

A sedimentação proterozóica (esteniana-toniana) na borda oeste do Craton Amazônico

Ruy Benedito Calliari Bahia¹ & Augusto José Pedreira²

Resumo A sedimentação proterozóica na porção ocidental do Cráton Amazônico, estudada em detalhe na Serra dos Pacaás Novos, localizada na região oeste do Estado de Rondônia, nas adjacências da cidade de Guajará-Mirim, é constituída mormente de conglomerados e arenitos da Formação Palmeiral, relacionada do Esteniano ao Toniano. A análise faciológica permitiu distinguir seis litofácies que incluem: (1) ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente (Gm); (2) arenito com estratificação horizontal (Sh); (3) arenito com estratificação cruzada acanalada (St); (4) arenito com estratificação cruzada planar (Sp); (5) arenito com estratificação sigmóide (Ss); e (6) arenito maciço (Sm). A fácies conglomerática, constituída de seixos de quartzo, quartzito, arenito e rochas vulcânicas, é interpretada como barras longitudinais ou lençóis empilhados, gerados durante eventos de alta descarga. Níveis compostos por lentes arenosas, representam depósitos formados durante períodos de baixa descarga em canais menores. Esta interpretação aponta para os sedimentos Palmeiral um estilo fluvial entrelaçado, tipo Scott. Entretanto, ficam dúvidas se este padrão relaciona-se à um sistema fluvial proximal ou de leque aluvial. A proveniência dos depósitos da Formação Palmeiral é mostrada pelos seus diferentes tipos de fragmentos líticos, incluindo quartzo, quartzito, arenito e rochas vulcânicas, os quais somente em parte são derivados do embasamento cristalino. Fragmentos de rocha do Complexo Jamari não foram encontrados. As rochas sedimentares da Formação Palmeiral passaram por vários processos diagenéticos incluindo sobrecrecimento de quartzo, formação de caulinita e ilitização. Podem ocorrer pseudomorfos de ilita a partir de caulinita. A dissolução por pressão é bem documentada por concavidades em seixos da fácies conglomerática. Na Serra dos Pacaás Novos a Formação Palmeiral está confinada em graben, que possivelmente no Cenozóico sofreu inversão de relevo, responsável pela atual configuração morfológica da serra. A análise estrutural possibilitou a separação de três domínios estruturais.

Palavras-chave: Formação Palmeiral, Proterozóico (Esteniano-Toniano), caracterização faciológica, petrografia e tectônica.

Abstract *The proterozoic sedimentation (estenian-tonian) in the western of Amazonian Craton.* The Serra dos Pacaás Novos, located in the part of Rondônia, near the town of Guajará Mirim, and inserted in the Amazonian Craton, is built up mainly by conglomerates and sandstones of the Upper Proterozoic Palmeiral Formation. The facies analysis allows to distinguish six lithofacies: (1) massive or crudely bedded ortoconglomerate (Gm); (2) sandstone with horizontal bedding (Sh); (3) trough cross-bedded sandstone (St); (4) planar crossbedded sandstones (Sp); (5) sigmoidal cross-bedded (Ss) and (6) massive sandstones (Sm). The conglomerate facies was interpreted as longitudinal bars or stacked sheets formed during events of high discharge. The interbedded lenses of sandstone, on the other hand, was deposited during low water in minor channels. This interpretation points to a fluvial style with a braided channel pattern similar to the Scott type. However, it is uncertain if this depositional pattern may be related to a proximal fluvial system or to an alluvial fan. The provenance of the Palmeiral deposits is shown by their different types of lithic fragments including quartz, quartzite, sandstone and volcanic rocks, which only in part are derived from the crystalline basement. Rock fragments from the nearby Jamarí Complex (basement) were not found. The Palmeiral Formation went through several diagenetic processes which include quartz overgrowths, formation of kaolinite, illitization of kaolinite and pressure solution well documented by cavities in gravels. In the Serra of Pacaás Novos, the Palmeiral Formation is confined to a graben structure which, possibly during Cenozoic, suffered relief inversion leading to the present morphological configuration of the graben. The structural analysis resulted in the separation of three structural sectors.

Keywords: Palmeiral Formation, Proterozoic (Stenian-Tonian), characterization faciologic, petrography and tectonic.

INTRODUÇÃO A sedimentação proterozóica na borda oeste do Craton Amazônico, ocorrem em uma bacia tipo sinéclise, denominada de Bacia de Rondônia (Scandolara et al. 1999), posteriormente confinada

1 - CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Porto Velho, Rondônia, Brasil. E-mail: ruybahia@pv.cprm.gov.br

2 - CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Salvador, Bahia, Brasil. Email: apedreira@sa.cprm.gov.br

em estruturas tipo graben, é constituída de sedimentos siliciclásticos, os quais em sua seção-tipo aflorante na Serra dos Pacaás Novos é composta essencialmente por depósitos fluviais designados de Formação Palmeiral (Lobato et al. 1966).

Os aspectos faciológicos das rochas da Formação Palmeiral na Serra dos Pacaás Novos foram apresentados por Bahia (1997) utilizando-se apenas de dados de superfície. Neste trabalho apresentam-se as características faciológicas e descrevem-se as estruturas sedimentares e geometria dos depósitos aflorantes na serra dos Pacaás Novos, Município de Guajará Mirim, Estado de Rondônia (Fig. 1). A interpretação faciológica segue as propostas de Miall (1996) tendo como principal objetivo o entendimento da cobertura sedimentar proterozóica na borda oeste do Cráton Amazônico.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL Os primeiros trabalhos geológicos de abrangência regional na porção ocidental do Cráton Amazônico foram realizados por Oliveira (1915); Lobato et al. (1966); Souza et al. (1975); Isotta et al. (1978); Leal et al. (1978); Torres et al. (1979); todos visavam principalmente mapeamentos geológicos em escala regional (1:500.000 e 1:1000.000), acompanhados de prospecção geoquímica, visando identificar depósitos minerais.

Scandolaro et al. (1999) redefiniram o embasamento cristalino regional como Complexo Jamarí, conforme proposto por Isotta et al. (1978), constituído de migmatitos e ortogneisses de composições granítica e granodiorítica. A porção do embasamento onde predominam granulitos, charnockitos e enderbitos foi designada de Complexo Jarú. As rochas desses complexos foram deformadas por cisalhamento dúctil, sob condições metamórficas na fácies anfibolito superior. Datações radiométricas pelo método Pb/Pb e U/Pb, realizadas em ortogneisses e granulitos realizadas por Santos et al. (2000); Bettencourt et al. (2001) e Payolla et al. (1998) indicaram idades entre 1.640 e 1750 Ma, colocando o embasamento cristalino regional no Proterozóico Inferior (Estateriano).

Sobre o embasamento já cratonizado assenta-se discordantemente o Grupo Roosevelt com idade obtida por Santos et al. (2000) de 1740 ± 8 Ma (Pb/Pb), constituído de rochas psamíticas, pelíticas e químicas exalativas, deformadas e metamorfisadas na fácies anfibolito médio. A porção superior dessa seqüência é constituída predominantemente de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias metamorfisadas no fácies xisto-verde.

No Proterozóico Médio (Caliminiano) ocorreram intrusões graníticas com textura rapakivi e quimismo alcalino a subalcalino, denominadas de Suíte Serra da Providência, relacionadas ao período distensivo do final do Ciclo Orogênico Rondoniano. Alguns maciços graníticos foram datados pelo método U/Pb e forneceram idades entre 1.606 a 1532 Ma (Bettencourt et al. 1999).

No final do Proterozóico Médio (1450 – 1100Ma), idade obtida pelo método U-Pb em zircão detrítico por Santos et al. (2003), a borda oeste do Cráton

Amazônico foi afetada pelo Ciclo Orogênico Sunsás. Após este ciclo formou-se uma extensa bacia sedimentar tipo IS (Interior Sag), segundo a classificação de Kingston et al. (1983). Esta bacia foi preenchida por arenitos e conglomerados de origem fluvial, os quais foram denominados de Formação Palmeiral por Lobato et al. (1966). Sua idade é de 1031 ± 29 Ma obtida pelo método U-Pb em zircão detrítico (Santos et al. 2000).

Esta cobertura sedimentar se estende até o Estado do Mato Grosso, onde é denominada de Grupo Aguapeí (Figueiredo & Olivatti, 1974) e chega até território boliviano, designada de Grupo Sunsás (Litherland et al. 1986).

Na Serra dos Pacaás Novos estes sedimentos são intercalados, na base da Formação Palmeiral, pelos alcalis-basaltos da Formação Nova Floresta (Leal et al. 1978), com idade Ar/Ar de 1062 ± 3 Ma (Tohver et al. 2003).

FORMAÇÃO PALMEIRAL Esta unidade foi definida por Lobato (1966) na vila de Palmeiral, situada nas margens do rio Madeira, km 159 da BR - 364. Posteriormente foi estendida por Souza et al. (1975), até as Serras dos Pacaás Novos e Uopianes, por fazer parte da mesma bacia deposicional

A Formação Palmeiral é constituída principalmente de ortoconglomerados e arenitos, cuja análise faciológica indicou a presença de um sistema fluvial entrelaçado (Fig. 2).

Com base na análise principalmente de litossomas e estruturas sedimentares, foram definidas 6 (seis) litofácies as quais abrangem ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente (Gm); arenito com estratificação horizontal (Sh); arenito com estratificação cruzada acanalada (St); arenito com estratificação cruzada planar (Sp); arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Sl) e arenito maciço (Sm).

O código usado para designar estas fácies foi modificado de Miall (1978, 1996), onde a letra maiúscula representa o tipo de litologia presente (G-cascalho; S-areia), enquanto que a letra minúscula indica a estrutura sedimentar típica da litofácies (Fig. 3).

Ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente (Gm) Este ortoconglomerado representa a fácies mais expressiva da unidade. Ocorre em forma de espessas camadas, associadas aos arenitos na borda norte da serra dos Pacaás Novos, onde atinge aproximadamente 40 m de espessura aflorante. Ao norte e nordeste da serra, corpos conglomeráticos apresentam grande continuidade lateral, como comprova sua presença também nas proximidades da vila de Palmeiral (BR-364, km 112). Já ao sudoeste da borda norte da serra dos Pacaás Novos, o conglomerado desaparece, dando lugar as fácies psamíticas sendo, no entanto, desconhecido o tipo de contato.

O conglomerado é polimítico, de coloração rosa, contendo pouca matriz arenosa. Os clastos são de quartzo-arenito, quartzo, quartzito e de rochas vulcânica intermediária (dacito), com tamanhos variando de 1 cm

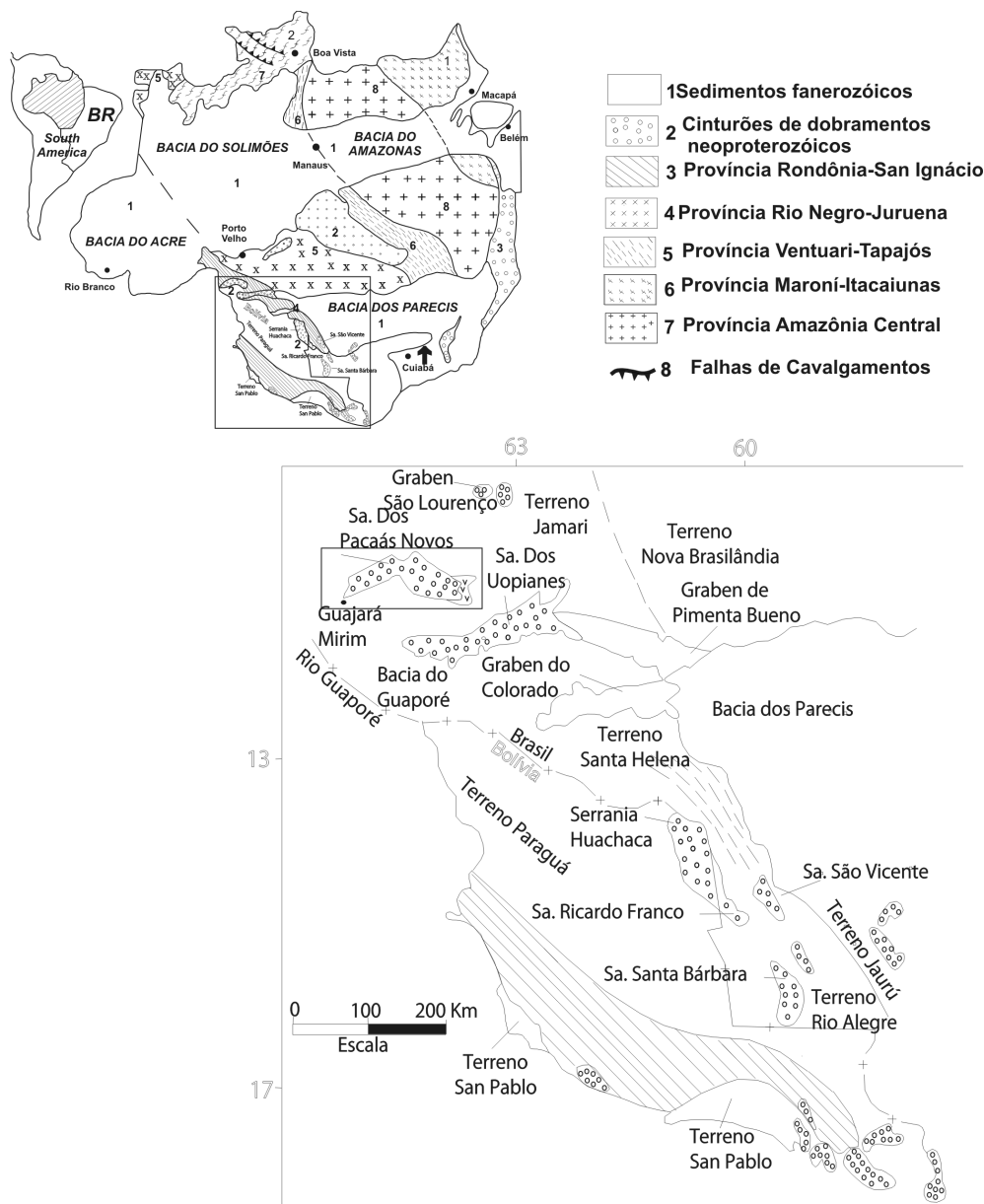


Figura 1 – Mapa das coberturas proterozóicas da borda oeste do Craton Amazônico e seus domínios.

até 50 cm de comprimento; apresentam-se geralmente bem arredondados e moderadamente a pobremente selecionados. O grau de arredondamento pode ser afetado pela presença de concavidades na superfície de clastos resultantes da dissolução por pressão, devido à grande profundidade de soterramento. Predominam os seixos oblatos sobre os prolatos, geralmente mostrando imbricamento do tipo a(t) b(i) (Fig. 4). O ortoconglomerado é maciço, às vezes apresentando estratificação plano-paralela incipiente (Fig. 5).

A presença de clastos arredondados e comumente imbricados indica deposição por transporte por tração na superfície do leito do rio. A estratificação plano-paralela dos corpos conglomeráticos é relacionada a um transporte rápido de clastos sob condições de alta descarga (cheias) e alta carga sedimentar. Segundo Hein & Walker (1977), os lençóis conglomeráticos que

se desenvolvem sob estas condições estendem-se mais rapidamente a jusante do que crescem verticalmente. Desta maneira forma-se um lençol de baixo relevo paralelo ao fluxo e com acamamento horizontal (barra longitudinal). Segundo Miall (1996), lençóis conglomeráticos que se acumulam em águas mais profundas tendem a desenvolver *foresets* de formas de leito transversais.

Arenito com estratificação horizontal (Sh) Esta fácies é constituída essencialmente de arenito amarelado, fino a médio, com grãos bem selecionados e arredondados. A geometria dos corpos é em forma de camadas tabulares, com espessura de até 80 cm, que internamente exibem estratificação plano-paralela, com linhas de seixos nos planos de estratificação (Fig. 6). Os seixos são bem arredondados com diâmetro máximo de 5cm,

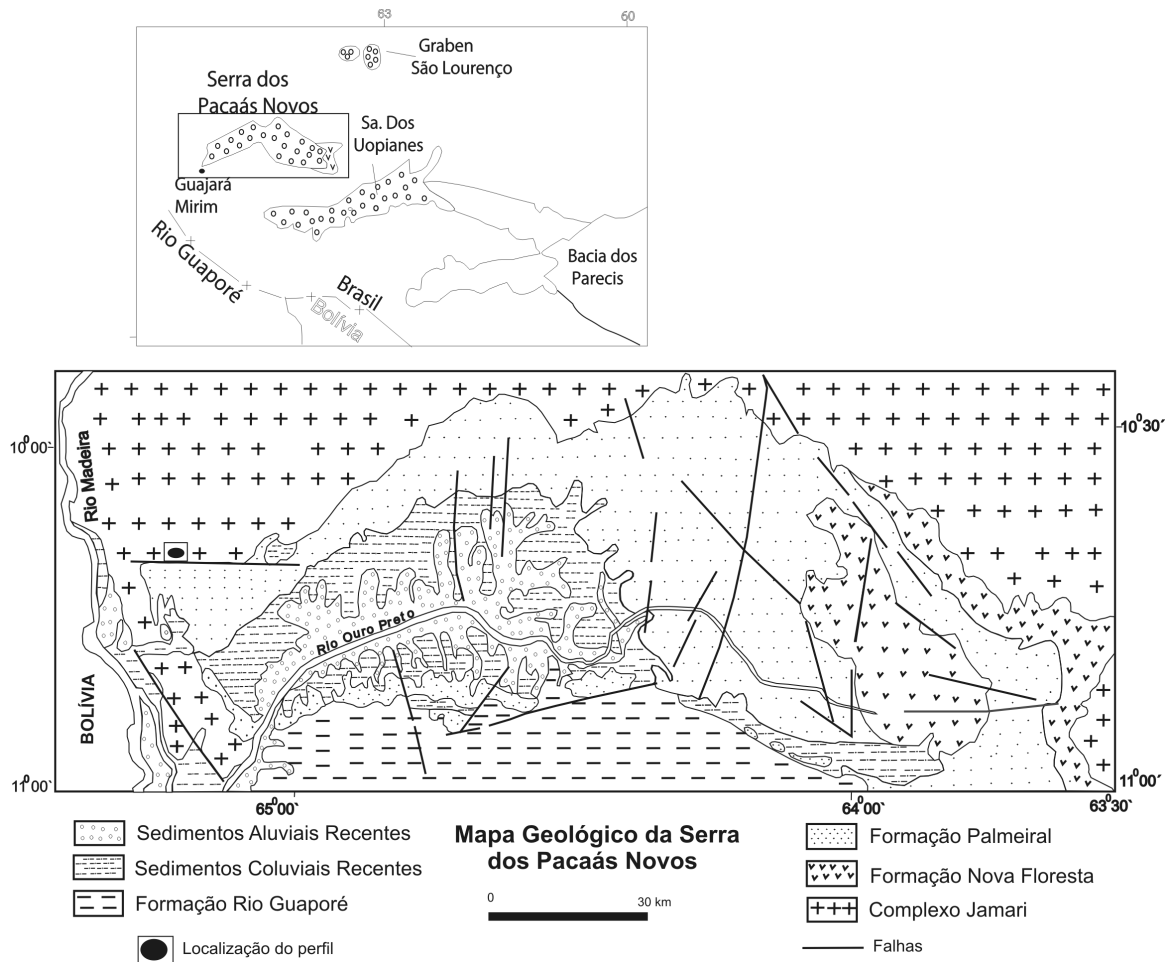


Figura 2 - Mapa geológico da Serra dos Pacaás Novos

são compostos essencialmente de arenito fino, cimentado, o qual difere do arenito hospedeiro.

Esta fácies se forma sob condições de regime de fluxo superior, na transição de fluxo subcrítico para o supercrítico. Possíveis velocidades seriam em torno de 1 m/s a uma profundidade da água de 25 a 50cm. Os seixos foram provavelmente depositados a partir de tapetes de tração de areia, nos quais se movimentaram por rolamento (ver Miall, 1996).

Arenito com estratificação cruzada acanalada (St) Esta litofácies foi observada na base e no topo do perfil da estrada de acesso à torre da EMBRATEL, na Serra dos Pacaás Novos. Corresponde a um arenito cor-de-rosa a amarelado, fino a médio, com grãos bem selecionados e arredondados. Apresenta estratificação acanalada de médio porte, com *sets* mostrando espessuras de 50 a 60cm (Fig. 7). É comum a presença de seixos arredondados de arenito fino dispersos nos planos de estratificação.

A estratificação cruzada acanalada é o resultado da migração de dunas com cristas sinuosas (tipo 3D). Segundo Tucker (1991) a ocorrência deste tipo de dunas depende de aumento da razão de profundidade, da velocidade da corrente e da carga em suspensão, que são sempre maiores do que as dunas com cristas retas

(tipo 2D).

Arenito com estratificação cruzada planar (Sp) Associado ao arenito com estratificação plano-paralela (Sh), ocorre à fácies Sp, constituída por arenito de coloração cinza, granulometria grossa, com grãos angulosos e mal selecionados. Exibe estratificação cruzada tabular, com *sets* de até 50cm de espessura, cujas superfícies limitantes são aproximadamente horizontais e planas sem feições de escavação (Fig. 8). Às vezes aparecem seixos de óxido de manganês dispersos nesse arenito.

Esta litofácies se forma pela migração de dunas 2D. A areia é transportada por tração e suspensão intermitente ao longo do flanco a montante da forma de leito e depositada por processo gravitacional (*avalanching*) sobre os *foresets*.

Arenito com estratificação cruzada sigmóide (Ss) Esta fácies ocorre associada ao arenito com estratificação horizontal (Sh). Forma corpos lenticulares com extensão lateral de alguns metros e espessura de 90cm. O arenito é róseo, fino a médio e possui grãos bem selecionados e arredondados. A estratificação cruzada é assintótica referentes às superfícies limitantes superiores e inferiores dos *sets*. Além de apresentar esta caracte-

Metros	Litologia	Descrição	Interpretação dos processos	
		Solo com fragmentos de laterita		
		Arenito com estratificação cruzada acanalada	Dunas tipo 3D formada em regime de fluxo inferior	
		Arenito maciço	Deposição através de fluxo em suspensão	
		Arenito seixoso com estratificação cruzada acanalada	Dunas tipo 3D formada em regime de fluxo inferior	
		Arenito com estratificação horizontal e seixos nos planos de estratificação	Fluxo plano em regime de fluxo superior	
45 m		Arenito com estratificação cruzada planar	Dunas tipo 2D formada em regime de fluxo inferior	
		Arenito com estratificação horizontal	Deposição em camadas planas em regime de fluxo superior	
		Arenito com estratificação horizontal e seixos nos planos de estratificação	Deposição em camadas planas em regime de fluxo superior	
		Arenito com estratificação cruzada sigmóide	Deposição em transição de regime de fluxo inferior para superior	
		Arenito com estratificação cruzada acanalada	Dunas tipo 3D formada em regime de fluxo superior	
		Arenito seixoso com estratificação horizontal	Deposição em camada plana em regime de fluxo superior.	
		Lençóis de conglomerado maciço ou levemente estratificado suportado pelos clastos	Deposição em camadas conglomeráticas formadas durante alta descarga sedimentar	

Figura 3 – Perfil composto da Formação Palmeiral na borda norte da Serra dos Pacaás Novos.

terística sigmóide, o baixo ângulo dos estratos marca este tipo de estratificação (Fig. 9).

Esta fácies é relacionada à deposição sob condições críticas da passagem para o regime de fluxo superior na presença de concentrações elevadas de grãos em suspensão, o que reduz o desenvolvimento da turbulência de fluxo e o poder erosivo de redemoinhos de separação. Assim, pode ocorrer trapeamento de areia sobre cristas arredondadas de dunas, gerando estratificação cruzada sigmóide de baixo ângulo (Miall 1996).

Arenito maciço (Sm) Este arenito encontra-se na porção intermediária do perfil da estrada de acesso à torre da EMBRATEL. É uma rocha cor de rosa ou amarela, de granulometria média, com grãos bem selecionados e arredondados. O arenito maciço ocorre em camadas tabulares, as quais atingem até 60cm de espessura (Fig. 10).

Miall (1996) interpreta a textura maciça em arenitos fluviais como produto de fluxos gravitacionais ou modificações pós-deposicionais (p.e. fluidização), acredita-se que a formação do arenito em questão possa ser mais bem atribuída a fluxo hiperconcentrados, com deposição rápida a partir de suspensão durante os períodos de cheias (Collinson 1996).

Modelo Depositional A fácies Gm é a fácies predominante do sistema fluvial responsável pela deposição dos sedimentos da Formação Palmeiral. A presença de seixos até matacões caracteriza uma carga de leito muito elevada como ocorre em sistemas de canais fluviais de baixa sinuosidade, do tipo *braided channel systems*. Nos corpos ou lençóis (*gravel sheets*) conglomeráticos, interpretados como barras longitudinais, gerados durante eventos de alta descarga, são intercaladas lentes arenosas (fácies Sp e Sh) que se formaram como depósitos de canais menores (canais entre barras) durante períodos de baixa descarga. A alta variação da descarga aliada com a capacidade transportadora variável do fluxo são dois fatores importantes que favorecem um padrão de canais entrelaçados com baixa sinuosidade. Esta característica e a pouca profundidade do sistema, sugerida pela estruturação dos lençóis conglomeráticos da fácies Gm, apontam para um estilo fluvial que Miall (1977) denominou tipo *Scott* segundo o rio Scott (fluvio-glacial) no Alasca.

Os modelos de Trollheim e Donjek, ambos também de rios entrelaçados com leito conglomerático (*gravel-bed-braided rivers*), não são aplicáveis para as fácies da Formação Palmeiral. O primeiro vale mais para conglomerados depositados predominantemente por fluxos gravitacionais, enquanto o segundo modelo

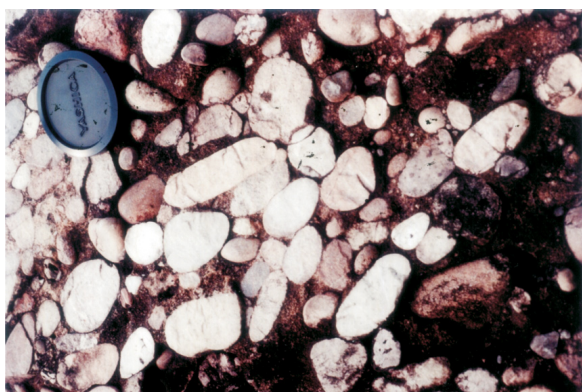


Figura 4 - conglomerado da Formação Palmeiral apresentando contato côncavo-convexo e imbricamento dos seixos.



Figura 5 - Conglomerado da Formação Palmeiral na serra dos Pacaás Novos com estratificação horizontal.

inclui sedimentos mais finos e sucessões de conglomerado-arenito, com granodecrescência ascendente, sugerindo a deposição em águas mais profundas (Miall 1996). O modelo Saskatchewan Sul (Miall 1978) foi introduzido para representar os rios *braided* com sedimentação essencialmente arenosa. De acordo com este autor esses rios comumente apresentam depósitos re-

siduais de cascalho na base (litofácies Gm), acima dos quais as areias grossas são transportadas como carga de fundo, com tendência de formar dunas de cristas sinuosas as quais originam a litofácies St. A litofácies Sp pode desenvolver nas porções mais rasas dos canais e a litofácies Sh no topo das barras durante as enchentes. Observando-se o perfil composto da Formação Palmeiral nota-se uma grande semelhança com o modelo Saskatchewan Sul, pois o conglomerado da base da Formação (litofácies Gh), encontra-se recoberto pelos arenitos das litofácies Sp, St, Ss e Sh. Entretanto, existem dúvidas se os depósitos fluviais da Formação Palmeiral representam produtos de um sistema fluvial proximal ou fluvial distributário (leque aluvial). O grau de arredondamento dos seixos não descarta a segunda possibilidade já que seixos tornam-se bem arredondados após poucos quilômetros de transporte (Reineck & Singh, 1980). Aliás, se o contato entre o conglomerado e os arenitos fosse realmente transicional, a interpretação de leque aluvial para o conglomerado e de sistema fluvial *braided* para a parte dos arenitos poderia ser tomada em consideração.

Paleocorrente O estudo das paleocorrentes é importante para o entendimento da evolução paleogeográfica, estilo de canal fluvial e principalmente a geologia da área. Este estudo é baseado essencialmente em 110 medidas de estratos de *foresets* da estratificação cruzada 2D, de eixos de estratos curvados da estratificação 3D, de imbricação dos seixos oblatos nos conglomerados e da orientação do eixo maior de seixos prolatos.

A figura 11 mostra que os dados obtidos em locais afastados entre si indicam paleocorrente de NNE para S e SW. Este sentido de transporte é concordante com os padrões de paleocorrentes das formações Arco Íris/Fortuna nas serras Huanchaca/Santa Bárbara e Cuatro Carpas na serra Huanchaca (Saes, 1999). Fortalece assim a interpretação da existência, do Esteniano ao Toniano, de um grande sistema fluvial, com canais de baixa sinuosidade, que mantinha um fluxo de NE/N para SW/S, em grande bacia sedimentar tipo IS que se estendia desde o Estado de Rondônia, passando pelo Estado do Mato Grosso, chegando até o território boli-



Figura 6 – Arenito da Formação Palmeiral com estratificação horizontal (fácies Sh), aflorante na Serra dos Pacaás Novos.



Figura 7 – Vista frontal da estratificação cruzada acanalada em arenito da Formação Palmeiral na Serra dos Pacaás Novos.



Figura 8 – Arenito com estratificação cruzada planar (fácies Sp).

viano. Entretanto, a paleocorrente da Formação Morro Cristalina, porção superior do Grupo Aguapeí apresenta direção contrária às demais unidades inferiores (Fms. Fortuna e Vale da Promissão) com direção de SE para NW, tomadas em estratificações cruzadas planar e festonada, provavelmente de origem eólica (Saes 1999).

Apesar de pequeno, o número de medidas de paleocorrente corrobora a interpretação de um grande sistema fluvial para a Formação Palmeiral. Mais medidas, no entanto, são necessárias para a elaboração de um mapa regional de paleocorrentes para se ter uma avalia-

ção mais precisa da bacia fluvial dessa formação.

Petrografia Os arenitos da Formação Palmeiral são finos a médios, ocorrendo subordinadamente frações grossas. Em geral, o grau de seleção varia de moderada a boa. Entretanto, os arenitos tornam-se mal selecionados onde ocorrem sob a forma de lentes no ortoconglomerado e apresentam estratificação cruzada planar.

A avaliação, tanto do arredondamento quanto do grau de seleção, é prejudicada em função da presença de sobrecrecimento homoaxial de quartzo e de bordas corroídas de quartzo pela sericita. Estes fenômenos obliteram frequentemente os contatos entre os grãos; ocorrem contatos tangenciais e côncavos-convexos, sendo os contatos retilíneos geralmente com suturas, conhecidos com estilólitos. O arcabouço dos arenitos é, na maioria das vezes, fechado mais podem ocorrer porções “abertas” devido à presença abundante de “matriz”. Como esta “matriz” é composta essencialmente por minerais formados durante a diagênese, além de minerais alterados e deformados, as partes do arcabouço “abertas” devem ser consideradas, na realidade, como fechadas.

Os arenitos são compostos, além de quartzo, por grãos de sílex, filossilicatos, identificados através de difração de raio X como caulinita e ilita, além de grãos esporádicos de feldspatos e vulcanitos.

Os grãos de quartzo apresentam-se predominantemente sob a forma monocristalina enquanto que os grãos policristalinos são poucos e se confundem com fragmentos de sílex. O quartzo ocorre também como cimento homoaxial, localmente associado com calcedônia. Os filossilicatos, ou substituem grãos de feldspato (?), ou preenchem poros intergranulares como componentes autigênicos. Vários cristais de ilita apresentam a forma vermicular de caulinita evidenciando que durante a diagênese ocorreu precipitação de caulinita e ilitização deste mineral.

É possível que à parte de caulinita, ainda presente nos arenitos, seja mais jovem e de origem intempérica. Segundo Hower *et al.* (1976) e Hoffman & Hower (1979), a formação de ilita ocorre, em geral, a temperaturas superiores ao intervalo de 120 - 150° C quando a caulinita torna-se instável. O feldspato é do tipo microclíneo; os grãos de vulcanito foram reconhecidos apenas com base na textura, i.e, através da pre-



Figura 9 – Arenito com estratificação cruzada sigmóide da Formação Palmeiral.



Figura 10 – Arenito maciço da Formação Palmeiral (fácies Sm) na Serra dos Pacaás Novos.

sença de pequenos cristais com forma de ripas.

A composição atual dos arenitos da Formação Palmeiral é a de um quartzo-arenito caulinitico e ilítico, de acordo com a classificação de Folk (1974). Não restam, entretanto, dúvidas que o sedimento original tinha um grande conteúdo de feldspato oriundo provavelmente do embasamento cristalino, podendo ser classificado como um arcósio. As modificações pós-deposicionais (cimentação, formação de caulinita e illita, além da compactação) ocorrem principalmente no domínio da diagênese; feições que apontam para metamorfismo não foram observadas.

Os clastos de arenito, encontrados no ortoconglomerado, são finos, com boa seleção. Os grãos são subarredondados, às vezes de difícil observação devido a presença de cimento silicoso, marcado pela *dust line* (Fig. 12). Os contatos entre os mesmos são geralmente côncavos-convexos, às vezes retilíneos com suturas (estilolitos). O arcabouço do arenito é fechado, formado essencialmente por grãos de quartzo, principalmente monocristalinos. De acordo com a classificação de Folk (1974), este arenito pode ser um quartzo-arenito.

Clastos de vulcanitos não são frequentes no ortoconglomerado da Formação Palmeiral. A rocha vulcânica, de coloração avermelhada, apresenta textura porfirítica, caracterizada pela presença de fenocristais de feldspato totalmente ilitizados (pseudomorfos de illita a partir de feldspato) imersos em uma matriz de granulação média (200 μ) a grossa. A matriz é composta essencialmente de illita (feldspato ilitizado) contendo baixos teores de quartzo e minerais opacos. Em virtude da profunda ilitização dos feldspatos, a classificação da rocha torna-se difícil, possivelmente trate-se de um dacito. Rochas vulcânicas intermediárias relacionadas a seqüência metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia, localizada a norte e a sul da Serra dos Pacaás Novos poderiam ter fornecido esta rocha.

Correlação da Formação Palmeiral com outras unidades A cobertura sedimentar proterozóica designada de Formação Palmeiral, relacionada ao período entre o Toniano e o Esteniano, é representada essencialmente por rochas siliciclásticas plataformais com estratos

subhorizontais ou até verticalizados por tectonismo de natureza rúptil-dúctil, conforme mostrado na figura 13. No Estado de Rondônia, nas serras dos Pacaás Novos e Uopiane, é constituída de conglomerados e arenitos.

A idade dos sedimentos da Formação Palmeiral pode ser estabelecida pelas datações realizadas em zircões detríticos coletados por Santos (2002), as quais indicaram idade máxima de 1031 ± 29 Ma pelo método U-Pb e pelas idades dos basaltos da Formação Nova Floresta, intercalados na base da Formação Palmeiral, datados pelo método Ar-Ar em rocha total, que indicaram idade de 1062 ± 3 Ma (Tohver *et al.* 2002), não muito diferente daquela obtida por Leal *et al.* (1978) de 1098 ± 17 Ma pelo método K-Ar.

Portanto, fica muito bem estabelecido o posicionamento estratigráfico da Formação Palmeiral, mais jovem que o Grupo Nova Brasilândia, o qual faz parte do Ciclo Sunsás, que juntamente com o Complexo Jamari, serviu como área-fonte dos sedimentos da Formação Palmeiral. Este posicionamento fica comprovado pelas datações de Santos (2000), assim como também pela presença predominante de seixos de quartzo-arenito e poucos de rocha vulcânica (dacito) nos conglomerados, possivelmente devido à baixa resistência ao transporte das rochas vulcânicas. A contemporaneidade com o Seqüência Aguapeí, está embasada em datações radiométricas e ambiência deposicional, no qual se observa uma seqüência de ambiente continental fluvial, passando para uma seqüência de ambiente costeiro, terminando com uma seqüência marinha, conforme o preenchimento sedimentar de uma sinéclise de interior cratônico e não como em uma bacia tipo *foreland*, conforme proposto por Santos *in* Schobbenhaus (2003) para a Bacia de Rondônia.

No Estado de Mato Grosso, a cobertura sedimentar proterozóica que sustenta a serra São Vicente, denominada de Grupo Aguapeí, foi considerado Seqüência Aguapeí por Souza & Hildred (1980), constituída pelas Formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalina (Fig. 14).

A Formação Fortuna, como unidade basal da cobertura sedimentar, é constituída de arenitos e conglomerados, depositados em ambiente fluvial entrela-

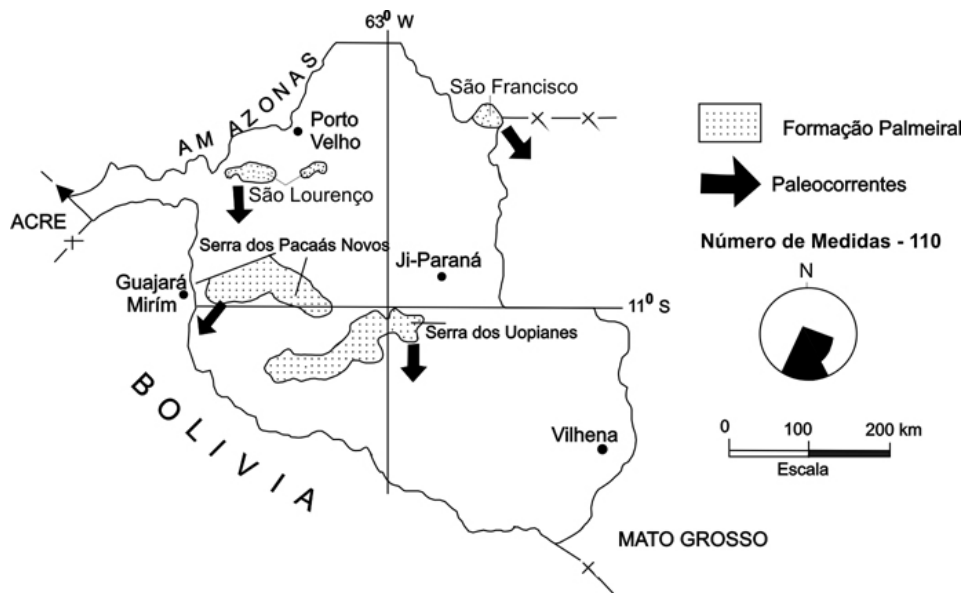


Figura 11 - Mapa de distribuição das paleocorrentes na Formação Palmeiral.

çado (Meneses *et al.* 1993). Medidas de estratificação cruzada acanalada indicam paleocorrente para SW.

A Formação Vale da Promissão representa uma cunha de sedimentos marinhos, composta de arenitos e pelitos intercalados, com características de plataforma marinha rasa.

A Formação Morro Cristalina, por sua vez, é constituída essencialmente de arenitos e subordinadamente conglomerados, depositados em ambiente fluvial, com contribuição eólica. Dados de estratificação cruzada planar de grande porte indicam paleocorrentes para NW, mostrando uma inversão do sentido de fluxo para esta unidade, a qual pode representar segundo Saes & Leite (1993) uma cobertura continental de caráter molassóide.

Entretanto, Saes (1999) mostra um sistema entrelaçado com direção geral NW-SE, concordante com a direção de fluxo do sistema fluvial entrelaçado da Formação Palmeiral, sendo retrabalhado por corrente eólica de direção SE-NW. Admite uma evolução baciainal segundo os três estágios preconizados por Kingston *et al.* 2003, com um estágio inicial rifte (Formação Fortuna); estágio sinéclise (Formação Vale da Promissão) e estágio de inversão (Formação Morro Cristalina), com desenvolvimento de discordâncias e erosão de partes das unidades inferiores. Apresenta uma deformação progressiva para as três unidades que compõem o Grupo Aguapeí. As duas inferiores (formações Fortuna e Vale da Promissão) estão dobradas e metamorfisadas, enquanto que a unidade superior (Formação Morro Cristalina) encontra-se indeformada e sem metamorfismo regional. Entretanto, esta deformação ocorre apenas próximo às zonas de cisalhamento, à medida que se distancia dessas zonas as camadas apresentam-se horizontais e sem deformação, conforme afloram na serra Ricardo Franco.

A Formação Palmeiral também se encontra parcialmente deformada por zonas de cisalhamento na re-

gião de Palmeiral, onde foi definida e também na serra dos Pacaás Novos (Fig. 13). Este fato é muito comum nas coberturas sedimentares proterozóicas do Craton Amazônico. Datação U-Pb em zircão detrítico indica idade máxima de 1221 ± 14 Ma em amostra de rocha da Formação Vale da Promissão (Santos *et al.* 2001).

Em território boliviano, os sedimentos de cobertura plataformal sustentam a serra Huanchaca (denominada de São Vicente no Brasil) e afloram amplamente no rio Santo Corazón, onde são designados de Grupo Sansas (Litherland *et al.* 1986). Nesta região, o grupo está subdividido em Conglomerados Guapama (unidade basal) depositado em ambiente de leque aluvial; Unidade Psamítica Inferior (Litherland & Bloomfield 1981), representando depósitos arenosos de caráter arcossiano, depositados de planície de maré, que passam na serra São Vicente para arenitos e conglomerados fluviais (Saes & Leite, 1993); Unidade Argilosa (Litherland & Bloomfield, 1981), de origem marinha (leques submarinos); Unidade Psamítica Superior (Litherland *et al.* 1986), constituída principalmente por quartzo-arenitos relacionados à ambiente fluvio-eólico.

De acordo com os dados facirológicos obtidos da Formação Palmeiral, a transgressão marinha não alcançou a Serra dos Pacaás Novos. Entretanto, sedimentos marinhos poderiam estar escondidos na parte inferior, não aflorante, dessa formação, assim como os sedimentos da fase rifete (Formação Fortuna). A correlação da Formação Palmeiral com pelo menos parte do Grupo Aguapeí é muito provável, sustentada pelos padrões facirológicos, paleocorrentes e datação geocronológica executada por Santos (2001) e apresentada acima.

Dúvidas surgem, contudo, quanto à correlação com a Formação Morro Cristalina (parte superior do Grupo Aguapeí), por apresentar sentido de paleocorrentes tomadas em estratificações cruzadas tabular e festonada de grande porte, provavelmente de origem eólica, oposto àquelas obtidas na Formação Palmeiral.

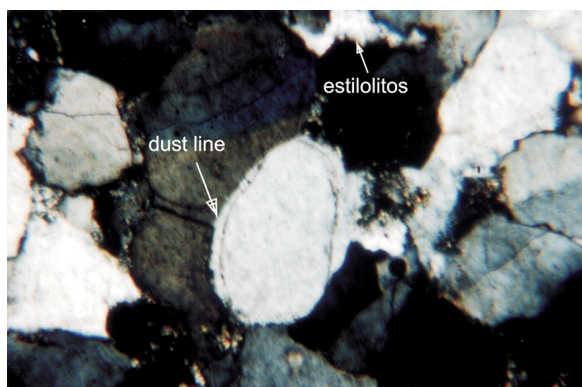


Figura 12 – Foto do quartzo arenito com dust line e estilolitos.



Figura 13 – Arenito da Formação Palmeiral com acamamento dobrado na Serra dos Pacaás Novos.

Este fato não invalida, portanto, a correlação com a Formação Palmeiral. Ainda baseado em Saes (1999), a Formação Palmeiral e o Grupo Aguapeí faziam parte de uma única bacia sedimentar tipo sinéclise de inteiro continental, com desenvolvimento segundo os padrões de Kingston *et al.* (1983)

TECTÔNICA MODIFICADORA DA BACIA Aspectos Gerais e Geometria de Macro-Escala

Através da análise estrutural e da interpretação de

imagens de satélite e radar da Serra dos Pacaás Novos, apoiadas por medidas de estruturas diretamente nos afloramentos, foi possível observar que o padrão estrutural dominante na região da Serra dos Pacaás Novos é de natureza essencialmente rúptil-dúctil, com falhamentos /fraturamentos/dobramentos (Fig. 13) relacionados aos lineamentos (zonas de cisalhamento) Araras e Quatorze de Abril. Desses lineamentos destacam-se as falhas São Luiz, com direção geral E-W e inflexão para SE, limitando a borda sul da Serra dos Pacaás Novos. A falha Jaciparaná com direção NW, limitando a borda NE da serra e por último a falha Ouro Preto, com direção NE-SW correspondendo a borda norte da Serra dos Pacaás Novos (Fig. 15).

A interpretação desses sistemas de falhamentos, através das imagens de radar, possibilitou a separação de pelo menos três setores estruturais que afetam os sedimentos da Serra dos Pacaás Novo. A análise visual de imagens obtidas pelo satélite LANDSAT TM5, tem possibilitado a identificação de lineamentos, cuja geometria parece estar relacionada à movimentação direcional. Uma grande quantidade de anisotropia pode ser visualizada, as quais aparentemente parecem representar porções de tramas planares, em parte ligadas a processos dúcteis, esculpando a geometria de um duplex transcorrente, subdividido em pelo menos três setores, descritos a seguir:

Setor I O Setor I situa-se no extremo norte da serra dos Pacaás Novos, apresentando a forma de uma lente delgada, com ligeiro espessamento para leste, limitado pelas zonas de cisalhamento rúptil-dúctil 1 e 2. Posiciona-se na direção E-W, com suas extremidades voltadas para SSW e SSE, compondo uma geometria curvilínea, com concavidade voltada para sul. Este Setor caracteriza-se pela riqueza de estruturas rupeis-dúcteis, representadas por fraturas/falhas, com planos verticalizados, em particular nas proximidades da Zona de Cisalhamento Rúptil-Dúctil 1 (ZCRD 1). Esses elementos planares parecem desenhar um pequeno duplex formado a partir de diminutas tramas tabulares. Para oeste deste Setor, os elementos texturais correspondentes, parecem sofrer espaçamento e desenhar tramas de maior tamanho. As estruturas desse domínio são reflexos da movimentação transcorrente que afetou as rochas do embasamento cristalino que bordeja a Serra dos Pacaás Novos.

Setor II O Setor II ocupa a parte central da serra dos Pacaás Novos, posicionada grosseiramente na direção E-W, com ligeira inflexão e concavidade voltada para sul. Está limitado pelas ZCRD 2 e 3, encontrando-se parcialmente encoberto por sedimentos recentes. A porção oeste do Setor II apresenta uma baixa densidade de elementos texturais, ao passo que a porção leste tem inclinação suave para a WNW-ESE. É possível a visualização de um pequeno duplex transcorrente sigmoidal, limitado por estruturas aproximadamente E-W e splays orientados a NW-SE. Destaca-se a alta densidade de anisotropias, concentrando-se ao longo da ZCRD 3, in-

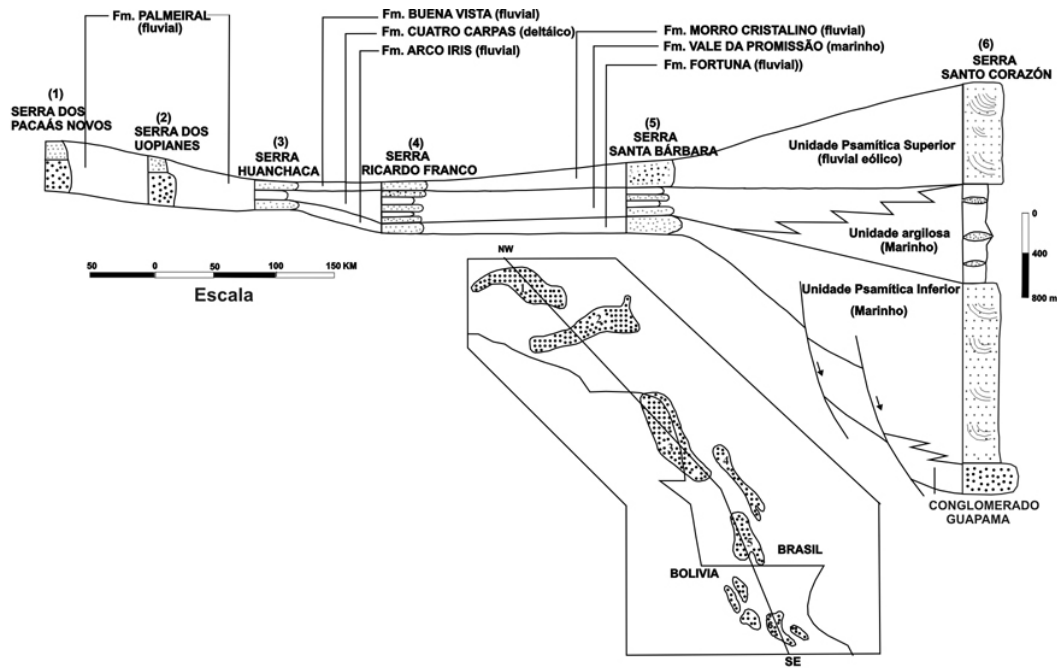


Figura 14 - Correlação da Formação Palmeiral com outras unidades sedimentares proterozóicas da borda oeste do Craton Amazônico (Modificado de Saes, 1987).

dicando “locus” de concentração de movimentação na parte sul deste Setor.

Setor III O Setor III está localizado no extremo sul da Serra dos Pacaás Novos, limitado pelas ZCRD 3 e 4. É o domínio mais simples do sistema de lineamentos, com baixa densidade de anisotropias planares, orientadas para ENE-WSW, constituindo uma geometria do tipo circular, representando um tipo de duplex transcorrente, que evolui a partir de cunhas.

EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA A Serra dos Pacaás Novos, constituída pela Formação Palmeiral apresenta um formato sigmóide alongado na direção E-W, com ligeira inflexão para S. Está inserido no embasamento cristalino (Complexo Jamari) através de estruturas distensivas tipo grabens, formados durante o Neoproterozóico, os quais passaram por um processo de inversão de relevo através da neotectônica ou erosão diferencial, apresentando atualmente a geomorfologia de serra (Fig. 16).

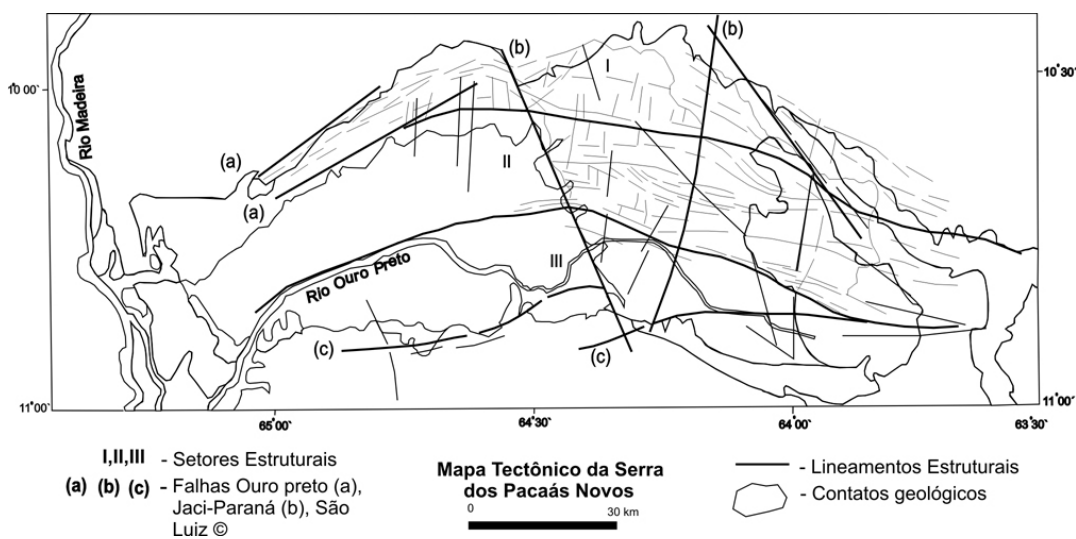


Figura 15 – Esboço estrutural da Serra dos Pacaás Novos, em planta, com seus setores estruturais (I, II, III) e as falhas: a- Ouro Preto; b- Jaciparaná; c- São Luiz.

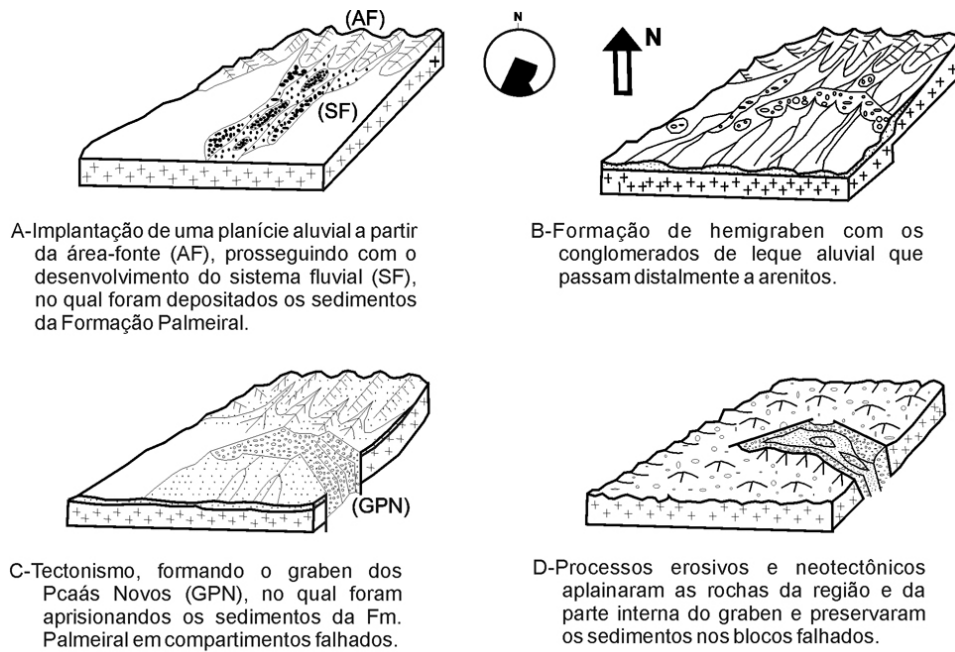


Figura 16 - Evolução geotectônica da Serra dos Pacaás Novos.

Estas estruturas, entretanto, não serviram como sítio de sedimentação para a Formação Palmeiral. Os tipos de seixos, padrão de paleocorrente, a correlação com outras unidades proterozóicas e suas ocorrências fora da Serra dos Pacaás Novos apontam para uma bacia relativamente grande, provavelmente do tipo sag intracratônica (IS), que abrigou a Formação Palmeiral. Portanto, fragmentos de rochas do Complexo Jamarí (embasamento cristalino) que bordeja a serra dos Pacaás Novos, não foram encontrados.

A evolução tectônica dos grabens onde está preservada a Formação Palmeiral está relacionada a movimentos tectônicos do embasamento cristalino. Durante o Neoproterozóico, um regime distensivo afetou a borda ocidental do Cráton Amazônico, levando a abatimento de blocos e preservação dos sedimentos da Formação Palmeiral, dentro desses “grabens”. Posteriormente, reativações de natureza transcorrente das antigas falhas normais modificaram a geometria original da estrutura, formando os lineamentos e/ou zonas de cisalhamento da serra.

A última fase tectônica é vinculada ao quadro neotectônico responsável pelo soerguimento da Formação Palmeiral o qual resultou na formação da Serra dos Pacaás Novos, fenômeno comprovado pela presença de fragmentos de uma antiga crosta laterítica desmantelada durante o soerguimento, preenchendo fraturas nos arenitos.

CONCLUSÕES A Formação Palmeiral da Serra dos Pacaás Novos é constituída por ortoconglomerados polimíticos e arenitos cujas litofácies caracterizam um sistema fluvial *braided* proximal ou de leque fluvial. As fácies identificadas incluem ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente; arenitos com estratificações cruzadas acanalada, tabular e sigmoidal; arenito com estratificação horizontal e arenito maciço. Os dados de paleocorrente e a correlação com o Grupo Aguapeí sugerem que a Formação Palmeiral foi depositada em uma bacia bem maior (*Sag* Intracratônica), a qual experimentou uma deformação modificadora, com formação de estruturas tipo grabens, as quais apenas preservou a formação da erosão. As áreas fonte dos sedimentos da formação, situadas a N e NE da Serra dos Pacaás Novos, são representadas pelo embasamento cristalino (seixos de quartzo, quartzito) e por unidades mais jovens contendo rochas sedimentares (quartzoarenito) e vulcanitos (dacito?).

A Formação Palmeiral confinada numa estrutura tipo graben, sofreu deformações em condições dúctil, e provavelmente no Cenozóico, uma inversão de relevo, devido a neotectônica ou à erosão diferencial, haja vista que arenito e conglomerado bem cimentados são mais resistentes à erosão do que as rochas do embasamento cristalino, fato este que levou a sua atual configuração morfológica.

Referências

Bahia R.B.C. 1997. *A Formação Palmeiral (Proterozóico Superior) na Serra dos Pacaás Novos, oeste de Rondônia*. Belém, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 88 p.
Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Junior W.B., Payolla

B.L.1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southern border of the Amazonian Craton, Brazil: reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 95:41-67.

- Collinson J.D. 1996. Alluvial sediments. In: H.G. Reading (Ed.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, p. 37-82
- Figueiredo A.J. de A. & Olivatti O. 1974. *Projeto Alto Guaporé*. Goiânia, CPRM, v. 11.
- Folk R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill, 159 p.
- Hein F.J. & Walker R.G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, **14**:562-570.
- Hoffman J. & Hower J. 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust-faulted disturbed belt of Montana, USA. In: P.A. Scholle & P.R. Schluger (eds.) *Aspects of diagenesis, based on symposia sponsored by the eastern and by rocks mountain section*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Spec. Publ., 55-79.
- Hower J., Eslinger E.V., Hower M.E., Perry E.A. 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence. *B. Geological Society of America*, **87**:725-737.
- Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros R.J. 1978. *Projeto Provincia Estanífera de Rondônia*. Porto Velho, CPRM, 16 v.
- Leal J.W.L., Silva G.F., Santos D.B. dos, Teixeira W., Lima M.I.C. de, Fernandes A.C., Pinto A. do C. 1978. Geologia. In: Brasil, DNPM (ed.) *Folha SC. Porto Velho; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, Projeto RADAM-BRASIL, Levantamento de Recursos Naturais, 16, p. 17-184. Brasil.
- Litherland M. & Bloomfield K. 1981. The proterozoic history of eastern Bolivia. *Precambrian Research*, **15**: 157-179.
- Litherland M., Annells R.N., Appleton J.D., Berrangé J.P., Bloomfield K., Burton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Llanos A., Mitchell W.I., O' Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G., Webb B.C. 1986. *The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield*. London, British Geological Survey, 153 p.
- Lobato F.P.N.S., Appel L.E., Godoy M.C.F.T. de, Ritter J.E. 1966. *Pesquisa de Cassiterita no Território Federal de Rondônia*. Relatório final. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 125, 209 p.
- Menezes R.G. de (Org.) 1993. *Pontes e Lacerda. Folha SD. 21 - Y - C - II. Estado do Mato Grosso*. Brasília, DNPM/CPRM, 126 p., escala 1:100.000.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Review*, **13**:1-62
- Miall A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits: a summary. In: A.D. Miall (ed.) *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists. Petrol. Geol. Memoir, 5, p. 597-604.
- Miall A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits*. Springer-Verlag, 582 p.
- Oliveira E. P. de. 1915. *Geologia; reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso*. Expedição Científica Roosevelt-Rondon. Comissão de Linhas Telegráficas do Mato Grosso, Publicação nº 59, 82 p.
- Payolla B.L., Kozuch M., Leite Junior W.B., Bettencourt J.S., Van Schmus W.R. 1998. Novas idades U-Pb em zircões de gnaisses e granitóides da região de Ariquemes, Estado de Rondônia: implicações para a evolução geológica da borda sudoeste do Craton Amazônico. In: SBG, Cong. Brasileiro de Geologia, 40, *Anais*, p. 39.
- Reineck H.E. & Singh I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. 2.ed. Springer-Verlag, 551 p.
- Saes G.S. 1999. *Evolução tectônica e paleogeográfica do aulacógeno Aguapeí (1.2-1.0Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Craton Amazônico*. São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 135 p.
- Saes G.S. & Leite J.A.D. 1993. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí, proterozóico médio na porção meridional do Craton Amazônico: Mato Grosso e Oriente Boliviano. *Rev. Bras. de Geociências*, **23**: 31-37.
- Saes G.S., Alvarenga C.J. S de, Cunha J.E. 1987. Depósito da plataforma marinha dominada por marés e tempestades do proterozóico médio na porção sudoeste do Craton Amazônico, Região de Rio Branco, MT. In: SBG, Simpósio sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, 1, *Anais*, p. 1-5.
- Santos J.O.S, Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4):453-488.
- Scandolaro J.E., Silva C.R. da, Rizzotto G.J., Quadros M.L. do. E.S., Bahia R.B.C. 1995. Compartimentação litotectônica da porção ocidental do Craton Amazônico - Estado de Rondônia. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 84-86.
- Scandolaro J.E., Rizzotto G.J., Bahia R.B.C., Quadros M.L. do E.S., Silva C.R. da, Amorim J.L. de. 1999. *Mapa geológico do Estado de Rondônia*. Porto Velho, CPRM, escala 1:1.000.000.
- Souza E.C., Melo A.F. de, Adamy A., Soeiro R.S. 1975. *Projeto Noroeste de Rondônia*. Porto Velho, CPRM, Relatório final, 12 v.
- Souza E.P. & Hildred P.R. 1980. Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí oeste de Mato Grosso. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, *Anais*, p. 813-825.
- Tohver E., Van Der Pluijm B.A., Van Der Voo R., Rizzotto G.J., Scandolaro J.E. 2002. Paleogeography of the Amazon Craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, **199**:185-200.
- Torres L.C.A., Theodorovicz A., Cavalcante J.C., Romanini S.J., Ramalho R. 1979. *Projeto Sudoeste de Rondônia*. Porto Velho, CPRM, Relatório final, 7 v.
- Tucker M.E. 1991. *Sedimentary petrology - an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Oxford, Blackwell Science, 260 p.

Manuscrito AE-033/2006

Submetido em 03 de agosto de 2006

Aceito em 25 de junho de 2007