCHA 8 - LEGENDA

Fotomicrografia 1 – Amostra BTX 246 A. Keratófiro riolítico mostrando matriz orientada em estrutura traquítica e texturas esferulíticas formadas por quartzo e plagioclásio intercrescidos. À direita, veio sulfetado. Lado maior da foto 1.39 mm. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia 2 – Amostra BTX 246 A. Keratófiro mostrando megacristal de albita, pouco saussuritizado, e textura esferulítica acima, à esquerda, com quartzo e plagioclásio intercrescidos. Lado maior da foto 2.8 mm. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia 3 – Amostra BTX 246 C. Esferulito, com intercrescimento de quartzo e plagioclásio, bastante recristalizado e silicificado, em keratófiro riolítico. Lado maior da foto 2.8 mm. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia 4 – Amostra BTX 246 E. Keratófiro com estrutura traquítica, muito silicificado, cortado por faixa de milonitização, cominuindo e destruindo as texturas reliquias, e amígdalas preenchidas por quartzo. Lado maior da foto 2.8 mm. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia 5 – Amostra BTX 274 B. Keratófiro dacítico, orientado, com quartzo, albita e clorita. Lado maior da foto 1.39 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 6 – Amostra BTX 274 B. Polarizadores cruzados. Lado maior da foto 1.39 mm.

Fotomicrografia 7 – Amostra BTX 274 L. Keratófiro riolítico, mostrando megacristal de plagioclásio, corroído por estrutura estilolítica marcada por opacos e leucoxênio. Lado maior da foto 2.8 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 8 – Amostra BTX 274 L. Polarizadores cruzados. Lado maior da foto 2.8 mm.

PRANCHA 8

PRANCHA 9 - LEGENDA

Fotomicrografia 1 – Amostra BTX 250. Keratófiro riolítico intemperizado, com quartzo e plagioclásio parcialmente caolinizado; zircão no canto esquerdo inferior. Lado maior da foto 0.70 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 2 – Amostra BTX 250. Polarizadores cruzados. Lado maior da foto 0.70 mm.

Fotomicrografia 3 – Amostra BTX 274 L. Estrutura estilolítica de dissolução em keratófiro riolítico. Lado maior da foto 5.5 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 4 – Amostra BTX 204 H. Formação ferrífera bandada, mostrando bandas de minerais opacos, com sulfeto e limonita, intercaladas com bandas de chert, finamente laminado. Lado maior da foto 5.5 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 5 – Amostra BTX 235. Chert finamente laminado a bandado, cortado por estrutura estilolítica e venulações de quartzo. Lado maior da foto 5.5 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 6 – Amostra BTX 235. Polarizadores cruzados. Lado maior da foto 5.5 mm.

Fotomicrografia 7 – Amostra BTX 235. Chert fino, cortado por estrutura estilolítica (marcada por concentração de minerais opacos) e venulações de quartzo. Lado maior da foto 5.5 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 8 – Amostra BTX 235. Bolsão de quartzo recristalizado associado à estrutura estilolítica e às venulitizações de quartzo. Lado maior da foto 5.5 mm. Mesma posição da fotomicrografia 7, com polarizadores cruzados.

PRANCHA 9

PRANCHA 10 - LEGENDA

Fotomicrografia 1 – Amostra BTX 204 F. Formação ferrífera bandada, mostrando bandas de minerais opacos, com sulfeto e limonita, intercaladas com bandas de chert, finamente laminado. Lado maior da foto 2.8 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 2 – Amostra BTX 204 F. Polarizadores cruzados. Lado maior da foto 2.8 mm.

Fotomicrografia 3 – Amostra SPF 10. Basalto magnesiano com textura spinifex acicular conferida por actinolita/tremolita, em matriz fina constituída por clorita e talco. Lado maior da foto 5.5 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 4 – Amostra SPF 10. Polarizadores cruzados. Lado maior da foto 5.5 mm.

Fotomicrografia 5 – Amostra SPF 10. Basalto magnesiano com textura spinifex acicular conferida por tremolitas, em matriz constituída por clorita e talco. Lado maior da foto 1.39 mm. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia 6 – Amostra 204 G. Andesito basáltico de derrame diferenciado com textura spinifex acicular definida por actinolita, em matriz constituída por clorita, epídoto, plagioclásio e quartzo. Lado maior da foto 2.8 mm. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia 7 – Amostra BTX 206. Basalto magnesiano com textura spinifex acicular definida por actinolita nas bordas (segundo augita) e clorita no centro (segundo pigeonita), em matriz constituída por epídoto e clorita. Lado maior da foto 2.8 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 7 – Amostra BTX 206. Polarizadores cruzados. Lado maior da foto 2.8 mm.

PRANCHA 10

PRANCHA 11 - LEGENDA

Fotomicrografia 1 – Amostra BTX 205. Basalto magnesiano com textura spinifex em placas mais grossas, definida por clorita (segundo olivinas) e acicular mais fina, em actinolita. Matriz constituída por epídoto e clorita. Lado maior da foto 5.5 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 2 – Amostra BTX 205. Polarizadores cruzados. Lado maior da foto 5.5 mm.

Fotomicrografia 3 – Amostra BTX 282. Bronzita magmática em rocha cumulática ultramáfica da base de derrame diferenciado. Apresenta também pseudomorfos de olivina (substituídos por serpentina) e matriz intersticial de clorita. Lado maior da foto 1.39 mm. Polarizadores paralelos.

Fotomicrografia 4 – Amostra BTX 282. Polarizadores cruzados. Lado maior da foto 1.39 mm.

Fotomicrografia 5 – Amostra BTX 243. Rocha cumulática ultramáfica da base de derrame diferenciado. Pseudomorfos de olivina (substituídos por serpentina) e matriz intersticial de talco, clorita e minerais opacos. Lado maior da foto 5.5 mm. Polarizadores paralelos.

PRANCHA 11

12.3 – Resumo dos Afloramentos e Dados Coletados

Quadro-Resumo de Afloramentos e Dados Coletados

Afloram. nº:	Litologia predominante	Amostras Coletadas – BTX - nº: (* : c/ seção delgada; **: delgada e polida)	S ₀ /Sn	S ₀	Sn	Le	Sc	Ss
17	granitóide milonítico						245/25	
18	granitóide milonítico						160/38 147/35	
19	vulcân. metaintermediária (= 202)	(Ver afloramento 202)						
20	granitóide milonítico	20A, 20B, 20C, 20D				185/17 7/48	140/45 165/40 142/35 100/90 90/70 108/70	107/35
21	granitóide milonítico dique de metadiabásio	21, 21A 21B					240/55 235/60 185/43	
22	granitóide milonítico dique de metadiabásio	22, 22A, 22B			Sn+2: 260/75 250/74		112/55 145/50 125/70	
23	granitóide protomilonítico	23						
24	granitóide protomilonítico							
25	dique de metadiabásio	25, 25A						
26	granitóide protomilonítico	26						
27	granitóide intemperizado							
28	metassiltito - Gr. Bambuí			205/38				
29	conglomerado-Mb.Samburá							
31	metassiltito - Gr. Bambuí		180/55		220/37 205/35			
32	granitóide protomilonítico							
33	granitóide cataclástico dique intemperizado	33						
34	granitóide cataclástico dique de metadiabásio	34						
35	carbonato – Gr. Bambuí		172/60 177/85 168/48					

Afloram. n°:	Litologia predominante	Amostras Coletadas – BTX - n°: (* : c/ seção delgada; **: delgada e polida)	S ₀ /Sn	S ₀	Sn	Le	Sc	Ss
36	metassilito - Gr. Bambuí contato com granitóide	36	173/50					
37	granitóide cataclasado contato com metassilito	37	150/60 166/65			220/30		
38	carbonato – Gr. Bambuí			75/82 157/40 50/75				
39	carbonato – Gr. Bambuí			70/35 220/50	105/40 100/52			
40	granitóide	40						
41	granitóide cisalhado					80/55	20/80	
42	granitóide cisalhado	42						
43	granitóide, cortado por dique de metadiabásio	43C 43, 43A, 43B						
44	granitóide							
74	blocos de keratófiro intemperizado	74, 74A						
75	blocos de keratófiro intemperizado	75						
76	vulcânica metaintermediária	76						
77	blocos de keratófiro intemperizado	77						
78	vulcânica metaintermediária	78						
79	granitóide cataclástico							
80	granitóide cataclástico	80						
81	blocos de keratófiro intemperizado	81						
82	blocos de keratófiro intemperizado	82						
96	granitóide cataclástico							
97	granitóide milonítico						240/47	
98	vulcânica metaintermediária-SVS	98, 98A	140/60					
99	vulcânica metaintermediária	99, 99A						
100	vulcânica metaintermediária-SVS		220/55					
101	metatufito-SVS	101	195/60 195/52 230/58			175/55		
102	vulcânica metaintermediária-SVS	102	220/65					
103	xisto – Gr. Canastra	103	120/40					
104	xisto – Gr. Canastra	104	243/38					
105	xisto e quartzito – Gr. Canastra	105	227/41					

Afloram. n°:	Litologia predominante	Amostras Coletadas – BTX - n°: (* : c/ seção delgada; **: delgada e polida)	S ₀ /Sn	S ₀	Sn	Le	Sc	Ss
106	conglomerado-Mb.Samburá			180/40				
107	conglomerado-Mb.Samburá		220/45					
108	conglomerado-Mb.Samburá							
109	conglomerado-Mb.Samburá							
110	conglomerado-Mb.Samburá							
111	filito – Gr. Bambuí	111, 111A	220/38					
112	xisto – Gr. Canastra	112	230/45					
113	xisto – Gr. Canastra	113, 113A	170/55 237/45					
114	xisto – Gr. Canastra	114	225/55					
115	vulcânica máfica, intemperizada	115, 155A, 115B						
132	conglomerado-Mb.Samburá			220/25 250/35				
	granitóide milonítico					284/40 266/45	254/45 268/24 245/50 268/47 222/63 226/47 281/65 250/49 298/66 292/80 288/84	
	metaintermediária-SVS					0/0 195/26 164/9 164/12	277/57 282/70 260/55 248/60 326/74 332/90 298/68 268/59 273/70 150/35 298/48	
	blocos de keratófiro	132, 132A, 132B, 132C, 132D, 132E, 132F						

Afloram. n°:	Litologia predominante	Amostras Coletadas – BTX - n°: (* : c/ seção delgada; **: delgada e polida)	S ₀ /Sn	S ₀	Sn	Le	Sc	Ss
134	filitos e carbonatos – Gr. Bambuí		180/72 154/66 0/75 176/60 180/72 168/74			169/46 302/70 105/18		
135	filitos e brechas- Gr. Bambuí	135, 135A	189/58 186/50 160/45 214/40 254/65					233/40
136 = 37	granitóide cataclasado contato com metassiltito							
137	granitóide cataclasado, contato com metassiltito		149/60 162/65					
138	conglomerado - Gr. Bambuí			180/55				
139 = 20	Granitóide milonítico	139*, 139A*, 139B*				200/6 226/34 199/24 214/35 198/21 221/08 200/26 195/18 210/40 218/14 50/14	121/40 150/67 126/59 142/58 124/45 132/60 118/72 128/38 148/60 130/75 168/65 168/58 123/27 118/60 122/56 112/73	140/73 150/80 148/52
140	metatufitos – SVS		215/60 195/65 182/43					
141	metatufitos – SVS		112/70					

Afloram. n°:	Litologia predominante	Amostras Coletadas – BTX - n°: (* : c/ seção delgada; **: delgada e polida)	S ₀ /Sn	S ₀	Sn	Le	Sc	Ss
142	metatufitos - SVS		58/80 60/84 63/61 62/75 69/82			132/32 146/27 132/42		
143	metatufitos - SVS		67/80 40/80					
145	xisto alterado - SVS					177/24 201/20 177/23 194/26 198/39 174/39 170/36 193/45 181/28	272/80 287/82 256/70 273/73 292/85 248/65 224/55 257/56 250/65	
146	xisto alterado - SVS					204/33 198/26 234/35	127/70 108/84 303/75	
147	xisto alterado – SVS quartzito – Gr. Canastra					188/05 192/60 312/15	265/40 102/83 230/55 234/54	
148	xisto – Gr. Canastra					235/05 332/32 65/28	330/63 332/32 287/35 268/25 291/78	
193	vulcânica metaintermediária-SVS						230/60 122/45 232/68	
194	vulcânica metaintermediária-SVS							

Afloram. n°:	Litologia predominante	Amostras Coletadas – BTX - n°: (* : c/ seção delgada; **: delgada e polida)	S ₀ /Sn	S ₀	Sn	Le	Sc	Ss
195	vulcânicas máficas tufitos BIFs e cherts	195D 195E 195A*, 195B*, 195C*, 195F, 195G, 195H, 195I, 195J	120/70 124/75 270/70 262/65 288/84 260/60 240/69 278/70				208/84 61/80 86/85	102/80 110/75
196	Tufitos e vulcânicas máficas - SVS		230/89 190/89 202/60 180/50 215/68			190/55		
197	Vucânica Máfica - SVS		165/70 192/46					
198	Metatufitos e vulcânicas ácidas alteradas - SVS		200/65 207/75 213/70 142/50 160/45			200/38		
202	vulcânicas metaintermediária-SVS com pillow lavas e derrames maciços em direção ao topo	202* (Bloco); Pillow Lavas: 202A1, B2*, F, G*, H, I, J*, L, M, R, S, T, U, V, X, Z, ZA, ZB, ZC, ZD, ZE, ZF, ZG, ZH*, ZI*, ZJ; Interpillow: 202B1, C, D, E, L1, N, O, P, Q, ZA; Derrames maciços: 202 ZL, ZM*, ZN*, ZO, ZP*, ZQ.	222/75					
203	vulcânicas metaintermediária-SVS							
204	BIFs cherts vulcânicas máficas – SVS	204A, 204B, 204D**,204E, 204F**,204H** 204* 204C*, 204G*, 204I*	132/80 126/90 90/62 94/90 186/77 126/50					
205	BIFs, cherts e vulcânicas máficas	205A, 205B 205*						
206	vulcânicas máficas, variolitos	206*	120/80 122/70					

Afloram. n°:	Litologia predominante	Amostras Coletadas – BTX - n°: (* : c/ seção delgada; **: delgada e polida)	S ₀ /Sn	S ₀	Sn	Le	Sc	Ss
207	vulcânicas máficas e derrames diferenciados	207*, 207A*, 207B, 207C, 207D*, 207E*, 207F*, 207G*	270/90 320/90 152/89 125/90					
208	tufitos e metabásicas - SVS	208, 208A	330/80 190/60					
209	vulcânicas básicas, pillow lavas	209, 209A, 209B					150/90 330/80 180/60 126/85 178/70	
210	vulcânicas variolíticas - SVS	210					224/75	
211	tufitos- SVS		210/45 218/74			180/40 131/25		
212	tufitos- SVS; diorito pórfiro intrusivo	212	156/76 180/75 208/86 212/70 206/90					
213	tufitos- SVS		188/87 190/68					
214	tufitos- SVS		232/90					
220	metassiltito - Gr. Bambuí		140/35					
221	Dique de metadiabásio, intrusivo em granitóides	221						
222	granitóide intemperizado							
223	granitóide cisalhado						160/35	230/40
224	metassiltito – Gr. Bambuí		221/65 220/70 128/57					
225	granitóide cisalhado					300/10	210/55	
226	metassiltito – Gr. Bambuí							
227	granitóide cisalhado, contato com conglomerado - Mb.Samburá							

Afloram. n°:	Litologia predominante	Amostras Coletadas – BTX - n°: (* : c/ seção delgada; **: delgada e polida)	S ₀ /Sn	S ₀	Sn	Le	Sc	Ss
228	granitóide cisalhado, contato com Gr. Bambuí Metassiltitos – Gr. Bambuí					195/60 200/56 275/47 215/52 247/38 252/42 275/47 215/52	120/66 120/60 340/75 170/80 155/70 168/70 356/75 340/75 170/80	
229	Metassiltitos – Gr. Bambuí		200/62 203/61					
230	granitóide milonítico, blocos de metadiabásio	230				208/50	230/55 190/58 212/60 222/63	
231	blocos de metaintermediária							
231 A	solo vermelho (sul), e creme (norte)							
232	vulcânica metaintermediária							
233	vulcânica máfica e BIF							
234	vulcânicas máficas e BIFs - SVS	234	215/45 230/80					
235	metachert - SVS	235*, 235A*	220/85					
236	vulcânica metaintermediária	236*, 236A*		206/80				
237	brecha laterítica (BIF)	237						
238	vulcânicas máficas e cherts	238*, 238A	260/55 230/55					
239	vulcânicas máficas - SVS	239*		280/85 270/80				
240	tufitos e BIFs - SVS	240 (BIF)	288/55					
241	tufitos e BIFs - SVS	241A, 241B, 241C, 241D, 241E (BIF)	157/70 160/60					
242	tufitos e BIFs	242A* 242B*, 242C*, 242D						
243	vulcânica máfica cumulática	243*						
244	vulcânica máfica cumulática	244*						
245	vulcânica máfica intemperizada							

Afloram. n°:	Litologia predominante	Amostras Coletadas – BTX - n°: (* : c/ seção delgada; **: delgada e polida)	S ₀ /Sn	S ₀	Sn	Le	Sc	Ss
246	contato metaintermediárias e keratófiros - SVS	246*, 246B, 246A*, 246C*, 246D*, 246E*, 246F*	218/55 242/65 244/65					
247	vulcânica máfica -SVS	247		230/60 232/50				
250	bloco de keratófiro intemperizado	250*						
251	vulcânica metaintermediária	251*						
252	vulcânica metaintermediária	252*, 252A, 252B*						
253	vulcânica variolítica	253*						
254	vulcânica máfica							
255	metatufitos - SVS		145/60			204/15		
256	metasiltito – Gr. Bambuí	256						
257	quartzito – Gr. Bambuí		132/70					
259	xisto fino		188/25					
260	quartzitos e xistos		175/70 170/70					
261	dique básico, foliado	261*, 261A*, 261B					120/80	
262	metatufitos BIFs	262	140/60 144/60					
263	xistos		288/83 290/87					
264	metaintermediárias - SVS	264*, 264A*, 264B*					195/85 210/55 205/55	
265	metaintermediárias e tufitos/cherts	265*, 265C* 265A*, 265B*	122/60 128/75 126/70		Sn+1 270/85			
266	metaintermediárias e tufitos/cherts	266B, 266C*, 266D*, 266E*, 266F*, 266G*, 266H*, 266I*, 266J* 266*, 266A*						
267	metabásicas e tufitos - SVS	267*	128/75 330/65 130/80 150/65					
268	BIFs e cherts	268*						
273	metaintermediárias - blocos		320/60					

Afloram. n°:	Litologia predominante	Amostras Coletadas – BTX - n°: (* : c/ seção delgada; **: delgada e polida)	S ₀ /Sn	S ₀	Sn	Le	Sc	Ss
274	metaintermediárias e keratófiros	274*, 274C, 274D2*, 274E, 274H*, 274J 274A*, 274B*, 274D1*, 274F, 274G*, 274I*, 274L*	262/50 222/60 226/35 250/15 248/55 212/40		Sn+1: 304/85			
275	granitóide milonítico/cataclástico	275, 275A, 275B					262/60	
276	granitóide cataclástico, cisalhado	276				308/45	260/60	
277	granitóide							
278	filito – Gr. Bambuí		210/65					
279	filito – Gr. Bambuí		211/50					
280	granitóide, blocos de keratófiros	280* (keratófiro)						
281	metaintermediárias esferulíticas	281*, 281A, 281B*						
282	vulcânicas cumuláticas ultramáficas - SVS	282*	275/65 245/60					
283	metachert e vulcânicas máficas	283						
284	vulcânicas máficas/cumuláticas	284*					286/60	
285	metatufitos - SVS		204/64					
286	metatufitos - SVS		132/80					
287	metatufitos - SVS		242/85			170/45		
288	metatufitos - SVS		212/65			180/60		
289	metatufitos - SVS	289	234/64					
290	quartzito – Gr. Bambuí	290, 290A, 290B, 290C	114/45					
291	quartzito – Gr. Bambuí	291	212/40 262/20					
292	quartzito – Gr. Bambuí		120/75					
293	metatufitos - SVS						244/66	
294	metatufitos - SVS		104/60					
295	xistos – Gr. Canastra		190/60					
296	contato metatufitos – SVS/ xistos – Gr. Canastra		100/60					
297	metatufitos - SVS		120/60					

12.4 – Dados Geoquímicos

12.4 A – Análises de Rocha Total por Difração de Raios X

Resultados das análises químicas dos keratófiros

amostra	LimDet	BTX-246A	BTX-246C	BTX-246D	BTX-246E	BTX-246F	BTX-250	BTX-274A
SIO2	0.01(%)	74.69	74.19	72.9	78.69	84.8	91.7	69.11
TIO2	0.001	0.130	0.300	0.140	0.300	0.230	0.340	0.270
AL2O3	0.02	12.78	11.51	12.94	11.13	8.07	4.21	14.57
FE2O3	0.01	2.21	5.04	3.16	1.67	0.56	0.1	4.23
MNO	0.0006	0.0222	0.0555	0.0254	0.0203	0.0089	0.0023	0.0757
MGO	0.01	0.2	0.99	0.11	0.33	0.08	0.02	0.54
CAO	0.01	0.44	0.85	0.89	0.58	0.47	0.17	1.23
NA2O	0.02	6.02	5.05	6.25	5.55	4.11	0.04	6.5
K2O	0.01	1.85	0.52	1.7	0.76	0.85	2.63	1.45
P2O5	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
S	0.002	0.150	0.000	0.270	0.000	0.000	0.000	0.000
PF	0.0	1.0	1.6	1.7	0.7	0.3	0.7	1.3
Total	0.0	99.5	100.2	100.2	99.8	99.5	100	99.5
AS	20(ppm)	12	0	28	1	0	5	4
BA	20	609	124	590	175	134	626	920
CE	40	253	40	211	60	46	47	154
CL	400	0	0	0	0	0	0	0
CO	8	0	0	3	0	0	4	1
CR	6	26	32	17	27	20	27	21
CS	30	9	2	3	3	8	31	9
CU	8	30	19	15	37	10	21	24
GA	4	15	25	16	16	8	0	19
LA	30	88	12	129	7	11	23	55
NB	4	10	21	12	19	14	5	12
ND	30	26	51	113	34	39	42	65
NI	6	3	6	4	7	4	25	6
PB	10	5	0	12	5	1	14	4
RB	4	21	8	21	7	9	52	21
SN	30	9	12	13	0	6	4	17
SR	4	67	18	69	18	10	31	178
TA	8	0	1	0	12	5	5	14
TH	4	14	1	13	1	2	19	6
U	6	0	0	1	0	0	0	0
V	6	5	0	0	0	1	0	0
W	30	0	0	0	0	0	0	3
Y	4	28	115	33	92	52	24	40
ZN	6	20	94	34	78	139	0	56
ZR	4	275	481	277	457	345	988	529

Obs.: Amostra 250: intemperizada

"-": não analisado

Análises químicas dos keratófiros recalculadas para 100% em base anidra, com Fe₂O₃T como FeO+Fe₂O₃

amostra	BTX-246A	BTX-246C	BTX-246D	BTX-246E	BTX-246F	BTX-250	BTX-274A
fator de correção	1.0165	1.0179	1.0181	1.0107	1.0086	1.008	1.023
SiO ₂	75.92	75.52	74.22	79.53	85.53	92.43	70.7
TiO ₂	0.132	0.305	0.143	0.303	0.232	0.343	0.276
Al ₂ O ₃	12.99	11.72	13.17	11.25	8.14	4.24	14.9
FeO	1.06	2.43	1.52	0.8	0.27	0.05	2.05
Fe ₂ O ₃	1.06	2.43	1.52	0.8	0.27	0.05	2.05
MnO	0.0226	0.0565	0.0259	0.0205	0.009	0.0023	0.0774
MgO	0.2	1.01	0.11	0.33	0.08	0.02	0.55
CaO	0.45	0.87	0.91	0.59	0.47	0.17	1.26
Na ₂ O	6.12	5.14	6.36	5.61	4.15	0.04	6.65
K ₂ O	1.88	0.53	1.73	0.77	0.86	2.65	1.48
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0
F	0	0	0	0	0	0	0
S	0.152	0	0.275	0	0	0	0
total anidro	100	100	100	100	100	100	100
Mg #	15.04	28.05	6.36	27.9	21.75	27.28	20.11
Densidade Calc.:	2.32	2.36	2.33	2.31	2.29	2.26	2.36

Normas Calculadas:

Q (S)	31.57	39.33	28.51	42.09	57.45	81.63	22.1
or (KAS6)	11.14	3.13	10.26	4.55	5.09	15.68	8.75
ab (NAS6)	51.81	43.44	53.91	47.41	35.07	0.34	56.21
an (CAS2)	2.24	4.32	2.27	2.93	1.03	0.84	6.26
lc(KAS4)	0	0	0	0	0	0	0
ne(NAS2)	0	0	0	0	0	0	0
C(A)	0.06	1.1	0	0.11	0	0.99	0.06
ac(NFS4)	0	0	0	0	0	0	0
ns(NS)	0	0	0	0	0	0	0
Di wo(CS)	0	0	0.94	0	0.23	0	0
Di en(MS)	0	0	0.17	0	0.2	0	0
Di fs(FS)	0	0	0.85	0	0	0	0
Hy en(MS)	0.5	2.52	0.1	0.82	0	0.05	1.38
Hy fs(FS)	0.89	2.05	0.5	0.34	0	0.05	1.76
Ol fo(M2S)	0	0	0	0	0	0	0
Ol fa(F2S)	0	0	0	0	0	0	0
mt(FF)	1.54	3.52	2.21	1.16	0.23	0.07	2.97
he(F)	0	0	0	0	0.11	0	0
il(FT)	0.25	0.58	0.27	0.58	0.44	0	0.52
ap(CP)	0	0	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	99.85	99.66	100

Resultados das análises químicas dos keratófiros (cont.)

amostra	BTX-274B	BTX274D1	BTX274G	BTX274I	BTX274L	BTX-280
SIO2	67.87	54.70	76.69	77.07	60.92	66.27
TIO2	0.490	0.520	0.030	0.030	0.260	0.520
AL2O3	14.63	15.90	12.10	12.48	18.09	14.88
FE2O3	5.09	1.75	0.61	0.66	4.79	5.89
MNO	0.0829	0.0421	0.0129	0.0123	0.0595	0.0901
MGO	1.01	0.77	0.19	0.02	0.37	0.8
CAO	0.7	9.79	0.94	0.42	1.72	2.64
NA2O	6.3	7.91	4.76	5.06	8.66	6.07
K2O	1.36	0.27	3.46	3.14	2.16	1.03
P2O5	0.030	0.090	0.000	0.000	0.000	0.050
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
S	0.000	0.380	0.280	0.000	0.660	0.070
PF	1.5	7.4	0.7	0.3	2.2	1.4
Total	99.4	99.6	99.8	99.3	100.3	100.1
AS	5	2	5	5	12	0
BA	2017	146	343	1165	985	847
CE	115	160	0	17	133	101
CL	0	0	0	0	0	0
CO	10	0	0	0	5	3
CR	28	1	2	0	3	17
CS	12	1	0	0	0	12
CU	15	-	-	-	-	56
GA	12	13	13	21	16	19
LA	25	53	0	0	46	19
NB	13	11	30	36	14	14
ND	43	42	29	3	47	20
NI	10	4	7	1	0	0
PB	2	9	20	19	18	7
RB	21	5	62	72	35	15
SN	0	0	3	0	21	0
SR	136	291	62	77	105	297
TA	0	0	0	0	0	2
TH	11	12	25	24	13	7
U	0	0	5	5	4	0
V	10	2	1	0	5	0
W	0	-	-	-	-	0
Y	41	43	37	47	49	42
ZN	55	13	36	14	41	86
ZR	461	481	78	88	572	471

Análises químicas dos keratófiros recalculadas para 100% em base anidra, com Fe₂O₃T como FeO+Fe₂O₃

amostra	BTX-274B	BTX274D1	BTX274G	BTX274I	BTX274L	BTX-280
correção	1.0278	1.0866	1.0097	1.0116	1.0263	1.0204
SiO ₂	69.76	59.44	77.43	77.96	62.52	67.62
TiO ₂	0.504	0.565	0.03	0.03	0.267	0.531
Al ₂ O ₃	15.04	17.28	12.22	12.62	18.57	15.18
FeO	2.48	0.9	0.29	0.32	2.33	2.85
Fe ₂ O ₃	2.48	0.9	0.29	0.32	2.33	2.85
MnO	0.0852	0.0457	0.013	0.0124	0.0611	0.0919
MgO	1.04	0.84	0.19	0.02	0.38	0.82
CaO	0.72	10.64	0.95	0.42	1.77	2.69
Na ₂ O	6.48	8.6	4.81	5.12	8.89	6.19
K ₂ O	1.4	0.29	3.49	3.18	2.22	1.05
P ₂ O ₅	0.0308	0.0978	0	0	0	0.051
F	0	0	0	0	0	0
S	0	0.413	0.283	0	0.677	0.071
total anidro	100	100	100	100	100	100
Mg #	28.23	46.68	38.06	5.54	13.27	21.25
Densidade	2.37	2.44	2.3	2.3	2.39	2.4

Normas Calculadas:

Q (S)	22.91	2.52	34.81	35	0	20.37
or (KAS6)	8.28	1.72	20.7	18.81	13.22	6.22
ab (NAS6)	54.76	72.98	40.77	43.27	72.03	52.36
an (CAS2)	3.39	7.71	1.42	2.03	4.21	10.52
lc(KAS4)	0	0	0	0	0	0
ne(NAS2)	0	0	0	0	1.96	0
C(A)	1.61	0	0	0	0	0
ac(NFS4)	0	0	0	0	0	0
ns(NS)	0	0	0	0	0	0
Di wo(CS)	0	2.5	0.79	0.02	1.93	1.06
Di en(MS)	0	2.11	0.48	0	0.64	0.51
Di fs(FS)	0	0.06	0.27	0.02	1.36	0.54
Hy en(MS)	2.6	0	0	0.05	0	1.54
Hy fs(FS)	1.83	0	0	0.28	0	1.63
Ol fo(M2S)	0	0	0	0	0.22	0
Ol fa(F2S)	0	0	0	0	0.52	0
mt(FF)	3.6	1.31	0.42	0.46	3.4	4.14
he(F)	0	0	0	0	0	0
il(FT)	0.96	1.08	0.06	0.06	0.51	1.01
ap(CP)	0.07	0.21	0	0	0	0.11
Total	100	92.19	99.71	100	100	100

Resultados das análises químicas dos andesitos basálticos

amostra	BTX-139B	BTX202A1	BTX202A2	BTX202B2A	BTX202B2B	BTX202B2C	BTX202B2D	BTX202B2F	BTX202G1
SIO2	53.59	54.50	53.35	53.47	54.15	57.21	56.98	49.51	54.62
TIO2	0.820	0.480	0.460	0.470	0.470	0.470	0.470	0.710	0.430
AL2O3	13.76	13.77	13.76	13.69	13.63	11.96	12.99	12.38	13.07
FE2O3	11.72	9.42	9.09	10.05	10.10	9.15	9.56	11.36	8.00
MNO	0.2432	0.1592	0.1547	0.1554	0.1571	0.1551	0.1558	0.1878	0.1703
MGO	6.02	8.09	7.81	8.82	8.78	7.99	8.06	9.00	6.95
CAO	8.38	9.48	10.24	7.25	7.51	8.25	7.43	13.05	15.15
NA2O	3.15	2.98	2.22	2.86	2.99	2.75	2.82	1.00	0.23
K2O	0.58	0.36	0.31	0.23	0.21	0.14	0.14	0.19	0.05
P2O5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.120	0.000
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
S	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.050	0.000
PF	2.0	1.5	1.7	2.8	2.2	1.5	1.8	1.8	1.7
Total	100.3	100.9	99.2	100.0	100.3	99.9	100.5	99.7	100.5
AS	5	3	15	1	4	12	11	11	13
BA	107	49	64	56	55	30	42	48	27
CE	30	3	0	13	0	35	31	0	9
CL	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CO	62	52	51	54	59	50	52	104	50
CR	51	218	209	215	216	204	215	1631	207
CS	0	0	0	0	0	0	8	0	2
CU	19	-	-	-	-	-	-	-	-
GA	12	6	13	10	11	14	9	15	7
LA	1	0	0	0	0	0	0	7	0
NB	3	2	2	4	3	2	3	4	4
ND	18	14	0	31	25	19	1	6	30
NI	64	87	83	91	112	101	93	499	85
PB	8	11	1	5	10	5	9	8	9
RB	16	9	9	5	4	2	3	2	0
SN	0	0	0	0	0	5	14	0	19
SR	157	110	116	96	97	92	101	103	48
TA	6	0	9	9	10	6	1	0	2
TH	0	4	1	2	4	1	0	1	0
U	0	1	0	0	2	6	3	0	2
V	257	207	208	197	198	199	178	187	179
W	0	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	25	16	16	16	16	14	14	19	14
ZN	62	55	52	68	66	61	65	71	45
ZR	89	52	50	52	49	50	52	51	43

Análises dos andesitos basálticos recalculadas para 100% em base anidra, com Fe₂O₃T como FeO+Fe₂O₃

amostra	BTX-139B	BTX202A1	BTX202A2	BTX202B2A	BTX202B2B	BTX202B2C	BTX202B2D	BTX202B2F	BTX202G1
correção	1.0265	1.0146	1.0337	1.0387	1.028	1.0265	1.0213	1.0337	1.0194
SiO2	55.01	55.29	55.15	55.54	55.67	58.73	58.19	51.18	55.68
TiO2	0.842	0.487	0.475	0.488	0.483	0.482	0.48	0.734	0.438
Al2O3	14.12	13.97	14.22	14.22	14.01	12.28	13.27	12.8	13.32
FeO	7.82	6.21	6.11	6.78	6.75	6.1	6.34	7.63	5.3
Fe2O3	3.35	2.66	2.62	2.91	2.89	2.61	2.72	3.27	2.27
MnO	0.2496	0.1615	0.1599	0.1614	0.1615	0.1592	0.1591	0.1941	0.1736
MgO	6.18	8.21	8.07	9.16	9.03	8.2	8.23	9.3	7.08
CaO	8.6	9.62	10.58	7.53	7.72	8.47	7.59	13.49	15.44
Na2O	3.23	3.02	2.29	2.97	3.07	2.82	2.88	1.03	0.23
K2O	0.6	0.37	0.32	0.24	0.22	0.14	0.14	0.2	0.05
P2O5	0	0	0	0	0	0	0	0.124	0
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0
S	0	0	0	0	0	0	0	0.052	0
total anidr	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg #	50.41	62.97	62.94	63.46	63.25	63.36	62.53	61.05	63.21
Densidad	2.61	2.6	2.61	2.6	2.6	2.58	2.58	2.69	2.63

Normas Calculadas:

[illegible]

Resultados das análises químicas dos andesitos basálticos

amostra	BTX202G2	BTX202J1	BTX202J2	BTX202M1	BTX202M2	BTX202X1	BTX202X2	BTX202ZH	BTX202ZI
SiO2	55.60	52.40	52.20	57.90	56.31	57.34	56.74	56.09	54.46
TiO2	0.470	0.460	0.440	0.450	0.450	0.620	0.580	0.580	0.560
Al2O3	13.78	13.39	12.94	13.61	13.62	12.60	12.78	13.26	13.04
Fe2O3	9.15	8.81	8.85	8.26	8.57	8.95	9.30	11.85	11.59
MnO	0.1441	0.1741	0.2298	0.134	0.1573	0.1674	0.1721	0.1805	0.1837
MgO	7.95	7.69	7.44	7.22	7.46	4.13	4.17	6.20	5.94
CaO	7.72	14.20	14.10	6.59	6.89	14.85	14.72	7.48	7.88
Na2O	3.15	1.23	1.49	3.22	3.33	0.12	0.11	2.78	2.97
K2O	0.27	0.26	0.25	0.17	0.19	0.06	0.05	0.52	0.46
P2O5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
S	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
PF	2.2	2.1	3.0	2.3	2.6	1.5	1.3	1.7	1.9
Total	100.4	100.8	100.8	99.9	99.7	100.2	100.0	100.8	99.3
AS	3	9	14	18	14	16	2	14	10
BA	56	37	53	48	34	12	54	59	69
CE	0	3	19	29	0	0	4	20	0
CL	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CO	65	52	51	55	54	54	51	61	63
CR	235	201	198	215	215	0	13	21	9
CS	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CU	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GA	10	14	10	9	7	20	18	9	13
LA	0	0	0	0	5	0	0	0	0
NB	3	6	2	1	1	3	3	2	3
ND	14	39	0	10	0	17	43	34	22
NI	108	91	89	91	89	18	13	23	29
PB	11	13	10	8	11	15	10	10	9
RB	8	8	5	4	5	0	0	12	10
SN	0	0	0	0	4	6	0	1	18
SR	87	103	94	90	86	37	38	102	105
TA	0	8	10	0	1	16	12	6	17
TH	4	1	4	0	0	1	0	0	4
U	0	0	0	0	0	1	2	2	8
V	213	191	194	191	181	209	219	232	232
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	15	14	17	15	11	18	18	14	16
ZN	64	48	46	57	59	58	63	79	84
ZR	48	46	49	45	46	54	53	55	54

amostra	BTX202G2	BTX202J1	BTX202J2	BTX202M1	BTX202M2	BTX202X1	BTX202X2	BTX202ZH	BTX202ZI
correção	1.0248	1.0206	1.0277	1.0313	1.0378	1.0184	1.0209	1.0195	1.0389
SiO2	56.98	53.48	53.65	59.71	58.44	58.39	57.93	57.18	56.58
TiO2	0.482	0.469	0.452	0.464	0.467	0.631	0.592	0.591	0.582
Al2O3	14.12	13.67	13.3	14.04	14.13	12.83	13.05	13.52	13.55
FeO	6.09	5.84	5.91	5.54	5.78	5.92	6.17	7.85	7.82
Fe2O3	2.61	2.5	2.53	2.37	2.48	2.54	2.64	3.36	3.35
MnO	0.1477	0.1777	0.2362	0.1382	0.1632	0.1705	0.1757	0.184	0.1909
MgO	8.15	7.85	7.65	7.45	7.74	4.21	4.26	6.32	6.17
CaO	7.91	14.49	14.49	6.8	7.15	15.12	15.03	7.63	8.19
Na2O	3.23	1.26	1.53	3.32	3.46	0.12	0.11	2.83	3.09
K2O	0.28	0.27	0.26	0.18	0.2	0.06	0.05	0.53	0.48
P2O5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0
S	0	0	0	0	0	0	0	0	0
total anidro	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg #	63.25	63.36	62.48	63.37	63.26	47.76	47.04	50.88	50.37
Densidade	2.58	2.64	2.64	2.55	2.56	2.6	2.61	2.59	2.6

Normas Calculadas:

[illegible]

Resultados das análises químicas dos andesitos basálticos

amostra	BTX202ZJ	BTX202ZM	BTX202ZN	BTX202ZO	BTX202ZP	BTX-204G	BTX207G	BTX-236	BTX-236A
SIO2	54.10	54.60	55.20	54.00	56.70	56.43	52.10	64.8	55.42
TIO2	0.550	0.540	0.560	0.620	0.620	0.750	0.690	0.610	0.640
AL2O3	12.88	13.04	13.02	13.36	13.03	15.4	10.16	12.1	13.13
FE2O3	11.83	11.21	11.86	13.25	12.23	8.19	10.75	7.27	12.02
MNO	0.1881	0.176	0.1796	0.1633	0.1601	0.1302	0.1527	0.0763	0.1449
MGO	6.07	5.99	6.26	6.32	5.71	7.33	13.20	3.5	6.62
CAO	7.99	9.52	7.51	6.36	5.94	5.17	7.33	6.6	7.05
NA2O	3.18	2.02	2.40	2.40	2.39	4.13	2.64	3.1	3.33
K2O	0.39	0.27	0.47	0.73	0.65	0.59	0.42	0.13	0.2
P2O5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.020	0.000	0.000
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
S	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000
PF	1.9	2.1	2.1	2.4	2.0	2.4	2.6	1.4	2.0
Total	99.1	99.5	99.7	99.6	99.4	100.5	100.2	99.6	100.4
AS	13	4	13	10	12	0	18	7	10
BA	56	35	38	118	94	109	211	37	66
CE	11	31	6	35	20	29	4	6	6
CL	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CO	68	65	66	74	72	49	79	49	56
CR	11	15	11	12	7	107	809	25	21
CS	0	0	0	0	0	16	0	0	0
CU	-	-	-	-	-	-	-	48	34
GA	9	12	14	10	15	11	9	10	11
LA	0	0	0	0	0	0	0	0	0
NB	1	1	5	4	3	5	3	1	4
ND	24	24	27	3	2	29	27	0	0
NI	23	26	30	19	13	64	241	32	32
PB	8	12	10	10	7	2	12	4	2
RB	11	7	12	19	16	19	6	2	3
SN	0	8	0	0	2	0	3	0	0
SR	102	145	124	155	177	64	90	79	65
TA	8	7	18	7	0	8	0	0	0
TH	0	0	0	1	4	2	0	1	1
U	0	0	6	0	5	1	0	0	5
V	213	213	216	240	238	193	189	256	242
W	-	-	-	-	-	-	-	0	0
Y	14	16	12	22	21	21	18	15	18
ZN	70	75	83	74	67	43	65	50	83
ZR	55	51	55	65	62	75	66	52	56

Análises dos andesitos basálticos recalculadas para 100% em base anidra, com Fe₂O₃T como FeO+Fe₂O₃

[illegible]

Resultados das análises químicas dos andesitos basálticos

amostra	BTX-246	BTX-246B	BTX-251	BTX-252	BTX-252A	BTX-252B	BTX-264	BTX-264A	BTX-264B
SIO2	52.41	52.2	54	55.59	56.52	52.88	59.91	57.13	62.7
TIO2	0.470	1.240	0.480	0.480	0.460	0.470	0.690	0.660	0.720
AL2O3	13.73	13.37	14.05	13.56	13.46	13.92	13.73	12.74	14.2
FE2O3	8.74	12.89	8.6	8.17	7.65	7.6	8.76	8.39	7.5
MNO	0.1488	0.181	0.1472	0.1334	0.1266	0.1473	0.1102	0.1564	0.1548
MGO	7.31	5.76	7.4	6.84	6.35	5.97	4.38	4.1	4.01
CAO	12.26	7.16	10.16	10.15	10.46	17.29	6.88	14.92	5.25
NA2O	2.23	4.6	3.21	3.37	3.32	0.24	4.08	0.39	3.98
K2O	0.16	0.4	0.14	0.1	0.12	0.06	0.15	0.21	0.27
P2O5	0.000	0.050	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
S	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
PF	2.1	3.0	2.3	1.9	2.0	1.6	1.5	1.2	1.9
Total	99.5	101	100.5	100.4	100.5	100.3	100.3	99.8	100.8
AS	11	1	8	10	8	0	4	17	3
BA	59	129	68	42	55	0	65	34	92
CE	0	20	4	16	5	0	0	18	18
CL	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CO	54	55	45	54	42	42	47	46	53
CR	237	47	213	239	226	230	23	28	10
CS	10	8	0	0	0	0	9	6	0
CU	56	103	56	50	65	26	44	8	-
GA	10	15	7	13	10	16	14	15	11
LA	0	0	0	0	4	0	15	1	0
NB	1	6	2	2	2	4	3	2	2
ND	24	44	10	0	46	1	31	0	9
NI	96	60	95	99	96	89	24	29	25
PB	1	6	2	9	3	5	5	9	7
RB	2	5	4	1	3	1	3	8	9
SN	5	0	0	4	18	5	0	16	2
SR	119	71	82	88	93	67	56	42	105
TA	0	0	0	0	1	0	14	0	1
TH	2	0	3	4	0	0	0	0	1
U	1	0	0	1	3	3	3	3	0
V	207	263	217	209	208	206	260	251	235
W	5	0	0	0	0	0	0	0	-
Y	13	24	12	12	11	13	18	21	30
ZN	52	69	62	56	49	56	69	75	68
ZR	47	67	48	47	45	48	57	62	64

Resultados das análises químicas dos andesitos basálticos

amostra	BTX-274	BTX274C	BTX274D2	BTX274H	BTX274J	SPF11	SPF12	SPF13
SIO2	52.9	53.90	53.60	53.30	50.71	50.41	50.05	50.63
TIO2	1.040	1.050	1.190	1.170	1.230	0.73	0.61	0.66
AL2O3	13.1	13.76	14.19	13.08	14.62	11.62	9.93	10.38
FE2O3	9.89	10.88	11.29	11.12	12.15	12.05	10.51	11.11
MNO	0.1445	0.169	0.1549	0.1808	0.1553	0.15	0.14	0.14
MGO	5.73	5.76	6.05	6.35	7.90	11.54	15.21	13.54
CAO	8.79	7.17	4.41	8.58	4.86	6.53	6.23	7.11
NA2O	4.53	4.11	4.41	4.81	4.22	3.32	2.35	2.58
K2O	0.5	0.69	0.58	0.28	0.64	0.06	0.04	0.23
P2O5	0.040	0.040	0.050	0.050	0.050	0.09	0.08	0.08
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-	-	-
S	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-	-	-
PF	2.8	1.6	3.7	1.3	4.0	4.16	4.96	4.29
Total	99.3	99.3	99.7	100.3	100.6	100.02	99.94	100.11
AS	18	5	8	10	16	-	-	-
BA	216	260	371	325	425	51	169	144
CE	0	10	6	8	9	-	-	-
CL	0	0	0	0	0	-	-	-
CO	41	44	55	57	61	72	80	75
CR	222	249	259	275	241	694	1440	1016
CS	4	0	0	0	0	-	-	-
CU	-	-	-	-	-	12	44	8
GA	14	16	17	13	20	12	10	11
LA	0	0	0	0	3	-	-	-
NB	3	2	6	7	5	4	3	3
ND	22	54	21	24	23	-	-	-
NI	43	51	53	57	51	225	462	307
PB	11	9	8	8	10	-	-	-
RB	9	15	11	0	11	2	10	5
SN	0	0	0	0	19	-	-	-
SR	289	279	170	234	170	72	77	75
TA	1	0	7	8	9	-	-	-
TH	1	1	5	6	0	-	-	-
U	0	3	0	0	2	-	-	-
V	189	205	194	196	205	217	176	185
W	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	19	21	26	22	20	18	15	16
ZN	80	75	97	85	90	86	70	83
ZR	72	74	102	86	90	70	61	60

Análises dos andesitos basálticos recalculadas para 100% em base anidra, com Fe₂O₃T como FeO+Fe₂O₃

amostra	BTX-274	BTX274C	BTX274D2	BTX274H	BTX274J	SPF11	SPF12	SPF13
correção	1.0427	1.0336	1.0514	1.0191	1.0453	1.0456	1.0594	1.0453
SiO2	55.16	55.71	56.35	54.32	53.01	52.71	53.02	52.93
TiO2	1.084	1.085	1.251	1.192	1.286	0.763	0.646	0.69
Al2O3	13.61	14.22	14.92	13.33	15.28	12.15	10.52	10.85
FeO	6.7	7.31	7.71	7.36	8.25	8.19	7.23	7.55
Fe2O3	2.87	3.13	3.3	3.16	3.54	3.51	3.1	3.23
MnO	0.1507	0.1747	0.1629	0.1843	0.1623	0.1568	0.1483	0.1463
MgO	5.97	5.95	6.36	6.47	8.26	12.07	16.11	14.15
CaO	9.17	7.41	4.64	8.74	5.08	6.83	6.6	7.43
Na2O	4.72	4.25	4.64	4.9	4.41	3.47	2.49	2.7
K2O	0.52	0.71	0.61	0.29	0.67	0.06	0.04	0.24
P2O5	0.0417	0.0413	0.0526	0.051	0.0523	0.0941	0.0848	0.0836
F	0	0	0	0	0	0	0	0
S	0	0	0	0	0	0	0	0
total anidro	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg #	53.4	51.15	51.49	53.05	56.28	65.46	74.13	70.69
Densidade	2.58	2.58	2.57	2.6	2.61	2.65	2.67	2.66

Normas Calculadas

	Q (S)	or (KAS6)	ab (NAS6)	an (CAS2)	lc(KAS4)	ne(NAS2)	C(A)	ac(NFS4)	ns(NS)	Di wo(CS)	Di en(MS)	Di fs(FS)	Hy en(MS)	Hy fs(FS)	OI fo(M2S)	OI fa(F2S)	mt(FF)	he(F)	il(FT)	ap(CP)	Total
	0.11	3.08	39.89	14.39	0	0	0	0	0	12.89	7.79	4.39	7.14	4.02	0	0	4.16	0	2.06	0.09	100
	3.45	4.2	35.92	17.6	0	0	0	0	0	7.9	4.62	2.9	10.26	6.45	0	0	4.54	0	2.06	0.09	100
	4.34	3.61	39.22	18.06	0	0	0	0	0	1.95	1.15	0.7	14.75	8.95	0	0	4.79	0	2.38	0.11	100
	0	1.72	41.41	13.5	0	0	0	0	0	12.35	7.42	4.25	5.57	3.19	2.23	1.41	4.58	0	2.26	0.11	100
	0	3.96	37.27	19.89	0	0	0	0	0	2.1	1.31	0.66	14.65	7.37	3.28	1.82	5.13	0	2.44	0.11	100
	0	0.35	29.33	17.38	0	0	0	0	0	6.67	4.49	1.66	21.02	7.77	3.27	1.33	5.09	0	1.45	0.21	100
	0	0.24	21.05	17.39	0	0	0	0	0	6.21	4.51	1.11	33.02	8.12	1.92	0.52	4.5	0	1.23	0.19	100
	0	1.42	22.82	16.76	0	0	0	0	0	8.19	5.79	1.69	26.72	7.79	2.01	0.65	4.68	0	1.31	0.18	100

Resultados das análises químicas dos andesitos basálticos porfíricos

amostra	BTX239	BTX265	BTX265C	BTX265C	BTX266B	BTX266C	BTX266D	BTX266E	BTX266F
SIO2	53.8	53.2	51.48	51.75	52.46	53.68	64.89	60.1	53.29
TIO2	0.470	0.400	0.940	0.970	0.340	0.440	1.010	0.850	0.630
AL2O3	6.99	5.97	13.6	13.6	4.93	5.33	8.84	7.97	10.2
FE2O3	11.28	11.1	14.4	14.85	9.33	10.41	5.43	7.19	12.38
MNO	0.1757	0.1855	0.221	0.2222	0.1992	0.2024	0.1053	0.142	0.1892
MGO	13.68	15.9	6.31	6.44	15.25	14.81	6.87	9.52	9.89
CAO	9.72	11.02	6.27	6.55	12.52	11.67	7.34	8.68	8.54
NA2O	1.68	0.7	3.77	3.75	0.88	1.16	3.04	2.4	2.96
K2O	0.42	0.4	0.24	0.26	0.23	0.32	0.77	0.69	0.56
P2O5	0.000	0.000	0.030	0.040	0.000	0.000	0.120	0.040	0.000
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
S	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.060
PF	2.2	0.0	1.8	1.8	3.1	1.7	1.5	1.8	1.3
Total	100.7	99.1	99	100.3	99.5	100	99.9	99.5	100.3
AS	3	14	11	5	13	7	22	10	4
BA	128	43	89	76	30	43	98	80	142
CE	2	0	29	38	5	0	0	9	18
CL	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CO	83	86	83	89	76	84	37	52	79
CR	1229	1460	57	52	1788	1321	178	627	614
CS	0	0	0	0	5	0	0	0	0
CU	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GA	9	5	12	18	11	8	4	4	10
LA	0	0	0	0	0	0	0	5	0
NB	3	1	5	6	2	2	4	1	3
ND	24	29	0	36	23	11	23	0	16
NI	281	320	77	79	294	268	96	151	179
PB	3	4	13	11	10	9	9	6	10
RB	5	11	5	4	4	4	15	13	5
SN	0	6	21	5	11	0	2	2	0
SR	15	17	100	101	19	26	77	60	60
TA	7	3	8	10	6	5	0	3	7
TH	1	0	5	1	0	0	2	0	5
U	2	2	8	6	0	2	6	0	0
V	199	207	263	251	150	184	104	147	243
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	11	4	26	27	4	7	18	15	13
ZN	47	69	100	102	36	45	21	33	112
ZR	22	18	81	80	14	20	90	62	32

amostra	BTX239	BTX265	BTX265C	BTX265C	BTX266B	BTX266C	BTX266D	BTX266E	BTX266F
correção	1.0266	1.0196	1.0267	1.0396	1.0475	1.028	1.0201	1.0302	1.0224
SiO ₂	55.23	54.24	53.13	53.52	54.95	55.18	66.2	61.92	54.48
TiO ₂	0.483	0.408	0.996	0.977	0.356	0.452	1.03	0.876	0.644
Al ₂ O ₃	7.18	6.09	13.99	14.1	5.16	5.48	9.02	8.21	10.43
FeO	7.52	7.35	9.91	9.73	6.35	6.95	3.6	4.81	8.22
Fe ₂ O ₃	3.22	3.15	4.24	4.17	2.72	2.98	1.54	2.06	3.52
MnO	0.1804	0.1891	0.2281	0.2298	0.2087	0.2081	0.1074	0.1463	0.1934
MgO	14.04	16.21	6.61	6.56	15.97	15.22	7.01	9.81	10.11
CaO	9.98	11.24	6.73	6.52	13.11	12	7.49	8.94	8.73
Na ₂ O	1.72	0.71	3.85	3.92	0.92	1.19	3.1	2.47	3.03
K ₂ O	0.43	0.41	0.27	0.25	0.24	0.33	0.79	0.71	0.57
P ₂ O ₅	0	0	0.0411	0.0312	0	0	0.1224	0.0412	0
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0
S	0	0	0	0	0	0	0	0	0.061
total anidro	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg #	70.6	73.93	46.44	46.44	76.39	73.79	71.47	72.4	61.27
Densidade	2.67	2.7	2.63	2.63	2.69	2.68	2.49	2.56	2.64

[illegible]

Resultados das análises químicas dos andesitos basálticos porfíricos

amostra	BTX-266G	BTX-266H	BTX266I	BTX-266J	BTX-267	BTX-281A
SiO2	52.72	52.87	53.54	50.45	52.1	55.09
TiO2	0.560	0.600	0.580	0.770	0.350	0.460
Al2O3	8.13	10.2	7.36	14.5	5.26	13.31
Fe2O3	11.84	12.2	11.76	12.75	10.7	7.29
MNO	0.1951	0.1857	0.1984	0.1982	0.2102	0.1279
MGO	12.69	10.13	13.27	6.81	16.5	5.7
CAO	9.04	7.58	10.64	7.95	11.2	16.39
Na2O	2.14	3.1	1.66	2.66	0.67	0.09
K2O	0.32	0.52	0.45	0.89	0.28	0.05
P2O5	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
S	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
PF	1.6	1.7	0.9	2.1	1.8	1.7
Total	99.3	99.2	100.5	99.1	99.4	100.3
AS	7	19	110	6	13	15
BA	39	91	70	161	31	42
CE	2	0	6	2	0	51
CL	0	0	0	0	0	0
CO	90	86	82	81	74	42
CR	988	644	588	76	1731	218
CS	0	19	0	0	0	0
CU	-	-	-	-	-	11
GA	6	15	7	14	2	6
LA	0	0	0	0	0	0
NB	2	3	2	4	3	3
ND	16	0	18	44	2	48
NI	245	177	240	89	294	90
PB	14	11	3	10	10	7
RB	3	7	12	22	6	3
SN	0	0	0	0	10	0
SR	39	48	50	104	8	43
TA	7	2	2	3	3	7
TH	2	3	5	8	1	0
U	2	1	2	0	0	3
V	199	222	229	234	180	214
W	-	-	-	-	-	0
Y	11	10	9	21	6	103
ZN	51	81	48	83	47	53
ZR	30	30	33	61	16	44

Análises dos andes. bas. porfíricos recalculadas para 100% em base anidra, e Fe2O3T como FeO+Fe2O3

amostra	BTX266G	BTX266H	BTX266I	BTX266J	BTX267	BTX281A
correção	1.0332	1.0357	1.0141	1.0408	1.0363	1.0206
SiO2	54.47	54.76	54.29	52.51	53.99	56.22
TiO2	0.579	0.621	0.588	0.801	0.363	0.469
Al2O3	8.4	10.61	7.46	15.1	5.45	13.58
FeO	7.95	8.21	7.75	8.62	7.2	4.83
Fe2O3	3.41	3.52	3.32	3.69	3.09	2.07
MnO	0.2016	0.1923	0.2012	0.2063	0.2178	0.1305
MgO	13.11	10.49	13.46	7.09	17.1	5.82
CaO	9.34	7.85	10.79	8.27	11.61	16.73
Na2O	2.21	3.21	1.68	2.77	0.69	0.09
K2O	0.33	0.54	0.46	0.93	0.29	0.05
P2O5	0	0	0	0.0104	0	0
F	0	0	0	0	0	0
S	0	0	0	0	0	0
total anidro	100	100	100	100	100	100

Mg #	67.95	62.16	69.08	51.41	75.33	60.78
Densidade	2.67	2.64	2.68	2.63	2.71	2.62

Normas Calculadas:

Q (S)	3.03	1.9	3.61	2.4	3.68	17.98
or (KAS6)	1.95	3.19	2.72	5.5	1.72	0.3
ab (NAS6)	18.68	27.13	14.2	23.41	5.83	0.76
an (CAS2)	12.01	12.93	11.44	25.98	10.9	36.46
lc(KAS4)	0	0	0	0	0	0
ne(NAS2)	0	0	0	0	0	0
C(A)	0	0	0	0	0	0
ac(NFS4)	0	0	0	0	0	0
ns(NS)	0	0	0	0	0	0
Di wo(CS)	14.34	10.87	17.58	6.26	19.5	19.44
Di en(MS)	9.82	7.03	12.17	3.59	14.18	12.47
Di fs(FS)	3.35	3.08	3.93	2.39	3.47	5.67
Hy en(MS)	22.95	19.19	21.48	14.14	28.57	2.08
Hy fs(FS)	7.83	8.4	6.94	9.43	6.99	0.95
Ol fo(M2S)	0	0	0	0	0	0
Ol fa(F2S)	0	0	0	0	0	0
mt(FF)	4.94	5.1	4.81	5.35	4.48	3
he(F)	0	0	0	0	0	0
il(FT)	1.1	1.18	1.12	1.52	0.69	0.89
ap(CP)	0	0	0	0.02	0	0
Total	100	100	100	100	100	100

Resultados das análises químicas dos basaltos magnesianos

amostra	BTX-204I	BTX207A	BTX207D	BTX-284A	SPF8	SPF9A	SPF9B	SPF10
SIO2	46.95	47.27	45.70	48.86	48.92	49.84	47.4	46.87
TIO2	0.330	0.350	0.370	0.690	0.27	0.28	0.36	0.39
AL2O3	8.21	5.81	6.14	5.74	4.14	4.15	0.56	5.79
FE2O3	10.34	10.59	10.29	12.54	7.56	8.11	9.05	8.97
MNO	0.1322	0.1832	0.13	0.2129	0.12	0.12	0.12	0.12
MGO	23.81	22.14	23.80	17.54	23.44	22.65	22.89	23.21
CAO	3.97	8.19	7.22	9.67	9.13	9.48	8.16	8.01
NA2O	0	0.00	0.00	0.2	0	0	0	0
K2O	0.04	0.04	0.05	0.07	0.01	0.01	0.02	0.01
P2O5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.04	0.04	0.05	0.06
F	0.0	0.0	0.0	0.0	-	-	-	-
S	0.000	0.000	0.000	0.000	-	-	-	-
PF	6.2	5.2	5.8	3.1	5.77	5.47	6.43	6.38
Total	100.4	100.3	99.8	99	99.5	100.09	100.09	99.83
AS	3	5	13	7	-	-	-	-
BA	0	0	38	27	2	11	13	4
CE	0	0	3	18	-	-	-	-
CL	0	0	0	0	-	-	-	-
CO	106	115	93	93	95	82	75	82
CR	2553	2801	2235	1959	3837	3456	4152	4366
CS	2	0	0	0	-	-	-	-
CU	-	-	-	-	104	21	0	0
GA	6	6	6	9	5	4	8	7
LA	0	0	0	0	-	-	-	-
NB	3	4	2	5	2	2	1	2
ND	2	0	0	12	-	-	-	-
NI	1178	1029	1047	280	1134	877	914	1049
PB	6	8	9	11	-	-	-	-
RB	0	2	1	2	1	2	2	2
SN	13	0	0	4	-	-	-	-
SR	4	0	4	9	6	7	8	6
TA	0	0	0	0	-	-	-	-
TH	3	0	2	1	-	-	-	-
U	3	1	0	1	-	-	-	-
V	137	105	115	171	95	91	116	130
W	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	7	6	10	12	8	6	8	9
ZN	109	106	49	70	57	62	54	61
ZR	27	29	32	49	30	31	42	41

Análises de basaltos magnesianos, recalculadas para 100% em base anidra, com Fe₂O₃T como FeO+Fe₂O₃

amostra	BTX-204I	BTX207A	BTX207D	BTX-284A	SPF8	SPF9A	SPF9B	SPF10
correção	1.076	1.0671	1.0769	1.0582	1.0743	1.0627	1.1369	1.0778
SiO ₂	50.52	50.44	49.21	51.7	52.55	52.97	53.89	50.51
TiO ₂	0.355	0.373	0.398	0.73	0.29	0.298	0.409	0.42
Al ₂ O ₃	8.83	6.2	6.61	6.07	4.45	4.41	0.64	6.24
FeO	8.17	8.3	8.14	9.75	5.28	5.6	6.69	6.28
Fe ₂ O ₃	2.04	2.08	2.04	2.44	2.26	2.4	2.86	2.69
MnO	0.1422	0.1955	0.14	0.2253	0.1289	0.1275	0.1364	0.1293
MgO	25.62	23.63	25.63	18.56	25.18	24.07	26.02	25.01
CaO	4.27	8.74	7.78	10.23	9.81	10.07	9.28	8.63
Na ₂ O	0	0	0	0.21	0	0	0	0
K ₂ O	0.04	0.04	0.05	0.07	0.01	0.01	0.02	0.01
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0.043	0.0425	0.0568	0.0647
F	0	0	0	0	0	0	0	0
S	0	0	0	0	0	0	0	0
total anidro	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg #	82.02	80.54	82.07	73.47	85.99	84.68	83.35	83.67
Densidade	2.75	2.77	2.78	2.76	2.73	2.73	2.75	2.75

Normas Calculadas:

Q (S)	0	0	0	1.24	0	0	0.24	0
or (KAS6)	0.24	0.24	0.3	0.41	0.06	0.06	0.12	0.06
ab (NAS6)	0	0	0	1.78	0	0	0	0
an (CAS2)	21.2	16.78	17.87	15.4	12.1	11.99	1.69	16.98
lc(KAS4)	0	0	0	0	0	0	0	0
ne(NAS2)	0	0	0	0	0	0	0	0
C(A)	1.01	0	0	0	0	0	0	0
ac(NFS4)	0	0	0	0	0	0	0	0
ns(NS)	0	0	0	0	0	0	0	0
Di wo(CS)	0	11.1	8.66	14.77	15.17	15.75	18.38	10.64
Di en(MS)	0	8.18	6.48	10.22	11.98	12.33	14.27	8.28
Di fs(FS)	0	1.83	1.3	3.32	1.44	1.65	2.08	1.17
Hy en(MS)	55.07	39.02	36.02	36.19	45.56	47.4	50.78	42.54
Hy fs(FS)	11.15	8.75	7.22	11.76	5.48	6.33	7.4	6.02
Ol fo(M2S)	6.29	8.31	15.11	0	3.78	0.31	0	8.2
Ol fa(F2S)	1.41	2.06	3.34	0	0.5	0.05	0	1.28
mt(FF)	2.96	3.02	2.96	3.54	3.28	3.48	4.15	3.9
he(F)	0	0	0	0	0	0	0	0
il(FT)	0.67	0.71	0.76	1.39	0.55	0.57	0.78	0.8
ap(CP)	0	0	0	0	0.09	0.09	0.12	0.14
Total	100	100	100	100	100	100	100	100

Resultados das análises químicas das ultramáficas cumuláticas

amostra	BTX-204C	BTX207	BTX207C	BTX207E	BTX207F	BTX-243	BTX-244	BTX-282
SiO ₂	43.5	45.06	41.30	41.60	43.00	40.59	39.65	42.64
TiO ₂	0.210	0.460	0.280	0.270	0.320	0.320	0.430	0.350
Al ₂ O ₃	4.88	5.62	3.94	4.33	5.30	2.67	3.56	2.98
Fe ₂ O ₃	10.7	10.89	12.87	10.20	10.84	15.45	16.2	14.96
MnO	0.1882	0.1506	0.1512	0.1492	0.1597	0.1552	0.2164	0.2256
MgO	29.1	25.88	29.30	30.30	27.70	30.6	27.4	27.57
CaO	2.11	4.37	3.37	3.73	3.81	0.23	3.51	3.41
Na ₂ O	0	0.00	0.00	0.00	0.02	0	0	0
K ₂ O	0.05	0.04	0.05	0.07	0.07	0.03	0.04	0.04
P ₂ O ₅	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
S	0.000	0.000	0.000	0.000	0.120	0.000	0.000	0.000
PF	8.2	6.8	8.1	8.3	7.7	8.5	8.3	7.7
Total	99.7	100.2	100.3	99.9	99.8	99.2	100	100.5
AS	5	6	10	11	9	19	9	0
BA	4	28	7	31	33	20	325	29
CE	0	28	0	0	0	0	0	3
CL	0	0	0	0	0	0	0	0
CO	131	144	149	148	138	176	193	158
CR	3656	3787	3841	4842	3815	3638	3059	2771
CS	8	2	0	0	0	0	29	3
CU	-	-	-	-	-	8	35	-
GA	7	6	6	4	3	4	5	6
LA	0	5	0	0	13	4	0	0
NB	1	2	0	0	1	2	1	2
ND	12	0	0	4	15	0	0	20
NI	1455	1301	1674	1726	1380	1613	1986	1279
PB	8	11	9	9	7	5	3	5
RB	4	1	2	5	0	3	3	1
SN	5	0	0	1	0	0	4	0
SR	0	3	1	23	5	2	15	3
TA	0	0	0	0	0	0	0	0
TH	12	0	1	0	1	0	2	1
U	0	1	0	0	5	0	1	7
V	96	121	106	79	98	78	97	90
W	-	-	-	-	-	0	0	-
Y	3	6	4	4	8	2	8	8
ZN	283	139	108	68	72	100	99	101
ZR	19	41	25	23	31	21	26	19

amostra	BTX-204C	BTX207	BTX207C	BTX207E	BTX207F	BTX-243	BTX-244	BTX-282
correção	1.1128	1.0919	1.1085	1.1134	1.1055	1.1244	1.1131	1.0994
SiO2	48.41	49.2	45.78	46.32	47.54	45.64	44.13	46.88
TiO2	0.234	0.502	0.31	0.301	0.354	0.36	0.479	0.385
Al2O3	5.43	6.14	4.37	4.82	5.86	3	3.96	3.28
FeO	8.75	8.74	10.48	8.34	8.81	11.29	11.72	12.08
Fe2O3	2.19	2.18	2.62	2.09	2.2	4.84	5.02	3.02
MnO	0.2094	0.1644	0.1676	0.1661	0.1766	0.1745	0.2409	0.248
MgO	32.38	28.26	32.48	33.74	30.62	34.41	30.5	30.31
CaO	2.35	4.77	3.74	4.15	4.21	0.26	3.91	3.75
Na2O	0	0	0	0	0.02	0	0	0
K2O	0.06	0.04	0.06	0.08	0.08	0.03	0.04	0.04
P2O5	0	0	0	0	0	0	0	0
F	0	0	0	0	0	0	0	0
S	0	0	0	0	0.133	0	0	0
total anidro	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg #	84.33	82.47	81.85	85.47	83.49	79.67	77	78.5
Densidade	2.81	2.79	2.87	2.84	2.82	2.88	2.89	2.87

	Q (S)	or (KAS6)	ab (NAS6)	an (CAS2)	lc(KAS4)	ne(NAS2)	C(A)	ac(NFS4)	ns(NS)	Di wo(CS)	Di en(MS)	Di fs(FS)	Hy en(MS)	Hy fs(FS)	OI fo(M2S)	OI fa(F2S)	mt(FF)	he(F)	il(FT)	ap(CP)	Total
	0	0.35	0	11.66	0	0	1.08	0	0	0	0	0	45.95	8.08	24.49	4.76	3.18	0	0.44	0	100
	0	0.24	0	16.62	0	0	0	0	0	2.95	2.22	0.43	44.41	8.61	16.82	3.6	3.16	0	0.95	0	100
	0	0.35	0	11.73	0	0	0	0	0	2.85	2.12	0.44	29.04	6.03	35.02	8.02	3.8	0	0.59	0	100
	0	0.47	0	12.9	0	0	0	0	0	3.21	2.47	0.39	28.58	4.53	37.3	6.53	3.03	0	0.57	0	100
	0	0.47	0.17	15.67	0	0	0	0	0	2.2	1.66	0.31	36.61	6.73	26.86	5.45	3.19	0	0.67	0	100
	0	0.18	0	1.29	0	0	2.49	0	0	0	0	0	44.91	8.58	28.78	6.07	7.02	0	0.68	0	100
	0	0.24	0	10.67	0	0	0	0	0	3.65	2.69	0.6	27.95	6.23	31.93	7.86	7.28	0	0.91	0	100
	0	0.24	0	8.82	0	0	0	0	0	4.09	2.95	0.76	35.12	9.03	26.4	7.49	4.38	0	0.73	0	100

Resultados das análises químicas das ultramáficas cumuláticas

amostra	BTX-284B	BTX-284C	BTX-284D	SPF1	SPF2	SPF3	SPF4	SPF5
SIO2	48.59	43.7	42.74	40.51	41.17	41.02	41.62	41.98
TIO2	0.220	0.250	0.290	0.26	0.28	0.27	0.28	0.32
AL2O3	1.94	2.2	2.54	4.15	4.31	4.28	4.36	4.94
FE2O3	12.79	13.5	14.48	10.21	10.09	10.34	10.22	10.48
MNO	0.1031	0.1626	0.1875	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14
MGO	28.11	29.8	29.78	30.6	29.83	29.75	28.92	28.17
CAO	0.23	0.21	0.27	2.83	3.45	3.29	3.97	4.02
NA2O	0	0	0	0	0	0.01	0.02	0.01
K2O	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05
P2O5	0.000	0.000	0.000	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05
F	0.0	0.0	0.0	-	-	-	-	-
S	0.000	0.000	0.000	-	-	-	-	-
PF	6.6	9.1	8.8	10.52	10.01	9.8	9.5	9.36
Total	99.3	99.7	100.1	99.78	99.84	99.52	99.5	99.83
AS	37	16	18	-	-	-	-	-
BA	11	24	12	10	8	12	11	1
CE	0	0	0	-	-	-	-	-
CL	0	0	0	-	-	-	-	-
CO	167	169	192	133	131	142	116	131
CR	3440	3472	4262	4379	4466	4435	4089	4453
CS	0	5	0	-	-	-	-	-
CU	-	5	-	10	14	17	48	16
GA	0	6	3	5	4	4	5	6
LA	0	0	0	-	-	-	-	-
NB	1	0	3	0	2	1	1	3
ND	7	0	0	-	-	-	-	-
NI	1350	1390	1517	1738	1804	1810	1746	1599
PB	5	5	6	-	-	-	-	-
RB	0	2	1	4	4	5	4	5
SN	2	0	4	-	-	-	-	-
SR	1	0	0	18	26	23	28	16
TA	0	0	0	-	-	-	-	-
TH	3	1	0	-	-	-	-	-
U	2	5	0	-	-	-	-	-
V	70	75	66	92	98	91	97	106
W	-	0	-	-	-	-	-	-
Y	1	0	2	7	7	7	7	7
ZN	97	99	211	53	62	53	56	57
ZR	16	16	23	31	32	33	31	36

Análises ultramáficas cumuláticas, recalculadas para 100% em base anidra, com $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ como $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}$

amostra	BTX-284B	BTX-284C	BTX-284D	SPF1	SPF2	SPF3	SPF4	SPF5
correção	1.0991	1.1251	1.1217	1.1356	1.1283	1.1306	1.1252	1.1185
SiO ₂	53.41	49.17	47.94	46	46.45	46.38	46.83	46.95
TiO ₂	0.242	0.281	0.325	0.295	0.316	0.305	0.315	0.358
Al ₂ O ₃	2.13	2.48	2.85	4.71	4.86	4.84	4.91	5.53
FeO	10.33	9.87	11.93	7.53	7.4	7.6	7.47	7.62
Fe ₂ O ₃	2.58	4.23	2.98	3.23	3.17	3.25	3.2	3.26
MnO	0.1133	0.1829	0.2103	0.159	0.158	0.1583	0.1463	0.1566
MgO	30.9	33.53	33.41	34.75	33.66	33.64	32.54	31.51
CaO	0.25	0.24	0.3	3.21	3.89	3.72	4.47	4.5
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0.01	0.02	0.01
K ₂ O	0.04	0.03	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06
P ₂ O ₅	0	0	0	0.0454	0.0451	0.0452	0.0563	0.0559
F	0	0	0	0	0	0	0	0
S	0	0	0	0	0	0	0	0
total anidro	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg #	81.32	81.37	80.29	85.58	85.4	85.07	84.86	84.18
Densidade	2.78	2.83	2.86	2.83	2.83	2.83	2.82	2.81

Normas Calculadas:

	Q (S)	or (KAS6)	ab (NAS6)	an (CAS2)	lc(KAS4)	ne(NAS2)	C(A)	ac(NFS4)	ns(NS)	Di wo(CS)	Di en(MS)	Di fs(FS)	Hy en(MS)	Hy fs(FS)	OI fo(M2S)	OI fa(F2S)	mt(FF)	he(F)	il(FT)	ap(CP)	Total
	0	0.24	0	1.24	0	0	1.63	0	0	0	0	0	73.86	15.89	2.38	0.56	3.74	0	0.46	0	100
	0	0.18	0	1.19	0	0	2.01	0	0	0	0	0	59.24	10.23	17.2	3.28	6.13	0	0.53	0	100
	0	0.24	0	1.49	0	0	2.26	0	0	0	0	0	50.25	11.59	23.3	5.93	4.32	0	0.62	0	100
	0	0.35	0	12.66	0	0	0	0	0	1.26	0.99	0.12	32.81	4.13	37.16	5.17	4.68	0	0.56	0.1	100
	0	0.3	0	13.1	0	0	0	0	0	2.48	1.95	0.25	33.43	4.26	34.14	4.8	4.6	0	0.6	0.1	100
	0	0.35	0.08	12.97	0	0	0	0	0	2.18	1.71	0.22	33.53	4.4	34.2	4.96	4.71	0	0.58	0.1	100
	0	0.3	0.17	13.14	0	0	0	0	0	3.64	2.85	0.38	33.81	4.49	31.28	4.59	4.64	0	0.6	0.12	100
	0.35	0.3	0.08	14.85	0	0	0	0	0	2.99	2.33	0.32	35.59	4.96	28.59	4.4	4.73	0	0.68	0.12	100

Resultados das análises químicas das ultramáficas cumuláticas

amostra	SPF6	SPF7	BTX-261
SiO2	42.69	56.04	45.16
TiO2	0.33	0.29	3.680
Al2O3	5.23	8.12	13.48
Fe2O3	11.17	7.06	18.9
MnO	0.15	0.01	0.2653
MgO	28.5	17.41	4.1
CaO	2.6	2.79	5.28
Na2O	0	1.39	4.27
K2O	0.03	1.02	1.5
P2O5	0.05	0.06	0.600
F	-	-	0.0
S	-	-	0.020
PF	9.24	5.87	3.3
Total	99.96	100.11	100.8
AS	-	-	36
BA	5	260	763
CE	-	-	86
CL	-	-	0
CO	131	79	52
CR	3870	2428	51
CS	-	-	0
CU	13	40	120
GA	5	10	24
LA	-	-	32
NB	1	4	33
ND	-	-	14
NI	1354	744	43
PB	-	-	18
RB	3	32	50
SN	-	-	0
SR	6	22	216
TA	-	-	10
TH	-	-	11
U	-	-	3
V	107	79	254
W	-	-	0
Y	8	17	57
ZN	73	61	166
ZR	36	90	369

Obs.: BTX-261 Dique de metadiabásio

Análises ultramáficas cumuláticas, recalculadas para 100% em base anidra, com Fe₂O₃T como FeO+Fe₂O₃

amostra	SPF6	SPF7	BTX-261
correção	1.1118	1.0674	1.0428
SiO ₂	47.46	59.82	47.09
TiO ₂	0.367	0.31	3.837
Al ₂ O ₃	5.81	8.67	14.06
FeO	8.07	4.9	12.81
Fe ₂ O ₃	3.46	2.1	5.49
MnO	0.1668	0.0107	0.2766
MgO	31.69	18.58	4.28
CaO	2.89	2.98	5.51
Na ₂ O	0	1.48	4.45
K ₂ O	0.03	1.09	1.56
P ₂ O ₅	0.0556	0.064	0.6257
F	0	0	0
S	0	0	0.021
total anidro	100	100	100
Mg #	83.47	82.98	30.05
Densidade	2.81	2.59	2.7

Normas Calculadas:

Q (S)	0	10.03	0
or (KAS6)	0.18	6.45	9.23
ab (NAS6)	0	12.51	37.46
an (CAS2)	14.02	13.77	13.76
lc(KAS4)	0	0	0
ne(NAS2)	0	0	0.08
C(A)	0.63	0	0
ac(NFS4)	0	0	0
ns(NS)	0	0	0
Di wo(CS)	0	0.27	4.14
Di en(MS)	0	0.21	1.85
Di fs(FS)	0	0.03	2.27
Hy en(MS)	44.63	46.24	0
Hy fs(FS)	6.56	6.73	0
Ol fo(M2S)	24.22	0	6.2
Ol fa(F2S)	3.93	0	8.4
mt(FF)	5.02	3.04	7.96
he(F)	0	0	0
il(FT)	0.7	0.59	7.29
ap(CP)	0.12	0.14	1.37
Total	100	100	100

Resultados das análises químicas das rochas vulcanoclásticas

amostra	BTX-202B1	BTX202B2E	BTX202J3	BTX202N	BTX202Q	BTX-242D	BTX-265B
SIO2	52.31	46.00	49.87	53.76	59.40	62.86	66.3
TIO2	0.490	0.430	0.580	0.680	0.490	0.310	0.480
AL2O3	15.12	17.73	16.02	13.19	11.57	8.29	10.4
FE2O3	10.29	13.03	11.17	11.61	9.13	20.72	7.93
MNO	0.1599	0.1806	0.2695	0.2042	0.1958	0.0316	0.0912
MGO	8.74	9.13	8.61	5.59	4.21	0.69	5.3
CAO	7.1	8.32	7.69	9.03	12.60	0.29	1.27
NA2O	3.21	1.26	3.16	2.06	0.39	0.14	3.13
K2O	0.32	1.04	0.29	0.11	0.06	0.74	0.16
P2O5	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.030	0.020
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
S	0.000	0.090	0.000	0.000	0.000	0.020	0.490
PF	2.1	3.9	3.1	3.4	2.5	5.6	4.2
Total	99.9	101.0	100.9	99.7	100.6	100.1	99.8
AS	11	0	0	8	6	47	12
BA	69	246	70	35	0	176	49
CE	0	28	0	6	25	4	21
CL	0	0	0	0	0	0	0
CO	61	75	63	65	42	95	132
CR	221	225	264	11	0	229	125
CS	0	2	0	0	0	0	0
CU	-	-	-	-	-	-	-
GA	8	17	14	15	13	17	21
LA	0	3	0	0	0	0	16
NB	4	3	4	2	4	6	7
ND	0	0	29	9	21	36	8
NI	101	158	111	23	12	665	367
PB	2	9	6	11	7	30	11
RB	9	32	6	0	1	17	4
SN	0	0	7	0	0	0	13
SR	107	119	111	126	95	2	16
TA	6	10	11	0	15	15	0
TH	0	4	2	7	0	4	1
U	1	7	2	5	0	11	4
V	222	193	272	225	196	102	85
W	-	-	-	-	-	-	-
Y	16	18	20	19	12	11	15
ZN	68	102	67	85	52	2095	171
ZR	54	46	63	65	47	60	99

Obs.: Amostras: 242B e 265B - metatufitos
 Amostras 202 B1, B2E, J3, N, Q - Material Interpillow

Análises das rochas vulcanoclásticas, recalculadas para 100% em base anidra, com Fe2O3T como FeO+Fe2O3

amostra	BTX-202B1	BTX202B2E	BTX202J3	BTX202N	BTX202Q	BTX-242D	BTX-265B
correção	1.0309	1.0387	1.0324	1.0482	1.0268	1.0795	1.0526
SiO2	53.93	47.78	51.49	56.35	60.99	67.86	69.79
TiO2	0.505	0.447	0.599	0.713	0.503	0.335	0.505
Al2O3	15.59	18.42	16.54	13.83	11.88	8.95	10.95
FeO	6.89	8.79	7.49	7.91	6.09	14.53	5.42
Fe2O3	2.95	3.77	3.21	3.39	2.61	6.23	2.32
MnO	0.1648	0.1876	0.2782	0.214	0.201	0.0341	0.096
MgO	9.01	9.48	8.89	5.86	4.32	0.74	5.58
CaO	7.32	8.64	7.94	9.47	12.94	0.31	1.34
Na2O	3.31	1.31	3.26	2.16	0.4	0.15	3.29
K2O	0.33	1.08	0.3	0.12	0.06	0.8	0.17
P2O5	0	0	0	0	0	0.0324	0.0211
F	0	0	0	0	0	0	0
S	0	0.093	0	0	0	0.022	0.516
total anidro	100	100	100	100	100	100	100
Mg #	62.72	58.1	60.42	48.79	47.71	6.15	56.98
Densidade	2.61	2.68	2.63	2.61	2.58	2.57	2.46

Normas Calculadas:

Q (S)	1.94	0	0	13.47	27.64	52.7	35.68
or (KAS6)	1.95	6.39	1.77	0.71	0.35	4.73	1.01
ab (NAS6)	27.97	11.08	27.55	18.25	3.38	1.27	27.95
an (CAS2)	26.67	41.17	29.58	27.65	30.41	1.35	6.56
lc(KAS4)	0	0	0	0	0	0	0
ne(NAS2)	0	0	0	0	0	0	0
C(A)	0	0	0	0	0	7.34	2.97
ac(NFS4)	0	0	0	0	0	0	0
ns(NS)	0	0	0	0	0	0	0
Di wo(CS)	4.03	0.73	4.11	8.08	14.12	0	0
Di en(MS)	2.62	0.45	2.6	4.45	7.61	0	0
Di fs(FS)	1.13	0.24	1.24	3.32	6.02	0	0
Hy en(MS)	19.9	18.39	15.62	10.2	3.2	1.85	14.02
Hy fs(FS)	8.54	9.79	7.46	7.61	2.53	21.02	7.41
Ol fo(M2S)	0	3.42	2.81	0	0	0	0
Ol fa(F2S)	0	2.01	1.48	0	0	0	0
mt(FF)	4.28	5.47	4.65	4.91	3.78	9.04	3.38
he(F)	0	0	0	0	0	0	0
il(FT)	0.96	0.85	1.14	1.35	0.96	0.64	0.96
ap(CP)	0	0	0	0	0	0.07	0.05
Total	100	100	100	100	100	100	100

Resultados das análises químicas das formações ferríferas e cherts

amostra	BTX195C	BTX204A1	BTX204D1	BTX204D2	BTX204D3	BTX204E1	BTX204E2	BTX204F1	BTX204F2
SIO2	91.70	50.46	46.40	61.80	77.10	93.50	55.53	47.40	69.60
TIO2	0.110	1.510	0.040	0.020	0.000	0.030	0.620	0.080	0.030
AL2O3	2.31	16.24	0.77	0.55	0.26	0.50	4.52	1.47	0.62
FE2O3	2.92	18.55	34.59	24.13	14.88	3.60	24.65	30.20	21.72
MNO	0.0036	0.0782	0.0098	0.0078	0.0044	0.0056	0.1001	0.059	0.0158
MGO	0.10	2.97	0.43	0.24	0.05	0.00	2.37	0.58	0.04
CAO	0.22	0.22	0.25	0.33	0.55	0.27	0.22	0.23	0.24
NA2O	0.01	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
K2O	0.52	2.63	0.05	0.04	0.05	0.06	0.13	0.05	0.06
P2O5	0.000	0.010	0.050	0.070	0.200	0.000	0.050	0.000	0.030
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
S	0.000	0.200	0.020	0.010	0.040	0.000	0.570	0.080	0.090
PF	1.6	7.2	17.5	12.1	7.1	1.9	11.1	19.0	7.3
Total	99.5	100.5	100.3	99.4	100.3	99.9	100.1	99.5	99.7
AS	27	22	24	21	20	14	52	9	14
BA	75	324	41	37	21	23	48	31	17
CE	19	8	201	49	18	0	29	0	17
CL	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CO	0	89	597	391	68	3	188	239	54
CR	593	223	61	47	18	22	1054	160	39
CS	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CU	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GA	5	21	6	0	0	2	20	7	6
LA	0	1	71	1	0	0	0	3	4
NB	1	6	3	3	3	0	7	1	3
ND	5	7	110	50	5	24	10	0	22
NI	54	403	910	532	387	38	194	641	208
PB	55	85	39	32	17	25	41	107	34
RB	15	65	2	3	3	3	6	6	0
SN	15	2	0	0	11	10	0	0	3
SR	1	3	3	5	2	0	0	1	0
TA	0	12	20	14	12	0	12	35	16
TH	1	1	13	0	4	0	2	7	7
U	0	3	5	7	1	0	4	14	5
V	65	270	12	13	0	7	136	22	8
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	4	22	37	12	5	0	8	0	11
ZN	75	1219	263	411	235	145	400	433	618
ZR	15	100	13	5	3	9	48	16	6

Resultados das análises químicas das formações ferríferas e cherts

amostra	BTX204F3	BTX204H	BTX235	BTX235A	BTX237	BTX238	BTX238A	BTX240
SIO2	49.97	82.40	97.80	97.10	62.90	97.80	47.90	60.10
TIO2	0.070	0.160	0.000	0.020	0.110	0.000	0.410	0.400
AL2O3	1.13	0.55	0.29	0.58	3.38	0.30	5.78	3.86
FE2O3	31.30	14.11	0.58	0.36	27.30	0.36	37.80	30.30
MNO	0.033	0.0114	0.0036	0.0074	0.0061	0.0081	0.0127	0.0056
MGO	0.28	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.22	0.08
CAO	0.25	0.24	0.23	0.44	0.26	0.42	0.35	0.31
NA2O	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00
K2O	0.04	0.05	0.05	0.12	0.78	0.05	1.04	0.81
P2O5	0.000	0.010	0.000	0.000	0.080	0.000	0.120	0.050
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
S	0.090	0.000	0.000	0.050	0.000	0.040	0.000	0.000
PF	17.1	2.1	0.4	0.5	5.5	0.5	5.5	4.0
Total	100.4	99.7	99.4	99.1	100.6	99.5	99.3	100.6
AS	21	0	0	5	196	8	193	4127
BA	30	26	13	6	51	2	65	83
CE	10	7	13	9	43	26	5	70
CL	0	0	0	0	0	0	0	0
CO	211	14	0	0	32	0	108	39
CR	164	104	20	20	204	16	692	602
CS	0	2	0	0	0	0	0	0
CU	-	-	-	-	-	-	-	-
GA	9	7	4	0	17	0	27	7
LA	0	7	0	12	5	5	0	0
NB	5	3	0	3	5	0	9	7
ND	16	0	39	29	16	1	15	0
NI	569	20	17	27	29	11	289	148
PB	126	14	4	7	92	11	146	62
RB	1	2	2	1	23	0	35	23
SN	0	1	0	22	6	0	0	0
SR	0	0	0	1	0	3	0	3
TA	32	11	0	0	22	0	45	35
TH	7	4	5	0	8	0	13	9
U	11	3	0	0	4	0	22	16
V	22	17	0	12	141	0	407	207
W	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	2	10	0	0	0	0	31	3
ZN	598	157	79	116	517	42	1047	913
ZR	10	24	0	4	21	3	119	45

Resultados das análises químicas das formações ferríferas e cherts

amostra	BTX241A	BTX241B1	BTX241B2	BTX241C	BTX241D	BTX241E	BTX242B	BTX242C
SIO2	13.90	41.40	29.40	43.40	74.80	39.09	59.40	90.20
TIO2	0.130	0.190	0.290	0.340	0.150	0.200	1.020	0.130
AL2O3	2.38	2.03	5.36	1.16	2.55	0.84	10.40	2.98
FE2O3	71.90	49.50	55.10	47.90	17.82	52.70	18.29	3.69
MNO	0.0501	0.0398	0.1292	0.0191	0.0281	0.0426	0.0518	0.0267
MGO	0.03	0.01	0.06	0.02	0.07	0.02	2.04	0.55
CAO	0.26	0.28	0.25	0.23	0.30	0.24	0.34	0.36
NA2O	0.03	0.01	0.00	0.01	0.04	0.11	0.03	0.03
K2O	0.07	0.18	0.13	0.05	0.05	0.05	1.61	0.48
P2O5	0.210	0.090	0.060	0.090	0.010	0.110	0.000	0.000
F	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
S	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.120	0.020
PF	10.7	6.5	8.8	6.8	3.2	7.3	5.8	1.2
Total	100.1	100.6	100.2	100.2	99.2	100.9	99.3	99.8
AS	89	726	222	195	117	478	18	594
BA	17	39	16	75	0	50	133	20
CE	0	0	10	14	43	4	0	21
CL	0	0	0	0	0	0	0	0
CO	0	0	78	0	21	2	144	20
CR	527	889	2101	835	160	620	1005	194
CS	0	0	0	0	0	0	0	0
CU	-	-	-	-	-	-	-	-
GA	0	12	13	11	1	12	13	10
LA	0	0	0	0	8	0	0	0
NB	18	10	14	15	2	9	8	2
ND	0	20	0	11	14	0	0	43
NI	186	87	172	165	101	238	607	184
PB	2	77	55	131	37	32	19	2
RB	19	14	8	4	2	0	39	11
SN	0	0	0	0	0	0	6	2
SR	1	2	5	8	8	6	6	7
TA	20	66	3	95	7	1	13	0
TH	22	6	13	4	4	8	1	5
U	50	23	18	22	1	20	5	0
V	452	1166	1257	466	71	416	245	42
W	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	15	7	5	8	16	4	12	6
ZN	717	343	325	423	849	465	1139	228
ZR	41	30	39	52	16	36	81	27

Resultados das análises químicas das formações ferríferas e cherts

amostra	BTX266	BTX266A	BTX268	BTX281B
SiO ₂	86.10	66.90	97.30	98.50
TiO ₂	0.120	0.430	0.010	0.000
Al ₂ O ₃	1.78	4.48	0.52	0.23
Fe ₂ O ₃	3.27	8.12	1.21	0.05
MnO	0.0525	0.0773	0.0049	0.003
MgO	4.98	12.10	0.00	0.00
CaO	2.39	4.16	0.34	0.22
Na ₂ O	0.04	0.00	0.01	0.01
K ₂ O	0.05	0.05	0.12	0.05
P ₂ O ₅	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.0	0.0	0.0	0.0
S	0.000	0.020	0.000	0.000
PF	1.2	2.8	0.4	0.1
Total	100.2	99.3	99.8	99.1
AS	57	25	159	25
BA	15	42	0	11
CE	12	0	24	0
CL	0	0	0	0
CO	18	42	0	0
CR	578	846	59	35
CS	0	0	0	16
CU	-	-	-	-
GA	3	6	1	1
LA	0	0	0	0
NB	1	3	0	0
ND	0	0	34	27
NI	273	372	27	22
PB	0	0	6	0
RB	0	3	3	0
SN	9	0	20	0
SR	3	6	5	3
TA	0	0	0	0
TH	0	3	4	0
U	0	0	0	0
V	40	103	0	5
W	-	-	-	-
Y	2	4	0	0
ZN	72	84	27	5
ZR	4	26	4	0

12.4 - B – Análises ICP-AES por Extração Seletiva

Análises químicas (ICP) de formações ferríferas e cherts (ppm)

amostra	BTX-195-C	BTX-204-D1	BTX-204-E1	BTX-204-F1	BTX-204-H	BTX-237	BTX-238-A	BTX-241-B1
Umidade%	0.18	1.965	0.31	3.61	0.55	0.63	0.995	1.07
Res.Insol.(%)	n.c.	47	95.9	47.5	85.7	72.6	55.6	46.8
Solubil.(g)	0.6309	1.0136	1.0341	1.0178	1.028	1.0204	1.0298	1.0309
Au	106	1305	61	1151	55	71	286	198
Ag	8	78	16	74	19	15	60	134
As	48	179	33	188	79	248	288	304
Sb	19	466	17	269	17	31	74	63
Cu	161	560	154	774	165	472	617	155
Pb	0.9	2.2	0.4	2.3	0.4	0.4	0.6	1.2
Zn	185	340	75	466	138	225	400	493
Ni	279	447	226	608	240	600	926	590
Co	588	908	175	947	358	248	809	579
Cr	2253	144	37	304	184	216	904	1224
W	168	74	73	74	73	74	73	73
Sn	14	6	6	6	6	6	6	6
Mo	5	21	2	22	7	19	23	25
Pd	132	601	75	647	267	465	600	764
Sr	19	173	9	175	67	112	180	218
Ba	99	45	44	42	37	37	45	50
V	226	23	9	59	38	115	538	1435
Y	0.157	1.07	0.0677	0.0688	0.0681	0.0686	0.315	0.112
Cd	12	96	14	104	42	59	88	119
La	8	95	2	2	2	2	11	7
Ce	12	299	3	7	5	35	18	11
Pr	5.6	33.7	1.6	1.7	1.6	1.7	4.9	4.1
Nd	7.9	125.9	1	2.9	4.6	8.3	12.2	7.7
Sm	176.3	1390.7	27.9	271.1	132.5	160.3	365	337.5
Eu	3.4	21.9	0.1	0.3	3.5	0.2	9.4	4.7
Gd	3.4	52.8	1.5	64.1	5.9	21.6	54	94.4
Tb	3.3	8.2	0.6	1.8	1.8	1.3	5.2	5.4
Dy	2602	3002	966	3092	1765	1951	2587	3807
Ho	4.3	19.7	0.7	2.1	2.2	1.7	6.4	4.4
Er	15	86	7	59	24	37	52	65
Tm	0.741	0.326	0.319	0.324	0.321	0.323	0.321	0.32
Yb	3.7	10.6	2.9	11.8	4.3	6.9	10.4	13.6
Lu	1.6	5	0.3	2.5	1.3	1.5	3.6	4.2
Mg	670	3440	330	5660	370	170	340	260
Ca	1070	760	860	450	510	960	1190	840
Al	10300	3750	3450	3520	3430	3660	3950	3500
Fe	4540	4320	1680	11540	2430	8520	12290	7800
K	6370	4130	2040	3270	6470	7120	13230	10480
Mn	36360	237	1787	716	362	14236	17761	3373
Na	151	142	54	786	142	86	119	513
Si	29700	290800	44200	315700	139200	230400	287400	385000

Valores recalculados para 100% de rocha (em ppm)

amostra	BTX-195-C	BTX-204-D1	BTX-204-E1	BTX-204-F1	BTX-204-H	BTX-237	BTX-238-A	BTX-241-B1
Au	n.c.	692	3	604	8	19	127	105
Ag	n.c.	41	1	39	3	4	27	71
As	n.c.	95	1	99	11	68	128	162
Sb	n.c.	247	1	141	2	8	33	34
Cu	n.c.	297	6	406	24	129	274	82
Pb	n.c.	1	0	1	0	0	0	1
Zn	n.c.	180	3	245	20	62	178	262
Ni	n.c.	237	9	319	34	164	411	314
Co	n.c.	481	7	497	51	68	359	308
Cr	n.c.	76	2	160	26	59	401	651
W	n.c.	39	3	39	10	20	32	39
Sn	n.c.	3	0	3	1	2	3	3
Mo	n.c.	11	0	12	1	5	10	13
Pd	n.c.	319	3	340	38	127	266	406
Sr	n.c.	92	0	92	10	31	80	116
Ba	n.c.	24	2	22	5	10	20	27
V	n.c.	12	0	31	5	32	239	763
Y	n.c.	0.5671	0.0028	0.0361	0.0097	0.0188	0.1399	0.0596
Cd	n.c.	51	1	55	6	16	39	63
La	n.c.	50	0	1	0	1	5	4
Ce	n.c.	158	0	4	1	10	8	6
Pr	n.c.	18	0	1	0	0	2	2
Nd	n.c.	67	0	2	1	2	5	4
Sm	n.c.	737.1	1.1	142.3	18.9	43.9	162.1	179.6
Eu	n.c.	12	0	0	1	0	4	3
Gd	n.c.	28	0	34	1	6	24	50
Tb	n.c.	4	0	1	0	0	2	3
Dy	n.c.	1591	40	1623	252	535	1149	2025
Ho	n.c.	10	0	1	0	0	3	2
Er	n.c.	46	0	31	3	10	23	35
Tm	n.c.	0.173	0.013	0.17	0.046	0.089	0.143	0.17
Yb	n.c.	6	0	6	1	2	5	7
Lu	n.c.	3	0	1	0	0	2	2
Mg	n.c.	1823	14	2972	53	47	151	138
Ca	n.c.	403	35	236	73	263	528	447
Al	n.c.	1988	141	1848	490	1003	1754	1862
Fe	n.c.	2290	69	6059	347	2334	5457	4150
K	n.c.	2189	84	1717	925	1951	5874	5575
Mn	n.c.	126	73	376	52	3901	7886	1794
Na	n.c.	75	2	413	20	24	53	273
Si	n.c.	154124	1812	165743	19906	63130	127606	204820

Análises químicas (ICP) de formações ferríferas e cherts

amostra	BTX-241-B2	BTX-241-D	BTX-268
Umidade%	1.33	1.135	0.49
Res.Insol.(%)	40.5	85	96.3
Solubil.(g)	1.0282	1.0149	1.0229
Au	238	113	15
Ag	123	6	4
As	268	81	16
Sb	159	19	2
Cu	153	177	65
Pb	1.3	0.37	0.4
Zn	457	147	27
Ni	472	469	15
Co	870	370	147
Cr	2140	247	17
W	73	74	345
Sn	6	6	6
Mo	25	6	2
Pd	743	206	15
Sr	214	58	4
Ba	67	80	14
V	1285	132	4
Y	0.0681	0.069	0.0684
Cd	116	33	4
La	7	6	2
Ce	23	18	3
Pr	3.4	4.5	1.7
Nd	5.9	8.9	0.7
Sm	322.5	160.1	9.7
Eu	2.5	3	0.1
Gd	93.2	1.5	1.5
Tb	4.9	2.7	0.6
Dy	4046	1731	827
Ho	4.1	3.2	0.9
Er	64	21	2
Tm	0.321	0.325	0.323
Yb	14	5	1.8
Lu	4	1.6	0.3
Mg	330	1130	70
Ca	630	1080	1600
Al	3380	4410	3670
Fe	25050	11590	950
K	12470	10590	1720
Mn	1970	1546	3459
Na	1549	349	68
Si	367200	111600	13800

Valores recalculados para 100% de rocha (em ppm)

amostra	BTX-241-B2	BTX-241-D	BTX-268
Au	142	16.95	0.56
Ag	73	0.9	0.15
As	159	12.15	0.59
Sb	95	2.85	0.07
Cu	91	26.55	2.41
Pb	1	0.06	0.01
Zn	272	22.05	1
Ni	281	70.35	0.56
Co	518	55.5	5.44
Cr	1273	37.05	0.63
W	43	11.1	12.77
Sn	4	0.9	0.22
Mo	15	0.9	0.07
Pd	442	30.9	0.56
Sr	127	8.7	0.15
Ba	40	12	0.52
V	765	19.8	0.15
Y	0.0405	0.0104	0.0025
Cd	69	4.95	0.15
La	4	0.9	0.07
Ce	14	2.7	0.11
Pr	2	0.68	0.06
Nd	4	1.34	0.03
Sm	192	24.02	0.36
Eu	1	0.45	0
Gd	55	0.23	0.06
Tb	3	0.41	0.02
Dy	2407	259.65	30.6
Ho	2	0.48	0.03
Er	38	3.15	0.07
Tm	0.191	0.049	0.012
Yb	8	0.75	0.07
Lu	2	0.24	0.01
Mg	196	169.5	2.59
Ca	375	162	59.2
Al	2011	661.5	135.79
Fe	14905	1738.5	35.15
K	7420	1588.5	63.64
Mn	1172	231.9	127.98
Na	922	52.35	2.52
Si	218484	16740	510.6

Análises químicas (ICP) dos keratófios

amostra	BTX-274-L	BTX-274-I	BTX-274-D1	BTX-246-D	BTX-246-C	BTX-246-A
Umidade%	0.555	0.0105	0.2	0.3	<0.1	<0.1
Res.Insol.(%)	85.9	99.2	77.4	92.5	84.8	96.2
Solubil.(g)	1.0439	1.0365	1.0104	1.0187	0.928	0.9721
Au	58	3	174	29	31	4
Ag	190	3	710	112	104	4
As	74	17	59	78	72	46
Sb	14	5	19	5	9	3
Cu	375	26	16	29	14	19
Pb	1.1	0.37	3.7	0.37	0.78	0.39
Zn	129	30	162	85	114	47
Ni	284	16	635	173	311	30
Co	602	171	2026	310	289	305
Cr	65	20	239	42	48	13
W	1840	72	7400	74	81	78
Sn	6	6	6	6	7	7
Mo	9	2	28	6	6	2
Pd	110	14	41	77	123	56
Sr	61	4	131	30	32	17
Ba	422	84	26	74	64	71
V	18	5	37	5	2	5
Y	0.0671	1.39	0.0693	0.0687	1.91	0.0726
Cd	18	3	8	12	20	10
La	23	10	50	46	17	33
Ce	127	17	375	213	48	142
Pr	8.8	8.5	16.3	15.7	12.5	16.4
Nd	49.3	4.1	84.2	111.4	17.8	48.6
Sm	216.5	54.1	384.3	270.4	289.5	207.9
Eu	7.2	17.2	12.1	9.9	46.5	4.3
Gd	1.5	1.5	1.5	1.5	1.7	1.6
Tb	9.3	6.8	23.4	7.1	15.1	4.8
Dy	3421	938	7900	2246	2110	1061
Ho	14.9	8.8	38.3	11.8	23.8	5.7
Er	25	8	45	21	30	13
Tm	0.316	0.318	0.327	0.324	0.357	0.342
Yb	10.9	1.5	27.1	5.7	7.3	2.3
Lu	4	2.6	10.3	3.1	5.9	2.3
Mg	4770	1330	7540	1650	10570	2310
Ca	18330	460	64730	7890	6780	1540
Al	15370	14150	14400	20590	12710	19860
Fe	15900	5370	10850	8600	25690	9960
K	16280	6540	12310	8160	19360	12410
Mn	9536	17613	3258	19468	4525	20790
Na	846	173	523	383	804	321
Si	57100	8600	18100	39500	62600	29200

Valores recalculados para 100% de rocha (em ppm)

amostra	BTX-274-L	BTX-274-I	BTX-274-D1	BTX-246-D	BTX-246-C	BTX-246-A
Au	8.18	0.02	39.32	2.18	4.71	0.152
Ag	26.79	0.02	160.46	8.4	15.81	0.152
As	10.43	0.14	13.33	5.85	10.94	1.748
Sb	1.97	0.04	4.29	0.38	1.37	0.114
Cu	52.88	0.21	3.62	2.18	2.13	0.722
Pb	0.16	0	0.84	0.03	0.12	0.01482
Zn	18.19	0.24	36.61	6.38	17.33	1.786
Ni	40.04	0.13	143.51	12.98	47.27	1.14
Co	84.88	1.37	457.88	23.25	43.93	11.59
Cr	9.17	0.16	54.01	3.15	7.3	0.494
W	259.44	0.58	1672.4	5.55	12.31	2.964
Sn	0.85	0.05	1.36	0.45	1.06	0.266
Mo	1.27	0.02	6.33	0.45	0.91	0.076
Pd	15.51	0.11	9.27	5.78	18.7	2.128
Sr	8.6	0.03	29.61	2.25	4.86	0.646
Ba	59.5	0.67	5.88	5.55	9.73	2.698
V	2.54	0.04	8.36	0.38	0.3	0.19
Y	0.0095	0.0111	0.0157	0.0052	0.2903	0.0028
Cd	2.54	0.02	1.81	0.9	3.04	0.38
La	3.24	0.08	11.3	3.45	2.58	1.254
Ce	17.91	0.14	84.75	15.98	7.3	5.396
Pr	1.24	0.07	3.68	1.18	1.9	0.6232
Nd	6.95	0.03	19.03	8.36	2.71	1.8468
Sm	30.53	0.43	86.85	20.28	44	7.9
Eu	1.02	0.14	2.73	0.74	7.07	0.1634
Gd	0.21	0.01	0.34	0.11	0.26	0.0608
Tb	1.31	0.05	5.29	0.53	2.3	0.1824
Dy	482.36	7.5	1785.4	168.45	320.72	40.318
Ho	2.1	0.07	8.66	0.89	3.62	0.2166
Er	3.53	0.06	10.17	1.58	4.56	0.494
Tm	0.045	0.003	0.074	0.024	0.054	0.013
Yb	1.54	0.01	6.12	0.43	1.11	0.0874
Lu	0.56	0.02	2.33	0.23	0.9	0.0874
Mg	672.57	10.64	1704.04	123.75	1606.64	87.78
Ca	2584.53	3.68	14628.98	591.75	1030.56	58.52
Al	2167.17	113.2	3254.4	1544.25	1931.92	754.68
Fe	2241.9	42.96	2452.1	645	3904.88	378.48
K	2295.48	52.32	2782.06	612	2942.72	471.58
Mn	1344.58	140.9	736.31	1460.1	687.8	790.02
Na	119.29	1.38	118.2	28.73	122.21	12.198
Si	8051.1	68.8	4090.6	2962.5	9515.2	1109.6

Análises químicas (ICP) de rochas ultramáficas cumuláticas

amostra	BTX-265	BTX-284 A	BTX-204-I
Umidade%	0.21	0.12	0.565
Res.Insol.(%)	97.7	90	76.8
Solubil.(g)	0.9731	1.0416	0.8326
Au	131	160	777
Ag	5	96	5
As	20.6	55.7	67.1
Sb	20	38	41
Cu	86	101	170
Pb	0.39	0.37	0.49
Zn	53	100	110
Ni	97	70	94
Co	348	305	806
Cr	330	373	2332
W	77	72	96
Sn	6	6	8
Mo	2	2	3
Pd	29	68	73
Sr	5	17	13
Ba	31	56	25
V	33	53	70
Y	0.072	0.0673	0.0899
Cd	5	12	13
La	4	5	4
Ce	24	28	20
Pr	4.2	5	4.1
Nd	3.7	4.8	3.8
Sm	55.6	91.6	77.6
Eu	0.1	1.8	0.3
Gd	1.6	1.5	2
Tb	4.2	4.3	2.2
Dy	1834	1658	1922
Ho	5.3	5.2	3
Er	8	12	11
Tm	0.339	0.317	0.424
Yb	4.5	5.3	3.9
Lu	1.4	1.8	1.2
Mg	7970	29140	43450
Ca	6020	4880	2360
Al	5770	4040	5330
Fe	8100	22610	27810
K	8690	10810	15220
Mn	7263	483	360
Na	253	470	408
Si	14700	35700	36500

Valores recalculados para 100% de rocha (em ppm)

amostra	BTX-265	BTX-284 A	BTX-204-I
Au	3.01	16	180.26
Ag	0.12	9.6	1.16
As	0.47	5.57	15.57
Sb	0.46	3.8	9.51
Cu	1.98	10.1	39.44
Pb	0.01	0.04	0.11
Zn	1.22	10	25.52
Ni	2.23	7	21.81
Co	8	30.5	186.99
Cr	7.59	37.3	541.02
W	1.77	7.2	22.27
Sn	0.14	0.6	1.86
Mo	0.05	0.2	0.7
Pd	0.67	6.8	16.94
Sr	0.12	1.7	3.02
Ba	0.71	5.6	5.8
V	0.76	5.3	16.24
Y	0.0017	0.0067	0.0209
Cd	0.12	1.2	3.02
La	0.09	0.5	0.93
Ce	0.55	2.8	4.64
Pr	0.1	0.5	0.95
Nd	0.09	0.48	0.88
Sm	1.28	9.16	18
Eu	0	0.18	0.07
Gd	0.04	0.15	0.46
Tb	0.1	0.43	0.51
Dy	42.18	165.8	445.9
Ho	0.12	0.52	0.7
Er	0.18	1.2	2.55
Tm	0.008	0.032	0.098
Yb	0.1	0.53	0.9
Lu	0.03	0.18	0.28
Mg	183.31	2914	10080.4
Ca	138.46	488	547.52
Al	132.71	404	1236.56
Fe	186.3	2261	6451.92
K	199.87	1081	3531.04
Mn	167.05	48.3	83.52
Na	5.82	47	94.66
Si	338.1	3570	8468

Análises químicas (ICP) de andesitos basálticos

amostra	BTX-261	BTX-246-B	BTX-264-B	BTX-274-H	BTX-202-B2-A	BTX-202 B2-C
Umidade%	0.57	0.13	0.145	0.35	<0.1	<0.1
Res.Insol.(%)	73.7	84.8	90.8	87	87.4	93.2
Solubil.(g)	1.0169	1.0697	1.0857	0.9662	0.8562	1.0601
Au	166	133	61	85	62	63
Ag	442	299	120	197	35	48
As	190	96.2	72.5	52.2	63.1	41.9
Sb	100	50	58	35	27	20
Cu	285	208	89	169	50	9
Pb	2.3	1.3	0.4	0.5	0.5	0.4
Zn	288	181	112	91	93	67
Ni	633	315	167	156	76	88
Co	1329	830	488	828	282	450
Cr	911	112	57	214	101	101
W	1607	1428	75	186	93	475
Sn	6	6	6	7	8	6
Mo	26	14	7	8	3	6
Pd	306	143	101	68	80	54
Sr	203	62	40	89	23	25
Ba	134	23	40	554	27	20
V	303	210	160	67	52	49
Y	0.355	0.0657	0.0648	0.0725	0.0866	0.066
Cd	49	24	17	11	12	9
La	37	11	8	11	10	9
Ce	183	87	40	56	39	42
Pr	15.7	8	8.3	11	12.3	9.2
Nd	52.4	9.9	7.4	8.4	5.6	5.7
Sm	442.6	172	119.4	134.4	108.6	81.4
Eu	19.5	7.4	7.8	1.6	0.1	0.1
Gd	17.7	1.4	1.4	1.6	1.9	1.4
Tb	16.6	11.6	7.2	7.9	5.3	5.9
Dy	5986	4142	2128	2547	1986	1914
Ho	25.6	17.4	7.8	9.6	5.2	6.7
Er	54	29	17	16	14	13
Tm	0.325	0.31	0.306	0.342	0.408	0.311
Yb	18.1	13.6	5.5	7.8	5.4	6.2
Lu	7	5	2.8	3.5	2.9	2.4
Mg	34620	23570	20510	12260	19210	12540
Ca	31200	24840	6950	11910	5120	8030
Al	10320	10990	11140	12720	13240	16420
Fe	41960	31440	27760	15090	23920	17480
K	14000	22310	10440	12980	14930	11060
Mn	132678	3760	5820	3250	5340	3750
Na	1400	841	1056	429	598	440
Si	149000	70800	49500	32700	35700	23700

Valores recalculados para 100% de rocha (em ppm)

amostra	BTX-261	BTX-246-B	BTX-264-B	BTX-274-H	BTX-202-B2-A	BTX-202 B2-C
Au	43.66	20.22	5.61	11.05	7.81	4.28
Ag	116.25	45.45	11.04	25.61	4.41	3.26
As	49.97	14.62	6.67	6.79	7.95	2.85
Sb	26.3	7.6	5.34	4.55	3.4	1.36
Cu	74.96	31.62	8.19	21.97	6.3	0.61
Pb	0.6	0.2	0.04	0.07	0.06	0.03
Zn	75.74	27.51	10.3	11.83	11.72	4.56
Ni	166.48	47.88	15.36	20.28	9.58	5.98
Co	349.53	126.16	44.9	107.64	35.53	30.6
Cr	239.59	17.02	5.24	27.82	12.73	6.87
W	422.64	217.06	6.9	24.18	11.72	32.3
Sn	1.58	0.91	0.55	0.91	1.01	0.41
Mo	6.84	2.13	0.64	1.04	0.38	0.41
Pd	80.48	21.74	9.29	8.84	10.08	3.67
Sr	53.39	9.42	3.68	11.57	2.9	1.7
Ba	35.24	3.5	3.68	72.02	3.4	1.36
V	79.69	31.92	14.72	8.71	6.55	3.33
Y	0.0934	0.01	0.006	0.0094	0.0109	0.0045
Cd	12.89	3.65	1.56	1.43	1.51	0.61
La	9.73	1.67	0.74	1.43	1.26	0.61
Ce	48.13	13.22	3.68	7.28	4.91	2.86
Pr	4.13	1.22	0.76	1.43	1.55	0.63
Nd	13.78	1.5	0.68	1.09	0.71	0.39
Sm	116.4	26.14	10.98	17.47	13.68	5.54
Eu	5.13	1.12	0.72	0.21	0.01	0.01
Gd	4.66	0.21	0.13	0.21	0.24	0.1
Tb	4.37	1.76	0.66	1.03	0.67	0.4
Dy	1574.32	629.58	195.78	331.11	250.24	130.15
Ho	6.73	2.64	0.72	1.25	0.66	0.46
Er	14.2	4.41	1.56	2.08	1.76	0.88
Tm	0.085	0.047	0.028	0.044	0.051	0.021
Yb	4.76	2.07	0.51	1.01	0.68	0.42
Lu	1.84	0.76	0.26	0.46	0.37	0.16
Mg	9105.06	3582.64	1886.92	1593.8	2420.46	852.72
Ca	8205.6	3775.68	639.4	1548.3	645.12	546.04
Al	2714.16	1670.48	1024.88	1653.6	1668.24	1116.56
Fe	11035.48	4778.88	2553.92	1961.7	3013.92	1188.64
K	3682	3391.12	960.48	1687.4	1881.18	752.08
Mn	34894.31	571.52	535.44	422.5	672.84	255
Na	368.2	127.83	97.15	55.77	75.35	29.92
Si	39187	10761.6	4554	4251	4498.2	1611.6

Análises químicas (ICP) de material interpillow

amostra	BTX-202-B2-E	BTX-202 B1	BTX-202-E	BTX-202-J3
Umidade%	0.16	0.115	<0.1	0.24
Res.insol.(%)	87	89.9	95.9	n.c.
Solubil.(g)	0.8886	0.8942	0.7615	0.3753
Au	208	90	20	123
Ag	81	75	5	63
As	90	69.9	6.4	205.6
Sb	70	36	2	58
Cu	527	29	6	10
Pb	0.4	0.4	0.5	1.4
Zn	137	107	1	166
Ni	144	99	20	75
Co	650	457	99	504
Cr	198	148	11	336
W	87	85	99	279
Sn	7	7	8	23
Mo	8	7	3	15
Pd	129	97	16	173
Sr	41	37	5	51
Ba	56	51	27	96
V	91	87	4	152
Y	0.0811	0.0797	0.0927	0.26
Cd	24	15	1	25
La	9	9	7	25
Ce	46	42	17	82
Pr	11.1	10.4	6.6	33.2
Nd	6.1	5.3	1.3	8.4
Sm	124.1	109.6	53.9	206.1
Eu	0.1	0.1	0.1	0.3
Gd	1.8	1.7	2	5.7
Tb	6	6.1	2.6	10.5
Dy	2239	1812	596	5808
Ho	6.4	6.2	2	11.9
Er	19	16	3	31
Tm	0.382	0.376	0.437	1.23
Yb	5.3	7.1	0.9	11.1
Lu	2.9	2.5	1.7	5.9
Mg	32050	23960	360	101850
Ca	6940	6500	1050	22730
Al	8690	14320	4540	44930
Fe	38420	31040	2290	112030
K	12930	9490	3130	91420
Mn	16340	8510	650	15480
Na	877	705	106	7228
Si	62200	45000	1900	131900

Valores recalculados para 100% de rocha (em ppm)

amostra	BTX-202-B2-E	BTX-202 B1	BTX-202-E	BTX-202-J3
Au	27.04	9.09	0.82	n.c.
Ag	10.53	7.58	0.21	n.c.
As	11.7	7.06	0.26	n.c.
Sb	9.1	3.64	0.08	n.c.
Cu	68.51	2.93	0.25	n.c.
Pb	0.05	0.04	0.02	n.c.
Zn	17.81	10.81	0.04	n.c.
Ni	18.72	10	0.82	n.c.
Co	84.5	46.16	4.06	n.c.
Cr	25.74	14.95	0.45	n.c.
W	11.31	8.59	4.06	n.c.
Sn	0.91	0.71	0.33	n.c.
Mo	1.04	0.71	0.12	n.c.
Pd	16.77	9.8	0.66	n.c.
Sr	5.33	3.74	0.21	n.c.
Ba	7.28	5.15	1.11	n.c.
V	11.83	8.79	0.16	n.c.
Y	0.0105	0.008	0.0038	n.c.
Cd	3.12	1.52	0.04	n.c.
La	1.17	0.91	0.29	n.c.
Ce	5.98	4.24	0.7	n.c.
Pr	1.44	1.05	0.27	n.c.
Nd	0.79	0.54	0.05	n.c.
Sm	16.13	11.07	2.21	n.c.
Eu	0.01	0.01	0	n.c.
Gd	0.23	0.17	0.08	n.c.
Tb	0.78	0.62	0.11	n.c.
Dy	291.07	183.01	24.44	n.c.
Ho	0.83	0.63	0.08	n.c.
Er	2.47	1.62	0.12	n.c.
Tm	0.05	0.038	0.018	n.c.
Yb	0.69	0.72	0.04	n.c.
Lu	0.38	0.25	0.07	n.c.
Mg	4166.5	2419.96	14.76	n.c.
Ca	902.2	656.5	43.05	n.c.
Al	1129.7	1446.32	186.14	n.c.
Fe	4994.6	3135.04	93.89	n.c.
K	1680.9	958.49	128.33	n.c.
Mn	2124.2	859.51	26.65	n.c.
Na	114.01	71.21	4.35	n.c.
Si	8086	4545	77.9	n.c.

12.5 – Mapas (Encarte)

Mapa Geológico da Região Norte de Piumhi - MG

LEGENDA

Cobertura Alóctone

- Grupo Canastra

Cobertura Autóctone

- Grupo Bambuí

Intrusivas Básicas

- Diques de Metadiabásio

SVS - Greenstone Belt de Piumhi

Grupo Superior

- Unidade Metassedimentar

Grupo Inferior

- Unidade Vulcânica Basáltica

- Unidade Vulcânica Basáltica Magnesiânica

- Unidade Vulcânica Andesítica

Rochas Graníticas

- Granito Norte

Convenções

- Drenagens

- Estradas

- Contato Geológico

- Falha

- Falha Inversa

- Falha de Empurrão

- S0 // Foliação

- Atitude de Falha

- S0

- Le

- S0 // Sn

- Sn+1

- Sn+2

Escala 1:25.000

Mapa Geológico da Região Norte de Piumhi - MG

LEGENDA

Cobertura Alóctone

- Grupo Canastra

Cobertura Autóctone

- Grupo Bambuí

Intrusivas Básicas

- Diques de Metadiabásio

SVS - Greenstone Belt de Piumhi

Grupo Superior

- Unidade Metassedimentar

Grupo Inferior

- Unidade Vulcânica Basáltica
- Unidade Vulcânica Basáltica Magnesiânica
- Unidade Vulcânica Andesítica

Rochas Graníticas

- Granito Norte

Convenções

- Drenagens	- Falha	- S0 // Foliação	- Le
- Estradas	- Falha Inversa	- Atitude de Falha	- S0 // Sn
- Contato Geológico	- Falha de Empurrão	- S0	- Sn+1
			- Sn+2

Escala 1:25.000