

# A SUÍTE MAGMÁTICA PARAPUÍ – SOBRAL-CE: PETROLOGIA E POSIÇÃO ESTRATIGRÁFICA

*Afonso Rodrigues de Almeida*<sup>1</sup>  
*José Ferreira de Andrade Filho*<sup>1</sup>

## ABSTRACT

*The Parapuí suite is composed of volcanic and sub-volcanic rocks which occur as flows, sills and dykes, intercalated with or intruded into the Pacujá sediments in the Jaibaras basin, between the Sobral – Pedro II and Café – Ipueiras lineaments. The magmatism is bimodal, with basalts and transitional basalts forming one group, and sub-alkaline rhyolites, the other. The basalts, hawaiites and mugearites form a succession of massive, vesicular/amygdaloidal and fluidal lavas, pyroclastic deposits containing bombs and lapilli, and volcanoclastic rocks. Primary minerals include plagioclase with labradorite nuclei, titano-augite, olivine and opaque Fe-Ti oxides. Andesine, oligoclase and albite are products of partial to complete albitization of labradorite, and white mica, epidote, chlorite, tremolite/actinolite, carbonate and opaque minerals are other alteration products. The basalts are, therefore, spilites. The amygdaloids contain epidote, calcite, chlorite and zeolites in radial growths with concentric zoning.*

*The rhyolites from the Mumbaba region are typically yellowish red, and form either massive or porphyritic lavas, or (more importantly) ignimbrites with lithic fragments soldered by a brownish-red rhyolitic matrix. The basalts are frequently found as inclusions in the acid rocks.*

*The basalts have TiO<sub>2</sub> contents which vary between 1.15% and 2.73% (mean = 2.09%), and are strongly oxidised. They are enriched in LILE (large ion lithophile elements) such as Rb, K, Sr and Ba, and in some HFSE (high field strength elements) such as Zr. Harker diagrams show that the mafic and felsic series are probably not related by processes of fractional crystallization.*

## RÉSUMÉ

*Le terme Suite Parapuí est utilisé, ici, pour regrouper à peine les roches volcaniques et sub-volcaniques en coulées, sills et dykes, intercalées ou intrusives dans les sédiments Pacuja, dont la région d'affleurement se résume au Bassin de Jaibaras, limité par les cisaillements de Sobral Pedro II et Café-Ipueiras. Elle est caractérisée par un magmatisme bi-modal représenté par une série basaltique de transition et une série rhyolitique sub-alkaline. Les roches volcaniques de la série basaltique constituent une séquence successive de laves massives, amygdalaires/vésiculaires et fluidales, roches volcano-clastiques et dépôts pyroclastiques (avec bombes et lapillis). Elles incluent essentiellement basaltes, hawaiites et mugearites. Les constituants minéralogiques primaires sont: labradorite, qui se présente comme mineral relique dans des andesines, titano-augite, olivine, minéraux opaques (ilmenite?) et/ou magnetite. La partie vitreuse occupe les interstices des plagioclases dans la matrice. Sont courantes des substitutions partielles de ces minéraux par des*

<sup>1</sup> Universidade Federal do Ceará – Departamento de Geologia – [almeida@ufc.br](mailto:almeida@ufc.br)

*micas blancs, de l'épidote, de la trémolite/actinote, chlorite, carbonates et minéraux opaque. Les amygdales sont occupées par de l'épidote, de la calcite, de la chlorite et des zéolites qui présentent des formes radiales et une zonation de composition. Les minéraux opaques sulfurés sont la pyrite et la chalcopyrite. La fréquente albitisation de la labradorite ainsi que les autres processus des transformation des minéraux mafiques primaires indiquent que ces basaltes ont été modifiés par un phénomène de spilitisation.*

*Les roches de composition rhyolitique de la région de Mumbaba ont une couleur caractéristique rouge-jaune. Elles sont constituées ou de couches de laves massives ou de couches de laves porfiriennes et, surtout, par des couches constituées d'ignimbrites caractérisées par des fragments lithiques cimentés par une matrice rhyolitique de couleur rouge-marron.*

*La suite basaltique montre des teneurs relativement basses de SiO<sub>2</sub> (43,61-51,03%) et des valeurs de TiO<sub>2</sub> relativement hautes, variant entre 1,15 e 2,73% (moyenne 2,09%). La valeur élevée de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO, presque toujours supérieure à 1, attire l'attention et indique un fort état d'oxydation.*

*Le diagramme de Harker caractérise l'inconséquence magmatique entre les deux séries. Il est impossible de supposer que la suite acide soit le produit de la cristallisation fractionnée du membre basique, même parce les relations de terrain montrent que souvent les magmas basaltiques se trouvent sous la forme d'enclaves microgranulaires dans les magmas acides, montrant la nature relativement tardive des magmas basiques par rapport aux magmas de Mumbaba.*

*D'une manière générale, les basaltes Parapuí sont caractérisés par un enrichissement en LILE (Large ion lithophile elements) tels que Rb, K, Sr, Ba et Zr, suggérant une dérivation à partir de sources mantelliques enrichies.*

## RESUMO

*O termo Suíte Parapuí é aqui usado para agrupar apenas as rochas vulcânicas e subvulcânicas que ocorrem em derrames, sills e diques, intercaladas ou intrusivas nos sedimentos Pacujá, com sua área de ocorrência geograficamente restrita à bacia Jaibaras, limitada pelos lineamentos Sobral Pedro II e Café-Ípueiras. Aí distingue-se um magmatismo bimodal caracterizado por uma série basáltica transicional e uma série riolítica sub-alcálica. As rochas vulcânicas da série basáltica constituem uma seqüência sucessiva de lavas maciças, amigdaloidais/vesiculares e fluidais, rochas vulcanoclásticas e depósitos piroclásticos (com bombas e lápillis). Elas incluem essencialmente basaltos, hawaitos e mugearitos. Os constituintes mineralógicos primários estão representados por labradorita, que ocorrem como minerais relictos nucleares em andesina, oligoclásio e albita, produtos da albitização das labradoritas, titano-augita, olivina, minerais opacos (ilmenita?), e/ou magnetita. Material vítreo ocupa os interstícios dos plagioclásios na matriz. São comuns substituições parciais desses minerais para mica branca, epidoto, tremolita-actinolita, clorita, carbonato e minerais opacos. As amígdalas são ocupadas por epidoto, calcita, clorita e zeólitas com formas radiais e zoneamento composicional. Os minerais opacos sulfetados são pirita e calcopirita. A freqüente albitização da labradorita juntamente com os demais processos de transformação dos minerais máficos primários, indicam que estes basaltos foram modificados por um processo de espilitização.*

*As rochas de composição riolítica da região de Mumbaba são caracteristicamente de cor vermelha-amarelada, compostas ora por bancos de lava maciça, ora por bancos de lavas porfíricas e*

*mais importante por bancos de lavas constituídas por rochas ignimbríticas caracterizadas por fragmentos líticos cimentados por matriz riolítica de cor vermelha-amarronzada*

*A suíte basáltica mostra teores relativamente baixos de SiO<sub>2</sub> (43,61%-51,03%), e valores de TiO<sub>2</sub> são relativamente altos variando de 1.15% a 2.73% (2.09, média). Chama a atenção os altíssimos teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, com razões Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO quase todas maiores que 1, indicando um forte estado de oxidação.*

*No diagrama de Harker fica consagrada a incoerência geoquímica entre as duas séries. Não há como supor que a suíte ácida seja o produto da cristalização fracionada do membro básico, até porque, as relações de campo mostram que muitas vezes, os magmas basálticos se mostram na forma de enclaves microgranulares nos magmas ácidos, denunciando a natureza relativamente tardia dos magmas básicos com relação aos magmas de Mumbaba*

*De maneira geral, os basaltos Parapuí são caracterizados por um enriquecimento em LILE (Large ion lithophile elements), tais como Rb, K, Sr, Ba, Zr, sugerindo uma derivação a partir de fontes mantélica enriquecida.*

## Introdução

A denominação Formação Parapuí foi originalmente usada por Costa et al (1973), para abranger “*uma complexa suíte de rochas vulcânicas, incluindo extensos derrames de lavas, elementos piroclásticos e termos subvulcânicos representados por diques e sills. Petrograficamente correspondem a basaltos, andesitos, dacitos e riolitos, geralmente espilitizados e queratofirizados, além de gabros, diabásios, dacitos e riolitos porfiríticos. O nome proposto refere-se a vila homônima, situada às margens do rio Acaraú, próximo a terminação (conhecida no Ceará) setentrional do graben, em torno da qual ocorre um dos mais representativos exemplos dos derrames de lavas espiliticas, tão característicos deste vulcanismo*”.

Aqui usaremos o termo Suíte Parapuí para agrupar apenas as rochas vulcânicas e subvulcânicas que ocorrem em derrames, sills e diques, intercaladas ou intusivas nos sedimentos Pacujá, com sua área de ocorrência geograficamente restrita à bacia Jaibaras, limitada pelos lineamentos Sobral Pedro II e Café-Ipueiras. Rochas de composições e idade similares ocorrem em outros locais, na bacia do Sairi, p.ex, mas estas serão tratadas em outra ocasião. A Suíte Parapuí como aqui redefinida, está pois intimamente associada ao graben e é maiormente limitada por ele. Na secção setentrional do graben, ocorrem os mais extensos derrames de lavas basálticas-hawaiíticas-mugearíticas conhecidos no Ceará. Aí destacam-se os serrotes do Madeiro, do Morro e de Parapuí.

O caráter recorrente do vulcanismo Parapuí é claramente observado no serrote Madeiro, onde derrames sucessivos são testemunhados por níveis de lavas amigdaloidais intercalados em bancos de lava maciças. Este serrote parece corresponder ao maior centro emissor de lavas conhecido no Ceará, exibindo espessuras da ordem de 350 metros de material vulcânico (Costa et al 1973).

À medida que nos deslocamos para sul, observamos uma maior diversidade litológica e os corpos de rochas vulcânicas assumem geometrias alongadas, grosseiramente paralelas. Na região entre Massapê e Sobral, constituem destaques topográficos o serrote Mumbaba (Riolitos), assoalhado por um considerável derrame hawaiítico-traquiandesítico. Na região adjacente a vila de Jaibaras e a sul desta vila, os derrames de lavas são menos possantes porém apresentam uma notável diversificação, merecendo destaque os corpos de lavas riolíticas, por vezes queratofirizadas, que atingem cerca de 200 m de espessura. Os corpos riolíticos cortam clara-

mente os derrames espilíticos, caracterizando seu emplacement tardio em relação ao vulcanismo espilítico (hawaiítico-mugearítico).

As rochas plutônicas equivalentes da Suíte Parapuí aparecem com destaque na secção mediana da bacia, de Aprazível para sul, na forma de possantes sills e diques de gabros ofíticos, geralmente uralitizados. A oeste de Ararius, estas intrusivas adquirem formas grosseiramente elípticas, sugerindo uma estrutura do tipo lopólito. Merecem destaque ainda, os plutões gabrodioríticos que ocorrem a sul de Massapê e se estendem até o cemitério, em afloramentos rasteiros e descontínuos.

A definição supra de Costa et al (1973), para a Formação Parapuí, foi acatada de maneira unânime pela comunidade geológica até o início da década de 90, quando da realização dos trabalhos de mapeamento geológico efetuados pelo Departamento de Geologia da Universidade Federal do Pará, tendo a frente os professores Matos Abreu e Paulo Gorayeb aos quais, muito se deve quanto aos conhecimentos sobre a região noroeste do Ceará.

Em suas publicações, o Prof. Gorayeb faz comentários, ressalvas e sugere modificações nas terminologias dos litotipos que compõem a Suíte Parapuí, principalmente no que diz respeito aos termos “andesito” e “espilito”

Realmente, o termo “andesito” desde há muito tem sido aplicado caracteristicamente a rochas continentais, dominantes entre os membros que constituem as *séries cálcio-alcalinas que ocorrem em regiões orogênicas e em arcos-ilha*. Andesitos típicos, tais como aqueles do cinturão Circum-Pacífico, são ausentes em ambientes extensionais tais como bacias oceânicas e cadeias médio-oceânicas. Por outro lado, muitas das lavas que ocorrem na bacia Jaibaras são similares a algumas lavas pertencentes às suítes alcalinas e a outras que ocorrem em ilhas oceânicas, que por seu plagioclásio presente, foram amplamente referidas no passado, como sendo do tipo andesíticas. Elas contêm andesina e/ou oligoclásio, como o feldspato dominante. Em ambos os casos a composição do feldspato dominante cai na faixa que deve ser alocada para os andesitos (vide Streckeisen et al. 1973) e aplicando-se restritamente este critério, as rochas devem ser chamadas *andesitos*. Ainda por cima, o padrão textural apresentado por estas rochas sobralenses, é tipicamente aquele de rochas andesíticas. Por outro lado, um forte argumento contrário à denominação andesito, é a sua composição química: as rochas “andesíticas” que ocorrem na bacia são universalmente básicas. Elas apresentam teores de SiO<sub>2</sub> que são comumente menores que 50% (vide tabela 1). Além disso, elas contêm olivina e uma boa parte delas contêm labradorita o que ressalta uma afinidade maior com basaltos que com andesitos. Sua nomenclatura é portanto, confusa. Ultimamente Gorayeb et al (1997) as tem denominado andesina-basalto. Nós estamos fortemente inclinados a adotar uma designação própria que atenda as especificações química e geotectônica. Neste sentido adotaremos os termos *mugearitos* e *hawaiitos*, segundo a proposição de McDonald (1957), para as rochas que contêm oligoclásio e andesina respectivamente, este último termo (hawaiíto) como definido primariamente por Iddings (1913). As rochas como definidas por Iddings “*são compostas por plagioclásio (andesina/oligoclásio) + clinopiroxênio + magnetita + ilmenita, contendo ainda um pouco de olivina, com o índice de cor variando entre 35 e 60, mas comumente maior que 45%. Biotita e hornblenda são raras mas um anfibólio semelhante a riebeckita pode ser encontrado em algumas rochas contendo oligoclásio*”. Observe que esta composição casa bem com a de rochas “*basálticas*” da bacia. Esta classificação adotada encontra suporte no diagrama classificatório Sílica versus Álcalis de Cox et al (1979) como mostrado na figura 1.

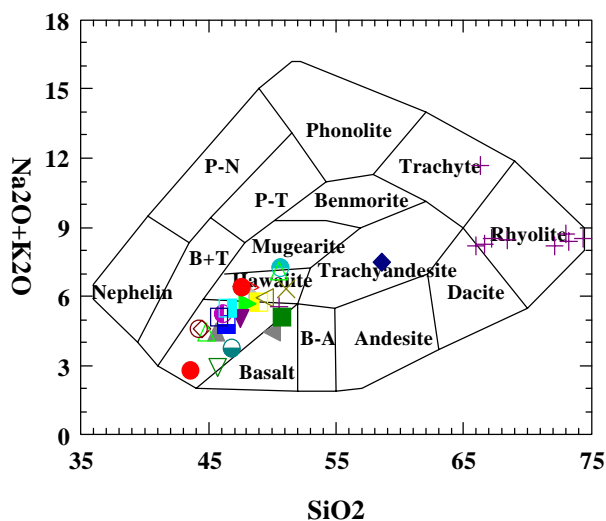


Figura 1 – Diagrama classificatório SiO<sub>2</sub> versus Alcalis de Cox et al. (1979) aplicado a rochas da Suíte Parapuí.

### O Padrão Textural das Rochas Basálticas

Uma das características mais marcantes das lavas basálticas-hawaiíticas que compõem a Suíte Parapuí, é a presença de cavidades de forma e tamanho variáveis (vesículas), que podem estar parcial ou totalmente preenchidas por material secundário (amígdalas).

Os magmas basálticos normalmente têm viscosidades bastante baixas, em torno de 10<sup>2</sup>Pa, de modo que, durante a erupção, o magma sofre descompressão e os gases dissolvidos tendem a escapar na forma de bolhas. Entretanto, essa perda de substâncias voláteis (que em estado dissolvido agem como lubrificantes), causa um rápido acréscimo na viscosidade, diminuindo o acesso destas bolhas à superfície da lava, que em contato com o ambiente, seja ele aquático, aéreo ou sub-aéreo, tende a congelar evitando que muitas das bolhas extravasem, trapeando-as. Como resultado tem-se o topo das lavas geralmente rico nestas bolhas que podem permanecer vazias ou parcial ou totalmente preenchidas.

Algumas cavidades podem estar preenchidas por gás, produzindo o que se denomina vesícula, mas outras, estão comumente preenchidas por minerais de baixa temperatura, tais como, calcedônia, e calcita. Os agregados formados por estes minerais félsicos secundários apresentam freqüentemente a forma e tamanho de amêndoas, de modo que as cavidades quando preenchidas, recebem o nome de amígdalas (Hyndmann, 1972).

As lavas Parapuí exibem cavidades que estão preenchidas normalmente por aglomerados monominerálicos de quartzo ou calcedônia; de clorita; de epidoto; ou de calcita; ou aglomerado bi ou polimineralico de clorita + calcedônia; clorita + calcedônia + epidoto; epidoto + clorita; epidoto + clorita + calcita; e calcita + clorita. Os cristais que se desenvolvem no interior das cavidades, quase sempre se irradiam a partir das paredes da vesícula, formando com ela um ângulo de 90°, dirigidos para o centro. Estas vesículas e/ou amígdalas se mostram isoladas ou em aglomerados, com uma distribuição heterogênea, podendo localmente atingir cerca de 35% do volume total. Algumas vezes, uma única amígdala pode englobar duas ou mais amígdalas. Em lavas que exibem foliação de fluxo, as vesículas e/ou amígdalas exibem uma geometria alongada, com seu eixo maior paralelo à foliação.

Em rochas que cristalizaram estaticamente, as vesículas e/ou amígdalas se mostram arredondadas. Não muito freqüente, observamos a formação de uma foliação desenhada por micrólitos de plagioclásio, circundando a amígdala.

Lavas almofadadas são relativamente freqüentes na fazenda Fazendinha (1,5Km a sul do serrote Mumbaba). Os contatos entre as almofadas são desenhados por uma foliação de micrólitos de plagioclásio, que se orientam em função do achatamento de uma almofada contra a outra. Só ocasionalmente foi observado sedimento entre as almofadas.

Apesar de pouco viscosas, as lavas basálticas da Suíte Parapuú só algumas vezes, exibem estruturas de fluxo magmático. A foliação desenvolvida por este processo está marcada pelo alinhamento sub-paralelo de micrólitos de plagioclásio, que muitas vezes lembra uma textura traquítica, e pelo alinhamento de vesículas e /ou amígdalas quando estas estão presentes.

As rochas de composição hawaiíticas e mugearíticas, que comumente tem sido chamadas de andesitos, exibem microfenocristais tabulares de plagioclásio, com tamanhos que podem alcançar 0,5 cm, podem ser vistos a olho nu mergulhados em uma matriz constituída por micrólitos de plagioclásio sem orientação preferencial, cuja organização gera um padrão textural em feltro. Os espaços intersticiais são preenchidos por clorita + hematita + epidoto + actinolita-tremolita + calcita + quartzo. Às vezes, este material é tão finamente granulado que só é possível observar uma massa marrom-avermelhada dominada por minerais óxidos de ferro.

Nas rochas basálticas, o padrão textural observado difere do acima descrito, por não mostrar os microfenocristais citados, sendo a porção lítica caracterizada por um padrão textural maciço. Naquelas rochas que ainda exibem cristais máficos reliquias pode-se ver padrões texturais ofítico e sub-ofítico, com variações intergranulares exibidas por rochas com granulação mais grossa.

Espectaculares são os cristais aciculares de clinopiroxênio, que caracterizam uma textura “quenching”. Estes cristais são parcialmente ocos e as vezes se mostram esqueletiformes.

As fraturas desenvolvidas em estágios anteriores à cristalização total dos magmas, se mostram anastomosadas e geralmente preenchidas por material similar ao que ocorre nas amígdalas, ou seja, calcedônia, epidoto, clorita, etc. Atesta a não totalidade da cristalização do magma, a presença de xenocristais de plagioclásio inseridos no interior da fratura.

## Aspectos Mineralógicos

As rochas em questão, no que pese o grau de cristalinidade, são muito difíceis de ser analisadas microscopicamente, em função do alto grau de modificação da mineralogia original. Quando parcialmente preservadas, as rochas basálticas, bem como as rochas diabásicas (ou microgabróides) exibem plagioclásio básico do tipo labradorita, como constituinte principal sendo seguido por augita titanífera, minerais óxido de ferro e/ou titânio. Olivina pode ocorrer nestes tipos petrográficos, porém ela é mais freqüente em magmas tardios que ocorrem em pequenos diques que cortam os metassedimentos e principalmente naqueles que cortam o granito Meruoca.

Na porção norte do Graben Jaibaras, ocorre as maiores expressões areais e talvez volumétricas dessas rochas (23 x 5 km), onde as rochas vulcânicas formam camadas com espessuras máximas da ordem de 350 m (Serrotes do Madeiro, do Morro e São Maurício).

As rochas vulcânicas constituem uma seqüência sucessiva de lavas maciças, amígdaloidais/vesiculares e fluidais, rochas vulcanoclásticas e depósitos piroclásticos (com bombas e lápillis).

Elas incluem essencialmente basaltos, distinguidos texturalmente nos seguintes tipos: basaltos afíricos, basaltos porfiríticos, basaltos amigdaloidais/vesiculares, basaltos vitrofíricos e basaltos fluidais. Em geral são holocristalinos ou hipovítreos, apresentando texturas intersertal, intergranular, porfirítica hiatal ou seriada. Os constituintes mineralógicos primários estão representados predominantemente por plagioclásio do tipo labradorita, podendo ocorrer ainda labradorita como minerais relictos nucleares de andesina, oligoclásio e albita como produtos da albitização das labradoritas. Eles ocorrem tanto como fenocristais quanto como micrólitos na matriz. Titanio-augita, minerais opacos (ilmenita?), e/ou magnetita e material vítreo, ocupam os interstícios dos plagioclásios na matriz. São comuns substituições parciais desses minerais para mica branca, epidoto, tremolita-actinolita, clorita, carbonato e minerais opacos. As amígdalas são ocupadas por epidoto, calcita, clorita e zeólitas com formas radiais e zoneamento composicional. Os minerais opacos sulfetados são pirita e calcopirita.

Na região de Mumbaba são observadas duas grandes ocorrências de rochas vulcânicas (riolitos e basaltos), as quais são intrudidas pelo Granito Meruoca próximo a vila Mumbaba (Gorayeb et al. 1988, 1997).

As rochas de composição riolítica da região de Mumbaba são caracteristicamente de cor vermelha-amarelada, compostas ora por bancos de lava maciça, ora por bancos de lavas porfiríticas e mais importante, por bancos de lavas constituídas por fragmentos líticos cimentados por matriz riolítica de cor vermelha-amarronzada. Não temos uma zonalidade destes tipos mas sabemos que a porção central do morro está constituída especialmente por estas lavas brechadas. Muitos dos fragmentos encontrados são de composição riolítica, mas também são encontrados aqueles de composição hawaíítica e fragmentos de arenitos finos. Bastantes comuns são os fragmentos vítreos. Eles variam desde poucos milímetros a cerca de 2 cm, com os de 1 cm sendo os mais freqüentes. A matriz que os cimenta, mostra uma conspícua fluidalidade, registrada pela isorientação de micrólitos de feldspatos, lembrando uma textura traquítica. A descrição supra se ajusta bem à definição de Ross & Smith (1961) para rochas ignimbríticas, de natureza autoclástica. Estas rochas parecem ter se formado pela fragmentação da carapaça superior do derrame, com os fragmentos sendo englobados pela lava que se encontrava líquida no interior da câmara magmática. Uma vez rompida esta carapaça, os líquidos escoaram incorporando fragmentos de arenitos e hawaítos encaixantes.

Os riolitos são maciços ou fluidais e microporfiríticos. Os fenocristais de quartzo com formas bipiramidais corroídas, plagioclásio e álcali-feldspato peritítico, estão envoltos numa matriz felsítica e microcristalina (quartzo-feldspática). Feições traquíticas (quartzo-traquitos) ocorrem em determinados níveis onde se tem cristais tabulares de sanidina(?) e opacos aciculares orientados, envoltos numa matriz vítrea de cor marrom, ou microcristalina, fortemente alterada (argilizada). No topo do derrame ocorrem brechas vulcânicas com grande concentração de vesículas.

Os basaltos são classificados como albita basaltos, com variações afíricas, porfiríticas seriadas, amigdaloidais vesiculares ou hialinas. Lavas almofadadas são relativamente freqüentes na fazenda Fazendinha (1,5 Km a sul do serrote Mumbaba). Os contatos entre as almofadas são desenhados por uma foliação de micrólitos de plagioclásio, que se orientam em função do achatamento de uma almofada contra a outra. Só ocasionalmente foi observado sedimento entre as almofadas. Estes basaltos apresentam como minerais primários plagioclásio, titanio-augita, material vítreo alterado, olivina e opacos (ilmenita? acicular) e titanita. Olivina tem formas esqueléticas ou granulares subédricas, transformadas quase integralmente para clorita e opacos. Nas amígdalas encontram-se clorita, epidoto, zeólita, hematita e carbonatos. Os plagioclásios destas rochas mostram-se gradativamente mais ricos em sódio de modo que sua

composição chega a atingir ( $An_{3-6}$ ). Texturalmente os basaltos são rochas porfiríticas com matriz intersertal, intergranular e pilotaxítica.

No contato superior com arenitos arcoseanos, o magma riolítico interage fisicamente com estes sedimentos de maneira tal que a rocha resultante pode ser classificada de brecha vulcânica.

Outra feição textural importante é a presença de fenocristais de plagioclásio fortemente corroídos, com aspecto esponjoso (textura tipo peneira) e engolfado, os quais são ocupados por material vítreo alterado e micrólitos de plagioclásio. Estas são feições típicas de reabsorção magmática causadas por reação do líquido residual com cristais de plagioclásio gerados precocemente, provavelmente de composição mais cálcica, devido a instabilidade do sistema magmático no processo ascensional do magma.

Na porção sul do Graben Jaibaras afloram sucessões de lavas relativamente extensas, predominantemente de composição basáltica/hawaiítica, no eixo Arariús-Jaibaras e entre Arariús e Cacicimbas. Em determinados trechos formam camadas de lavas de espessuras relativamente pequenas (60 m) e ignimbritos, intercalados com sedimentos arcoseanos. Na vila de Arariús e adjacências, depósitos com lãpillis e bombas vulcânicas de basalto oxidado estão mergulhados em arenitos arcossiano/grauváquicos com forte contribuição vulcânica, de forma similar ao que ocorre na região de Mumbaba. Ocorrências similares são também encontradas na rodovia Jaibaras-Cariré, nas imediações de Jaibaras. Os basaltos desta região não diferem dos demais, e são classificados também como albita basaltos com variações porfiríticas e amigdaloidais, cumulofíricas (acumulações de plagioclásio), vitrofíricas e porfiríticas seriadas. Feições texturais tipo rabo de andorinha em plagioclásio, cristais esqueléticos de olivina e ilmenita em matriz vítrea, são indicadores da condição de cristalização sob resfriamento brusco, característica dessa suíte.

Fenocristais de plagioclásio e olivina fortemente corroídos (textura em peneira) com lóbulos, reentrâncias e esburacamento, preenchidos por material vítreo-microlítico constituinte da matriz, são sugestivos de instabilidades no sistema magmático após as fases precoces de cristalização de plagioclásios cálcicos e olivina.

## Aspectos Geoquímicos da Suíte Parapuí – Química Mineral

Uma das questões mais delicadas no trato de rochas basálticas que ocorrem em ambientes extensionais, diz respeito à composição do plagioclásio, o principal componente destas rochas basálticas. Ela se faz ainda mais intrigante quando a mineralogia das rochas se mostra quase que totalmente modificada, aparecendo minerais secundários tais como clorita, e actinolita-tremolita substituindo totalmente os minerais máficos primários e epidoto e calcita, substituindo o plagioclásio. Para conhecer qual a extensão destes processos de alteração na modificação da composição original do plagioclásio, foram realizadas análises químicas pontuais em feldspatos de rochas basálticas não alteradas (aquelas que conservam a mineralogia original) e principalmente em rochas alteradas. Os resultados estão listados na tabela 1 onde Ca, Na e K, são apresentados na forma de percentual molecular normalizado para 100.

As rochas nas quais a olivina e/ou o clinopiroxênio estão presentes, mesmo que na forma de cristais reliquias, o plagioclásio se mostra zonado, com composição labradorítica cujas bordas são universalmente mais sódicas que o núcleo. A variação nos teores de Ca com relação ao Na, do núcleo para a borda, são geralmente pequenas, inferiores a 5%, entretanto, em alguns cristais pode chegar a 15%.



## O Processo de Espilitização

Nós mostramos que duas séries de rochas vulcânicas compõem a Formação Parapuí. A primeira está composta por lavas básicas, medianamente alcalinas (transicionais), tipificada por álcali-basaltos, hawaiitos e mugearitos, compostas predominantemente por plagioclásio altamente sódico (albita ou mais raramente oligoclásio), clorita + epidoto, actinolita-tremolita, clorita + hematita, minerais estes oriundos da alteração de clinopiroxênios, que ocorrem (quando ocorrem) na forma de relictos. Olivina raramente aparece em cristais reliquiais, sabendo-se de sua presença através de pseudomorfos cloríticos e mais raramente serpentínicos. Nestas rochas é bastante evidente a atuação de processos de hidratação e carbonatação (representados, por exemplo, pela alteração do piroxênio em anfibólio, pelo preenchimento de vesículas com epidoto e calcita, etc.). Além disso, mostramos a presença de cristais reliquiais de labradorita em rochas contendo principalmente cristais de albita. Para muitos autores isto mostra de maneira conclusiva que a composição atual dos feldspatos resultou de um processo de albitização de plagioclásios originalmente mais cálcicos, levando à formação de albita pura (Na < 5%), caracterizadas por um baixo estado estrutural, o que os diferenciam de albitas formadas por metamorfismo no facies xistos-verdes. A este processo de albitização de rochas basálticas, foi dado o nome **ESPLITIZAÇÃO** por Brongniard (1827, in Rocci, 1978).

**Tabela 1** – Química de feldspatos de rochas basálticas da bacia Jaibaras.

Amostra PX1				AmostraPB1 – Cont.			
Ca	Na	K	Nucleo/Borda	Ca	Na	K	
1.88	3.02	95.03	PX1N	1.8	94.67	3.51	cristal fino
30.97	58.73	10.29	B	1.94	4.62	93.42	PB-1N
3.91	91.42	4.67	N	3.2	10.75	85.95	B
3.62	92.2	4.17	B	1.92	3.79	94.28	N
5.2	92.1	2.68	N	1.56	37.51	60.91	B
3.4	82.55	14	B	1.55	3.63	94.8	N
5.6	90.11	4.28	N	1.57	3.02	95.4	B
3.58	93.41	2.99	B	1.56	6.45	91.97	N
47.48	46.14	5.98	N	10.28	14.87	74.83	B
45.94	48.39	5.66	B	3.17	9	87.81	massa
42.85	51.75	5.39	N	2.09	5.98	91.92	massa
30.33	64.34	5.32	B	1.23	43.19	55.56	N
36.39	56.68	6.92	N	1.33	19.52	79.13	B
28.72	60.17	11.09	B	1.28	82.33	16.38	PB-1N
40.24	53.04	6.7	N	1.21	93.4	5.38	B
27.55	62.18	10.25	B	8.43	88.95	2.61	N
19.96	69.61	10.41	N	1.78	95.29	2.92	B
28.17	64.13	7.68	B	1.41	95.23	3.35	c matriz
3.73	92.49	3.76	Cristal fino	1.93	95.45	2.61	c matriz
53.25	36.9	9.84	N	1.4	85.77	12.81	c matriz
18.83	38.19	42.97	B	1.71	85.5	12.77	c matriz
3.96	91.93	4.11	N	1.38	92.69	5.91	N
3.93	86.46	9.6	B	1.99	87.17	10.83	B
3.64	93.01	3.34	N	2.04	87.24	10.71	c matriz
3.32	59.14	37.52	B	1.88	95.44	2.66	c matriz
5.2	85.05	9.75	N	2.31	94.04	3.63	N
12.23	81.24	6.51	B	7.66	72.38	19.94	B
15.91	76	8.09	cristal fino	1.61	81.99	16.38	N
0.55	8.53	90.9	N	1.41	83.74	14.84	B
2.25	54.01	43.74	B				

	45.65	48.02	6.33	N	Amostra Y2			
	35.6	58.81	5.58	B	44.03	48.67	7.28	cristal fino
	42.43	51.62	5.93	N	42.89	49.57	7.53	N
	45	49.11	5.87	B	44.07	48.54	7.38	B
	3.73	92.21	4.04	N	44.54	48.07	7.37	cristal fino
	3.37	92.55	4.06	B	45.62	47.3	7.06	N
	1.75	95.3	2.95	cristal fino	42.61	50.09	7.29	B
	6.29	90.62	3.08	N	46	47.26	6.73	N
	3.37	93.56	3.06	B	42.43	49.87	7.69	B
	4.75	91.37	3.87	N	36.77	54.15	9.07	cristal fino
	4.74	90.52	4.72	B	44.08	48.68	7.23	N
					38.2	52.88	8.9	B
Amostra PB1					44.98	48.18	6.83	N
	1.57	94.42	3.99	PB-1N	43.11	49.97	6.91	B
	0.64	61.83	37.52	B	42.09	49.6	8.29	N
	3.87	91.79	4.32	cristal fino	34.72	54.61	10.66	B
	2.33	89.21	8.45	cristal fino				
	0.9	96.06	3.03	N	1.33	93.84	4.81	N
	1.01	92.3	6.99	B	1.44	95.66	2.88	B
	1.97	91.61	6.45	N	1.79	94.15	4.05	N
	1.51	91.32	7.15	B	16.44	79.9	3.65	B
	1.63	87.15	11.2	cristal fino	1.39	93.82	4.78	N
Amostra Y-2 cont.					6.48	89.03	4.48	B
					1.69	88.99	9.31	N
	45.84	47.64	6.51	N	4.16	68.38	27.45	B
	42.99	48.65	8.35	B	1.48	78.08	20.43	N
	47.22	46.14	6.63	N	1.46	94.51	4.018	B
	45.58	47.58	6.83	B	1.54	88.42	10.02	N
	44.26	48.62	7.11	N	1.56	95.25	3.17	B
	40.55	51.09	8.35	B	43.89	48.4	7.7	N
	36.61	53.68	9.69	N	38	52.97	9.01	B
	35.4	53.83	10.75	B	42.27	50.14	7.57	N
	45.31	44.25	10.42	N	38.78	51.31	9.9	B
	32.35	58.92	8.71	B	43.68	48.99	7.32	N
	45.53	47.56	6.9	N	37.5	53.05	9.43	B
	39.34	51.44	9.2	B	1.85	93.95	4.18	N
	45.35	47.48	7.16	cristal fino	1.95	94.04	3.99	B
	43.76	46.59	9.64	N	1.64	94.99	3.35	cristal fino
	40.56	50.41	9.02	B	1.31	77.65	21.02	PE-5N
	44.46	46.8	8.72	N	1.25	78.06	20.67	B
	44.26	48.32	7.4	B	1.6	92.19	6.2	N
	45.84	47.24	6.91	cristal fino	1.95	94.17	3.86	B
	38.64	52.6	8.75	N	1.46	87.16	11.36	N
	38.06	53.35	8.57	B	14.97	81.19	3.83	B
Amostra PE5					77.59	19.99	N	
	1.67	94.95	3.36	PE-5N	1.88	95.03	3.08	B
	1.67	95.04	3.27	B	1.77	91.98	6.24	N
	1.74	93.51	4.73	N	1.59	95.25	3.15	B
	1.63	94.03	4.32	B				
	1.28	94.22	4.49	N				
	1.11	85.97	12.9	B				
	1.39	95.65	2.95	N				
	1.32	61.1	37.57	B				
	1.63	92.63	5.72	N				
	1.52	94.8	3.66	B				
	1.47	95.58	2.94	N				
	1.7	95.01	3.27	B				
	1.62	95	3.36	N				
	1.49	65.04	33.46	B				
	1.37	88.87	9.74	N				
	1.3	89.8	8.89	B				
	1.53	90.64	7.82	N				
	1.38	82.79	15.81	B				

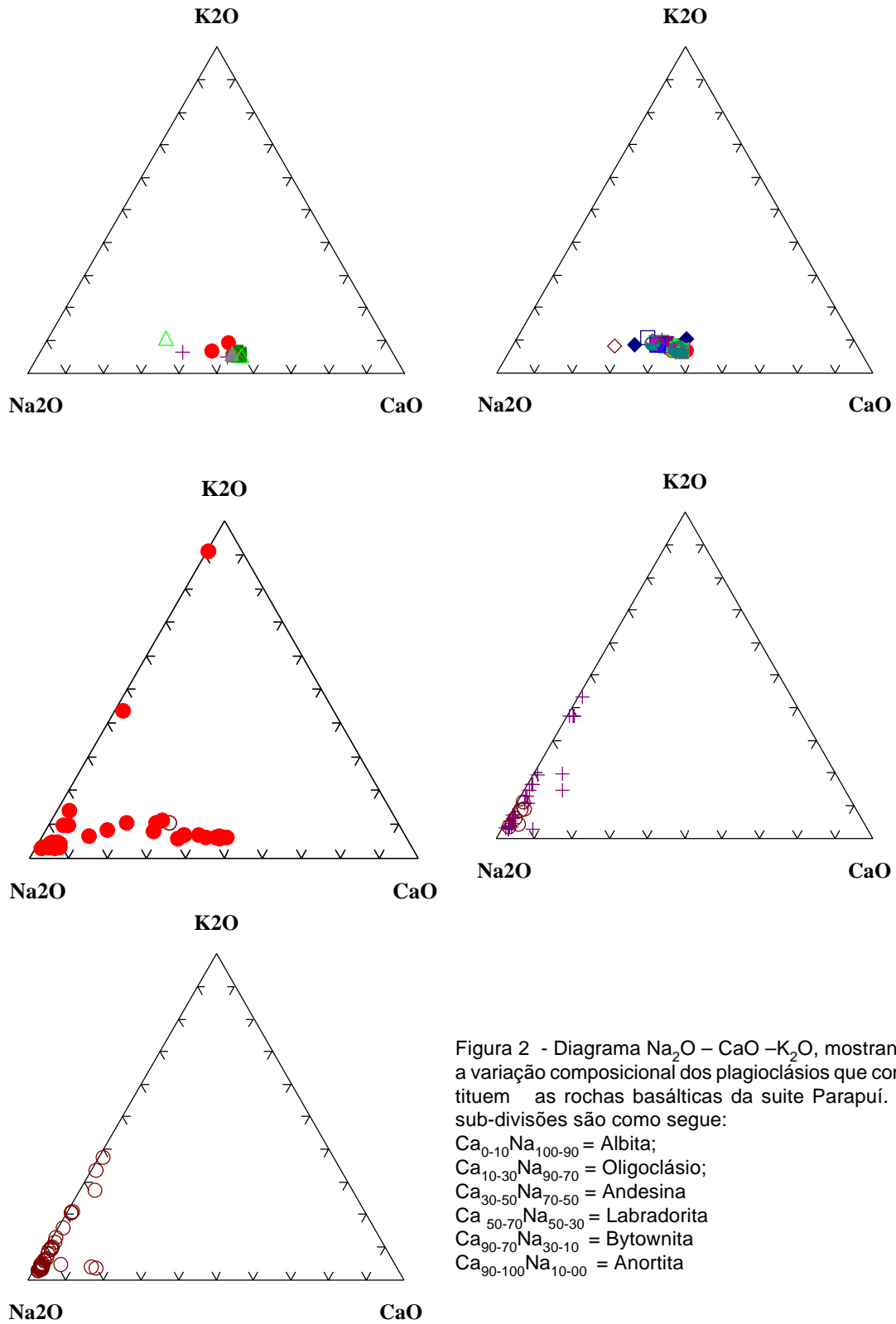


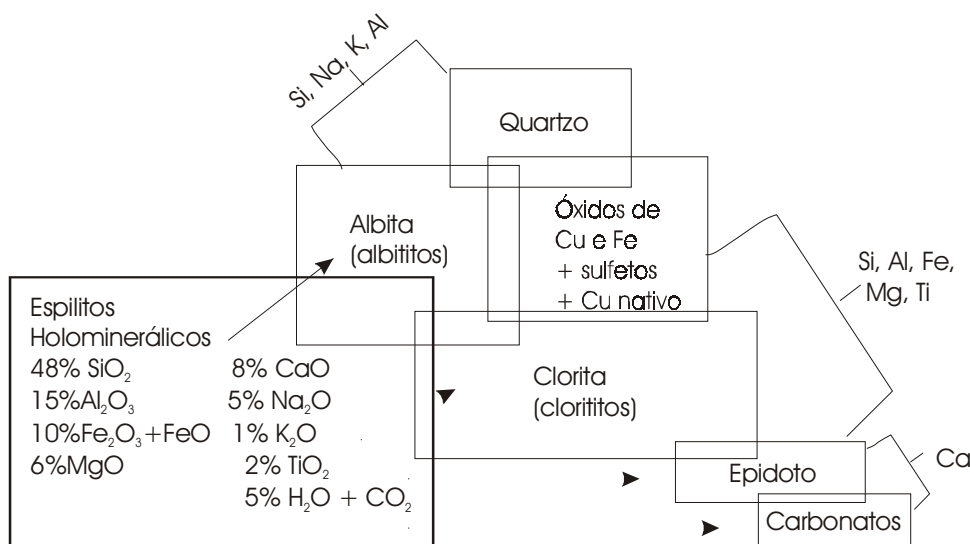
Figura 2 - Diagrama Na<sub>2</sub>O – CaO –K<sub>2</sub>O, mostrando a variação composicional dos plagioclásios que constituem as rochas basálticas da suíte Parapuí. As sub-divisões são como segue:

- Ca<sub>0-10</sub>Na<sub>100-90</sub> = Albita;
- Ca<sub>10-30</sub>Na<sub>90-70</sub> = Oligoclásio;
- Ca<sub>30-50</sub>Na<sub>70-50</sub> = Andesina
- Ca<sub>50-70</sub>Na<sub>50-30</sub> = Labradorita
- Ca<sub>90-70</sub>Na<sub>30-10</sub> = Bytownita
- Ca<sub>90-100</sub>Na<sub>10-00</sub> = Anortita

Os queratófiros, conforme designação original de Gumbel (1874, in Rocci, 1978), consistem principalmente de albita e quantidades menores de clorita e epidoto, dispostos normalmente em matriz do tipo “felty”, ou com textura traquítica. Algumas vezes tanto o quartzo como o feldspato potássico pode ser os constituintes maiores destas rochas. Eles representam membros ácidos a intermediários, da sequência espilito-queratófiro (na qual geralmente predominam os termos espiliticos), correspondendo a andesitos, dacitos ou riolitos ricos em sódio: os albita-gabros que ocorrem nas mediações de Massapê e em Ararius são equivalentes químicos das lavas espiliticas.

### O Processo de Alteração

Uma revisão da vasta literatura sobre a gênese dos espilitos mostra que as idéias não mudaram muito desde a apresentação, na década de 50 do trabalho de Amstutz (1958), intitulado Spilites and Mineral Deposits.



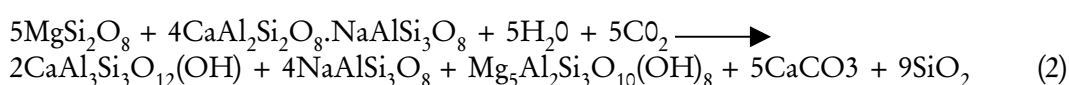
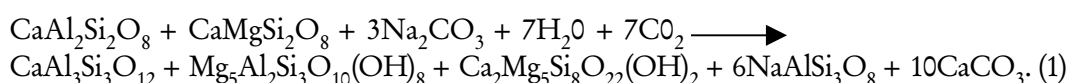
**Figura 3** – Esquema de diferenciação de rochas espiliticas. Este padrão geométrico-mineralógico é ubíquo em todas as províncias espilito-queratófiro conhecidas.

As propostas por ele revisadas e revisitadas em 1974, em seu livro Spilites and Spilitic Rocks, podem ser resumidas em três propostas principais: 1) aqueles que propõem uma origem magmática primária; 2) aqueles que acreditam em gênese por autohidrotermalismo ou autometamórfica e 3) aqueles que propõem uma gênese por alteração secundária, diagenética ou metamórfica.

Nossos dados descartam completamente uma origem primária tendo em vista a grande quantidade de indícios de transformações dos minerais primários. Uma origem por metamorfismo de baixo grau foi aventada por Gorayeb et al (1997), entretanto estes autores não explicitam quaisquer outros indícios de metamorfismo para a região, além da paragênese apresentada pelos espilitos.

Nós estamos inclinados a acreditar que em função da natureza anorogênica da bacia, e da fraca atividade tectônica posterior à sedimentação e vulcanismo, não houve uma inversão forte o suficiente para elevar a temperatura a níveis de facies xistos verdes, como proposto pelos autores supracitados. Assim nós pensamos que as reações que geraram referidas paragêneses foram puramente hidrotermais, resultantes da interação destas lavas com águas salinas, bem como da atividade de fluidos internos ricos em CO<sub>2</sub>.

Narebski (1974) apresentou duas reações qualitativa e quantitativamente balanceadas que explicam a formação das paragêneses espilíticas:



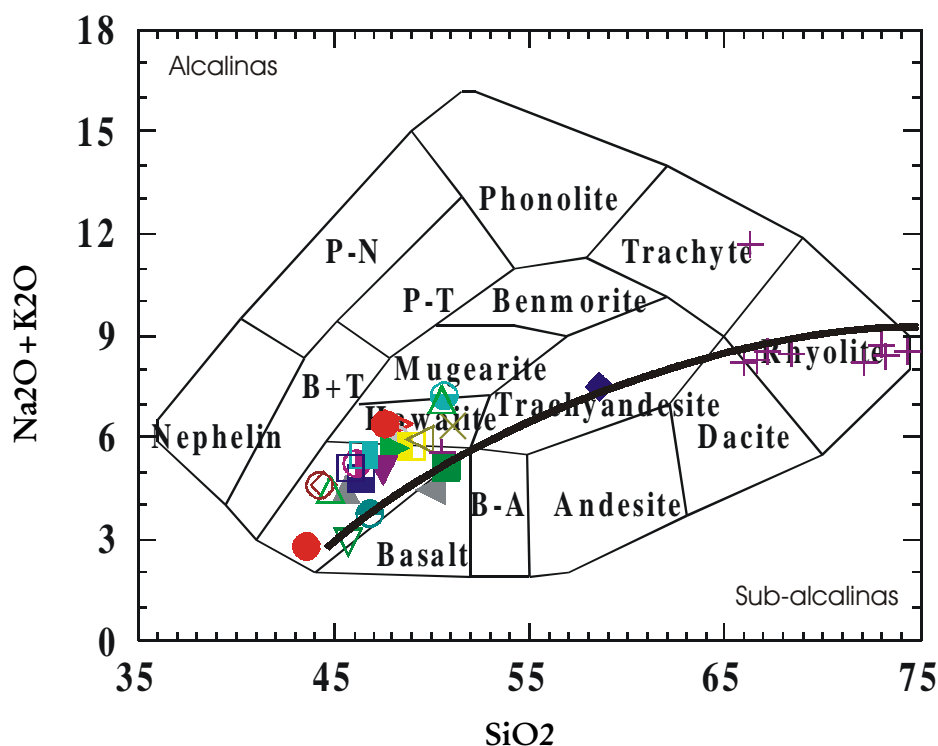
As reações que descrevem as paragêneses espilíticas são unânimes em utilizar H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub> como produtos solventes de clinopiroxênios e labradoritas. Na primeira reação, sente-se a necessidade de adição de Na para explicar o enriquecimento deste nas rochas espilíticas, enquanto que na segunda reação, mais simples, não requer a introdução de Na, mas a remoção de alguma quantidade de calcita e sílica resultante da reação. Talvez isto explique, a quantidade relativamente grande de carbonato de cálcio encontrado preenchendo as fraturas e vesículas, juntamente com quartzo.

## Aspectos Geoquímicos da Suíte Parapuí – Rocha Total

Trinta e quatro amostras foram selecionadas para determinação química qualitativa e quantitativa de elementos maiores e traços, em rocha total. Variação textural e mineralógica, ausência de vesículas e/ou amígdalas e representatividade dos corpos em questão, foram os critérios adotados para a escolha das amostras. Estas determinações foram realizadas pelos laboratórios da Geosol S.A. em Belo Horizonte. Como objetivo de conhecer a química dos feldspatos, fundamental para a classificação dos litotipos, foram selecionados cerca de 250 cristais de feldspatos para serem analisados em microsonda eletrônica. Estes trabalhos foram realizados pelo Prof. José Ferreira de Andrade Filho e os resultados são aqui usados com sua devida permissão. Para o tratamento geoquímico das amostras foram usados os softwares MINPET 2.0 e NEWPET. Para a conversão dos dados de microsonda, foi utilizado o EXCEL 7.0.

## Elementos Maiores

Os padrões texturais exibidos pelos litotipos que compõem a Suíte Parapuí, não permitem que sejam retirados dados petrográficos suficientemente precisos para a definição de diagramas modais, tais como o QAP de Lameyre e Bowden (1982). Desta forma recorreremos aos dados químicos e utilizando o diagrama de Cox et al (1979), mais uma vez aqui reproduzida, onde definimos duas suítes de rochas que se mostram separadas por um hiato razoável nos teores de SiO<sub>2</sub>.



**Figura 4** – Nomenclatura de rochas vulcânicas normais e não potássicas (conforme Cox et al 1979). A linha divisora entre magmas alcalinos e sub-alcálicos é de Miyashiro (1978), baseado em Iddings (1913). Tabela 2 – Análises Químicas em rocha total de amostras representativas da suíte Parapuí

Nós podemos observar nesta figura, que apesar da presença de uma amostra de traquiandesito, não há uma graduação entre estas duas suítes, caracterizando portanto, um *vulcanismo bimodal*. Por conveniência, chamaremos aqui de série basáltica aquela constituída por basaltos, hawaítos e mugearitos com teores de  $\text{SiO}_2$  variando entre 43% e 52% e uma série riolítica, constituída principalmente por rochas de composição riolítica e teores de  $\text{SiO}_2$  maiores que 65%. Nós podemos observar que as rochas da suíte basáltica plota no campo das rochas alcalinas, como definida originalmente por Iddings (1913). Esta classificação está corroborada no diagrama Sílica versus Álcalis (Fig. 5) de Irvine & Baragar (1971), que tem a sua construção baseada naquele de Iddings (op.cit). A natureza alcalina da suíte basáltica está amparada na presença modal de minerais tais como olivina e titano-augita e pela presença de nefelina normativa em algumas amostras. Por outro lado, algumas amostras desta Suíte são quartzo-normativas, indicando uma natureza *transicional*, o que também pode ser visto no diagrama da figura 6, onde podemos ver que algumas amostras plotam ou sobre a linha divisória ou sobre o campo sub-alcálico. Estas amostras definem, conforme Cox et al (1979), uma natureza *transicional* para estes basaltos. A suíte riolítica se mostra com composição sub-alcálica, com tendência alcalina.

A Suíte basáltica mostra teores relativamente baixos de  $\text{SiO}_2$  (43,61%-51,03%), entretanto, quando comparada com outras Suítes de ambiência geotectônica similar (vide p. ex., Barberi et al 1975), vemos que estes teores são absolutamente normais.

Chama a atenção os altíssimos teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , com razões  $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$  quase todas maiores que 1, indicando um forte estado de oxidação.

Tabela 2 – Análises químicas em rocha total de amostras representativas da suíte Parapuí

Amostra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>2</sub>	FeO	FeO*	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	FeO <sub>3</sub>	Total
PDI	43,61	1,15	15,18	6,8	4,1	10,23	11,17	0,18	13,39	7,57	1,86	0,92	0,32	99,55
TF2	44,27	2,73	13,9	3,39	11,71	14,76	16,4	0,24	1,39	6,06	3,92	0,64	1,71	98,7
AB	44,43	1,9	14,96	4,07	7,0	10,67	11,16	0,14	7,32	8,44	2,06	2,56	0,99	99,22
PAVA	44,78	2,26	13,83	2,69	10,07	13,09	14,34	0,2	7,48	6,75	2,71	1,78	1,43	98,83
MD	45,64	1,42	15,15	2,63	7,97	10,34	11,18	0,17	10,35	6,58	2,92	1,51	0,41	99,11
PA2-1	45,66	2,59	13,99	5,87	7,3	12,61	14,01	0,18	7,41	8,32	1,42	1,52	1,64	99,18
YJ	45,79	1,88	13,14	3,71	9,16	12,5	13,19	0,17	10,16	5,1	3,61	1,5	1,39	99,03
PE4	46,16	2,52	14,45	6,06	7,81	13,26	14,74	0,16	7,08	4,96	4,31	0,95	1,01	99,13
PA3	46,4	2,15	14,82	4,95	7,46	11,91	13,14	0,15	6,67	6,84	3,24	1,51	1,19	99,18
PGIA	46,52	2,75	13,96	3,5	2,61	13,41	14,9	0,09	5,51	6,08	3,75	1,75	1,18	99,71
PCVA	46,87	2,57	14,51	6,92	5,51	11,74	13,04	0,17	7,36	7,15	2,01	1,73	1,1	99,38
PP4	47,52	2,03	14,71	4,1	6,98	10,67	11,15	0,24	8,13	5,12	4,21	0,81	0,87	99,22
PC5	47,64	2,59	13,93	5,12	7,82	12,53	13,82	0,23	6,88	4,92	3,33	2,86	1,75	99,13
PEUL	48,08	2,14	14,6	6,99	4,64	10,99	12,15	0,19	7,63	5,15	4,01	1,65	0,99	99,47
PC2	48,21	1,77	13,1	8,35	4,11	11,65	12,95	0,25	6,32	7,23	5,26	0,7	0,57	99,54
PE9	48,28	2,21	14,53	11,22	1,79	11,89	13,11	0,12	6,03	8,15	6,27	0,12	1,02	99,81
PC3	48,91	2,09	13,96	6,1	5,98	11,41	12,68	0,22	6,93	5,5	4,42	1,3	0,7	99,33
PE5	49,38	1,66	14,9	6,77	4,01	10,1	11,17	0,18	1,06	4,92	5,18	0,79	0,64	99,56
PC7	50,01	2,23	14,17	6,41	5,4	11,17	12,41	0,18	6,06	5,51	3,14	2,35	1,54	99,39
PC1	50,34	1,76	15,81	2,34	7,3	9,99	11,09	0,14	6,97	6,79	3,59	1,96	0,68	99,13
PE4	50,56	2,12	13,58	5,08	5,55	10,12	11,25	0,3	6,13	4,64	4,74	2,33	1,9	99,37
PE1	50,58	1,88	14,64	7,95	3,44	10,59	11,77	0,14	3,75	4,71	5,84	1,41	0,53	99,61
R1	50,75	1,66	17,17	0,48	9,51	9,99	11,1	0,15	4,9	7,38	3,59	1,5	0,79	98,74
PA1	51,05	2,12	13,6	4,09	9,11	12,82	14,24	0,21	6,04	5,78	4,33	2,02	1,13	98,98
CO2PA1	58,54	1,63	13,74	1,61	6,11	7,56	8,1	0,28	3,85	3,03	3,21	4,26	0,73	98,02
PHD2	65,92	0,52	13,89	1,53	3,25	4,63	5,4	0,07	0,62	2,4	3,37	4,82	0,23	99,66
PA4-1	66,34	0,47	14,01	4,66	0,21	4,43	4,93	0,02	0,04	1,24	1	10,7	0,04	99,97
PHD3	66,65	0,6	13,32	1,72	4,66	6,19	6,88	0,06	0,53	2,03	3,25	4,99	0,14	99,49
PHD4	67,2	0,52	12,81	1,78	4,27	5,87	6,52	0,16	0,35	1,77	3,48	5,01	0,09	99,54
PHD1	68,4	0,51	14,1	0,98	2,1	3,38	3,76	0,05	0,62	1,6	3,28	5,2	0,17	99,73
PHD3	72,15	0,29	12,67	0,89	1,1	2,6	2,89	0,04	0,14	1,69	3,38	4,82	0,02	99,82
PHD5	72,98	0,28	12,41	1,11	1,64	2,64	2,93	0,03	0,2	1,01	3,61	5,09	0,01	99,81
PHD6	73,25	0,17	12,67	1,14	0,3	1,33	1,47	0,02	0,2	1,63	3,51	4,91	0,01	99,97
PHD7c	74,3	0,22	11,99	1,62	0,95	2,42	2,69	0,06	0,22	0,75	3,05	5,45	0,01	99,87

Tabela 3 – Normas CIPW correspondentes

Anestm	PDI	TF2	AB	PAVN	MO	PA2:1	Y3	FB4	PA3	PGIA	PGTA	FF4	PC6	PE1	PC1	FB9	PD2	PE5	PC7	PX1	
Q (S)	0	0	0	0	0	6	0	0	0	1.98	5.81	0	0	0	0	0	0	0	0	11.47	0
or (KAS6)	572	4.23	16.14	11.13	9.43	9.38	9.28	5.89	9.36	10.88	10.67	5.00	17.74	10.16	4.32	0.73	8.01	4.84	14.48	14.48	12.02
ab (NAS6)	1453	34.87	18.56	24.22	26.05	12.52	31.91	38.15	28.7	33.3	17.71	37.17	31.28	35.38	43.23	45.35	38.89	45.38	18.84	18.84	31.45
an (CAS2)	3188	19.26	25.54	21.46	25.05	28.45	15.89	18.07	22.4	14.01	26.5	19.66	14.34	17.62	10.48	11.39	14.98	15.6	19.07	19.07	21.97
na (NAS2)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.69	4.8	0	0	0	0	0
C(A)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.44	0
Dvms(CS)	236	0.77	5.55	2.11	2.87	1.7	0.86	0.63	2.44	4.35	1.57	0.65	0.2	1.22	9.79	9.96	3.83	2.43	0	0	3.68
Dvms(AB)	202	0.39	3.75	1.17	1.9	1.23	0.56	0.44	1.63	3.75	1.33	0.46	0.13	1.06	8.44	8.59	2.94	2.09	0	0	2.02
Dvms(S)	002	0.36	1.36	0.81	0.76	0.31	0.24	0.14	0.62	0	0.03	0.13	0.07	0	0	0	0.47	0	0	0	1.52
Hym(AB)	1507	4.83	3.59	7.02	1.12	18.1	4.69	8.58	11.7	10.72	17.86	8.71	12.5	15.75	0	0	10.45	6.65	15.78	15.78	9.72
Hym(S)	016	4.41	1.3	5.25	0.45	4.55	2.02	2.65	4.45	0	0.45	2.48	6.61	0	0	0	1.68	0	1.32	7.34	0
Clfo(AS)	1268	8.12	8.51	8.1	17	0	14.93	6.66	2.88	0	0	10.28	0.12	2.15	5.63	1.2	3.25	8.48	0	0	0.8
Clfo(S)	015	8.2	9.4	6.69	7.55	0	7.1	2.27	1.2	0	0	3.24	0.07	0	0	0	0.58	0	0	0	0.66
mm(F)	1037	5.17	6.29	4.12	4.02	8.88	5.63	9.2	7.53	0.83	10.46	6.21	7.78	9.75	9.41	6.3	9.21	9.01	9.68	9.68	3.82
hw(F)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12.04	0	0	0	0.35	2.22	7.13	0	0.8	0	0	0
il(F)	23	5.46	3.85	4.51	2.85	5.14	3.74	5.02	4.28	5.45	5.09	4.03	5.16	4.23	3.51	0	4.13	3.27	4.41	4.41	3.47
ap(CIP)	073	3.93	2.16	3.3	0.94	3.74	3.17	2.31	2.72	2.71	2.5	1.96	4.01	2.25	1.3	2.28	1.59	1.45	3.5	3.5	1.54
Totais	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	97.74	100	100	100	100	100



Tabela 3 – Normas CIPW correspondentes (Continuação)

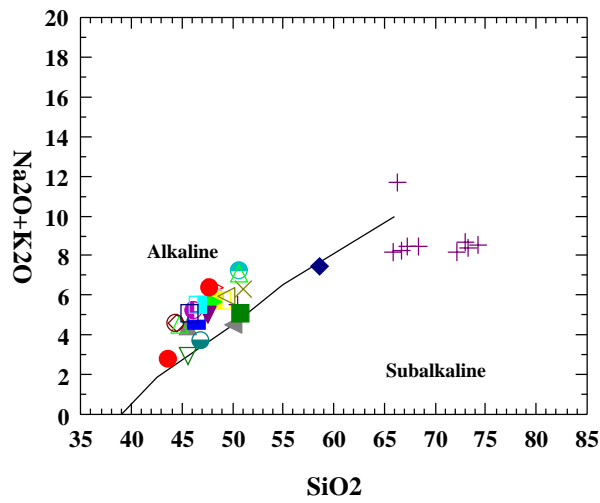
Amostras	PK4	PB1	RL1	PA1	QZP4Y	PHD2	PA4.1	PHD7	PHD4	PHD1	PHD3	PHD5	PHD6	PHD7C
Q (S)	0	0	0	0.76	11.72	21.78	18.78	34.57	22.47	24.78	30.63	30.33	32.32	22
or (KAS6)	14.22	8.61	9.07	12.38	26.24	29.51	64.08	32.68	30.41	31.58	29.12	30.61	29.69	30.14
ab (NAS6)	41.33	49.6	31.01	37.93	28.26	29.48	8.56	26.14	30.18	28.46	29.18	31.02	30.32	28.06
an (CAS2)	9.15	9.85	26.85	9.28	10.89	8.79	2.08	2.92	4.61	7.13	5.23	2.63	4.37	7.12
me (NAS2)	0	0.73	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C(A)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.53	0	0	0	0
Dx wt(CS)	1.29	4.57	2.23	5.67	0.13	0.89	0.12	0.33	1.61	0	1.34	1.01	0.59	0.97
Dx en(MS)	0.97	3.94	1.08	2.76	0.06	0.26	0.1	0.23	0.23	0	0.2	0.24	0.51	0.18
Dx fs(FS)	0.19	0	1.21	2.81	0.07	0.67	0	0.07	1.53	0	1.26	0.82	0	0.86
Hyr en(MS)	12.03	0	7.36	7.71	7.36	1.34	0	0.33	0.67	1.59	0.15	0.26	0	1.17
Hyr fs(FS)	2.39	0	8.81	7.84	7.84	3.44	0	0.1	4.42	3.11	0.95	0.89	0	5.48
Cl fo(M2S)	1.97	7.63	2.91	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl fs(F2S)	0.43	0	3.84	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
me (FF)	7.6	6.29	0.71	6.15	2.46	2.3	0.85	2.38	2.66	1.46	1.32	1.64	0.55	2.56
bae(F)	0	3.87	0	0	0	0	4.13	0	0	0	0	0	0.79	0
il(FT)	4.16	3.69	3.22	4.17	3.23	1.02	0	0.42	1.08	0.99	0.56	0.54	0.33	1.16
ap(CP)	4.28	1.24	1.76	2.56	1.66	0.52	0.09	0.02	0.2	0.38	0.04	0.02	0.02	0.31
Totais	100	100	100	100	100	100	98.79	100	100	100	100	100	99.49	100

Tabela 4 – Elementos traços de rochas da suíte basáltica da formação Parapuí

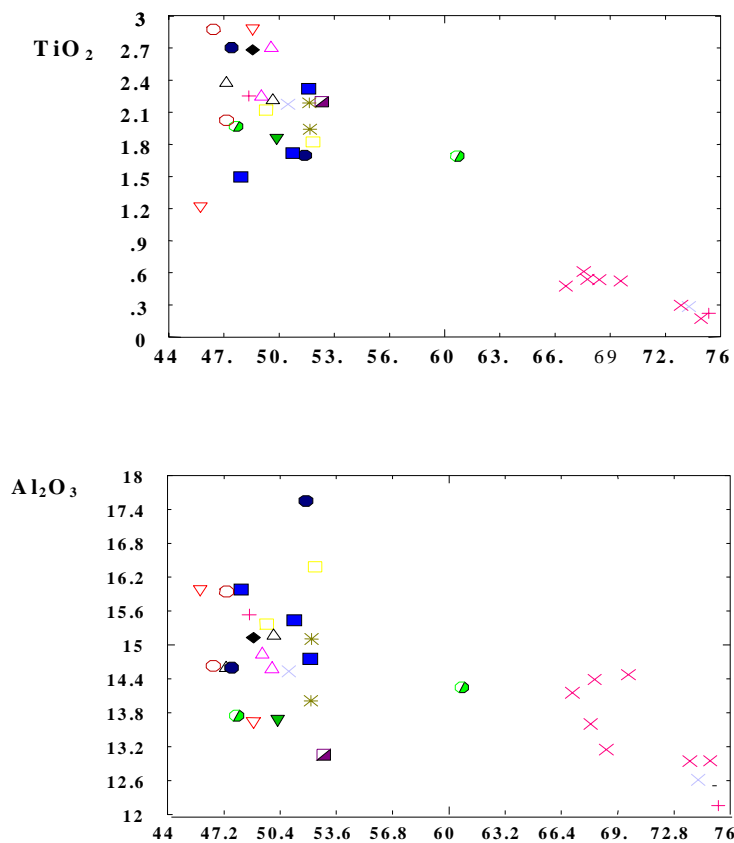
Amostra	Ba	Rb	Sr	Zr	Ni	Cr	La	Ce
AB	1564	84	904	302	44	55	39	96
M3	1017	74	550	155	151	265	5	39
PA1	983	44	309	746	11	10	104	225
PA2.1	1463	39	449	526	56	106	61	134
PA3	1781	52	641	457	50	94	48	124
PAV4	1200	55	607	423	82	105	52	144
PB1	1177	42	315	295	44	97	44	96
PB4	782	36	323	405	47	105	58	126
PB9	572	12	1858	326	38	35	56	128
PC1	1015	24	414	253	64	102	52	114
PC7a	1245	66	453	464	55	102	78	166
PD1	859	32	377	128	226	387	19	54
PD2	1027	35	317	432	72	134	48	124
PE1	1210	50	345	404	50	95	53	120
PE5	654	24	321	319	66	171	59	119
PF4	760	31	267	340	64	122	32	92
PG5	2073	75	333	711	22	29	119	232
PK4	844	51	108	610	24	29	72	173
PX1	1070	60	594	344	27	98	46	120
PX7	3576	60	599	531	36	32	106	192
R1	976	45	556	307	74	122	53	124
TF2	1002	29	349	418	41	57	65	151
Y3	555	53	347	394	94	138	49	128

Tabela 5 – Elementos menores de rochas da suíte riolítica da formação Parapuí

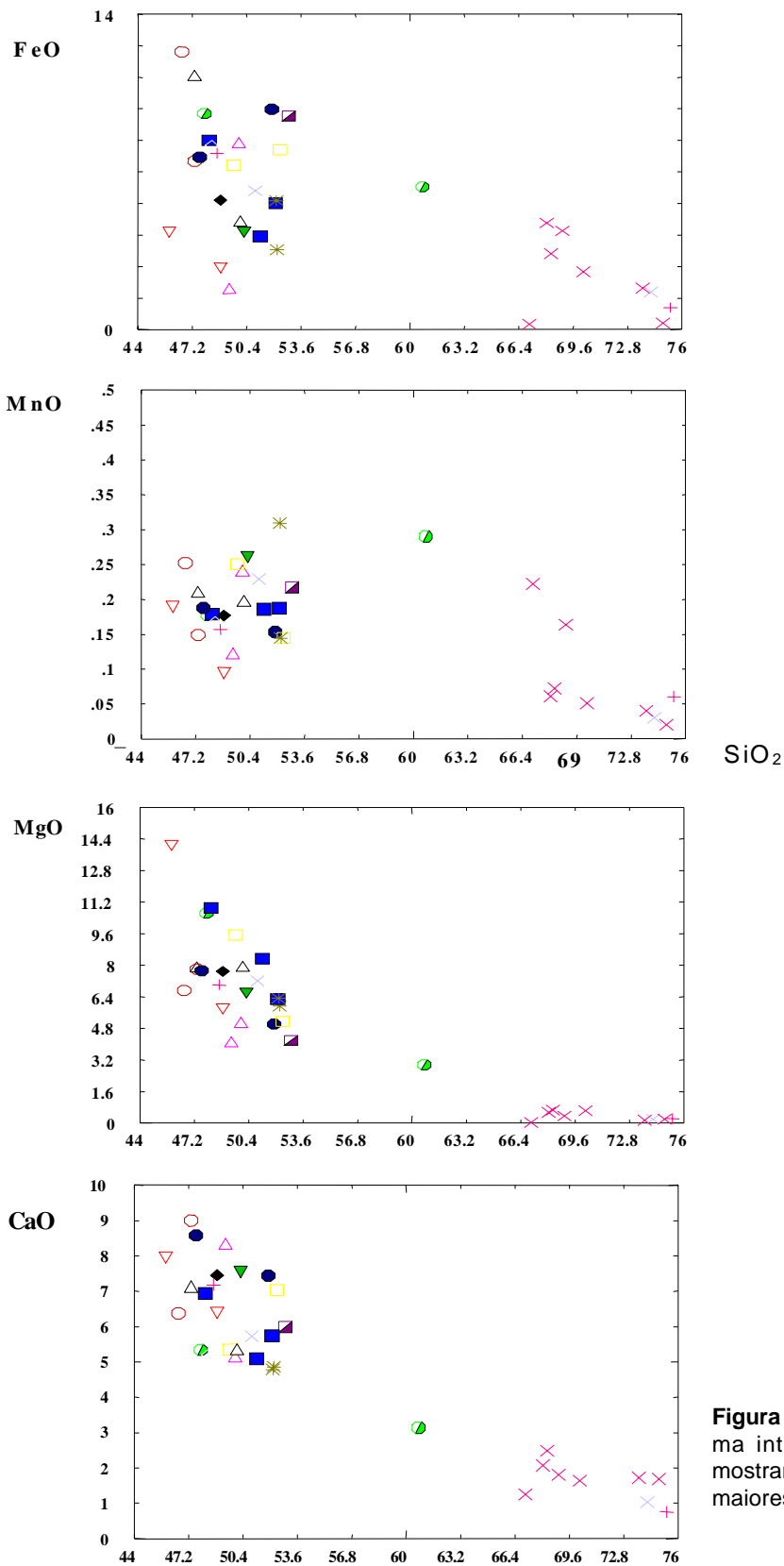
Amostra	Ba	Rb	Sr	Zr	Ni	Cr	La	Ce
02PAY	2179	122	285	858	11	12	105	223
PA4.1	2973	272	62	894	4	3	132	287
PHD1	1252	249	138	461	5	4	138	273
PHD2	1786	172	200	549	3	1	155	297
PHD3	1243	117	129	584	4	0	140	309
PHD4	1148	129	117	878	5	1	161	365
PHD5	1006	122	162	572	5	0	162	341
PHD6	641	134	50	572	4	0	129	278
PHD7	2035	124	195	878	5	1	167	335
PHD7c	1126	120	81	494	4	0	147	312



**Figura 5** – Diagrama  $\text{SiO}_2$  X Álcalis de Irvine e Baragar (1971), mostrando a natureza alcalina da sub-série basáltica e subalcalina da sub-série riolítica.



**Figura 6** – Diagrama interelemental de Harker, mostrando a variação dos óxidos maiores versus  $\text{SiO}_2$ .



**Figura 6 (continuação)** – Diagrama interelemental de Harker, mostrando a variação dos óxidos maiores versus SiO<sub>2</sub>.

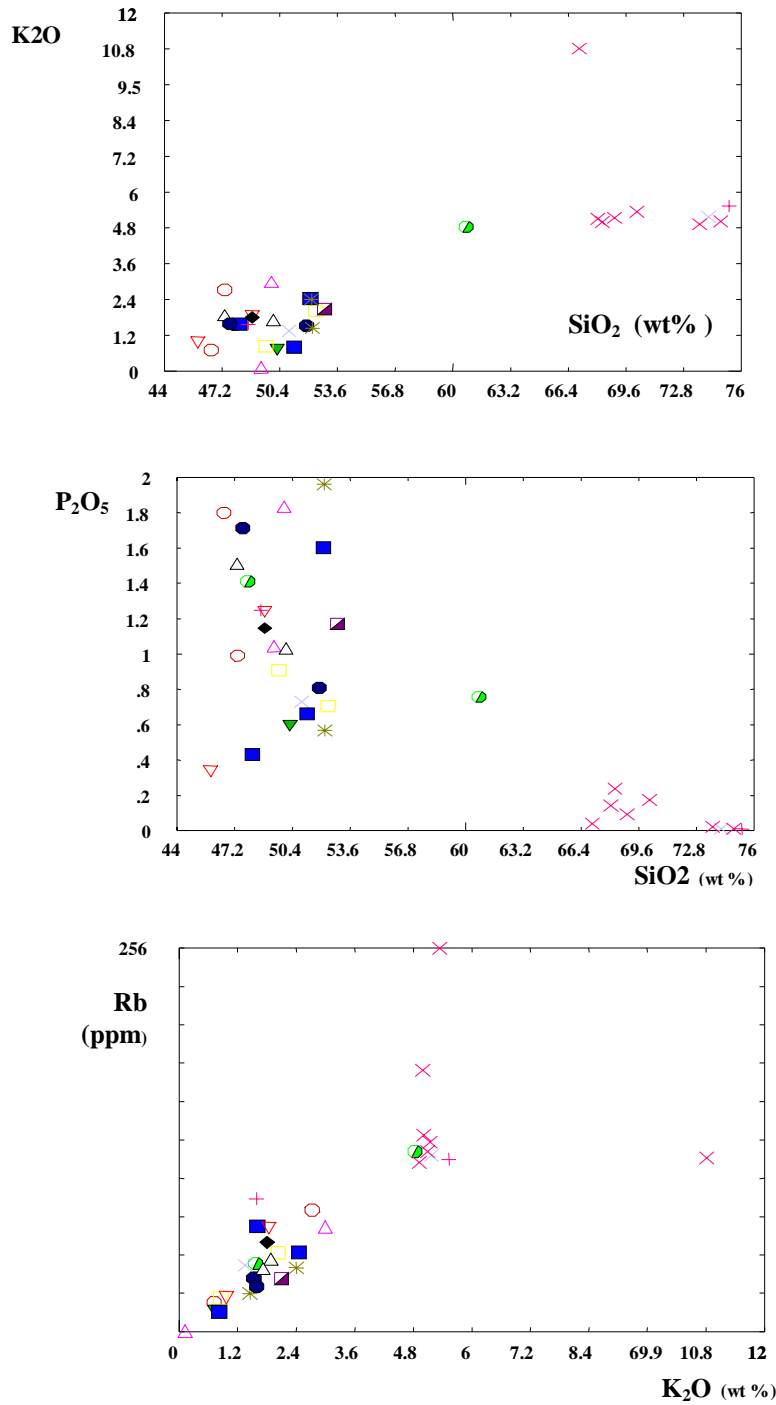


Figura 7 – Diafragma interelemental de Harker, mostrando a variação dos óxidos maiores versus SiO<sub>2</sub>.

Apesar destes valores de Fe<sup>+3</sup>, hematita não aparece na norma, isto porque para os cálculos petroquímicos, Fe<sup>+3</sup> foi convertido conforme sugestão de Irvine & Baragar (1971), onde  $Fe_2O_{3Max} = TiO_2 + 1,5$ . Mesmo com esta conversão, a amostra PHD6 exibe hematita normativa. De acordo com o grau de saturação em SiO<sub>2</sub>, a suíte basáltica varia de nefelina normativa a

quartzo-normativa. Esta variação pode corresponder a dois eventos magmáticos distintos, ou pode simplesmente ser o produto de uma variação por cristalização fracionada.  $\text{Na}_2\text{O}$  é sempre maior que  $\text{K}_2\text{O}$ .

Os valores de  $\text{TiO}_2$  são relativamente altos variando de 1.15% a 2.73% (2.09, média). Os autores, de modo freqüente, desprezam as análises químicas nas quais o teor de  $\text{H}_2\text{O}$  é superior a 0,5%, pois teores superiores são indicativos de forte intemperismo, entretanto, rochas basálticas extrudidas em ambiente aquático ou sub-aéreos, ou ainda em sedimentos fortemente embebidos em água, normalmente apresentam teores de água similares (vide p. ex. Pathwardhan et al, 1974). Assim os teores de  $\text{H}_2\text{O}^+$  variando de 0,91% a 5,40% (média=3,41), são perfeitamente compatíveis com a ambiência marinha rasa na qual foram extrudidos os magmas que compõem a suíte Parapuí.

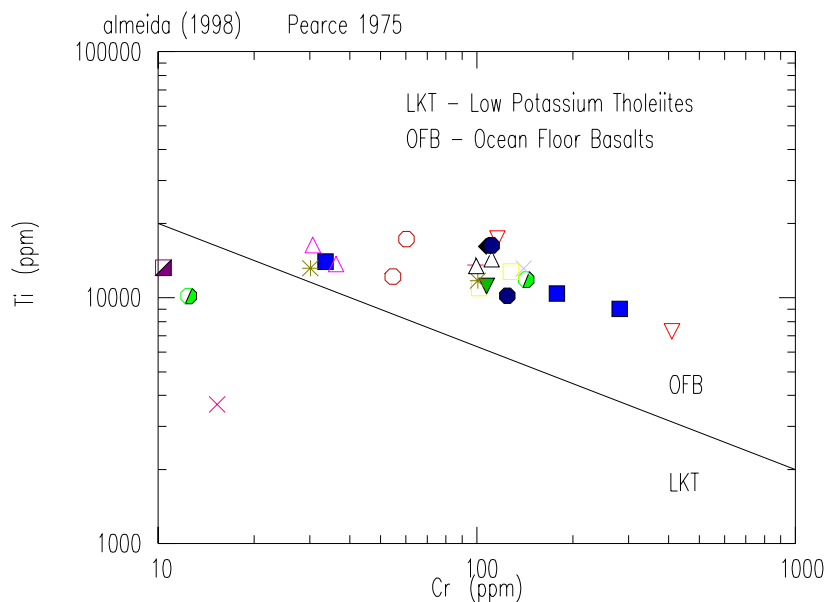
No diagrama de Harker (Fig. 6), fica consagrada a incoerência geoquímica entre as duas suítes. Não há como supor que a suíte ácida seja o produto da cristalização fracionada do membro básico, até porque, as relações de campo mostram que muitas vezes, os magmas basálticos se mostram na forma de enclaves microgranulares nos magmas ácidos, denunciando a natureza relativamente tardia dos magmas básicos com relação aos magmas de Mumbaba. É verdade que determinados pulsos de magmas riolíticos (como aquele da fazenda Campinas, a sul de Jaibaras, p. ex.), são tardios, mas a dispersão de pontos nos diagramas e o pronunciado hiato em  $\text{SiO}_2$ , descartam qualquer possibilidade de cogeneticidade entre as duas suítes.

O relativamente restrito teor de  $\text{SiO}_2$ , exibido pela suíte basáltica, não permite que se faça maiores considerações a respeito de possíveis trends de diferenciação nos litotipos basálticos, entretanto podemos ver que  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , decrescem com teores crescentes de  $\text{SiO}_2$ , enquanto que  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , mostram-se crescentes. O crescimento de  $\text{SiO}_2$ , com o correspondente decréscimo nos teores de  $\text{MgO}$ , pode representar o resultado do fracionamento precoce de olivina. Este fracionamento tem no respaldo a presença de fenocristais de olivina em alguns tipos basálticos. Com o crescimento da sílica o percentual modal de olivina decresce até o seu desaparecimento, sendo substituída por piroxênio.

## Elementos Menores

A natureza anorogênica dos magmas Parapuí está bem representada pelos teores caracteristicamente altos de Ba e baixos de Sr. Os teores de Rb são elevados para uma suíte basáltica, sendo possível portanto, que tenhamos um enriquecimento deste elemento por processos outros, alheios ao processo de fracionamento normal. Provavelmente estas rochas derivem de uma fonte enriquecida em elementos incompatíveis ou ainda um processo de mistura de magmas.

A suíte basáltica se mostra enriquecida em terras raras leves em quantidades pelo duas vezes maiores que a de magmas cálcio-alcálicos e composição similar, enquanto que os magmas da série riolítica se mostram altamente enriquecidos nestes elementos. Também anormais são os teores de Zr que se apresentam com valores de até 900 ppm, praticamente o dobro dos teores encontrados para a serie basáltica.



**Figura 7** – Diagrama Cr –Ti de Pearce et al (1975), sugerindo a natureza basáltica de fundo oceânico para as Rochas Parapuí.

A utilização dos elementos maiores e traços para a discriminação dos ambientes geotectônicos tem sido uma prática comum. É possível que se obtenha êxito quando trabalhamos com rochas frescas e jovens, cujas composições químicas originais não tenham sido modificadas, entretanto, para o nosso caso, onde as modificações mineralógicas são patentes, nós não sabemos até que ponto este processo de alteração afetou a mobilidade destes elementos e daí, não conhecemos o grau de confiabilidade da resposta ao aplicarmos tais diagramas. A título de exemplo, nós plotamos o digrama Cr versus Ti aplicado a basaltos. O resultado pode-se ver na figura 7, que nos diz que a suíte basáltica da suíte Parapuí trata-se de uma associação basáltica de fundo oceânico. Tais basaltos têm sido variavelmente chamado de basaltos submarino, basaltos de fundo oceânico, basaltos abissais e MORB (basaltos de cadeia médio-oceânica. Antes da década de 70, estes basaltos eram acreditados ser de composição relativamente uniforme, restrita, com características de toleitos de baixo K e baixos teores de elementos incompatíveis. A partir daquela data, com o programa intenso de amostragem do assoalho oceânico, estes basaltos tem revelado uma significativa diversidade química e mineralógica. Em geral, os MORBs são basaltos de caráter olivínico-toleítico, com uma estreita variabilidade no que diz respeito aos elementos maiores, entretanto, mostrando uma variabilidade relativamente grande com relação aos elementos traços.

De maneira geral, os basaltos Parapuí são caracterizados por um enriquecimento em LILE (Large ion lithophile elements), tais como Rb, K, Sr, Ba, Zr, sugerindo uma derivação a partir de fontes mantélica enriquecida.

## Referências Bibliográficas

AMSTUTZ, G. C.; - 1968 - Spilitic rocks and mineral deposits. Bull. Missouri School of Mines, Tech. Ser. n° 96, 11.

- BARBERI, F.; FERRARA, G.; SANTACROCE, R.; TREUIL, M. & VARET, J. – 1975 – A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, The Bolna Centre (Afar rift, Ethiopia). *Jour. Petrol.*, 16, part 1, 22-56.
- COSTA, M. J.; FRANÇA, J. B.; BACCIEGGA, I. F.; HABEKOST, C. R. & CRUZ, W. B. – 1973 – Geologia da Bacia Jaibaras; Ceará, Piauí e Maranhão. Projeto Jaibaras. DNPM/CPRM. Recife. Relatório final (5 vol.).
- COX, K. G., BELL, J. D. & PANKHURST, R. J. – 1979 – *The Interpretation of Igneous Rocks*, Allen And Unwin, London.
- GORAYEB, P. S. S. & NASCIMENTO, R. S. – 1997- Rochas vulcânicas da suíte Parapuí – Bacia de Jaibaras-Ce. Considerações geológicas e petrográficas. Atas do XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, 273-275.
- HYNDMAN, H. D. – 1972 – *Petrology of Igneous and Metamorphic Petrology*, McGraw-Hill, New York.
- IDDINGS, J. P. – 1913 – *Igneous Rocks*. Vol. 2, John Willey & Sons New York, 685p.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A – 1971 – A guide to the chemical classification of the common rocks. *Can. Jour. Earth Sci.* 8, 523-548.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. – 1982 – Plutonic rock type series: discrimination for various granitoids series and related rocks. *Jour. Volc. Geother Res.*; 14, 169-186.
- McDONALD, G. A. – 1957 – Dissimilarity of continental and oceanic rock suites. *Geol. Soc. Am. (Abs)*. 68, 1761-1762.
- NAREBSKI, W. – 1974 – A Statistical study of specific petrochemical features of some spilitic rock series. In AMSTUTZ, G. C. – *Spilites and Spilitic Rocks*. International Union of Geological Sciences, Series A, N° 4. Springer-Verlag, Berlin. 127-160. ROCCI, G. – 1978 – Spilites et roches apparentées, In: GIROD, M. (Ed.) – *Les Roches Volcaniques*. Paris, Dom Editeurs, p. 210-228.
- PATWARDHAN, A. M. & BHANDARI, A. – 1974 – Petrogenesis of Spilites Occurring at Mandi, Himachal Pradesh. India. In: AMSTUTZ, G. C. (Ed.) – *Spilites and Spilitic Rocks*. IUSGS. Series A, Number 4. Springer-Verlag Berlin. 482p.
- PEARCE, J. A. – 1975 – Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, 41-67.
- ROSS, C. S. & SMITH, R. L. – 1961 – Ash-flow tuffs. Their origin, geologic relations, and identification. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 366.
- STRECKEISEN, A. – 1973 – Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks. *Geotimes*. 18, 26-30.