



ESTUDO GEOQUÍMICO DOS DIQUES MÁFICOS DA REGIÃO DE NOVA LACERDA (MT). PORÇÃO SUDOESTE DO CRATON AMAZÔNICO

Corrêa Da Costa, P.C.^{1,3,4}; Ruiz, A.S.^{2,4}; Matos, J.B.^{1,4}; Girardi, V.A.V.¹ & Almeida, H.L.^{2,4}

1. Instituto de Geociências – USP. Rua do Lago, 562, CEP 05508-900, São Paulo, SP, pccorre@cpd.ufmt.br.
2. Departamento Geologia Geral, ICET-UFMT. Av. Fernando Corrêa da Costa s/n, CEP 78060-900, Cuiabá, MT, asruiz@cpd.ufmt.br.
3. Departamento de Recursos Minerais, ICET-UFMT. Av. Fernando Corrêa da Costa s/n, CEP 78060-900, Cuiabá, MT, jmatos@cpd.ufmt.br.
4. Grupo de Pesquisa Guaporé, ICET-UFMT. Av. Fernando Corrêa da Costa s/n, CEP 78060-900, Cuiabá, MT.

Palavras-Chaves: Diques Máficos, Geoquímica, Craton Amazônico.

INTRODUÇÃO

Na região sudoeste do estado de Mato Grosso, ocorrem enxames de diques máficos. Estes diques afloram nos terrenos granito-gnáissicos da porção SW do Cratão Amazônico cortando o Granito Nova Lacerda (Ruiz *et al.*, 2003) numa direção principal de intrusão entre N25 – 35W. Os diques têm espessuras que variam de poucos metros (10 – 20m), alguns podendo atingir espessuras da ordem de 60m, estendendo-se, muitas vezes por dezenas de quilômetros de comprimento. Ruiz *et al.* (2003), em trabalho realizado na região de Nova Lacerda observaram a existência destes diques e os denominaram de enxame de diques Rancho de Prata.

Regionalmente, ocorrem seis grandes províncias geocronológicas na porção SW do Cratão Amazônico segundo Tassinari & Macambira (2004): Província Amazônia Central (2,5 Ga), Província Maroni-Itacaiúnas (2,25-2,0), Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga), Província Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Província Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Província Sunsas (1,3-1,0 Ga). Dentre tais províncias, os diques máficos estão inseridos na Província Rondoniana-San Ignácio.

Este trabalho tem por finalidade contribuir com o avanço dos conhecimentos petrológicos e geoquímicos dos diques máficos da região de Nova Lacerda.

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA

As rochas dos diques máficos têm tonalidades que variam de preta a cinza escuro e apresentam estrutura maciça. São holocristalina, faneríticas com a granulação variando de fina a média. Algumas amostras apresentam leve magnetismo.

Este magmatismo máfico foi classificado em função de seus aspectos petrográficos em três grupos de diques: 1 - Diabásios; 2 - Metadiabásios e 3 - Anfibolitos.

Os diabásios exibem texturas ofíticas a subofíticas e intercrescimentos granofífricos. São constituídos essencialmente por plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, olivina e anfibólito primário em pouca quantidade.

Os metadiabásios têm texturas intergranular, subofíticas a ofíticas e são constituídos por plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio, anfibólito como uralitização de piroxênio e quartzo.

Os anfibolitos apresentam texturas nematoblásticas a granonematoblásticas e são constituídos essencialmente por hornblenda, plagioclásio e quartzo. Como minerais acessórios têm-se biotita, apatita, zoizita, zircão e opacos, que são comuns aos três tipos de diques.

Foram efetuadas análises químicas para determinação das concentrações de elementos maiores e menores, realizadas no Departamento de Mineralogia e Petrologia (DMP) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, por Fluorescência de Raios X. Os erros analíticos para os elementos maiores, são entre 2 - 5% e, para os elementos menores, são inferiores a 10%. Amostras em duplicata foram analisadas para o controle dos resultados analíticos. O $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ foi determinado pela análise química como ferro total e, o FeO foi calculado assumindo a razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,15$.

No tratamento geoquímico foram utilizados apenas, os litotipos máficos diabásios e metadiabásios. Os termos anfibolíticos ainda não apresentam resultados geoquímicos e, portanto, não foram considerados neste trabalho. Em linhas gerais, diabásios e metadiabásios possuem afinidades toléíticas (Fig. 1) e composição basáltica (Fig. 2). Apenas uma amostra de diabásio apresenta uma ligeira variação composicional para andesitos basálticos.

Para avaliar a possibilidade de mobilização de elementos químicos dos litotipos máficos foi utilizado os diagramas das razões de proporções moleculares (MPR) conforme foi proposto por Pearce (1968) e posteriormente por Beswick & Soucie (1978) e Beswick (1982) entre outros. Em geral, quando os diagramas MPR apresentam os conjuntos de dados com tendência retilínea e boa correlação, estes podem refletir processos magmáticos, enquanto que a dispersão de pontos ao longo de um leque que passe pela origem do diagrama tende a refletir modificações posteriores na concentração dos elementos em questão.

Nos diagramas MPR (Fig. 3), pode-se observar que para os elementos utilizados a tendência geral destas rochas (diabásio e metadiabásio) é retilínea e com pouca dispersão. As linhas que representam estas tendências não passam pela origem dos diagramas. Tais resultados indicam que as rochas não sofreram mobilizações significativas dos elementos considerados e que as análises químicas apresentadas refletem composições originais.

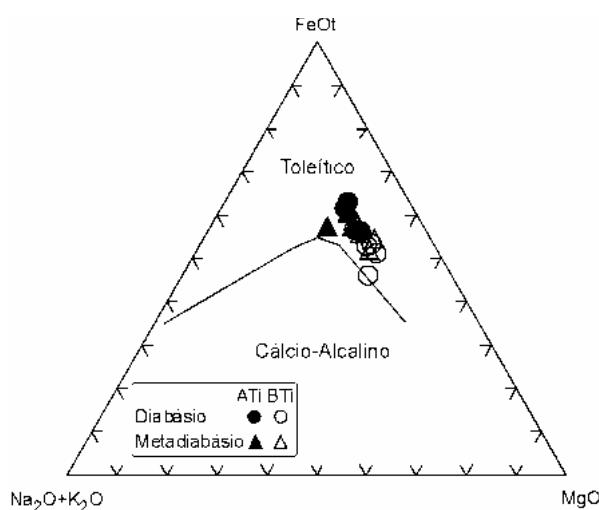


Figura 1. Diagrama AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)- FeO - MgO para classificação geral dos litotipos máficos, segundo a proposta de Irvine & Baragar (1971). Os símbolos cheios representam amostras com mais de 1,5% de TiO_2 (ATI) e vazios amostras com menos de 1,5% de TiO_2 (BTI).

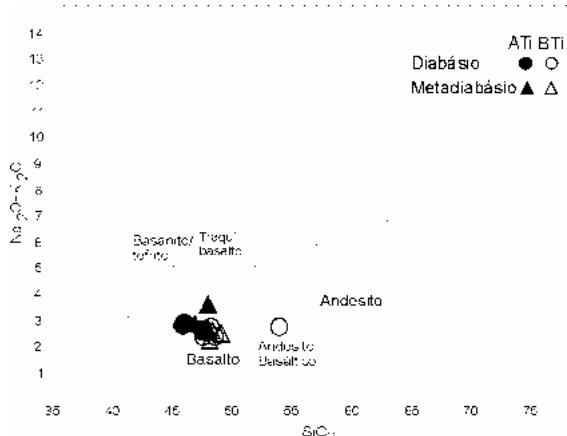


Figura 2. Diagrama de classificação geral dos litotipos máficos, de acordo com a proposta de Le Bas *et al.*, (1986). Símbolos como na figura 1.

Estes diques parecem mostrar diferenças nas suas composições químicas e foram divididos com base nos seus conteúdos de TiO_2 em: 1 – diques de alto TiO_2 (para teores de $\text{TiO}_2 > 1,5\%$) e; 2 – diques de baixo TiO_2 (para teores de $\text{TiO}_2 < 1,5\%$). O diagrama $\text{mg}\#$ versus TiO_2 (Fig. 4) discrimina os diques nos grupos de alto e baixo TiO_2 .

Vários autores adotaram a distinção geoquímica para rochas básicas em termos dos teores de TiO_2 . Essas diferenças nos conteúdos de TiO_2 foram observadas nos basaltos da Bacia do Paraná (e.g. Bellieni *et al.*, 1984; 1986), nos enxames de diques toleíticos de Salvador (e.g. Bellieni *et al.*, 1998; entre outros) e, também, nos diques Paleoproterozóicos de Carajás (e.g. Rivalenti *et al.*, 1998) e Goiás (e.g. Corrêa da Costa & Girardi 2004, 2005). Esta separação nos teores de TiO_2 que também é observada

nos diques de Nova Lacerda pode estar refletindo a característica da fonte mantélica.

O índice de diferenciação utilizado foi o número de magnésio $\text{mg}\# = \text{Mg}^{+2}/(\text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2})$ em porcentagem de peso, assumindo a razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ igual a 0,15, o qual originou diagramas com tendências geoquímicas melhor definidas para os grupos de rochas.

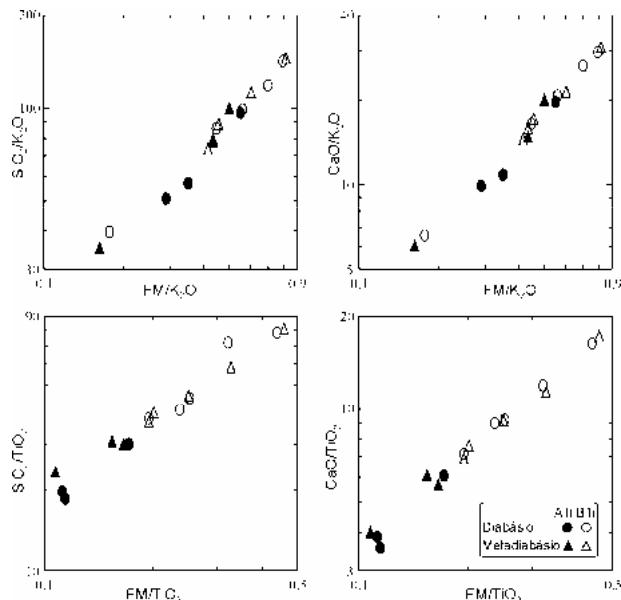


Figura 3. Diagramas MPR de $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ e CaO/TiO_2 vs. FM/TiO_2 e $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ e $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ vs. $\text{FM}/\text{K}_2\text{O}$. FM é a soma das proporções moleculares de Fe_2O_3 , MgO e MnO . Símbolos como na figura 1.

O valor máximo de $\text{mg}\#$ para estas rochas é de 0,38 (Figs. 4 e 5). Valores desta ordem são indicativos de magmas basálticos evoluídos. Magmas basálticos primários derivados de peridotitos mantélicos teriam normalmente valores de $\text{mg}\#$ entre 0,74 – 0,80 (Jaques & Green, 1980; Takahashi & Kushiro, 1983; Bossi *et al.*, 1993).

Nos diques de baixo TiO_2 o índice de diferenciação $\text{mg}\#$ varia de 0,38 a 0,27 (média de 0,32). No grupo de alto TiO_2 esse valor é menor e varia de 0,30 a 0,23 (média de 0,26). Em ambos os casos com a diminuição de $\text{mg}\#$ ocorrem um aumento de Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , K_2O , Na_2O , Zr , Y , Nb , Ba , Zn , Sr , La e Ce , e diminuição de Al_2O_3 , CaO , Cr e Ni (Figs. 4 e 5).

O SiO_2 apresenta uma pequena variação nos seus conteúdos. O Al_2O_3 e o CaO mostram comportamentos diferentes dos outros elementos maiores. Nos diques de baixo TiO_2 , o Al_2O_3 e CaO parecem aumentar no início do fracionamento a partir do $\text{mg}\#$ 0,38 até cerca de $\text{mg}\#$ 0,35 e depois decrescem continuamente, o que seria compatível com a influência de olivina na fase inicial de fracionamento e clinopiroxênio e plagioclásio após $\text{mg}\#$ 0,38 – 0,35. Nos diques de alto TiO_2 , o Al_2O_3 e CaO decrescem continuamente ($\text{Mg}\#$ 0,30 a 0,23), indicando que o clinopiroxênio e plagioclásio são fases predominantes no fracionamento. O comportamento



acima descrito é, portanto, compatível com fracionamento do tipo gábro (Fig. 4).

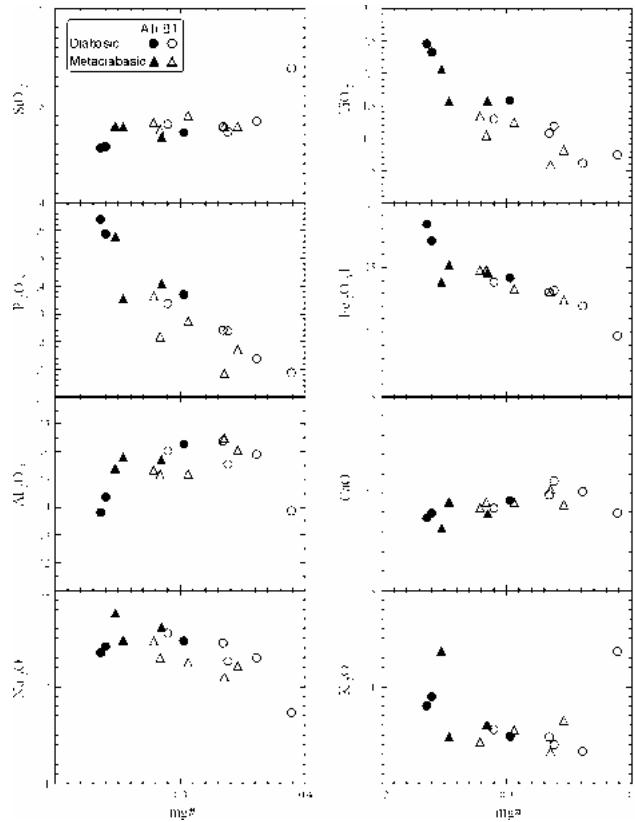


Figura 4. Diagramas de variação ($\text{mg}\#$ versus óxidos) dos litotipos máficos. Símbolos como na figura 1.

Os diques de alto TiO_2 mostram valores mais elevados nos elementos traços com intervalos que variam entre: 103 – 203 para Zr; 33 – 49 para Y; 7 – 9 para Nb; 127 – 169 para Zn; 224 – 540 para Sr e 306 – 786 para Ba. Nos diques de baixo TiO_2 os teores dos elementos traços são menores com intervalos que variam entre: 39 – 109 para Zr; 22 – 32 para Y; 4 – 7 para Nb; 74 – 135 para Zn; 144 – 330 para Sr e 143 – 310 para Ba (Fig. 5).

Os diques de alto e baixo TiO_2 diferem no conteúdo de elementos incompatíveis principalmente K, Rb, Ba, La e Ce. Tais elementos são sempre mais abundantes no grupo de alto TiO_2 (Fig. 6). Esse comportamento é claramente evidenciado através de relações tais como Zr/Y (alto TiO_2 entre 3,06 a 5,80; baixo TiO_2 1,70 a 4,36) e Ti/Y (alto TiO_2 entre 248,32 a 351,14; baixo TiO_2 153,32 a 279,17).

Os padrões dos elementos incompatíveis dos diques de alto e baixo TiO_2 , foram comparados com os basaltos da cadeia meso-oceânica e ilha oceânica MORB e OIB (e.g. Sun & McDonough, 1989; Fig. 6). Nota-se que os padrões de tais diques são mais enriquecidos que os E-MORB em relação aos elementos incompatíveis e empobrecidos em relação aos OIB. Anomalias negativas de Nb e Ce são observadas nos diques de alto e baixo TiO_2 .

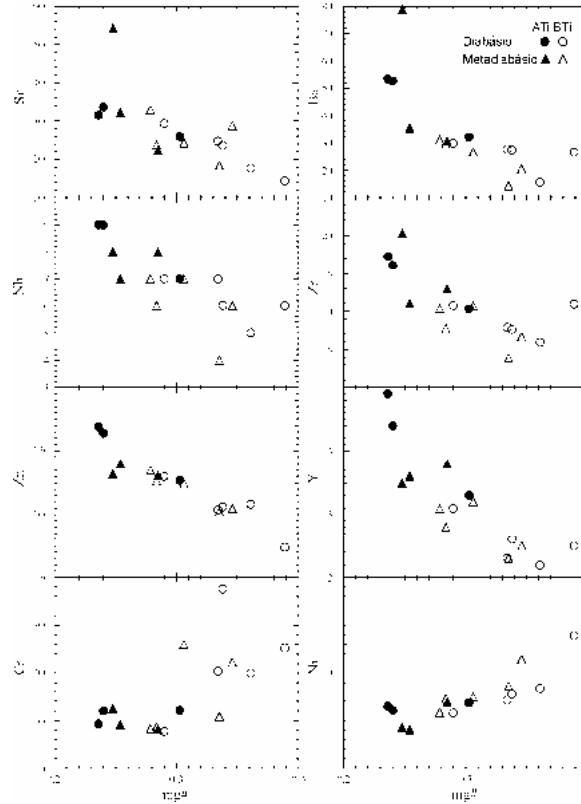


Figura 5. Diagramas de variação ($\text{mg}\#$ versus elementos menores) dos litotipos máficos. Símbolos como na figura 1.

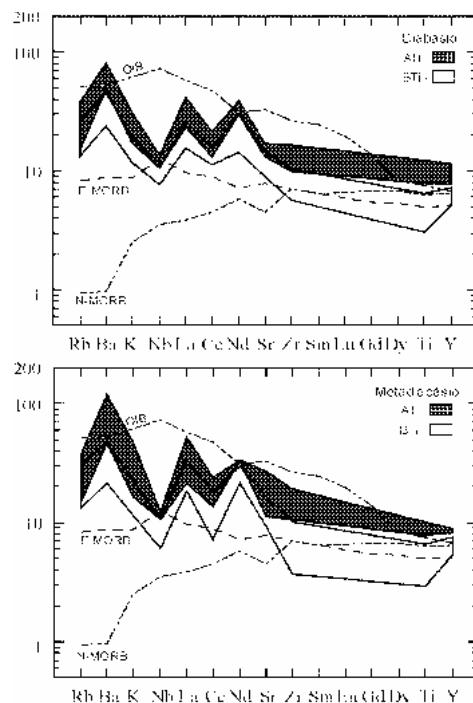


Figura 6. Diagramas de multi-elementos dos diabásios e metadiabásios normalizados para o manto primordial segundo McDonough & Sun (1995). Os padrões OIB, E-MORB e N-MORB (Sun & McDonough, 1989) são apresentados para efeito de comparação.



AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à FAPEMAT (Proc. N° 6.2.12.433/12-2003-E) à FAPESP (Proc. N° 04/03022-6) e ao CNPq pelo apoio financeiro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bellieni, G.; Comin Chiaramonti, P.; Marques, L.S.; Melfi, A.J.; Piccirillo, E.M.; Nardy, A.J.R.; Roisenberg, A. 1984. High- and low- TiO_2 flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, **150**: 273-306.
- Bellieni, G.; Comin Chiaramonti, P.; Marques, L.S.; Martinez, L.A.; Melfi, A.J.; Nardy, A.J.R.; Piccirillo, E.M.; Stolfa, D. 1986. Continental flood basalts from the central-western regions of Parana plateau (Paraguay and Argentina): petrology and petrogenetic aspects. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, **154**: 111-139.
- Bellieni, G.; Petrini, R.; Piccirillo, E.M.; Brito, C.M.; Figueiredo, A.M.G.; Marques, L.S.; De Min, A.; Melfi, A.J. 1998. Petrogenesis and tectonic significance of the Late Proterozoic unmetamorphosed mafic dyke swarms from the Salvador area (NE Brazil). *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, **173**: 327-350.
- Beswick, A.E. & Soucie, G. 1978. A correction procedure for metassomatism in Archean Greenstone belt. *Precambrian Research*, **6**: 235-248.
- Beswick, A.E. 1982. Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. In: *Komatiites*, Ardnt, N.T. & Nesbitt, E.G. (eds.). London, George Allen and Unwin: 283-308.
- Bossi, J.; Campal, N.; Civetta, L.; Demarchi, G.; Girardi, V.A.V. Mazzucchelli, M.; Negrini, L.; Rivalenti, G.; Fragoso Cesar, A.R.S.; Sinigoi, S.; Teixeira, W.; Piccirillo, E.M.; Molesini, M. 1993. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chemical Geology*, **106**: 263-277.
- Corrêa da Costa, P. C., & Girardi, V. A. V., 2004, Petrografia e química mineral dos diques máficos da região Crixás-Goiás, Estado de Goiás. *Geologia USP - Série Científica*, v. 4, n° 2, p. 27-42.
- Corrêa da Costa, P. C., & Girardi, V. A. V., 2005, Petrology, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Paleoproterozoic dykes from the Goiás – Crixás Archean Block, Goiás State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* (in press).
- Irvine, I.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal Earth Science*, **8**: 523-548.
- Jaques, A.L. & Green, D.H. 1980. Anhydrous Melting of Peridotite at 0 - 15 Kb Pressure and the Genesis of Tholeiitic Basalts. *Contrib. to Mineralogy and Petrology*, **73**: 287-310.
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *J. Petrology*, **27**: 745-750.
- McDonough, W.F. & Sun, S.-S. 1995. The composition of the Earth, *Chemical Geology*, **120**: 223-253.
- Pearce, T.H. 1968. A contribution to the theory of variations diagrams. *Contributions Mineralogy and Petrology*, **19**: 42-57.
- Rivalenti, G.; Mazzucchelli, M.; Girardi, V.A.V.; Cavazzini G.; Finatti, C.; Barbieri M.A.; Teixeira, W. 1998. Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolitedyke association in the Carajás region, Amazonian craton. *Lithos* **43**: 235-265.
- Ruiz, A.S.; Simões, L.S.A.; Ruiz, L.M.B.A.; Matos, J.B.; Godoy, A.M. & Souza, M.Z.A. 2003. Caracterização Geológica do Quadrante Sudeste da Folha Rio Novo (SD-21-Y-A-I) – Mato Grosso. In: VIII Simpósio de Geologia do Centro Oeste, *Anais*, Cuiabá, MT, p. 114-115.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A.D.; Norry, M.J. (eds). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication 42: 313-345.
- Takahashi, E. & Kushiro, I. 1983. Melting of dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist*, **68**: 859-879.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito Neves B. B. (Eds.) *Geologia do Continente Sul-Americanano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 470-485.