DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA E PROVENIÊNCIA DE MINERAIS PESADOS DAS FORMAÇÕES IPIXUNA E BARREIRAS, REGIÃO DO RIO CAPIM, SUL DA SUB-BACIA DE CAMETÁ

MARIVALDO S. NASCIMENTO & ANA MARIA GÓES

Abstract *STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION AND PROVENANCE OF HEAVY MINERALS OF THE IPIXUNA AND BARREIRAS FORMATIONS, CAPIM RIVER REGION, SOUTH CAMETÁ SUB-BASIN.* Heavy mineral and paleocurrent analysis can play an important part in unraveling the extrabacinal (source and source area weathering) and intrabacinal processes (chemical weathering processes) that influence the formation of clastic rocks. Tertiary and cretaceous sandstones from the Cametá Sub-Basin were investigated for their transparent heavy minerals. The Ipixuna (Upper Cretaceous/Lower Tertiary) and Barreiras (Miocene) formations comprise 35m of clastic sedimentary rocks outcropping in the Capim River region, and were deposited in the fluvio-estuarine environments of incised-valleys systems. The Ipixuna Formation is represented by sandstones, claystones and intraformational conglomerates kaolinitic and the Barreiras Formation is composed of sandstones, claystones and conglomerates. The heavy minerals assemblages are composed of zircon, tourmaline, staurolite, kyanite and rutile. The Est/ZTR+Est index and surface textures shows that post-depositional processes less alter heavy mineral assemblage of Barreiras Formation than Ipixuna Formation. The provenance data are still limited, however the mineralogical assemblages are derived from metamorphic, granitic and sedimentary rocks. The RuZi index and paleocurrent dates record changes in the provenance of sandstones of the Ipixuna and Barreiras formations. The variety of zircon and tourmaline indicate that São Luís Craton and Gurupi Mobile Belt were an important component of provenance to Barreiras Formation, but were insignificant source to the Ipixuna Formation rocks. The Araguaia-Tocantins Mobile Belt and Amazon Craton in the south portion of the Rio Capim Region was an important source to Ipixuna Formation. The RuZi index and dissolution features in the heavy minerals suggest that semi-flint and soft kaolin deposits have different sources and evolutionary history.

Keywords: Heavy minerals, provenance, Ipixuna and Barreiras formations, Cametá Sub-Basin.

Resumo A análise convencional de minerais pesados transparentes não micáceos de arenitos expostos na porção sul da Sub-Bacia de Cametá, região do Rio Capim, permite uma clara diferenciação entre depósitos cretáceos e terciários, representados pelas formações Ipixuna e Barreiras, respectivamente. As assembléias mineralógicas nestes depósitos são compostas de zircão, turmalina, rutilo, estaurolita e cianita, onde na Formação Ipixuna as características mais marcantes são as feições de corrosão em estaurolita, cianita e turmalina, que justifica e depleção destes minerais nesta unidade. Por outro lado, na Formação Barreiras a assembléia é enriquecida em estaurolita e cianita, embora o zircão e turmalina sejam muito freqüentes e encontram-se pouco afetados pelo intemperismo químico. Denota-se assim, que, ao contrário da Formação Ipixuna, a composição atual da assembléia da Formação Barreiras é mais próxima da fonte dos sedimentos terciários. As feições de dissolução nos minerais da Formação Ipixuna são relacionadas a processos intempéricos que atuaram sobre arenitos arcoseanos, precursores dos depósitos de caulim existentes nesta região. As assembléias de pesados sugerem a participação de fontes metamórficas, ígneas e sedimentares, onde a estaurolita e cianita indicam fontes metamórficas de médio grau, possivelmente relacionadas às faixas Araguaia-Tocantins e Gurupí. As variedades de zircão indicam predominância de fontes metamórficas em relação à ígnea e as variedades de turmalina sugerem contribuições ígneas, seguidas de metamórficas. Os dados de paleocorrentes indicam que o Craton São Luís e a Faixa Gurupi foram as principais fontes para a Formação Barreiras, e que a Faixa Araguaia-Tocantins, incluindo seu embasamento (Craton Amazônico), foram as fontes detríticas para a Formação Ipixuna. A mudança de fonte é corroborada pelo índice RuZi. A presença de turmalina arredondada e, alguns casos, a ocorrência de sobrecrecimentos arredondados, indicam fontes sedimentares em ambas formações. Os dados sobre proveniência ainda são limitados, mas os resultados fornecem dados importantes para a diferenciação estratigráfica de sucessões sedimentares.

Palavras-chave: Minerais pesados, proveniência, formações Ipixuna e Barreiras, Sub-Bacia de Cametá.

INTRODUÇÃO A análise de minerais pesados é uma das técnicas mais sensíveis e empregada em estudos estratigráficos e na determinação da proveniência de arenitos. Estes minerais formam paragéneses que fornecem dados cruciais sobre tipos de rochas-fonte, que não podem ser adquiridos por outros meios (Morton & Hallsworth 1994, 1999). Entretanto, a distribuição destes minerais em depósitos sedimentares, assim como sua proveniência, não é controlada apenas pela paleogeografia e petrologia da área-fonte. Em virtude de uma série de fatores que atuam durante o ciclo sedimentar, como: intemperismo químico, comportamento hidráulico e diagênese, as assembléias sofrem modificações composicionais que dificultam as interpretações da proveniência

(Morton 1985, Mange & Maurer 1991, Morton & Hallsworth 1999). Para minimizar o efeito destes processos são utilizadas técnicas mais sofisticadas como: estudo de variedades de turmalina e zircão, que exibem uma série de propriedades ópticas (cor, forma e estrutura interna) que, qualitativamente, servem como indicador petrológico (Krynine 1946, Lihou & Mange-Rajetzky 1996); índices de proveniência, definidos por meio de razões de minerais com comportamento hidráulico e químico similares (p.e. RuZi, Morton & Hallsworth 1994); índice que permite avaliar o efeito de processos de dissolução intempérica (p.e. Est/ZTR+Est, *apud* Morton 1985). Outro dado muito importante no estudo dos minerais pesados são as paleocorrentes que auxiliam na localização geográfica

de áreas-fonte. A análise convencional de minerais pesados de depósitos Cretáceos e Terciários, região do Rio Capim (Fig. 1), permitiu utilizar estas técnicas para tecer considerações sobre a proveniência e história pós-deposicional destes depósitos.

CONTEXTO GEOLÓGICO Localizada no norte do Brasil, a Sub-Bacia de Cametá ocupa a porção sul da Bacia de Marajó, cuja evolução e estrutura alongada com orientação NW-SE devem-se ao estiramento litosférico quando da abertura do Oceano Atlântico Equatorial, no Eo-Cretáceo (Azevedo 1991, Galvão 1991). Esta Sub-Bacia, onde se encontram os arenitos estudados, limita-se a sudeste pelo Arco do Capim, a norte pelas plataformas do Pará e Bragantina, a sudoeste pelo Arco de Gurupá e a noroeste pelo Lineamento de Tocantins (Fig. 1). Seu preenchimento é representado pelas formações: Breves (Aptiano/Cenomaniano) e Limoeiro (Turoniano/Cretáceo Inferior) de ambiente fluvial a marinho raso (Schaller *et al.* 1971, Villegas 1994); Marajó (Terciário) e Tucunará (Quaternário) de ambiente marinho transicional (Schaller *et al.* 1971) (Fig. 2). O embasamento é pouco conhecido, mas circundando a área dos afloramentos expõem-se rochas pré-cambrianas dos crátons Amazônico e São Luís, das faixas Tocantins-Araguaia e Gurupi, além de rochas sedimentares paleozóicas da bacia do Amazonas. O Cráton Amazônico possui uma grande variedade de rochas, incluindo gnaisses, migmatitos, granodioritos, riolitos, andesitos, sienitos, monzonitos, metassedimentos, rochas metabásicas e ultrabásicas, granulitos, anfíbolitos e granitóides (Cordani *et al.* 1984). O Cráton São Luís, considerado um fragmento do Cráton Oeste-Africano, é constituído por quatro unidades litoestratigráficas: Grupo Arizona (rochas metapiroclásticas), suítes intrusivas Tromai, Traquateua (Moura *et al.* 2003) e Rosário (Gorayeb *et al.* 1999). A Faixa Tocantins-Araguaia (Brasiliano: Moura & Gaudette 1993), com orientação estrutural N-S, é representada principalmente por metassedimentos de baixo a alto grau metamórfico do Super Grupo Baixo Araguaia, Complexo Colméia e Gnaiss Cantão (Souza *et al.* 1985, Moura & Gaudette 1993). O Super Grupo Baixo Araguaia é formado pelos grupos Estrondo e Tocantins. O primeiro é composto de meta-conglomerado, quartzito,

micaxisto e xisto com estauroilita, cianita e granada (Formação Morro do Campo); xisto feldspático com biotita e granada (Formação Canto da Vazante); e micaxisto, xisto-calcífero, mármore e lentes de anfíbolito (Formação Xambioá). O Grupo Tocantins inclui quartzito-clorita-muscovita-xisto e intercalações de filito e quartzito (formações Pequizeiro e Couto Magalhães); filito, ardósia, quartzito, metarcóseo e metacalcário (Hassui *et al.* 1984). Com orientação NW-SE, a Faixa Gurupi é constituída predominantemente por rochas paleoproterozóicas, composta pela seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Gurupi que reúne metaconglomerado, quartzito, ardósia, filito, micaxistos diversos tipos com clorita, muscovita, e/ou biotita, granada, estauroilita, xistos aluminosos, grafíticos, formações ferríferas, metadacitos, metadioritos e veios de quartzito; Complexo Maracaçumé, onde ocorrem tonalito, trondhjemito, granodiorito e anfíbolito; e corpos granitóides Itamoari, Cantão, Japim, Ourém e Ney Peixoto (Gorayeb *et al.* 1999, Sadowiski 2000).

Os depósitos estudados encontram-se na região do Rio Capim e compreendem às formações Ipixuna e Barreiras, cujas exposições, de até um quilômetro de extensão lateral por algumas dezenas de metros de extensão vertical, são de excelente qualidade e se destacam por conter estruturas primárias bem preservadas.

Formação Ipixuna De acordo com Rossetti (2004), na região do Rio Capim, os depósitos da Formação Ipixuna correspondem à zona caulim *soft* (Kotschoubey *et al.* 1996) de grande interesse comercial por causa da sua excepcional qualidade, que inclui argilito, arenitos fino a médio, moderadamente selecionados, essencialmente caulínicos, atribuídos a um sistema deposicional formado por um complexo fluvial na base que grada verticalmente para um complexo estuarino no topo. Estratos cruzados no complexo fluvial mostram mergulhos de paleocorrentes preferenciais para NNE e SE. A Formação Ipixuna pode atingir até 40m de espessura (Kotschoubey *et al.* 1996) e tem ampla ocorrência na região do médio Rio Capim. Sobreposta à Formação Ipixuna ocorre uma

Figura 1 - Localização dos afloramentos na região do Rio Capim, sul da Sub-Bacia de Cametá e as unidades do embasamento.

Figura 2 - Quadro estratigráfico simplificado com a correlação das formações Ipixuna e Barreiras, aflorantes na região do Rio Capim, com depósitos da Sub-Bacia de Cametá e Bacia de São Luís-Grajaú.

sucessão sedimentar com cerca de 10m de espessura, caracterizada principalmente por argilitos maciços, registrados na literatura como caulim semi-*flint* (Hust & Bosio 1975, Kotschoubey *et al.* 1996) ou “caulim endurecido” Rossetti (2004). Esta sucessão é limitada na base e no topo por superfícies de descontinuidade erosivas, denominadas S1 e S2, respectivamente (Rossetti 2004) o que a torna numa sucessão distinta da Formação Ipixuna (Kotschoubey *et al.* 1996, Santos Jr. 2002, Rossetti 2004). Entretanto, em função de uma definição estratigráfica mais específica para esta unidade, a mesma será tratada aqui como parte dos depósitos da Formação Ipixuna. Rossetti & Santos Jr. (2003) identificaram falhas e fraturas, diques de areia e brechas e conglomerados intraformacionais nestes depósitos, cuja gênese está relacionada a eventos de sismicidade ocorrentes na Sub-Bacia de Cametá. Kotschoubey *et al.* (1996) atribuem o aspecto semi-*flint* desta unidade ao retrabalhamento mecânico de sedimentos argilosos que, posteriormente, foram cimentados por lama caulínica.

Formação Barreiras Amplamente reconhecida em falésias e em corte de estrada, com até 30m de espessura, no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão, a Formação Barreiras (Mioceno: Arai *et al.* 1988) consiste de arenitos friáveis e quartzosos, argilitos variegados e conglomerados depositados num sistema estuarino de vales incisos, cuja evolução está ligada a flutuações do nível relativo do mar e eventos tectônicos maiores que afetaram a América do Sul nos últimos 25 milhões de ano (Rossetti 2000, 2001). Estes depósitos podem ser agrupados na forma de três unidades deposicionais 1, 2 e 3 (Rossetti 2000): a Unidade 1 é constituída principalmente por calcários da Formação Pirabas que interdigitam com a porção inferior na Formação Barreiras; a Unidade 2 inclui argilito e arenito da Formação Barreiras e, secundariamente, calcários intercalados da Formação Pirabas; a Unidade 3 é representada por argilito, argilito intercalado a arenito e arenitos, correspondente às porções média a superior da Formação Barreiras. Na região do Rio Capim a Formação Barreiras não ultrapassa 20m de espessura, estando em discordância erosiva com a Formação Ipixuna e sotoposta pelos Sedimentos Pós-Barreiras (Figs. 2 e 3). Esta posição estratigráfica permite uma correlação com a Formação Marajó (Sub-Bacia de Cametá; Fig. 2). Na região do Rio Capim, são reconhecidas três sequências deposicionais (unidades 1, 2 e 3: Rossetti & Santos Jr. 2004). A Unidade 1 corresponde à parte interna do estuário, representada por um complexo de canais de maré e planície de maré/mangue. As estratificações cruzadas tabulares nos arenitos dos canais de maré indicam mergulhos com direções preferenciais para NW (Santos Jr. 2002). A Unidade 2 consiste de depósitos de baía/laguna estuarina, deltas de maré relacionados à desembocadura do estuário. A Unidade 3 inclui canais de maré com barras em pontal e, também, planícies de maré/mangue.

MÉTODOS Foram analisadas 43 amostras de arenitos, sendo 27 na Formação Ipixuna (17 no caulim *soft* e 10 no caulim semi-*flint*) e 16 na Formação Barreira, posicionadas em quatro perfis litoestratigráficos verticais (Fig. 4: 1-4). Os minerais pesados foram extraídos da fração granulométrica 0,125-0,062mm, concentrados com bromofórmio (densidade 2.89g/ml), montados em lâminas com bálsamo do Canadá ($\chi=1.538$) para identificação e contagem (100-200grãos/amostra) ao microscópio petrográfico. Foram calculados os índices de Est/ZRT+Est (Morton 1985), para avaliar o efeito do intemperismo nos sedimentos, e o índice RuZi (Morton & Hallsworth 1994), para registrar mudanças de proveniência dos

depósitos. As variedades de zircão e turmalina foram definidas através da contagem de 80-100grão/amostra, como base na forma, cor e estrutura interna (no caso do zircão). O zircão foi classificado de Zr1 (irregular zonado ou não zonado, incolor), Zr2 (euédrico a subédrico não zonado, incolor), Zr3 (euédrico a subédrico não zonado, incolor), Zr4 (euédrico a subédrico zonado amarelado) e Zr5 (arredondado, incolor ou amarelado). A turmalina foi classificada como Tu1 (fragmentos irregulares, marrom, verde ou azul), Tu2 (inclui as variedades euédricas ou subédricas, marrons) e Tu3 (inclui formas arredondadas a bem arredondados de todas as cores). A microscopia eletrônica de varredura (MEV) foi utilizada no estudo de microtexturas e morfologia dos minerais pesados, cujos grãos foram montados em fita adesiva (dupla face) e metalizados com ouro por um minuto e meio. As imagens de MEV foram geradas por microscópio LEO 1450VP do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG). O conjunto de rochas-fonte foi inferido a partir da análise das assembléias de minerais pesados, das variedades de zircão (Caironi *et al.* 1996) e turmalina (Krynine 1946). A localização geográfica das cochas-fonte, potencialmente mais importantes como fontes de sedimentos foram sugeridas a partir do estudo de paleocorrentes realizado em fácies de canais fluviais e de maré.

ASSEMBLÉIAS DE MINERAIS PESADOS A proporção relativa e a distribuição estratigráfica dos minerais pesados nas for-

Figura 3 - Aspectos petrográficos das formações Ipixuna e Barreiras: (A e B) arenito com quartzo irregular, arredondado a subarredondado; (C) argilito maciço (caulim semi-*flint*) com concentrações de anatásio e zircão (setas); (D) feições de corrosão em quartzo de bolsões de areia do caulim semi-*flint* (setas); (E) arenito (caulim *soft*) com grãos de quartzo orientados segundo os planos de estratificação; e (F) caulim booklet. (S1, S2 e S4 são descontinuidades definidas por Rossetti 2004).

Tabela 1. Minerais pesados das formações Ipixuna (FI) e Barreiras (FB): zircão (Zir), turmalina (Tur), rutilo (Rut), estauroлита (Est), cianita (Cia), sillimanita (Sil), andaluzita (And), topázio (Top), anfíbólio (Anf), anatásio (Ant), ZRT. (dados em %). traço (TR).

Amostra	Zir	Tur	Rut	Est	Cia	Sil	And	Top	Anf	Ant	Total	ZTR
FB-01	37	23	10	25	5	***	***	***	***	***	203	70
FB-02	43	19	6	25	7	***	***	***	***	***	200	68
FB-03	39	13	17	23	8	***	***	***	***	***	207	69
FB-04	40	18	10	30	12	***	***	***	***	***	194	68
FB-05	30	14	8	26	19	***	***	3	***	***	207	52
FB-06	29	16	10	25	20	***	***	***	***	***	202	55
FB-10	32	15	10	27	14	2	***	***	***	***	202	57
FB-13	39	22	11	23	5	***	***	***	***	***	204	72
FB-17	36	21	8	20	15	***	***	***	***	***	202	65
FB-18	30	20	10	23	17	***	***	***	***	***	TR	205
FB-100	19	26	8	22	25	***	***	***	***	***	TR	207
FB-101	18	19	6	39	18	***	***	***	***	***	205	43
FB-102	30	13	10	31	16	***	***	***	***	***	202	53
FB-108	48	24	6	15	7	***	***	***	***	***	202	78
FB-109	47	16	7	21	9	***	***	***	***	***	209	70
FB-110	32	24	9	17	16	2	***	***	***	***	200	65
FI-01	85	7	3	4	1	***	***	***	***	***	233	95
FI-02	83	10	3	3	1	***	***	***	***	***	215	93
FI-05	85	7	3	4	1	***	***	***	TR	***	201	92
FI-06	88	3	2	4	3	***	***	***	***	***	214	94
FI-07	93	2	1	3	1	***	***	***	***	***	221	96
FI-08	84	11	TR	3	2	***	***	***	***	***	203	95
FI-09	86	9	TR	1	4	***	***	***	***	***	204	95
FI-10	87	5	2	3	3	***	***	***	***	***	205	96
FI-12	83	11	2	TR	1	***	***	3	1	2	207	96
FI-13	88	10	1	0	1	***	***	TR	TR	TR	201	99
FI-14	85	12	3	3	1	***	***	***	TR	TR	212	96
FI-15	88	5	2	2	TR	***	***	4	***	3	213	95
FI-16	90	5	3	2	0	***	***	***	***	TR	214	98
FI-17	80	15	3	2	0	***	***	***	TR	***	200	98
FI-19	81	17	1	1	0	***	***	***	***	***	200	99
FI-20	84	14	1	TR	TR	***	***	***	TR	1	203	99
FI-131	77	13	2	4	4	***	***	***	***	***	209	92
FI-132	73	15	2	7	3	***	***	***	***	***	204	90
FI-133	76	15	4	3	2	***	***	***	***	***	222	95
FI-134	73	14	5	4	1	***	2	***	1	***	206	92
FI-135	84	10	1	2	2	***	***	***	1	***	210	95
FI-139	82	10	2	3	3	***	TR	1	***	***	207	94
FI-143	87	8	3	2	***	***	***	***	***	***	200	98
FI-144	83	13	3	1	TR	***	***	***	***	***	204	99
FI-146	90	5	3	2	TR	***	***	***	2	***	200	97
FI-147	84	11	2	0	***	***	***	***	6	1	211	97
FI-148	91	4	2	2	***	***	***	10	1	TR	211	97

geralmente irregular e incolor, exibe também bordas corroídas (Fig. 6B e C). Apesar de menos frequentes, ainda ocorrem nestes depósitos, topázio, andaluzita, sillimanita, anfíbólio e anatásio, principalmente na porção superior desta unidade estratigráfica. A distribuição relativa mostra que o nível superior (caulim semi-*flint*), comentado anteriormente, destaca-se do nível inferior (caulim *soft*) pela presença de rutilo e enriquecimento descendente no teor de zircão.

Formação Barreiras A assembléia mineralógica é representada por: zircão – com 34% de ocorrência é normalmente prismático arredondado, euédrico ou subédrico e sem feições de corrosão

Figura 5. Distribuição estratigráfica dos minerais pesados nas formações Ipixuna e Barreiras (valores em %). (S1, S2 e S4 são discontinuidades definidas em Rossetti 2004).

Figura 6. Fotomicrografias dos minerais pesados da Formação Ipixuna: (A) zircão (Zir), (B e C) turmalina (Tur), estauroлита (Est) e cianita (Cia).

Figura 7. Variedade de zircão (Zr1, Zr2, Zr3, Zr4 e Zr5) e turmalina (Tu1, Tu2 e Tu3) das formações Ipixuna e Barreiras na Região do Rio Capim. Notar o sobrecrecimento desgastado em turmalina (seta) da Formação Ipixuna.

(fig.8A). As variedades encontradas são: Zr5 (50%), Zr1 (25%), Zr2 (15%), Zr3 (8%) e Zr4 (2%) (fig.7); estaurolita - é muito frequente com até 24% de ocorrência, possui forma angulosa a sub-angulosa, raramente prismática, nas colorações amarelo intenso e avermelhada, fraturamentos conchoidais são muito pouco comuns feições de corrosão (fig.8B e D); turmalina - representa cerca da 19%, tem hábito prismático euédrico a subédrico, as vezes bem arredondado a sub-arredondado, ocorrem também com menos frequência fragmentos irregulares (fig.8A e C), sem sinais de corrosão. As variedades foram classificadas como: Tu2 (53%), Tu3 (31%) e Tu1 (16%) (fig.8 e 9); cianita - com 13% de ocorrência na assembléia, apresenta-se geralmente com seu hábito tabular alongado bem característico, entretanto formas irregulares ou grãos exibindo deformações são observados. Geralmente apresentam boa clivagem, incolores e com raras feições de corrosão (fig.8D); rutilo - com cerca de 9% de ocorrência nestes depósitos, possui forma prismática euédrica ou irregular, sem evidências de dissolução (fig.8A). Além dos minerais supracitados, foram identificados esporadicamente sillimanita, andaluzita, topázio e anatásio.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES **Feições texturais dos minerais pesados** A importância estratigráfica dos minerais pesados no estudo de sucessões sedimentares de ambientes continentais e transicionais é amplamente reconhecida (Mange & Maurer 1991, Morton & Hallsworth 1999). Entretanto, nestas circunstâncias o intemperismo químico e a diagênese são os principais processos que modificam a composição das assembléias mineralógicas e determinam sua distribuição nos depósitos sedimentares. Estes processos são responsáveis pela dissolução intraestratal e surgimento de minerais pesados secundários (autigênicos), onde a água intersticial ácida é o principal agente. A taxa e natureza do intemperismo químico variam amplamente e são controladas pelo clima, topografia, atividade biológica, textura, permeabilidade e história de soterramento dos sedimentos, composição das águas

Figura 8. Fotomicrografias dos minerais pesados da Formação Barreiras: (A) zircão (Zir), (B e D) estaurolita (Est), (A e E) turmalina (Tur), (A e D) cianita (Cia) e (A) rutilo (Rut).

intersticiais e tempo (Morton & Hallsworth 1994, Islam et al. 2002). O efeito da dissolução intraestratal nos minerais, geralmente, manifesta-se através do aumento da maturidade mineralógica das assembléias (ZTR; Hubert 1962) e pode ser evidenciada através de feições texturais dos grãos, observados com auxílio da microscopia eletrônica de varredura (MEV) e utilização do índice Est/ZRT+Est (ver Morton 1985). Estudos desta natureza em minerais pesados transparentes não micáceos das formações Ipixuna e Barreiras permitem evidenciar diferenças substanciais entre estas unidades, que são interpretadas do ponto de vista estratigráfico, levando-se em consideração os processos pós-deposicionais que atuaram sobre as mesmas (Fig. 9).

FORMAÇÃO IPIXUNA Uma das características mais importantes identificadas nos minerais pesados na Formação Ipixuna (caulim

Figura 9. Variação vertical do índice Est/ZTR+Est nas formações Ipixuna e Barreiras.

soft e *semi-flint*) são as feições de corrosão observadas, principalmente, na estauroлита, cianita e até mesmo na turmalina (Fig. 10). Estes minerais, ao lado do zircão e rutilo, são considerados bastante resistentes ao intemperismo químico (Nickel 1973, Mange & Maurer 1991, Morton 1999), e a abundância de feições dissolução nestes minerais sugere ação de forte intemperismo químico, relacionado à origem dos depósitos de caulim existentes nesta região. Existem diversas teorias a cerca da origem dos depósitos de caulim da região do Rio Capim. Krebs & Arantes (1973) atribuíram uma origem alóctone para o caulim Ipixuna, a partir de sedimentos mesozóicos fortemente intemperizados que foram transportados sob regime de fluxo de massa para a bacia de sedimentação. Hurst & Bosio (1975), por sua vez, consideram uma origem *in situ* a partir da alteração dos sedimentos Barreiras (Mio-Plioceno). Monteiro (1977), baseado em elementos traços e estudo de minerais pesados, sugeriu uma origem, também, *in situ* ou a pouca distância do local de acumulação, mas a partir da alteração de rochas graníticas. Costa & Moraes (1998) propõem uma gênese relacionada ao evento de laterização responsável pela formação da bauxita no Terciário inferior. Kotschoubey *et al.* (1996) sugerem que a gênese do caulim *soft* da Formação Ipixuna pode ser explicada pelo mecanismo de rebaixamento do nível freático durante um longo período, em ambiente tectônico estável, onde a caulinizacão, iniciada durante a formação da crosta laterítica/bauxítica, prosseguiu durante os períodos úmidos do Cretáceo Superior e do Quaternário, tratando-se assim de um caso particular de intemperismo profundo. Segundo estes mesmos autores, o estado litificado e a ausência de estruturas sedimentares no caulim *semi-flint*, que ocupa a porção superior desta formação, não permitem atribuir uma mesma origem para estes depósitos e, dessa forma, sugerem que se trata de depósitos sedimentares que sofreram transformações diferentes. O baixo conteúdo de quartzo nestes depósitos mostra que o caulim *semi-flint* foi originado a partir de sedimentos argilosos que sofreram retrabalhamento mecânico e, posteriormente, foram cimentados por argila caulínica (Kotschoubey *et al.* 1996). Dentro deste contexto, estes depósitos se formaram em condições estratigráficas diferentes onde a intensidade de dissolução dos minerais pesados atesta esta diferença. Estas feições são mais expressivas nos depósitos de caulim *soft*. As evidências como: obliteração de tex-

Figura 10. Texturas de dissolução em minerais pesados da Formação Ipixuna: (A) estauroлита exibindo cavidades lenticulares orientadas segundo o plano cristalográfico; (B) aspecto cavernoso da cianita; e (C) detalhe da superfície de turmalina exibindo forte corrosão.

turas superficiais mecânicas pela dissolução superficial, presença de caulim *booklet*, fragmentos líticos, pseudomorfos de feldspato e micas substituídos por caulim e a preservação de estruturas sedimentares primárias atestam que os depósitos de caulim *soft* foram originados *in situ* a partir de arenitos arcossianos sob regime intemperismo efetivo. Consequentemente, a natureza arcossiana destes arenitos sugere que os mesmos foram produzidos durante clima árido a semi-árido, os quais posteriormente foram alterados em condições climáticas úmidas tropicais relacionadas com o evento de bauxitização paleógena. A presença de micas (biotita e muscovita) caulinizadas é mais uma variável que sugere condições de forte intemperismo químico, particularmente, em ambientes tropicais, como atestado por Islam *et al.* (2002) que estudou mudanças mineralógicas de rochas sedimentares sob forte intemperismo químico em Bangladesh. A presença de anatásio na unidade de caulim semi-*flint* (Fig. 4C), que possui estrutura maciça e freqüentes feições brechóides, sugere que a porção superior Formação Ipixuna alcançou transformações pedogenéticas, o que não ocorreu na unidade inferior (caulim *soft*).

FORMAÇÃO BARREIRAS Comparando-se a assembléia de minerais pesados da Formação Barreiras, estudada neste (com a da Formação Ipixuna) trabalho, verifica-se que as principais diferenças estão relacionadas com as porcentagens de zircão, turmalina, estauroлита, cianita e, substancialmente, às feições de dissolução intraestratal. Na assembléia da Formação Barreiras as texturas de corrosão são menos expressivas, a não ser em alguns grãos de estauroлита e cianita que apresentam sinais precoces de dissolução (fig. 11). Além disso, o índice $Es/ZRT+Es$ nestes depósitos confirma tais evidências, onde o comportamento vertical mostra declínio descendente (ver Fig. 9). Os arenitos desta formação são facilmente reconhecidos pelo aspecto friável, avermelhado e excelente preservação dos minerais pesados, sugerindo que a atual da assembléia de mineralógica pode ser interpretada como uma assinatura composicional mais aproximada da fonte dos sedimentos e, que, o intemperismo químico sobre os mesmos foi menos efetivo do que nos depósitos subjacentes.

Proveniência As assembléias das formações Ipixuna e Barreiras sugerem a participação de fontes metamórficas, ígneas e sedimentares, onde a estauroлита e cianita indicam fontes metamórficas de médio grau. Estas assembléias mostram similaridades mineralógicas entre si, entretanto, como visto anteriormente, as diferenças são significativas em termos de percentual relativo que, por sua vez, resultam apenas de fatores relacionados à processos de dissolução intraestratal (pós-deposicionais) e não à proveniência. Entretanto, apesar dos dados de proveniência, apresentados neste trabalho, serem pouco específicos, estes servem para indicar, genericamente, grupos de rochas-fonte de sedimentos, não sendo possível avaliar o potencial das unidades do embasamento na contribuição de sedimentos. A utilização do índice $RuZi$ e dados de paleocorrentes em análise de proveniência é de comprovada eficácia e, no estudo aqui apresentado, atestam claramente que estas duas unidades estratigráficas possuem proveniência distinta (Fig. 12), como veremos a seguir.

FORMAÇÃO IPIXUNA As paleocorrentes nos depósitos do complexo fluvial da unidade do caulim *soft* da Formação Ipixuna indicam que os arenitos arcossianos, precursores dos depósitos de caulim, são oriundos de áreas localizadas a oeste/sudoeste, abrangendo preferencialmente a Faixa Araguaia-Tocantins e parte

Figura 11 - Aspectos texturais dos minerais pesados da Formação Barreiras: (A) turmalina euédrica com arestas perfeitas, (B) cianita prismática-tabular exibindo sua clivagem característica, (C) estauroлита com feição de dissolução mamelonar e

do seu embasamento. Esta região é formada, principalmente, por rochas metamórficas, que justifica a presença de estauroлита, cianita, micas (biotita e muscovita) e fragmentos líticos neste depósito. A estauroлита, cianita e micas ocorrem, sobretudo, em rochas metamórficas de baixo a médio grau, como xistos e micaxistos, representativos da Formação Morro do Campo/Grupo Estrondo (Supergrupo Baixo Araguaia) e são raramente encontradas em gnaisses desta região. As variedades de zircão sugerem predominância de fonte metamórfica em relação à ígnea, tendo em vista que 60% dos grãos representam contribuições de corpos granitóides e ortognaisses, 30% representam migmatito e granulito, e apenas 3% são de riolitos. Contribuições graníticas são significativas na Formação Ipixuna uma vez que 63% das variedades de

turmalina representam fonte granítica, 27% fonte metamórfica e 10% fonte pegmatítica. Estes litotipos são encontrados no embasamento da Faixa Araguaia-Tocantins que representa a porção leste do Cráton Amazônico nesta região (Moura & Gaudette *et al.* 1999). A variedade Zir5 (7%) corresponde a zircões arredondados que podem representar tanto fontes metamórficas (metagabros, leucogranulito e rochas da crosta inferior: Corfu *et al.* 2003), quanto sedimentos reciclados. A abundância de turmalina arredondada nestes sedimentos sugere fontes sedimentares pré-existent (reciclagem), o que é também corroborado pela presença de turmalina contendo sobrecrecimento arredondado. A avaliação da proveniência para os depósitos a unidade que comporta os depósitos de caulim semi-*flint* ainda é problemática pelo fato destes possuírem caráter predominantemente maciço sem estruturas sedimentares direcionais, além de outros parâmetros mais específicos que viabilizem uma melhor interpretação. Entretanto, o índice RuZi (Fig. 12) sugere proveniência distinta para estes depósitos em comparação com os subjacentes. A análise convencional do pesados atribui o mesmo grupo de rochas-fonte, embora não seja possível inferir diretamente uma área-fonte para os mesmos.

FORMAÇÃO BARREIRAS As paleocorrentes medidas em canais fluviais indicam transporte sedimentar preferencial para NW, permitindo atribuir como área-fonte a Faixa Gurupi e o Cráton São

Luís que afloram NE e SE. A assembléia mineralógica desta formação sugere fontes, sobretudo, metamórficas de médio grau devido à alta abundância de estauroлита e cianita e, mais raramente, de sillimanita que poderiam ser fornecidas pela Formação Santa Luzia (Faixa Gurupi). A presença de turmalina idiomórfica, associada a zircão euhédrico e a topázio, sugere contribuição de rochas granitóides, pegmatitos e veios. Em termos de variedades, o zircão e turmalina mostraram-se excelentes indicadores petrogenéticos para a Formação Barreiras, indicando diversos tipos de rochas-fontes, incluindo: granitos, migmatitos, granulito e riolitos, relacionadas ao Cráton São Luís (Tracateua, Mirasselas e Rosário?). A ausência de turmalina com sobrecrecimento desgastado ou com formas arredondadas indicam pouca participação de material reciclado.

Agradecimentos À CAPES pela concessão de bolsa de mestrado ao primeiro autor. Ao Museu Paraense Emílio Goeldi pelo suporte financeiro através do CNPq (chamada universal 2001: Projeto 474978/01-0). À Parapigmentos S/A e à Imery Rio Capim Caulim pelo acesso aos afloramentos e apoio logístico. Aos pesquisadores do grupo de Geologia Histórica (UFPA-MPEG). Aos editores da RBG pela gentil compreensão quanto ao redirecionamento dado ao trabalho. Aos revisores pelas pertinentes sugestões que muito contribuíram para a melhoria do texto.

Figura 12 - Variação vertical do índice RuZi nas formações Ipixuna e Barreiras. Notar a mudança brusca dos valores do índice a partir das discordâncias. $\{RuZi = 100 \times Ru(\text{contados}) / Ru + Zi(\text{total})\}$.

Referências

- Arai M., Uesugui N., Rossetti D.F., Góes A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35. Belém. Anais, 2: 738-752.
- Azevedo R.P. 1991. *Tectonic evolution of Brazilian Equatorial Continental Margin Basins*. Tese de Doutorado, Royal School of Mines Imperial College, Londres, 412p.

- Caironi V., Garzanti E., Sciunnach, D. 1996. Typology of detrital zircon as a key to unraveling provenance in rift siliciclastic sequences (Permo-Carboniferous of Spiti, N India). *Geodinamica Acta*, 9:101-113.*
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. In: J.M. Hanchar & P.W.O. Hoskin (eds). *Reviews in mineralogy & geochemistry*, 53, Mineralogical Society of America and Geochemical Society, pp:469-500.
- Cordani U.G., Brito Neves B.B., Fuck R.A., Porto R., Thomaz F.A., Cunha F.M. 1984. Estudo preliminar da integração do Pré-Cambriano com eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. In: Série Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, 15, 70p.
- Costa M.L. & Moraes E.L. 1998. Mineralogy, geochemistry and genesis of kaolin from the Amazon region. *Mineral. Depos.*, 33:283-297.
- Galvão M.V.G. 1991. *Evolução termomecânica da Bacia de Marajó, Estado do Pará, Brasil*. Tese de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil, 193p.
- Gorayeb P.S.S., Gaudette H., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 1999. Geologia e geocronologia da Suíte Rosário, nordeste do Brasil, e sua contextualização geotectônica. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(4):571-578.
- Hasui Y., Haralyl N.L., Schobbenhaus C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: DNPM, Symposium Amazonico, 2. Manaus. *Anais*, 1, 129-147.
- Hubert J.E. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the cross composition and texture of sandstones. *J. Sed. Pet.*, 32:440-450.
- Hust V.J. & Bosio N.J. 1975. Rio Capim kaolin deposits, Brazil. *Econ. Geol.*, 70:990-992.
- Kotschoubey B., Trukenbrodt W., Hieronymus B. 1996. Depósitos de caulim e argila "semi-flint" no noroeste do Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, 26:71-80.
- Krebs A.S.J. & Arantes J.L.G. 1973. Pesquisa de caulim no Rio Capim, estado do Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 27, Aracaju, *Anais*, 1, 181-191.
- Krynine P.D. 1946. The tourmaline group in sediments. *The Journal of Geology*, 54:65-87.
- Lihou J. & Mange-Rajetzky M.A. 1996. Provenance of the Sardona Flysch, eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage. *Sedim. Petrol.*, 105:141-157.
- Islam Md.R., Stuart R., Risto A., Vesa P. 2002. Mineralogical changes during intense chemical weathering of sedimentary rocks in Bangladesh. *J. Asian Earth Sciences*, 20:889-901.
- Mange M.A. & Maurer H.F.W. 1992. *Heavy mineral in colour*. Chapman & Hall, 147pp.
- Monteiro R.W. 1977. *Elementos traços no caulim do Rio Capim, estado do Pará*. Tese de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, Belém.
- Morton A.C. 1985. Heavy minerals in provenance studies. In: G.G. Zuffa (ed). *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, pp.:249-277.
- Morton A.C. & Hallsworth C. 1994. Identifying provenience-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedim. Geol.*, 90:241-256.
- Morton A.C. & Hallsworth C. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedim. Geol.*, 124:3-29.
- Moura C.A.V. & Gaudette H.E. 1993. Zircon ages of the Basement Orthogneisses of the Araguaia Belt, north-central Brazil. In: Congr. Bras. Geoquímica, 4, Brasília. *Resumos*: 232-234.
- Moura C.A.V., Abreu F.A.M., Klein E.L., Palheta E.S.M., Pinheiro B.L.S. 2003. Geochronology of the São Luís Craton and the Gurupi Belt, Brazil. In: South Am. Symp. Isotope Geology, 4, Salvador, Brazil, short papers:225-228.
- Nickel E. 1973. Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal solution. *Contr. Sedimentol.*, 1:1-68.
- Rossetti D.F. 2000. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. *Sedim. Geol.*, 133:295-324.
- Rossetti D.F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Para, Brazil, within the context of sea level changes. *J. South Am. Earth Sci.*, 14:77-89.
- Rossetti, D.F. 2004. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedim. Geol.*, 169:151-174.
- Rossetti D.F. & Santos Jr. A.E. 2003. A working hypothesis to explain the origin of the Rio Capim Kaolin, Pará, northern Brazil. In: Latinam. Congr. Sedim., 3, Belém do Pará, Brasil. *Abstracts*, 148-150.
- Rossetti D.F. & Santos Jr. 2004. Facies architecture in a tectonically influenced estuarine incised valley fill of Miocene age, north Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 17:267-284.
- Sadowisk G.R. 2000. The São Luís Craton and the Gurupi Fold Belt. In: *Tectonic Evolution of South America*. U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.). Intern. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, Brazil, 97-99.
- Santos Jr. A.E. (2002). *Reconstrução paleoambiental e estratigráfica de depósitos cretáceos e terciários expostos na borda sudeste da sub-bacia de Cametá, norte no Brasil*. Tese de Mestrado. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, Belém, 100pp.
- Schaller H., Vasconcelos D.N., Castro J.C. 1971. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 25, 3:189-202.
- Souza A.C.C., Dall'Agnol R., Teixeira N.P. 1985. Petrologia do Gnaiss Cantão: implicações na Faixa de Dobramento Araguaia, Serra do Estrondo-GO. *Rev. Bras. Geoc.*, 15:300-310.
- Villegas J.M. 1994. *Geologia estrutural da Bacia de Marajó*. Tese de Mestrado, Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, Belém, 119pp.

Manuscrito A-1478
Recebido em 16 de novembro de 2003
Revisão dos autores em 17 de janeiro de 2005
Revisão aceita em 21 de janeiro de 2005