

GEOLOGIA E LITOGEOQUÍMICA DA FORMAÇÃO SERRA GERAL NOS ESTADOS DE MATO GROSSO E MATO GROSSO DO SUL

Fábio Braz MACHADO ^{1,2}, Antonio José Ranalli NARDY ³,
Eduardo Reis Viana ROCHA JÚNIOR ⁴, Leila Soares MARQUES ⁴,
Marcos Aurélio Farias de OLIVEIRA ³

(1) Pesquisador FUNDUNESP. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, UNESP/Campus Rio Claro. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP.
Endereço eletrônico: fabiobm@rc.unesp.br

(2) Centro Universitário Salesiano de São Paulo, UNISAL/Campus Dom Bosco. Avenida de Cillo, 3500 – Parque Novo Mundo. CEP 13467-600. Americana, SP.

(3) Departamento de Petrologia e Metalogenia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, UNESP/Campus Rio Claro. Avenida 24-A, 1515 – Bela Vista. CEP 13506-900. Rio Claro, SP.
Endereços eletrônicos: nardy@rc.unesp.br; maurelio@rc.unesp.br

(4) Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG, Universidade de São Paulo. Rua do Matão, 1226 – Cidade Universitária. CEP 05508-090. São Paulo, SP.
Endereços eletrônicos: erocha@iag.usp.br; leila@iag.usp.br.

Introdução
Geologia Local
Aspectos Petrográficos
Aspectos Geoquímicos
Elementos Terras Raras (ETRs)
Considerações Finais
Agradecimentos
Referências Bibliográficas

RESUMO – Os basaltos da Formação Serra Geral nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul ocupam uma área aproximada de 180.000 km² estando sobrepostos aos arenitos desérticos da Formação Botucatu e soto-postos pelas rochas siliciclásticas neocretácicas dos Grupos Bauru e Caiuá. Apresentam mineralogia primária constituída de plagioclásio (40% - 55%), clinopiroxênios (19% - 40%; augita e pigeonita), minerais opacos (2% - 10%) e olivina (até 1,5%). A geoquímica dessas rochas mostra tratar-se de basaltos altos em Ti (ATi) do tipo Pitanga (2,6% < TiO₂ < 4,2%, 396 ppm < Sr < 438 ppm) e baixos em Ti (BTi), do tipo Ribeira (BTi; 1,7% TiO₂ < 2,4%, 246 ppm < Sr < 286 ppm). Os basaltos ATi-Pitanga são caracterizados por apresentarem fracionamento levemente maior de terras raras leves em relação às pesadas (La/Yb(n) = 6,1 ± 1,5) em comparação àquelas BTi-Ribeira (La/Yb(n) = 5,6 ± 1,7). Essas diferenças podem estar relacionadas à fontes mantélicas distintas ou a diferentes graus de fusão parcial de um mesmo manto parental. Pode-se também verificar que as rochas BTi-Ribeira situam-se nas zonas mais periféricas da bacia em comparação àquelas ATi-Pitanga, e considerando-se o espessamento dos derrames em direção ao Graben do Paraná, é possível que os basaltos ATi-Pitanga estejam sobrepostos àquelas do tipo BTi-Ribeira.

Palavras-chave: Bacia do Paraná; Formação Serra Geral; Vulcanismo cretácico.

ABSTRACT – F.B. Machado, A.J.R. Nardy, E.R.V Rocha Júnior, L.S. Marques, M.A.F. de Oliveira - *Geology and lithochemistry of the Serra Geral Formation in Mato Grosso and Mato Grosso do Sul states - Brazil*. The basalts of the Formação Serra Geral in Parana Basin in the Mato Grosso do Sul and Mato Grosso states cover an area of 180,000 km². They rest on the Botucatu sandstones and they are recovered by the sedimentary rocks of Bauru and Caiuá Groups. The mineralogical composition of these rocks are plagioclase (40% - 55%), clinopyroxenes (19% - 40%; augite and pigeonite), opaque minerals (2% - 10%; magnetite and ilmenite) and olivine (1.5%). Geochemical data show two different types of basalts, named ATi-Pitanga (2.6% < TiO₂ < 4.2%; 396 ppm < Sr < 438 ppm) and BTi-Ribeira (1.7% TiO₂ < 2.4%, 246 ppm < Sr < 286 ppm). In general, ATi-Pitanga have gently higher La/Yb(n) (6,1 ± 1,5ppm) than those BTi-Ribeira (5.6 ± 1,7ppm). The geochemical differences between ATi-Pitanga and BTi-Ribeira probably are related to different degrees of partial melt of a same mantle source, or to different mantle sources. The field relations show that BTi-Ribeira is displaced towards the north-western margin of the Paraná Basin and the thickness of lava flows increases towards the Paraná Graben, suggesting that ATi-Pitanga overlies BTi-Ribeira.

Keywords: Parana Basin; Serra geral Formation; Cretacic Volcanic.

INTRODUÇÃO

A Formação Serra Geral, é caracterizada por seqüência Gondwana III da Bacia do Paraná. rochas de natureza vulcânica, que estão inseridas na Encontra-se sobreposta aos arenitos eólicos da

Formação Botucatu, ou então, diretamente sobre o embasamento cristalino da Faixa Brasília ao sul de Goiás e sudoeste de Minas Gerais, e sotoposta as rochas sedimentares da Bacia Bauru (grupos Bauru e Caiuá) ou depósitos sedimentares inconsolidados do Cenozóico.

Esse vulcanismo extrapola os limites da Bacia do Paraná sendo, na forma de extensos enxames de diques, como aqueles do Arco de Ponta Grossa, da Serra do Mar, do Rio de Janeiro, do Espírito Santo e de Florianópolis. Além disso, o campo de lavas parece se estender em direção às bacias marginais (bacias *offshore*) da porção oriental da Plataforma Sul Americana e costa oeste do continente africano (Etendeka).

As rochas vulcânicas observadas parecem estar vinculadas a um processo de extravasamento fissural caracterizado por uma série de episódios magmáticos, fortemente vinculados aos campos tensoriais, e fenômenos endógenos que culminaram na desagregação do Gondwana. Essas características estão baseadas no grande volume de rocha gerado, pela ocorrência de *intertraps*, onde diferentes pulsos vulcânicos estão

separados por camadas de arenito da Formação Botucatu. Deve-se também observar que as diferentes direções dos enxames de diques associados ao evento vulcânico, indicam um expressivo vínculo entre a ascensão magmática e o tectonismo atuante na época.

As datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e dados paleomagnéticos, indicam que atividade vulcânica que deu origem aos derrames da Formação Serra Geral ocorreu principalmente entre 133 e 132 Ma, sendo que as rochas mais jovens se encontram na porção norte da província, enquanto as mais antigas na porção sul (Müller et al., 1993; Renne et al., 1992, 1996; Ernesto et al., 1999 e Thiede & Vasconcelos, 2008), mostrando portanto, que a evolução da atividade vulcânica se deu de sul para norte, em um intervalo aproximado de 3 Ma.

De maneira geral, a Formação Serra Geral é constituída por três litotipos distintos: basaltos e andesitos, riocacitos e riolitos do tipo Palmas (ATP), e riocacitos e quartzo latitos do tipo Chapecó (ATC), Figura 1. As rochas básicas-intermediárias representam 97% de todo volume magmático observado (total



FIGURA 1. Mapa esquemático mostrando os locais de ocorrência dos diferentes tipos geoquímicos de magmas básicos (I a IV) da Província Mágmatca do Paraná - Etendeka, segundo informações contidas em Milner (1988), Pinese (1989), Peate et al. (1992), Peate (1997), Ernesto (1999), Marzoli et al. (1999), Marques (2001), Marsh et al. (2001) e Machado et al. (2007). Os tipos I e II são rochas do tipo ATi, enquanto III, IV e V são rochas BTi. Legenda: 1 - Derrames de lava; 2 - Diques; I - Paranapanema e Pitanga; II - Urubici (denominado Khumib no Etendeka); III - Esmeralda; IV - Gramado (denominado Tafelberg no Etendeka); V - Ribeira.

de 800 000 km³), enquanto que as rochas ácidas dos tipos Palmas e Chapecó representam respectivamente 2,5 e 0,5% do volume segundo Bellieni et al. (1986b) e Nardy et al. (2002).

Os estudos geoquímicos realizados por Bellieni et al. (1983; 1984a,b; 1986a,b), Mantovani et al. (1985), Piccirillo & Melfi (1988), Piccirillo et al. (1987, 1988, 1989), Marques et al. (1989) e Nardy (1995), revelaram a existência de dois grupos de rochas quimicamente distintos denominados alto titânio (ATi, TiO₂ ≥ 2%) e baixo titânio (BTi, TiO₂ < 2%). As rochas do primeiro grupo mostram-se enriquecidas em Ba (1,88), K₂O (1,38), U (1,20), Sr (2,41), La (2,05), Ce (1,92), Ta (2,43), P₂O₅ (2,54), Hf (1,70), Zr (2,25), TiO₂ (2,46) e empobrecidas em Cs (0,65) e Rb (0,8) em comparação com àquelas do segundo grupo. Além destas diferenças químicas, as do grupo ATi estão localizadas na parte norte da província, acima do Alinhamento do Rio Piquiri

(subprovíncia norte), enquanto aquelas do tipo BTi na parte sul, situada abaixo do Alinhamento do Rio Uruguai (subprovíncia sul) (Figura 2).

Estudos mais detalhados permitiram que Peate et al. (1992) dividissem os derrames basálticos da Província Magmática do Paraná em seis tipos de magmas distintos. Os ATi são representados pelos magmas-tipo Urubici (TiO₂ > 3,3%; Sr > 550 ppm; Ti/Y > 500; Zr/Y > 6,5), Pitanga (TiO₂ > 2,9%; Sr > 350; Ti/Y > 350, Zr/Y > 5,5) e Paranapanema (1,7% < TiO₂ < 3,2%; 200 ppm < Sr < 450 ppm; Ti/Y > 330; 4 < Zr/Y < 7). Os BTi são representados pelos magmas-tipo Gramado (0,75% < TiO₂ < 1,9%; 140 ppm < Sr < 400 ppm; Ti/Y < 300; 3,5 < Zr/Y < 6,5), Esmeralda (1,1% < TiO₂ < 2,3%; Sr < 250 ppm; Ti/Y < 330; 2 < Zr/Y < 5) e Ribeira (1,5% < TiO₂ < 2,3%; 200 ppm < Sr < 375 ppm; Ti/Y > 300; 3,5 < Zr/Y < 7).

Ainda, cabe ressaltar, que na porção ocidental do continente africano, são observados basaltos ATi equi-

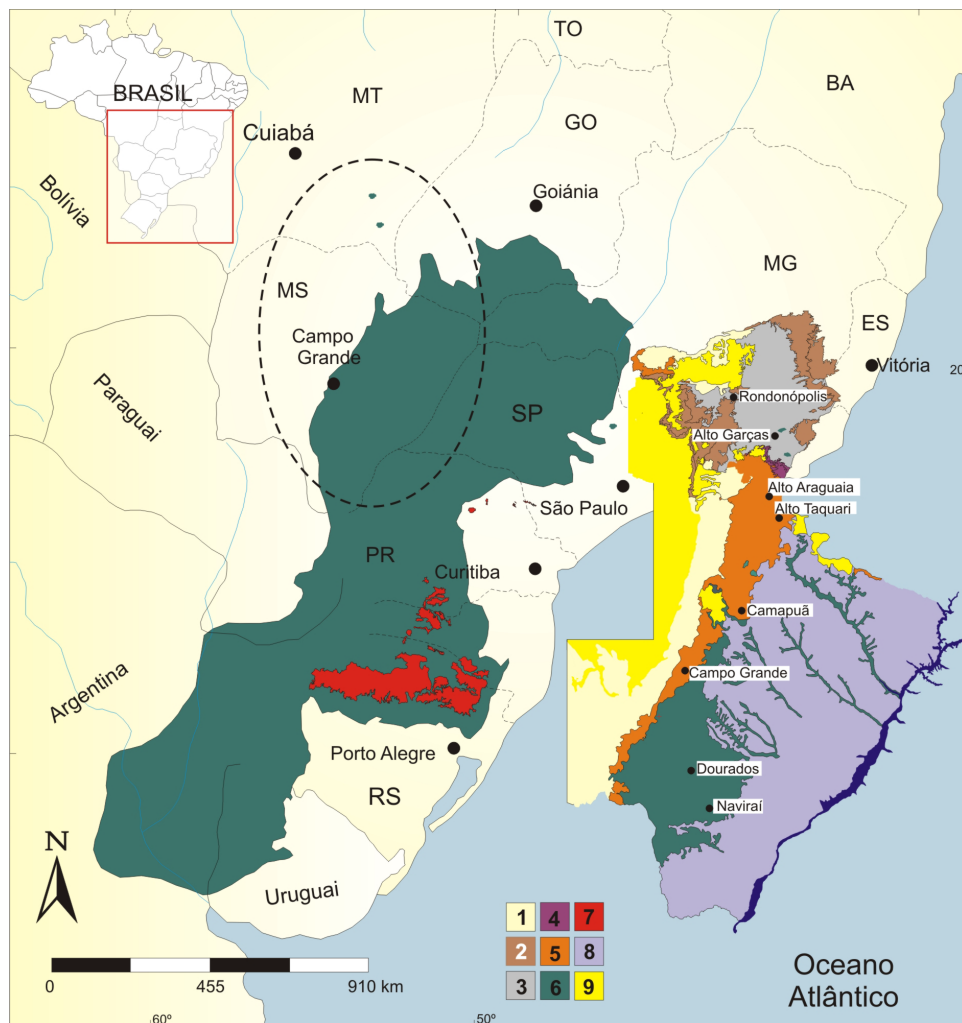


FIGURA 2. Mapa geológico esquemático mostrando, em detalhe, a localização e ocorrências geológicas da área investigada. Legenda: **1** – Áreas adjacentes aos derrames; **2** – Sequência Rio Ivaí e Paraná; **3** – Supergrupo Tubarão; **4** – Grupo Passa Dois; **5** – Formação Botucatu; **6** – Derrames da PMP (Formação Serra Geral); **7** – Rochas ácidas, Membros Palmas e Chapecó, associados à Formação Serra Geral; **8** – Bacia Bauri; **9** – Rochas sedimentares cenozóicas.

valentes aos dos tipos Gramado (Namíbia) e Urubici (Angola), respectivamente denominados de Tafelberg e Khumib. Magmas BTi do tipo Gramado são observados nos diques no sul da Angola (Milner, 1988; Harris et al., 1990 e Marzoli et al., 1999).

O vulcanismo eocretácico da Bacia do Paraná, nos Estado de Mato Grosso (MT) e Mato Grosso do Sul (MS), objeto de estudo deste trabalho, é pouco conhecido quanto a sua distribuição superficial, petrografia e litogeoquímica, quando comparado às demais regiões da Província Magmática do Paraná. Os poucos trabalhos disponíveis referem-se a descrições superficiais dos corpos magmáticos, provenientes de mapeamentos executados pela DNPM, CPRM, ou ainda, relatórios internos da PETROBRAS.

GEOLOGIA LOCAL

A área investigada compreende parte dos estados de Mato Grosso (MT) e Mato Grosso do Sul (MS), ou seja a borda norte da Bacia do Paraná, que apresenta uma estratigrafia bastante diversificada, envolvendo fácies diferentes em uma faixa de terreno restrita.

Para dar suporte aos trabalhos de campo, que tinham como intuito principal a coleta de amostras intrusivas e extrusivas associadas à Formação Serra Geral, foi necessária a confecção de uma base geológica para orientar e definir o processo de amostragem. Para tanto, foram consultadas e compiladas uma série de mapas geológicos publicados por diversos órgãos estatais como CPRM (2004) e CPRM (2006) em escala 1:1000.000, além das folhas geológicas de Campo Grande, Aquidauana e Mineiros em MS e mapas e dados ainda não publicados na literatura. Para tanto, estes mapas foram digitalizados em ambiente CAD e posteriormente integrados entre si, visando homogeneizar as informações disponíveis. Entretanto, esta última etapa, aparentemente simples, foi de difícil execução, talvez por envolver a borda da bacia, e as informações disponíveis não convergirem de forma a caracterizar as unidades litoestratigráficas que constituem a região, que são representadas desde a supersequência Paraná até a Gondwana III. Assim, os trabalhos de campo envolveram uma etapa de mapeamento geológico, para dirimir as dúvidas surgidas com a integração das informações bibliográficas compiladas. O resultado obtido acha-se representado no mapa geológico da Figura 3.

As unidades estratigráficas mais inferiores observadas na região estudada são representadas pelas formações Furnas e Ponta Grossa, que ocorrem a oeste de Rondonópolis (MT), em uma faixa estreita alongada, de direção norte-sul chegando até próximo à cidade

Este trabalho tem como objetivo estudar a Formação Serra Geral na porção norte da Província Magmática do Paraná que afloram no Estado do Mato Grosso do Sul, próximos aos municípios de Naviraí, Campo Grande, Dourados e Camapuã, e no Estado do Mato Grosso, compreendendo os municípios de Alto Garças, Alto Taquari e Alto Araguaia (Figura 2), caracterizar seus aspectos geológico-estratigráficos, bem como suas características petrográficas e geoquímicas. Os dados ora obtidos, quando tratados em conjunto com aqueles das demais regiões da PMP, poderão contribuir para uma melhor compreensão da gênese e evolução do processo vulcânico que afetou a província, uma vez que a porção estudada é considerada como a etapa final do magmatismo Serra Geral.

de Rio Negro (MS). Nestas duas formações, não há intrusões de diabásio nem mesmo feições texturais nas rochas encaixantes que denunciem sua existência.

A Formação Furnas é caracterizada por um arenito cinza esbranquiçado, com estratificação cruzada de pequeno porte, plano-paralela, bem como a presença de níveis de seixos imbricados em granodecrescência ascendente, com cerca de 20 cm, de espessura, comuns próximos ao topo da formação (Prancha 1A). Os afloramentos se concentram ao longo do corte da BR 163, sentido norte – sul até as proximidades de Campo Grande (MS), onde também foram observadas escarpas claramente subordinadas por diáclases e falhas (Prancha 1B).

A Formação Ponta Grossa foi observada sobreposta à Formação Furnas, constituída por rochas sedimentares majoritariamente pelíticas, caracterizadas por folhelhos argilosos, micáceos, com níveis de siltitos amarelados subordinados, provavelmente do Membro São Domingos descrito por Petri & Fulfaro (1983).

Associados à Formação Aquidauana (Grupo Itararé) ocorrem também, diamictitos avermelhados, muitas vezes esculpidos por ação erosiva (Prancha 1C), em afloramentos localizados principalmente na região de Alcantilado (MS), enquanto que em Mato Grosso é mais comum a ocorrência de siltitos e argilitos na região de Aquidauana (MT).

Diferente das demais unidades, o Grupo Passa-Dois está presente somente em Mato Grosso, representado pelas formações Irati e Corumbataí, que se encontram bastante intemperizados, normalmente constituindo solos, com diferentes graus de evolução, como foi observado na região do Alto Araguaia (MT), Figura 3.

A Formação Botucatu se distribui praticamente por toda área investigada, soto-posta à Formação Serra

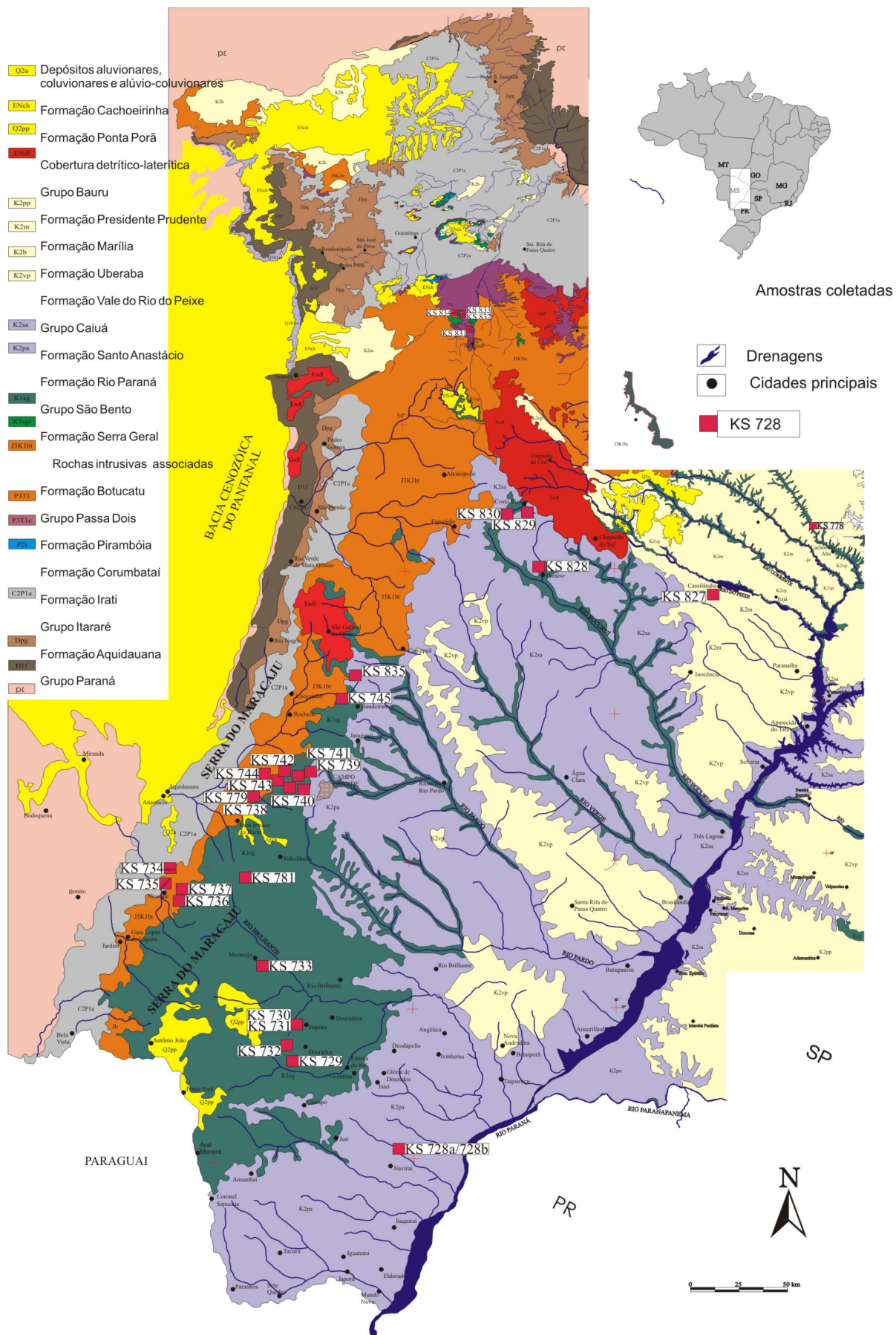
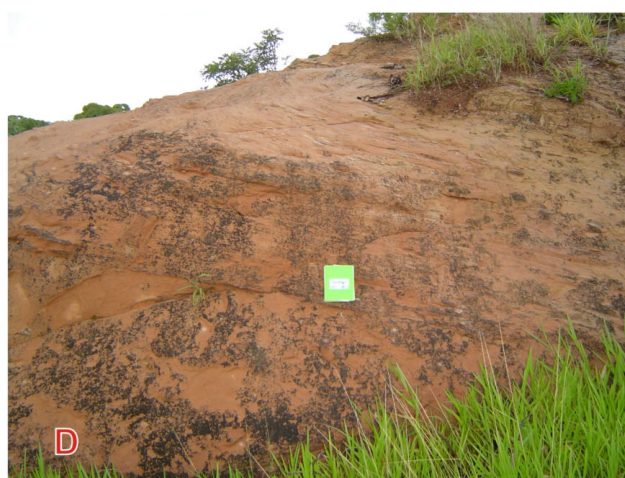


FIGURA 3. Mapa geológico simplificado da área investigada, mostrando locais de coleta de amostras. Modificado de CPRM (2004, 2006).



PRANCHA 1. A: Afloramento do arenito da Formação Furnas, apresentando estratificação plano-paralela e níveis de seixos imbricados em granodecrescência ascendente. Sul de Rondonópolis (MT) na BR 163; B: Escarpas associadas à Fm. Furnas, com ampla ocorrência ao sul de Rondonópolis (MT); C: Diamictito (Formação Aquidauana), esculpido por ação erosiva, na região de Alcantilado (MT); D: Estratificações cruzadas tabulares de médio porte em arenito avermelhado da Formação Botucatu. Afloramento localizado na cidade de Camapuã (MS).

Geral, na parte central e centro-norte do Estado do Mato Grosso do Sul e no extremo sul do Estado do Mato Grosso. Foram observadas estratificações cruzadas tabulares de médio e grande porte, como mostra a Prancha 1D, em arenito fino-médio bem selecionado, avermelhado e textura bimodal. As 20 medidas das direções do fluxo de sedimentos obtidas em três afloramentos distintos indicam que o sentido de deposição foi norte-nordeste.

Observou-se também, em Camapuã (MS), concreções secundárias nos arenitos, provavelmente de piroluzita, com formato arredondado, centimétricas, resultado de processos de alteração hidrotermal. Na região de Costa Rica (MS), o arenito Botucatu apresenta-se recristalizado e dobrado, muito provavelmente pelo paleocontato com o basalto da Formação Serra Geral (Foto 1).

Próximo a Campo Grande (MS) foi identificado o contato, concordante e abrupto, do arenito Botucatu

com as lavas da Formação Serra Geral, com a ocorrência de rochas híbridas, com matriz constituída por um arenito silicificado, que engloba clastos angulosos de rocha vulcânica (Foto 2). Tanto o basalto como o arenito apresentam-se vesiculados, com cavidades preenchidas por calcita e quartzo. Essas vesículas, milimétricas ou com até 10 cm, arredondadas ou na forma de *pipes*, no arenito, tendem a ocupar os planos de estratificação.

Na literatura, rochas com estruturas semelhantes a estas são denominadas de peperitos desde os trabalhos de Bates & Jackson (1987), White et al. (2000) e Skilling et al. (2002). No entanto, este termo é aplicado às rochas formadas pela interação de lava com sedimentos úmidos e inconsolidados, sendo que as principais evidências são a presença de vesículas na fração sedimentar, sedimentos preenchendo vesículas e fraturas nos clastos de rocha vulcânica, e a deformação das estruturas sedimentares.

A possibilidade de ocorrência de peperitos no Eocretáceo da Bacia do Paraná tem sido descartada em vista do ambiente desértico seco na ocasião do magmatismo (Scherer, 2000). Entretanto, em trabalho recente, Waichel et al. (2006, 2007) e Petry (2007) descrevem, pela primeira vez, a existência de peperitos verdadeiros, no Estado do Paraná. Ainda, para Brooks et al. (1982), White et al. (2000) e Jerram & Stollhofen (2002), a presença um ambiente úmido para a mistura *in situ* de magma e sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados não é necessária para o desenvolvimento destas rochas.

Além disso, Assine et al. (2004) destacam a possível ocorrência de períodos momentâneos de umidade durante o processo de sedimentação dos arenitos da Formação Botucatu, que teriam causado a coesão dos grãos de areia e processos de escorregamento nas dunas. Segundo os mesmos autores, o fato de serem encontrados icnofósseis de vertebrados (mamíferos, dinossauros e répteis) nos arenitos da Formação Botucatu, também pode ser um indicativo da presença de água nesse paleodeserto.

No mesmo afloramento de Campo Grande (MS) são observados diques de areia (Foto 3), associados à fluidização dos sedimentos inconsolidados e fraturas

no basalto. Estes diques possuem largura que variam de 1 cm até 50 cm, com direção vertical, subvertical e até mesmo inclinados com mergulhos próximos de 45°.

Também é muito provável que a conservação deste tipo de estrutura e morfologia sedimentar relacionada com o paleoambiente corrente, esteja fortemente vinculada a rápida extrusão magmática sobre os arenitos eólicos contemporâneos e ainda a subsidência flexural (Quintas et al., 1995) causada pela espessura das lavas no cretáceo.



FOTO 1. Arenito da Formação Botucatu, na região de Costa Rica (MS), deformado possivelmente pelo fluxo de lava da Formação Serra Geral.



FOTO 2. Afloramento de peperito localizado próximo à cidade de Campo Grande (MS), com clastos de basalto vesicular cimentados por arenito avermelhado.



FOTO 3. Afloramento próximo à Campo Grande (MS) de um derrame de basalto onde se observam diques de arenitos gerados por fluidização. Observar que os diques estão falhados por tectonismo pós-vulcânico.

A Formação Serra Geral, objeto principal de estudo deste trabalho, ocorre em Mato Grosso do Sul e Mato Grosso na forma de rochas intrusivas e derrames. No Mato Grosso do Sul ocupa cerca de 40% da superfície do estado, na forma de rocha aflorante ou solo. Sua área total de ocorrência deve superar este valor, pois estas rochas encontram-se sotopostas aos sedimentos siliciclásticos dos grupos Caiuá e Bauru, além da Formação Ponta Porã no extremo sul do estado. A maioria dos afloramentos mostra rochas basálticas bastante alteradas, com coloração avermelhada (devido a processos de oxidação) ou esverdeada (devido à argilização), com fraturas horizontais, subhorizontais e verticais.

Além dos derrames, observou-se na região de Dourados dois afloramentos de rochas intrusivas. Porém, em nenhum deles foi visualizado o contato com a rocha encaixante. No entanto, estes afloramentos ocorrem na porção inferior da Formação Botucatu, a oeste da área de exposição dos derrames. Além disso, no local de coleta, ocorrem morrotes alinhados, segundo a direção N-S, coincidente com aquela do Arco de Assunção, o que leva a considerar tratar-se de um dique.

Foi observado também, na região do Alto Araguaia (MT), outro corpo intrusivo, na forma de soleira, na porção inferior do Grupo Passa Dois, com aproximadamente 25 km de extensão, Figura 3 e Foto 4 A e B.

De maneira geral, os derrames ocorrem somente no Estado do Mato Grosso do Sul, principalmente nas

regiões de Paraíso, Cassilândia, Bandeirantes, Campo Grande, Nioaque e Dourados. Foram localizados alguns afloramentos com rocha bastante fresca, maciça, hipocrystalina, com granulação variando de fina a grossa, comuns na região de Campo Grande e toda parte sul do estado.

Sobrepostos aos basaltos, na porção leste e centro leste do Mato Grosso do Sul, é comum a ocorrência de sedimentos relacionados ao Grupo Caiuá (formações Sto. Anastácio e Rio Paraná), com arenitos fino-médio avermelhados exibindo estratificação plano-paralela, normalmente com clastos de basalto de dimensões de até 1 cm e leve imbricação. Observa-se também, lentes centimétricas de siltito, de coloração mais esbranquiçada, intercaladas nos arenitos. O Grupo Caiuá, ocorre principalmente em corte de estradas, próximos as cidades de Artemis e Naviraí (MS), normalmente recobertos por películas de óxido de manganês.

As rochas siliciclásticas do Grupo Bauru sobrepõem-se àqueles do Grupo Caiuá, mas de forma mais restrita, e são representados pelas formações Marília e Vale do Rio do Peixe

Por fim, os sedimentos neogêneos que recobrem diretamente os basaltos da Formação Serra Geral e sedimentos do Grupo Bauru e Caiuá são aqueles, representados pelas Formações Ponta Porã, na porção meridional do Estado do Mato Grosso do Sul, e Cachoeirinha em Mato Grosso, onde, em sua porção setentrional observam-se níveis espessos de um solo laterítico.



FOTO 4. A: Cava de mineração inativa a oeste de Campo Grande (MS), mostrando basalto fraturado, com disjunções colunares mal formadas, exibindo coloração acinzentada. B: Cava de mineração ativa na região do Alto Araguaia (MT), soleira de diabásio bastante fraturado.

ASPECTOS PETROGRÁFICOS

A mineralogia dos basaltos eocretácicos nos estados do Mato Grosso do Sul e Mato Grosso é relativamente simples, sendo constituída por plagioclásio, piroxênio (augita e pigeonita), magnetita/illmenita, olivina e apatita.

As análises modais revelam que o plagioclásio (labradorita-andesina) representa 40% a 55% do volume da rocha total, enquanto que a augita, 19% a 40%, a pigeonita até 2%; magnetita e illmenita de 2% a 10%; olivina em até 1,5% e a apatita, até 1,5%. Além disso, a mesóstase chega a representar até 31% da rocha, e é observada tanto na forma microgranular como micrográfica.

A coloração das rochas é predominantemente cinza, com tons esverdeados e avermelhados, sempre mesocráticas. A variação da coloração está relacionada aos diferentes graus de alteração da rocha, onde tons mais esverdeados são denotativos de argilo-minerais, provenientes da alteração intempérica, sobretudo de piroxênios e plagioclásios. Já a coloração mais avermelhada se deve ao óxido de ferro, na forma cristalina próxima a da goetita, como resultado da alteração sobre os minerais opacos e piroxênios. Observou-se também que a ocorrência destes minerais faz-se preferencialmente nos planos de fraturas horizontais e verticais do corpo rochoso, onde a

penetração da água meteórica desencadeia processos de hidrólise. Deve-se considerar que a atuação da água nos basaltos da Formação Serra Geral é facilitada pela espessa camada de rochas sedimentares da Bacia Bauru, que atua como aquífero perene, em toda porção centro-leste do Estado do Mato Grosso do Sul.

Do ponto de vista textural, as rochas basálticas são, em sua maioria, hipo ou holoclistalinas. A granulação é predominantemente fina (0,1 a 1 mm), subfanerítica e hipidiomórfica, frequentemente com estrutura maciça. A presença de amígdalas e vesículas é bastante escassa nos basaltos da área investigada, sendo identificadas em alguns afloramentos próximos de Campo Grande (MS). Estas amígdalas são preenchidas por minerais secundários como celadonita, serpentina, calcita, quartzo, calcedônia e ágata. Neste contexto, destaca-se a presença de cristais submilimétricos de barita observados nas amostras KS 743.

A trama cristalina revela uma grande variedade de texturas relacionadas à história de resfriamento destas rochas, tais como: temperatura, viscosidade, teor de voláteis, dentre outros. Sendo assim, texturas como a intergranular (Foto 5), e suas variações subofítica (Foto 6) e ofítica estão associadas a rochas com resfriamento mais lento, sendo também, a mais comum nas rochas investigadas.



FOTO 5. Fotomicrografia da amostra KS 781 mostrando textura intergranular, com cristais tabulares de plagioclásio, granulares e acastanhados de piroxênio, avermelhados de óxido de ferro (pseudo-hematita) e minerais opacos. Nicóis paralelos.



FOTO 6. Fotomicrografia da amostra KS 732. Textura subofítica, com cristais prismáticos de plagioclásio parcialmente envolvidos por piroxênios acastanhados. Nicóis paralelos.

ASPECTOS GEOQUÍMICOS

Um conjunto de 36 amostras foi coletado nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, Figura 3, tendo sido analisado para elementos maiores (SiO_2 ,

Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5), menores (TiO_2 , P_2O_5) e traços (Cr, Ni, Ba, Rb, Sr, Zr, Y e Nb) por fluorescência de raios X. Deste conjunto,

15 amostras foram selecionadas para análises por ICP – MS para obtenção dos ETRs (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), traços compatíveis (Sc, V, Cr, Co, Ni e Cu), traços incompatíveis (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba,) e ultra-traços incompatíveis (Cs, Hf, Ta, Th e U).

No tratamento dos dados, as análises químicas foram recalculadas em base anidra, embora o valor do LOI observado fosse sempre inferior a 1,5%. Os erros analíticos calculados para elementos maiores e menores são inferiores a 1,14% e, para elementos traços, menor que 5%. Os procedimentos analíticos utilizados foram aqueles descritos em Nardy et al. (1997).

Os elementos maiores, menores e traços foram obtidos no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (UNESP – Rio Claro), enquanto que os ETRs no Laboratório de Geoquímica Analítica, do Instituto de Geociências da UNICAMP – Campinas (SP).

Os dados obtidos mostram que, segundo os critérios de classificação propostos pela Subcomissão de Sistemática de Rochas Ígneas (Zanettin, 1984 e Le Bas et al., 1986, diagrama TAS ou SiO_2 vs. Álcalis), Figura 4, as rochas estudadas estão localizadas no campo do basalto, com concentrações de sílica variando de 50,04% a 53,34%, com exceção das amostras KS 838 ($\text{SiO}_2 = 52,18\%$) e KS 840 ($\text{SiO}_2 = 53,34\%$), que estão deslocadas em direção ao campo do andesito basáltico.

Ainda, o caráter toleítico destas rochas é observado no diagrama A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - F ($\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$) - M (MgO), onde todas elas estão localizadas acima da linha de Irvine & Baragar (1971), ou seja, no campo toleítico

(Figura 5). Tal tendência também é confirmada pela mineralogia modal, com presença de dois piroxênios (augita e pigeonita) e pela presença de quartzo e hiperstênio normativos.

Ambos os diagramas destacam a existência de dois grupos de basaltos. O primeiro, denominado ATi, está deslocado em direção ao campo alcalino (Figura 4) em comparação com o segundo, denominado BTi. No diagrama AFM (Figura 5), observa-se que o grupo BTi é enriquecido em $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ e álcalis comparado ao grupo ATi, que por sua vez, é mais enriquecido em MgO .

Os diagramas de Fenner de elementos maiores e menores, dos basaltos ATi e BTi, mostram *trends* que com a diminuição de MgO (de 6,51% a 3,31%) há um aumento nas concentrações de SiO_2 , (de 50,04% a 53,34%), TiO_2 , (de 1,68% a 3,72%), $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$ (de 13,07% a 17,00%), Na_2O (de 2,12 a 2,73%), K_2O (de 0,72% a 1,87%) e P_2O_5 (de 0,18% a 0,68%), e uma diminuição nas concentrações de Al_2O_3 (de 14,10% a 12,45%) e CaO (de 10,45% a 7,71%), Figura 6.

Os diagramas de Fenner de elementos traços (Figura 7), mostram *trends* não tão bem definidos como os de elementos maiores e menores, e que, no geral, com o aumento nas concentrações de MgO , há uma diminuição nas concentrações de La (de 8 ppm a 51 ppm), Ba (de 234 ppm a 645 ppm), Ce (de 25 ppm a 134 ppm), Rb (de 13 ppm a 37 ppm), Zr (de 111 ppm a 275 ppm) Y (25 ppm a 48 ppm) e Nb (de 8 ppm a 30 ppm). O Sr por sua vez mostra discrimina a presença dos grupos ATi e BTi, sendo que o primeiro é enriquecido em Sr (de 296 a 542 ppm) em relação ao segundo (de 246 a 286 ppm).

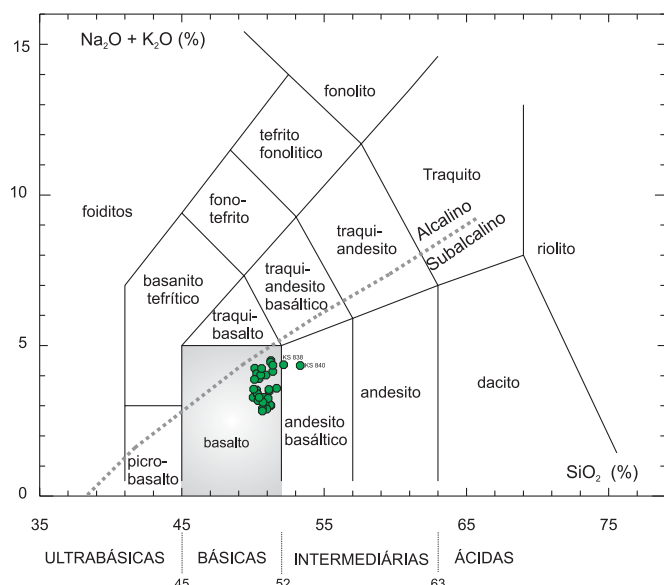


FIGURA 4. Nomenclatura das rochas estudadas, segundo o diagrama TAS (SiO_2 vs. álcalis) de Zanettin (1984) e Le Bas et al. (1986). A linha tracejada separa os campos das rochas alcalinas das subalcalinas (Irvine & Baragar, 1971).

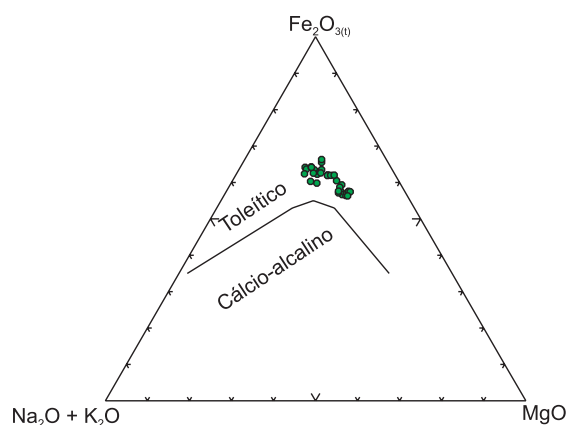


FIGURA 5. Diagrama AFM (A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F = $\text{Fe}_2\text{O}_{3(t)}$, M = MgO), mostrando o caráter fracamente toleítico dos basaltos estudados (Irvine & Baragar, 1971).

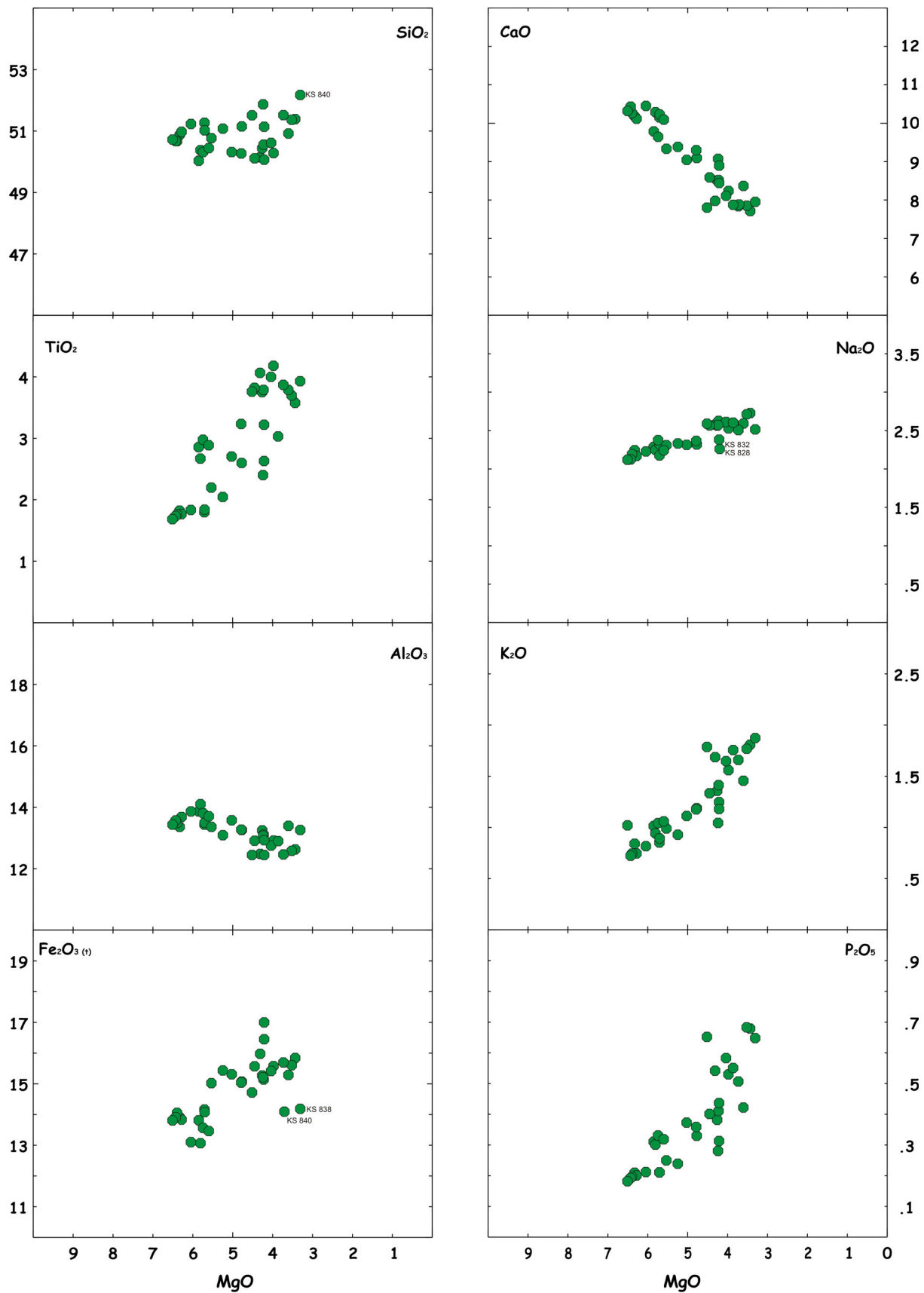


FIGURA 6. Diagramas de Fenner de elementos maiores e menores – valores em % peso.

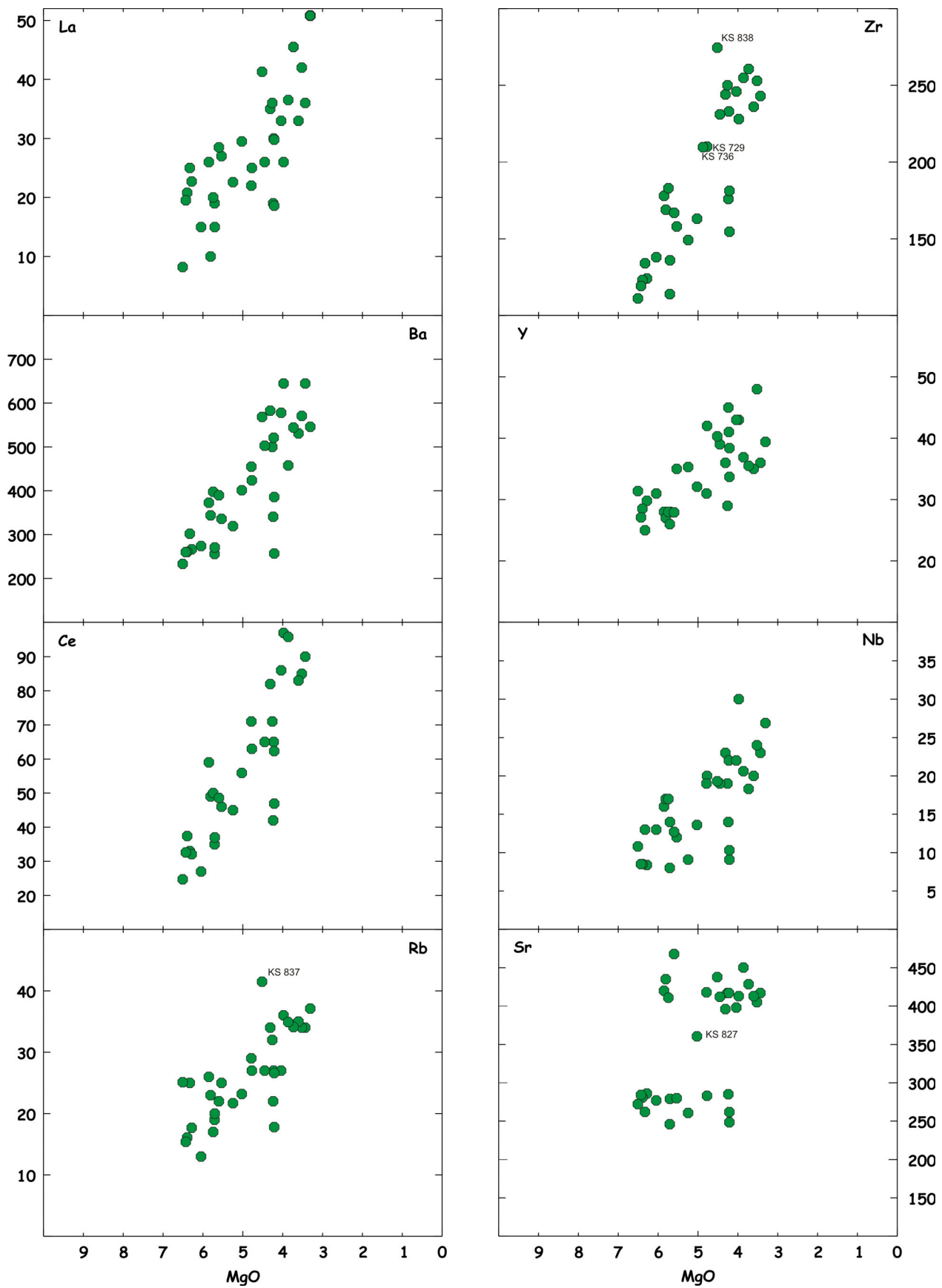


FIGURA 7. Diagramas de Fenner de elementos traços – valores em ppm.

ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETRs)

Quinze amostras representativas dos grupos BTi e ATi foram selecionadas para análises de elementos terras raras, conforme mostra a Tabela 1. Os dados obtidos foram normalizados em relação ao manto primordial de Sun & McDonough (1989) e então, lançadas em um diagrama multi-elementar (Figura 8). De maneira geral, observa-se um fracionamento moderado de terras raras leves, com razões de (La/Yb)_n variando de 4,2 a 7,7; (La/Sm)_n de 2,2 a 2,5; e (Sm/

Yb)_n de 1,8 a 3,1. Além disso, há leves anomalias de Eu (0,94 a 1,08).

Observa-se também, que as amostras BTi possuem um menor enriquecimento em ETRs leves (La/Yb)_n = 5,6 ± 1,7) que aquelas ATi (La/Yb)_n = 6,1 ± 1,5), que por sua vez são mais enriquecidas em terras raras intermediárias em relação as pesadas (Sm/Yb)_n = 2,6 ± 0,6) que aquelas BTi (Sm/Yb)_n = 2,3 ± 0,6). Ressalta-se também que os BTi têm anomalias positivas de Eu, enquanto nas ATi essas anomalias podem ser levemente positivas ou negativas.

TABELA 1. Resultados das análises de Elementos Terras Raras (ppm) para amostras representativas ATi e BTi nos basaltos investigados.

	KS 730	KS 731	KS 732	KS 733	KS 734	KS 735	KS 738	KS 739
TiO ₂	3,58	4,18	3,68	3,77	2,85	2,66	3,78	1,79
MgO	3,44	3,98	3,51	3,59	5,84	5,79	4,22	5,69
SiO ₂	51,44	50,30	51,15	50,70	49,91	50,19	50,45	51,1
La	45,7	40,3	36,3	33,9	23,7	20,2	31,9	16,9
Ce	100,8	89,3	79,9	72,4	53,9	46,3	70,6	37,3
Pr	12,53	11,5	10,3	9,6	6,81	5,86	9,2	4,8
Nd	53,6	49,6	43,8	41	30,3	25,8	38,7	20,4
Sm	11,91	10,58	9,24	8,98	6,99	6,06	8,4	4,71
Eu	3,68	3,24	2,93	2,94	2,36	2,08	2,75	1,53
Gd	11,05	10,24	9,11	8,88	6,62	5,74	8,34	5,15
Tb	1,66	1,54	1,36	1,36	0,99	0,86	1,27	0,85
Dy	10,03	8,81	7,83	7,79	6,01	5,24	7,27	5,36
Ho	1,87	1,67	1,48	1,49	1,13	0,99	1,39	1,08
Er	5,1	4,54	4,13	4,1	3,05	2,63	3,86	3,2
Tm	0,7	0,61	0,55	0,56	0,42	0,36	0,51	0,44
Yb	4,26	3,88	3,43	3,45	2,51	2,19	3,23	2,92
Lu	0,63	0,56	0,5	0,5	0,37	0,31	0,46	0,43
	KS 741	KS 742	KS 743	KS 745	KS 779	KS 830	KS 841	
TiO ₂	1,82	3,98	2,39	2,20	1,82	1,74	1,80	
MgO	6,00	4,02	4,22	5,54	6,32	6,31	5,95	
SiO ₂	50,80	50,37	51,62	50,79	50,79	49,98	49,91	
La	17,6	37,1	22,7	22,6	17,1	16,5	17,2	
Ce	38,8	82,9	49,9	50,3	37,5	35,9	37,5	
Pr	4,71	10,21	6,11	6,09	4,8	4,6	4,8	
Nd	20,2	43,9	26,3	26,2	20,6	20	20,6	
Sm	4,73	9,69	6,18	6,25	4,81	4,66	4,8	
Eu	1,59	3,09	1,95	1,96	1,53	1,53	1,56	
Gd	5,05	8,94	6,47	6,49	5,23	5,13	5,25	
Tb	0,82	1,34	1,05	1,06	0,86	0,85	0,86	
Dy	5,42	8,16	6,86	6,94	5,35	5,24	5,34	
Ho	1,09	1,54	1,39	1,4	1,1	1,06	1,08	
Er	3,21	4,22	3,99	3,98	3,15	3,06	3,16	
Tm	0,45	0,57	0,57	0,58	0,45	0,44	0,45	
Yb	2,86	3,53	3,7	3,65	2,87	2,84	2,9	
Lu	0,43	0,52	0,55	0,57	0,43	0,41	0,43	

Os dados de elementos traços incompatíveis, também foram projetados em diagramas multi-elementares de padrões de abundância normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989). Nele, observa-se um mesmo padrão de distribuição dos ATi e BTi (Figura 9). Porém, aqueles do tipo ATi apresentam maior enriquecimento em todos os elementos quando comparados aos BTi, com as seguintes razões médias: Rb/Rb*(49), Ba/Ba*(67), Th/Th*(41), U/U*(37), K/K*(48), Ta/Ta*(42), Nb/Nb*(29), La/La*(49), Ce/Ce*(42), Sr/Sr*(22), Nd/Nd*(29), P/P*(23), Hf/Hf*(27), Zr/Zr*(28), Sm/Sm*(20), Eu/

Eu*(17), Ti/Ti*(26), Tb/Tb*(12), Y/Y*(8) e Yb/Yb*(7).

Os BTi, por sua vez, apresentam as seguintes razões médias: Rb/Rb*(29), Ba/Ba*(36), Th/Th*(24), U/U*(21), K/K*(26), Ta/Ta*(23), Nb/Nb*(13), La/La*(24), Ce/Ce*(20), Sr/Sr*(11), Nd/Nd*(14), P/P*(9), Hf/Hf*(15), Zr/Zr*(16), Sm/Sm*(10), Eu/Eu*(9), Ti/Ti*(13), Tb/Tb*(7), Y/Y*(6) e Yb/Yb*(6).

Deve-se também considerar que os basaltos de ambos os tipos não apresentam evidências de contaminação crustal, uma vez que a razão Rb/Ba é sempre menor que 1, variando de 0,66 - 0,76 para ATi e 0,73 - 0,82 para BTi.

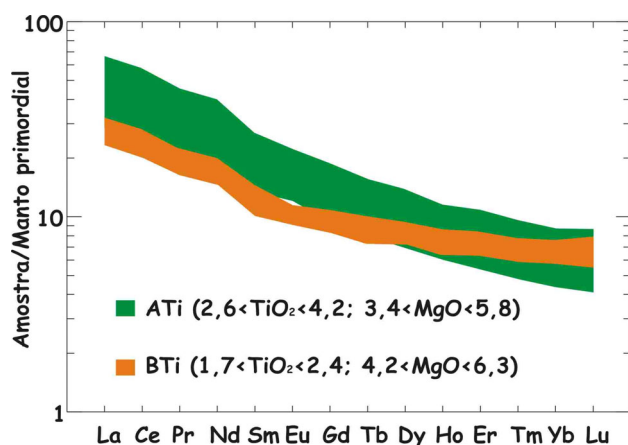


FIGURA 8. Diagrama de distribuição dos elementos terras raras normalizados em relação ao manto primordial de Sun & McDonough (1989), mostrando os intervalos de variação dos ATi e BTi.

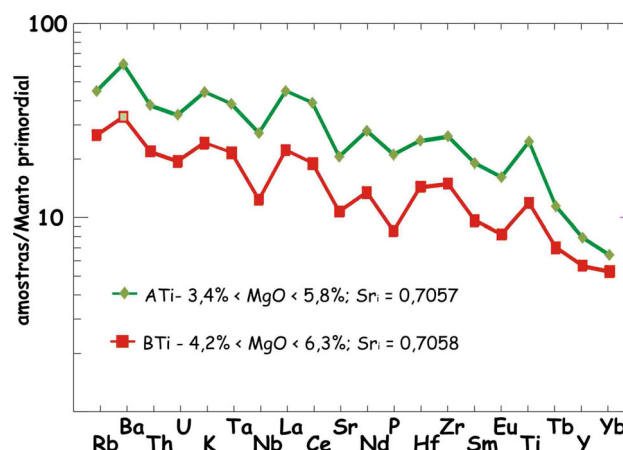


FIGURA 9. Diagrama de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primordial (Sun & McDonough, 1989). As razões projetadas no diagrama representam a média calculada para diferentes amostras ATi e BTi da região estudada.

CARACTERIZAÇÃO DOS MAGMAS-TIPO

Com o intuito de caracterizar os principais magmas-tipo que ocorrem nos estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, segundo a classificação de Peate et al. (1992), foram utilizados os diagramas da Figura 10. Pode-se observar que os ATi possuem características do magma-tipo Pitanga enquanto que os BTi, Ribeira, Tabela 2 e Figura 10. Desta forma o magma Pitanga apresenta-se mais enriquecido em TiO_2 (2,67% - 4,18%), P_2O_5 (0,30% - 0,68%), Sr (396 ppm - 437 ppm), Ba (344 ppm - 645 ppm), Zr (169 ppm - 175 ppm), e empobrecido em SiO_2 (50,04% - 51,52%) e Fe_2O_{3t} (13,07% - 15,98%) em relação as mostras Ribeira ($SiO_2 = 50,67\% - 51,87\%$; $TiO_2 = 1,68\% - 2,63\%$; $Fe_2O_{3t} = 13,10\% - 17,00\%$; $P_2O_5 = 0,18\% - 0,33\%$; Sr = 246 ppm - 286 ppm; Ba = 344 ppm - 645 ppm; Zr = 169 ppm - 175 ppm). Além disso, aquelas do tipo Pitanga apresentam maiores relações de Ti/Y

(544 - 677), Zr/Y (5 - 7), Ti/Zr (554 - 677), Sr/Y (9 - 16) e Ba/Y (13 - 18), em comparação com as do tipo Ribeira. (Ti/Y = 320 - 414; Zr/Y = 4 - 5; Ti/Zr = 320 - 414; Sr/Y = 6 - 10 e Ba/Y = 7 - 10).

Cabe ressaltar que as amostras do tipo Pitanga (ATi) também apresentam maiores razões de $(La/Yb)_n$ e $(Sm/Yb)_n$, variando de 4,4 a 7,7 e 1,8 a 3,1 respectivamente, quando comparado aquelas Ribeira (BTi), com 4,2 a 7,6 de $(La/Yb)_n$ e 1,8 a 3,0 de $(Sm/Yb)_n$.

O magma-tipo Ribeira ocorre na forma de derrames na porção ocidental da PMP no Estado do Mato Grosso do Sul. Ocorre também em um afloramento próximo à capital Campo Grande, além de uma soleira, no extremo sul do Estado do Mato Grosso (Figura 3). Já aqueles do tipo Pitanga ocorrem disseminados pela área investigada, tanto na forma de diques e soleiras nos sedimentos paleozóicos da Bacia do

TABELA 2. Assinaturas geoquímicas dos magmas basálticos Ribeira e Pitanga da PMP nos estados de MT e MS.

	Pitanga - ATi		Ribeira - BTi	
	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
SiO ₂ (%)	50,04	51,52	50,67	51,87
TiO ₂ (%)	2,67	4,18	1,68	2,63
Fe ₂ O _{3t} (%)	13,07	15,98	13,10	17,00
MgO (%)	3,44	5,85	4,22	6,51
P ₂ O ₅ (%)	0,30	0,68	0,18	0,33
Zr (ppm)	169	275	111	210
Sr (ppm)	396	438	246	286
Ba (ppm)	344	645	234	424
Ti/Y	554	677	320	414
Zr/Y	5	7	4	5
Ti/Zr	554	677	320	414
Sr/Y	9	16	6	10
Ba/Y	13	18	7	10

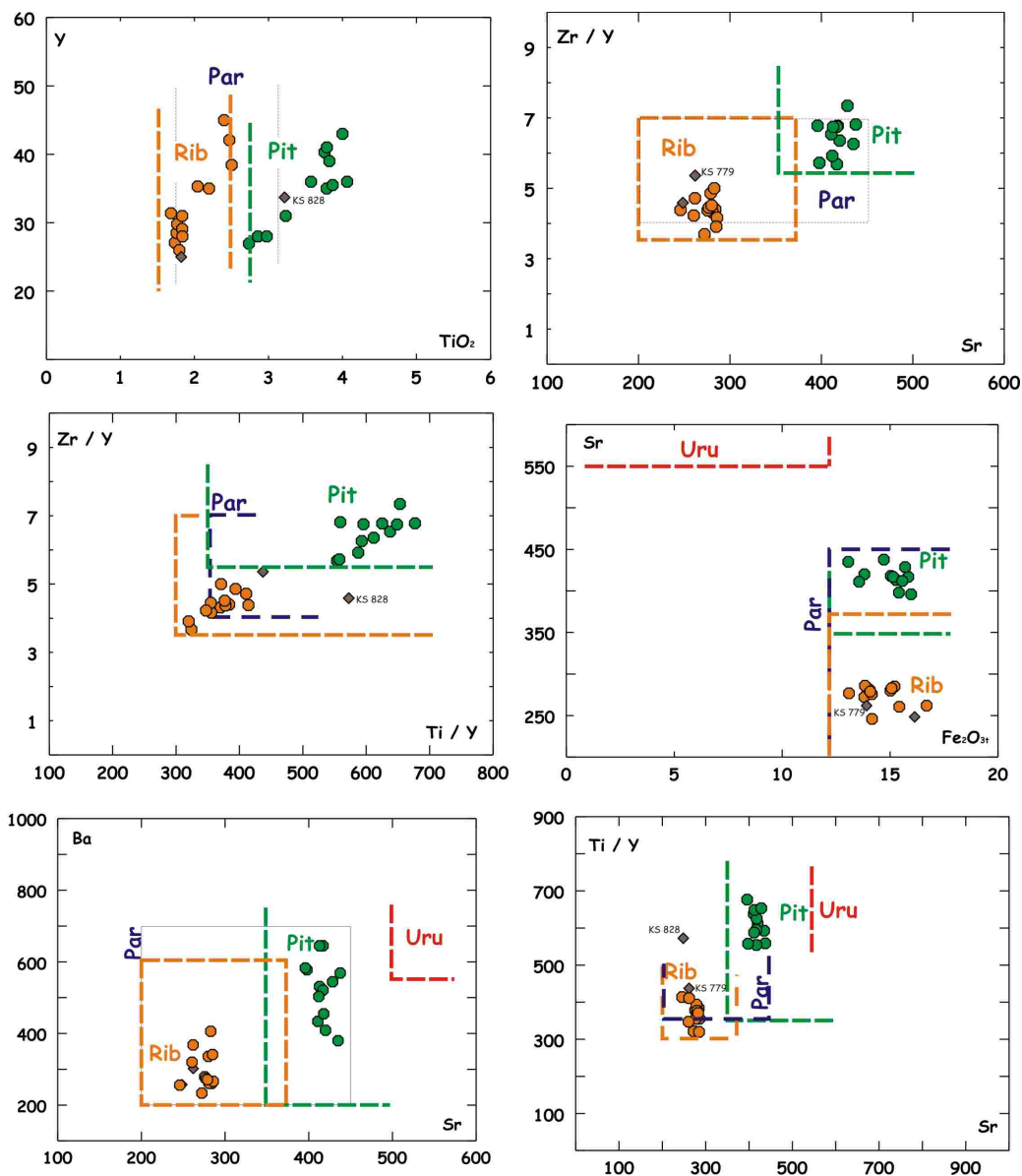


FIGURA 10. Classificação das amostras ATi e BTi nos diagramas de Peate et al. (1992).
 Legenda: Pit – Pitanga; Par – Paranapanema; Rib – Ribeira; Uru – Urubici.

Paraná, e em alguns casos, como diques cortando as rochas metamórficas pré-cambrianas da Faixa Brasília, como em Bonito (MS). Ocorrem também como

derrames, próximos ao município de Campo Grande e nas regiões de Naviraí, Ponta Porã, Paraíso e Cassilândia (MS).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As observações de campo permitiram identificar que a Província Magmática do Paraná (PMP), no Estado do Mato Grosso do Sul, é representada pelos derrames da Formação Serra Geral que estão sobrepostos aos arenitos da Formação Botucatu, e soto-postos aos sedimentos continentais dos grupos Bauru e Caiuá. Há ocorrência de peperitos, com presença de minerais secundários como: diopsídio e albita, este último englobando cristais de quartzo, e assim, corroborando as informações de Waichel et al. (2006, 2007) e Petry et al. (2007) na identificação destas feições nos derrames da Formação Serra Geral.

No Estado de Mato Grosso não ocorrem rochas efusivas e a PMP é representada apenas por rochas intrusivas, na forma de uma soleira na região do Alto Araguaia, intrudido na porção inferior do Grupo Passa Dois. Embora o mapa da CPRM (2004) traga a localização de mais corpos aflorantes ao norte, estes não foram observados na área, nem ao menos, na forma de solos de alteração (nitossolo).

Os dados geoquímicos de elementos maiores mostram que os basaltos estudados têm natureza subalcalina e toleítica e são do tipo ATi ($2,6\% < \text{TiO}_2 < 4,2\%$) e BTi ($1,7\% < \text{TiO}_2 < 2,4\%$), o que, de fato, é característico da porção norte da Província Magmática do Paraná.

O grupo ATi é representado pelo magma-tipo Pitanga, enquanto o grupo BTi pelo magma-tipo Ribeira. As concentrações de ETRs mostram que as amostras Ribeira possuem um menor enriquecimento em ETRs leves ($\text{La/Yb}(n) = 5,6 \pm 1,7$) que aquelas do tipo Pitanga ($\text{La/Yb}(n) = 6,1 \pm 1,5$). Cabe ressaltar que as amostras do tipo Pitanga também apresentam maiores razões de $(\text{La/Yb})_n$ e $(\text{Sm/Yb})_n$, variando de 4,4 a 7,7 e 1,8 a 3,1 respectivamente, quando comparado aquelas Ribeira com 4,2 a 7,6 e 1,8 a 3,0 respectivamente.

A distribuição de elementos incompatíveis destas

rochas normalizados em relação ao manto primordial de Sun & McDonough (1989) mostram um mesmo padrão de distribuição, diferindo apenas, no enriquecimento das rochas do tipo ATi-Pitanga em comparação com aquelas BTi-Ribeira. Esta característica, juntamente com as demais relações de elementos traços e terras raras, parece indicar que ambos os tipos de rocha foram geradas a partir da fusão parcial de uma mesma fonte mantélica, de mais alto grau no caso do BTi-Ribeira em comparação com o ATi-Pitanga.

Os dados de campo, mostraram que as rochas BTi-Ribeira ocorrem como derrames próximos de Campo Grande, e em uma soleira no extremo sul de Mato Grosso. Por outro lado, as rochas do tipo ATi-Pitanga distribuem-se pela área estudada, ocorrendo tanto em corpos intrusivos nos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná, como derrames ao sul, sudeste oeste e noroeste de Campo Grande, nas regiões de Naviraí, Ponta Porã, Paraíso e Cassilândia (MS).

Estes dados indicam que as rochas BTi-Ribeira situam-se nas zonas mais periféricas da bacia em comparação àquelas ATi-Pitanga. Porém, deve-se considerar que a zona de ocorrência das rochas BTi-Ribeira pode ter sido afetada por um acentuado processo de denudação, provavelmente devido ao soerguimento pós-vulcânico da Serra do Maracaju, mais a oeste da área estudada, o que teria exposto as porções mais centrais dos derrames, explicando assim, a abundância de textura intergranular, a ausência de mesóstase granular e a presença de material granofírico observados nessas rochas. Ainda, levando se em consideração o espessamento dos derrames em direção ao Graben do Paraná conforme as informações de Milani & Thomaz F. (2000), é possível que os basaltos ATi-Pitanga, de maneira geral, estejam sobrepostos aqueles do tipo BTi-Ribeira.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a Fundação de Amparo a Pesquisa no Estado de São Paulo (FAPESP), por meio dos processos 2004/10081-9 e 2005/51818-7.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ASSINE, M.L.; PIRANHA, J.L.; CARNEIRO, C.D.R. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: NETO, V.M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.; BRITO-NEVES, B.B.

DE. (Coords.), **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, p. 77-92, 2004.

2. BATES, R. & JACKSON, J.A. **Glossary of Geology**, 3rd. ed. American Geological Institute, Alexandria, 788 p., 1987.
3. BELLINI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P., ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILO, E.M.; STOLVA, D. Petrological and Paleomagnetic Data on the Plateau Basalts to Rhyolite sequences of the Southern Paraná Basin (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 55, p. 355-383, 1983.
4. BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; PICCIRILO, E.M.; A.J., NARDY, A.J.R.; ROISENBERG, A. High- and low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. **Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen**, v. 150, p. 272-306, 1984 (a).
5. BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J., STOLFA, D. Low-pressure evolution of basalt sills from bore-holes in the Paraná Basin, Brazil. **TMPM**, v. 33, p. 25-47, 1984 (b).
6. BELLINI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., MARQUES, L.S., MARTINEZ, L.A., MELFI, A.J., NARDY, A.J.R., PICCIRILO, E.M., STOLVA, D. Continental flood Basalts from Central-Western Region of the Paraná Plateau (Paraguay and Argentina): Petrology and Petrogenetic Aspects. **Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen**, v. 154, n. 2, p. 11-139, 1986 (a).
7. BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PAPTRECHAS, C.; PICCIRILLO, E. M.; ROISENBERG, A. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, v. 27, p. 915-944, 1986 (b).
8. BROOKS, E.R.; WOOD, M.M.; GARBUTT, P.L. Origin and metamorphism of peperite and associated rocks in the Devonian Elswell Formation, northern Sierra Nevada, California. **Geological Society of America Bulletin**, v. 93, p. 1208-1231, 1982.
9. CPRM – Companhia de pesquisa e Recursos Minerais. **Mapa Geológico de Mato Grosso**, escala 1:1.000.000. Brasília, CPRM, 2004.
10. CPRM – Companhia de pesquisa e Recursos Minerais. **Mapa Geológico de Mato Grosso do Sul**, escala 1:1.000.000. Brasília, CPRM, 2006.
11. ERNESTO, M. Estado da Arte do Paleomagnetismo do Cretáceo da América do Sul. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5, 1999, Serra Negra. **Resumos Expandidos...** 1999, p. 157-160.
12. ERNESTO, M.; RAPOSO, M.I.B.; MARQUES, L.S.; RENNE, P.R.; DIOGO, L.A.; DE MIN, A. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná magmatic province: tectonic implications. **Journal of Geodynamics**, v. 28, p. 321-340, 1999.
13. HARRIS, C.; WHITTINGHAM, A.G.; MILNER, S.C.; ARMSTRON, R.A. Oxygen isotope geochemistry of the silica Volcanic rocks of the Etendeka-Paraná province: source constraints. **Geology**, v. 18, p. 1119-1121, 1990.
14. IRVINE, T.N. & BARAGUAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 8, p. 523-548, 1971.
15. JERRAM, D.A. & STOLLHOFEN, H. Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperite-like textures the result of magma-water interaction?. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 114, p. 231-249, 2002.
16. LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANNETIN, B. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. **Journal of Petrology**, v. 27, p. 745-750, 1986.
17. MACHADO, F.B.; NARDY, A.J.R.; OLIVEIRA, M.A.F. DE Geologia e aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas mesozóicas de parte da borda leste da Bacia do Paraná no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 1, p. 64-80, 2007.
18. MANTOVANI, M.S.M.; MARQUES, L.S.; SOUZA, M.A.; ATALLA, L.; CIVETA, L.; INONOCENTI, F. Trace Element and Strontium Isotope Constrains of the Origin and Evolution of Paraná Coastal Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). **Journal of Petrology**, v. 26, p. 187-209, 1985.
19. MARQUES, L.S. **Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: contribuição ao conhecimento da Província Magmática do Paraná**. São Paulo, 2001. 86 p. Tese (Livro Docência em Geociências) – Instituto de Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.
20. MARQUES, L.S.; PICCIRILO, E.M.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G. Distribuição de terras raras e outros elementos traços em basaltos da Bacia do Paraná. **Geochimica Brasiliensis**, v. 3, p. 33-50, 1989.
21. MARSH, J.S.; EWART, A.; MILNER, S.C.; DUNCAN A.R.; MILLER, R. McG. The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná – Etendeka flood basalt province. **Bulletin of Volcanology**, v. 62, p. 464-486, 2001.
22. MARZOLI, A.; MELLUSO, L.; MORRA, V.; RENNE, P.R.; SGROSSO, I.; D'ANTONIO, M.; DUARTE MORAIS, L.; MORAIS, E.A.A.; RICCI, G. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationships with the Paraná – Etendeka continental flood basalt province. **Journal of Geodynamics**, v. 28, p. 341-356, 1999.
23. MILANI, E.J. & THOMAZ FILHO, A. Sedimentary Basins of South America. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Coords.), **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000, p. 389-449.
24. MILNER, S.C. **The geology and geochemistry of the Etendeka Formation quartz latites, latites, Namibia**. South Africa, 1988. 150 p. Thesi (Ph.D. in Geology) – Cape Town University.
25. MÜLLER, R.D.; ROYER, J.; LAWVER, L.A. Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspots tracks. **Geology**, n. 191, p. 27-53, 1993.
26. NARDY, A.J.R. **Geologia e Petrologia do Vulcanismo Mesozóico da Região Central da Bacia do Paraná**. Rio Claro, 1995. 316 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
27. NARDY, A.J.R.; ENZWEILER, J.; BAHIA FILHO, O.; OLIVEIRA, M.A.F. DE; PENEIRO, M.A.V. Determinação de Elementos Maiores e Menores em Rochas Silicáticas por Espectrometria de Fluorescência de Raios-X: Resultados Preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6, 1997, Salvador. **Resumos Expandidos...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1997, p. 346-348.
28. NARDY, A.J.R.; OLIVEIRA, M.A.F. DE; BETANCOURT, R.H.S.; VERDUGO, D.R.H.; MACHADO, F.B. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. **Revista Geociências**, v. 21, n. 2, p. 15-32, 2002.
29. PEATE, D. The Paraná-Etendeka Province. In: MAHONEY, J.J. & COFFIN (Coords.), **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism**, Geophysical Monograph Series, v. 100, p. 217-245, 1997.

30. PEATE, D.W.; HAWKESWORT, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, v. 55, p. 119-139, 1992.
31. PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 631 p., 1983.
32. PETRY, K.; JERRAM, D.A.; ALMEIDA, D. del P.M. de; ZERFAZZ, H. Volcanic-sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, southern Brazil: Examples of dynamic lava-sediment interactions in an arid setting. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 159, p. 313-325, 2007.
33. PICCIRILLO, E.M.; CIVETTA, L.; PETRINI, R.; LONGINELLI, A.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J. Regional variations within the Paraná flood basalts (southern Brazil): evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination. **Chemical Geology**, v. 75, p. 103-122, 1989.
34. PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, MELFI, A.J.; STOLFA, D.; BELLINI, G.; MARQUES, L.S.; GIARETTA, A.; NARDY, A.J.R.; PINESE, J.P.P.; RAPOSO, M.I.B.; ROISENBERG, A. Petrochemistry of Continental Flood Basalt-Rhyolite Suites and Related Intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Coords.), **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, p. 107-156, 1988.
35. PICCIRILLO, E.M.; RAPOSO, M.I.B.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. **Geochimica Brasiliensis**, v. 1, p. 53-69, 1987.
36. PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (Coords.). **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo, Brasil: IAG-USP, 600 p., 1988.
37. PINESE, J.P.P. **Caracterização petrológica e geoquímica dos diques do arco de Ponta Grossa**. São Paulo, 1989. 196 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo.
38. QUINTAS, M.C.L.; MANTOVANI, M.S.M.; ZALÁN, P.V. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 217-226, 1997.
39. RENNE, P.R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E.M. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. **Earth and Planetary Science Letters**, 144, p. 199-211, 1996.
40. RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. **Science**, v. 258, p. 975-979, 1992.
41. SCHERER, C.M.S. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in Southernmost Brazil: morphology and origin. **Sedimentary Geology**, v. 137, p. 63-84, 2000.
42. SKILLING, I.P.; WHITE, J.D.L.; McPHIE, J. Peperite: a review of magma-sediment mingling. In: SKILLING, I.P., WHITE, J.D.J., McPHIE, J. (Coords.), Peperite: processes and products of magma-sediment mingling. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 114, p. 1-17, 2002.
43. SUN, S. & McDONOUGH, W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: SAUNDER, A.D. & NORRY (Coords.), **Magmatism in Ocean Basins**. Geological Society Special Publication, v. 42, p. 313-345, 1989.
44. THIEDE, D.S. & VASCONCELOS, P.M. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis support by new $^{49}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, 2008, Curitiba. **Resumos...** Paraná: Sociedade Brasileira de Geologia, 2008, p. 563.
45. WAICHEL, B.L. **Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção central da Província Basáltica Continental do Paraná**. Porto Alegre, 2006. 108 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
46. WAICHEL, B.L.; LIMA, E.F.; LUBACHESKY, R.; SOMMER, C.A. Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. **Bulletin of Volcanology**, Heidelberg, v. 68, n. 7-8, p. 599-610, 2006.
47. WAICHEL, B.L.; LIMA, E.F.; SOMMER, C.A.; LUBACHESKY, R. Peperite formed by lava flows over sediments: An example from the central Paraná Continental Flood basalt, Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 159, p. 343-354, 2007.
48. WHITE, J.D.L.; McPHIE, J.; SKILLING, I.P. Peperite: a useful genetic term. **Bulletin of Volcanology**, v. 62, p. 65-66, 2000.
49. ZANETTIN, B. Proposed new chemical classification of volcanic rocks. **Episodes**, v. 7, p. 19-20, 1984.

*Manuscrito Recebido em: 26 de outubro de 2009
Revisado e Aceito em: 10 de fevereiro de 2010*