

Depósitos sedimentares neoproterozoicos do Grupo Tucuruí – Cinturão Araguaia, Nordeste do Pará

Neoproterozoic sedimentary deposits of the Tucuruí Group – Araguaia Belt, Northeastern of Pará state

Alessandra de Cássia dos Santos Dutra¹, Paulo Sergio de Sousa Gorayeb¹, Afonso César Rodrigues Nogueira¹

¹Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará - UFPA, Avenida Augusto Correa 1, Caixa Postal 8608, CEP 66075-110, Belém, PA, BR (acsdutra@gmail.com; gorayebp@ufpa.br; anogueira@ufpa.br)

Recebido em 03 de janeiro de 2013; aceito em 30 de outubro de 2013

Resumo

O Grupo Tucuruí de idade do final do Neoproterozoico aflora na região de Tucuruí, nordeste do Pará, ao longo da zona de transição entre o Cráton Amazônico e o Cinturão Araguaia, e constitui uma sucessão vulcanossedimentar contendo derrames basálticos e *sills* de diabásio intercalados com depósitos siliciclásticos. A Falha de Tucuruí, por cavalgamento, projetou estes conjuntos rochosos para oeste, resultando em cisalhamento e percolação de fluidos. Os depósitos siliciclásticos são constituídos por subarcóseos e siltitos amalgamados, cujas camadas orientam-se na direção NNE-SSW com mergulho baixo para SE, além de apresentar granocrescência e espessamento ascendente. Foram reconhecidas duas associações de fácies sedimentares: depósitos de antepraia e tempestitos de face litorânea. Estas associações de fácies sugerem processos de transporte e sedimentação ligados a um ambiente marinho raso, seguindo da zona de *foreshore* até a zona de *shoreface*, sob influência de onda de tempestade. A análise petrográfica revelou a imaturidade textural e composicional dos arenitos e siltitos arcossianos, indicando, sobretudo, área fonte com proveniência próxima, predominantemente constituída de rochas ígneas de composição máfica a intermediária que estiveram sujeitas a condições mesodiagenéticas. Assim, os depósitos siliciclásticos do Grupo Tucuruí representam a porção preservada de um segmento costeiro influenciado por ondas de tempestade em uma bacia do tipo rifte ou antepaís, com área fonte próxima, forte gradiente de relevo e deposição rápida, marcada predominantemente por intemperismo físico, e que foi atingida durante sua formação por vulcanismo efusivo.

Palavras-chave: Ambientes sedimentares; Grupo Tucuruí; Neoproterozoico; Cinturão Araguaia.

Abstract

The Tucuruí Group of Neoproterozoic age outcrops in Tucuruí region, northeastern of Pará state, along with the transition between the Amazonian Craton and Araguaia Belt. The group is defined by a volcano-sedimentary sequence containing basaltic flows and diabase sill intrusions interbedded with siliciclastics deposits. The Tucuruí thrust fault override these sets rocky westward resulting in shearing, fracturing and fluid percolation in these rocks. The siliciclastic deposits consist of amalgamated subarkoses and siltstones, whose layers are oriented NNE-SSW direction with low dip to SE. In addition presenting coarsening and thickening upward. In this investigation were recognized two sedimentary facies associations: Deposits of Shoreface and Coastal Tempestites Face. This association suggests easy transport processes and sedimentation linked to a shallow marine environment, following the foreshore zone to zone shoreface under influence of wave storm. The petrographic analysis revealed the compositional and textural immaturity of arkosean sandstone and siltstone indicating nearby source area of provenance of mafic to intermediate igneous rocks. The sequence was subject to the mesodiagenetic sedimentary conditions. Thus, the siliciclastic deposits of Tucuruí Group represent the portion of a preserved segment influenced by coastal storm waves in a rift basin or foreland with nearby source area, composed of igneous rocks with strong relief, and marked predominantly by physical weathering. Basaltic volcanic flows occurred during the evolution of this basin.

Keywords: Sedimentary environments; Tucuruí Group; Neoproterozoic; Araguaia Belt.

INTRODUÇÃO

O Grupo Tucuuruí é uma das unidades constituintes do Cinturão Araguaia que possui o mais limitado conhecimento geológico em muitos aspectos. A área de sua principal ocorrência está situada na região homônima, localizada no nordeste do Estado do Pará, nas proximidades da Usina Hidrelétrica de Tucuuruí (UHET) (Figura 1), mais especificamente ao longo da zona de transição entre o Cráton Amazônico e o domínio norte do Cinturão Araguaia. O Grupo Tucuuruí é compreendido como uma sucessão vulcanossedimentar, composta por derrames basálticos intercalados com arenitos anquimetamorfizados (Trouw et al., 1976; Matta, 1982; Hasui et al., 1984). As principais informações acerca do referido grupo estão ligadas aos estudos preliminares executados na década de 1970 quando da implantação da UHET (Trouw et al., 1976) e estudos posteriores de caráter restrito e assistemático, e assim são imprecisas as informações sobre o magmatismo e os ambientes sedimentares que os edificaram.

Na presente investigação foi realizado um amplo levantamento geológico sobre o conhecimento existente sobre o Grupo Tucuuruí, bem como gerados novos dados concernentes ao estudo de ambientes sedimentares na região do entorno da UHET, obtidos nas várias etapas desta pesquisa através do mapeamento geológico, análise de fácies sedimentares e análises petrográficas, que foram importantes para discutir o posicionamento estratigráfico do Grupo Tucuuruí, em consonância com dados geocronológicos recentes (Moura et al., 2011), além de contribuir para a caracterização dos ambientes de formação e sua relação com a evolução do Cinturão Araguaia.

Contexto geológico da porção norte do Cinturão Araguaia

Em linhas gerais, a região de estudo está inserida na porção setentrional da Província Tocantins composta por três unidades geotectônicas. Na porção oeste situa-se o Cráton Amazônico, representado pelo Domínio Bacajá, sobre o qual repousam discordantemente as rochas metassedimentares do Grupo Tocantins e a sucessão vulcanossedimentar do Grupo Tucuuruí, que representam o Cinturão Araguaia. Estas são capeadas por rochas sedimentares mesozoicas da Bacia do Parnaíba (Figura 2).

O Domínio Bacajá foi definido por Santos (2003) e compõe parte da Província Transamazonas, constituída por domínios juvenis e segmentos arqueanos retrabalhados durante o evento Transamazônico. É composto por associações tectônicas que representam fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o evento Transamazônico, incluindo granitoides de arcos magmáticos riacianos e charnockitos relacionados ao clímax e estágios posteriores da colisão

continental riaciana, podendo ser considerado como um orógeno colisional (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

O Cinturão Araguaia, que compõe o setor norte da Província Tocantins, por sua vez, tem sua evolução geológica ligada ao Neoproterozoico, possuindo cerca de 1200 km de extensão por 100 km de largura, com estruturação regional na direção N-S. Entre suas principais unidades constituintes tem-se o Grupo Tocantins, que faz parte do Supergrupo Baixo Araguaia (Abreu, 1978). Situado na porção oeste do Cinturão Araguaia, o Grupo Tocantins é composto pelas Formações Pequizeiro e Couto Magalhães, que compreendem rochas de baixo grau metamórfico (ardósias, filitos, metarenitos, metacalcários, metabasaltos e metagabros), por vezes apresentando suas estruturas primárias preservadas e alcançando condições metamórficas até a fácies xisto-verde (Silva, 1980; Gorayeb, 1981; Gorayeb et al., 2008; Gorayeb e Pamplona, 2010).

O Grupo Tucuuruí, localizado no nordeste do Pará, foi inicialmente designado por Trouw et al. (1976) como Formação Tucuuruí, em que a caracterizam como uma sequência constituída por metabasaltos e metagrauvas, assentada discordantemente sobre o embasamento do Cinturão Araguaia e recortada por uma falha de empurrão designada Falha de Tucuuruí. Matta (1982) propôs elevar a unidade à categoria de grupo, com as formações Caraipé e Morrote. Segundo esse autor, a Formação Caraipé é constituída em sua porção basal por arenitos finos, sucedidos por derrames basálticos. A Formação Morrote, por sua vez, é composta por grauvas finamente laminadas e faz contato, em sua porção inferior, com a Formação Caraipé através de uma zona de brecha. Ademais, afirma que nas proximidades da zona de empurrão ocorre intenso cisalhamento que oblitera as estruturas sedimentares.

Ricci e Macambira (2010), mapeando a região, descrevem algumas ocorrências de *sills*, lacólitos (?) e diques intrusivos nas rochas sedimentares, e generalizam suas interpretações de que as rochas máficas dessa região não seriam extrusivas, em total contradição com todos os trabalhos já realizados na região de Tucuuruí. Dutra et al. (2011) e Dutra (2012), estudando o magmatismo dessa região, reconheceram pelo menos cinco níveis de derrames basálticos de afinidade toleítica de ambiente intraplaca continental, identificando basaltos maciços, basaltos amigdaloidais, brechas de derrame, além de *sills* de diabásio, que encontram-se intercalados em várias posições da sucessão sedimentar, e não somente na porção superior, como relata Matta (1982). Por isso, não é possível referendar o quadro estratigráfico proposto por Matta (1982), especialmente em relação à Formação Caraipé, e interpreta-se o Grupo Tucuuruí como uma sequência vulcanossedimentar edificada no final do Neoproterozoico.

A ocorrência do Grupo Tucuuruí é restrita à região nordeste do Pará, prolongando-se sua área de exposição da

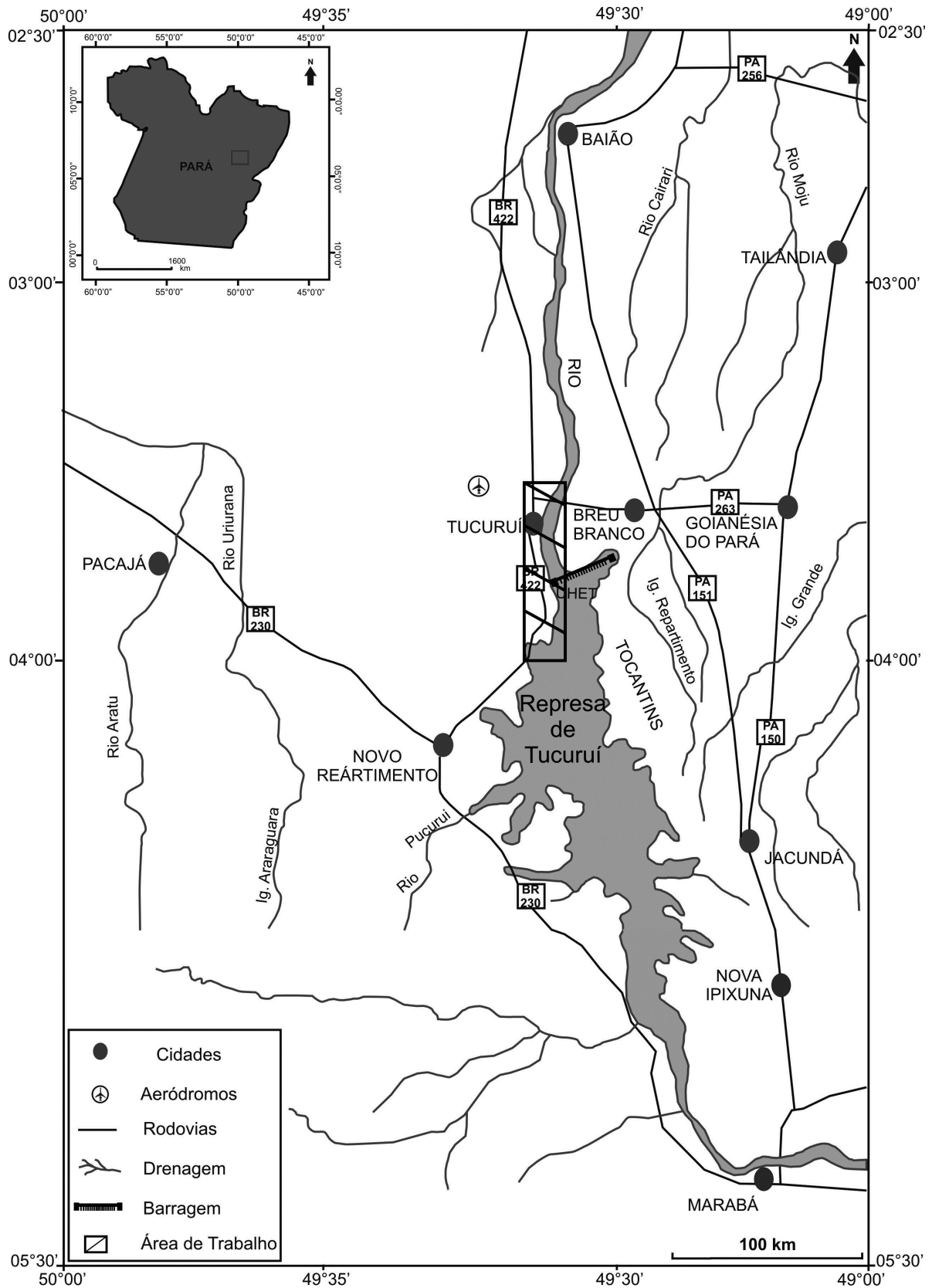


Figura 1. Mapa de localização da área de trabalho. Base cartográfica extraída do Mapa Rodoviário do DNIT (2002).

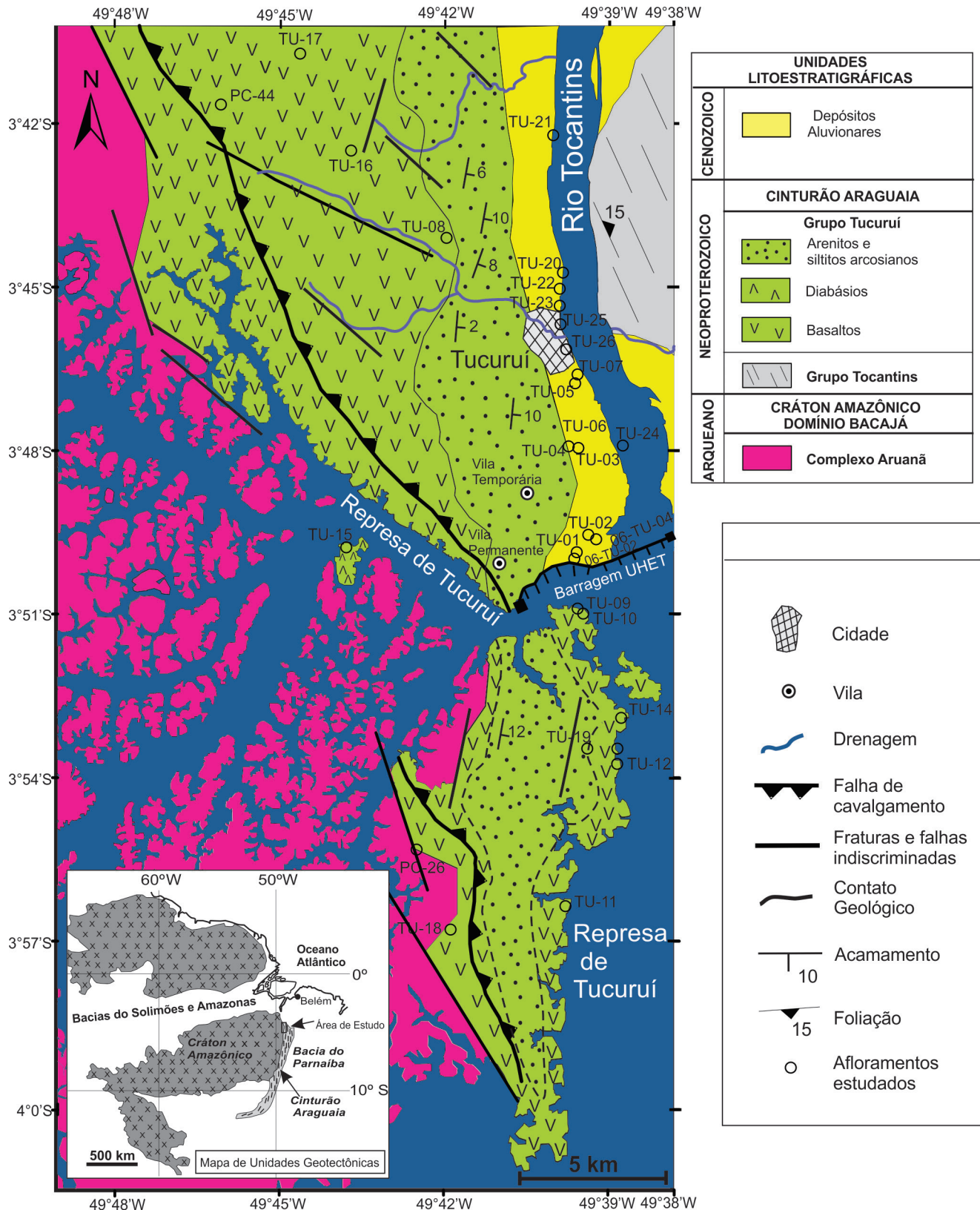


Figura 2. Mapa geológico da região de Tucuruí elaborado a partir de Trouw et al. (1976), Vasquez e Rosa-Costa (2008) e dados deste trabalho, com indicação dos pontos de amostragem.

região de Tucuuruí e Breu Branco em direção a Marabá para sul, não se reconhecendo na literatura outras unidades correlacionáveis na região. Inicialmente, foi sugerida a correlação do Grupo Tucuuruí com coberturas sedimentares do Pré-Cambriano do Cráton Amazônico do Paleoproterozoico (Hasui et al., 1977), o que não foi confirmado, ou fazendo parte do Cinturão Araguaia (Hasui et al., 1984).

Os estudos geocronológicos realizados em grãos detriticos de zircão dos arenitos do Grupo Tucuuruí mostraram a predominância de idades no intervalo 530 – 590 Ma e, em menor frequência, na faixa de 650 a 750 Ma. Isto revela a importante contribuição de rochas fonte do final do Neoproterozoico para os arenitos do Grupo Tucuuruí. Neste caso, o Grupo Tucuuruí deve ser posicionado, estratigraficamente, acima do Grupo Tocantins (Moura et al., 2011).

Geologia da região de Tucuuruí

A unidade de maior expressão espacial aflorante na região de estudo está representada pelo Domínio Arqueopaleoproterozoico Bacajá (Cráton Amazônico), que abrange a porção oeste da área de trabalho, e o Grupo Tucuuruí, que compreende cerca de 50% de extensão territorial. No restante da área ocorrem unidades sedimentares do Mesozoico correlacionáveis à Bacia do Parnaíba e depósitos aluvionares quaternários (Figura 2).

O Domínio Bacajá, representado pelo Complexo Aruanã, ocorre ao longo da margem sudoeste do reservatório da UHET; neste caso, representa o embasamento do Grupo Tucuuruí em toda a sua porção oeste, e suas relações de contato se dão por discordâncias erosionais ou por falhas. O Complexo Aruanã, identificado em cortes ao longo da rodovia Tucuuruí - Novo Repartimento e em ilhas e morros no Reservatório da UHET, compreende granitos e ortognaisses tonalíticos

a graníticos, de idade arqueana 2606 ± 4 Ma (Vasquez e Rosa-Costa, 2008).

Plútons de sienogranito, provavelmente do Paleoproterozoico, afloram a sudoeste de Tucuuruí. Contudo, o litotipo de maior recorrência na área é representado por gnaisses migmatizados que apresentam bandamento com espessura milimétrica a centimétrica marcado pela alternância irregular de leitos félsicos quartzo-feldspáticos e outros com maior concentração de biotita e hornblenda. Concordantemente a este bandamento são registrados veios e lentes quartzo-feldspáticas com espessura centimétrica a decimétrica. O bandamento tem orientação NW-SE com mergulhos sub-horizontais para SW que se encontra também desenhando dobras abertas (Figura 3A). Outro tipo identificado compreende augen gnaisses com texturas miloníticas destacando ocelos de microclina (Figura 3B).

O Grupo Tucuuruí ocorre na porção centro-oeste da área de estudo (Figura 2) e representa uma unidade aflorante por mais de 100 km de extensão na direção N-S; entretanto, atualmente tem boa parte de sua área submersa pelo reservatório da UHET, aflorando ao longo da margem do Rio Tocantins, entre os municípios de Tucuuruí e Marabá, incluindo todo o entorno da UHET.

Neste trabalho não foi possível individualizar as formações propostas por Matta (1982). O Grupo Tucuuruí é, aqui, entendido como uma sucessão vulcanossedimentar composta por derrames basálticos intercalados na sequência sedimentar (Figuras 4A a 4C), além da presença de *sills* de diabásio dispostos subconcordantemente ao acamamento sedimentar e brechas basálticas (Figura 4D).

A análise de afloramentos nas campanhas de campo e a integração com os perfis de sondagem das perfurações que atingiram pouco mais de 100 m de profundidade, cedidos pela Eletronorte, permitiram identificar pelo menos cinco níveis de derrames basálticos com zonas de brechas vulcânicas e

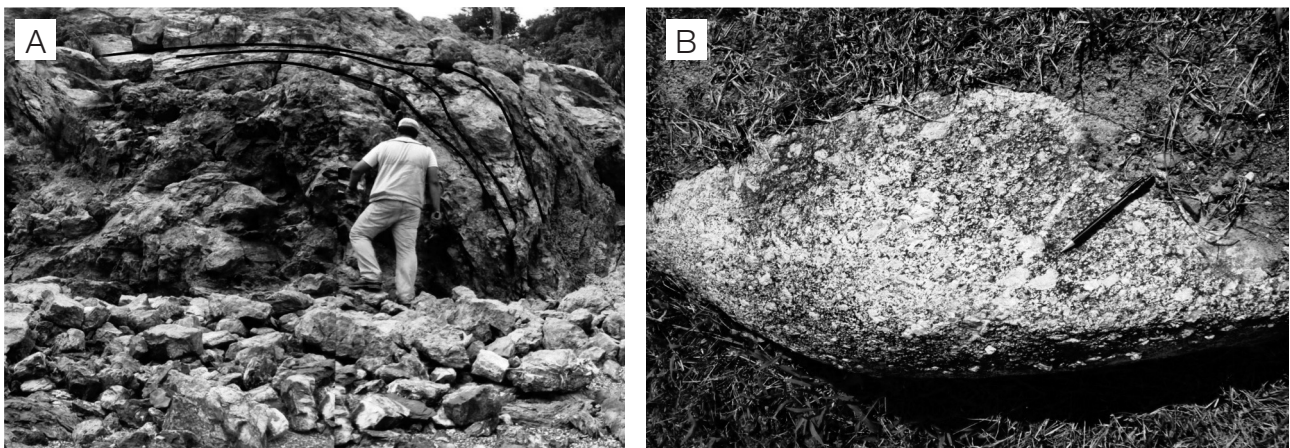


Figura 3. (A) Gnaisses do Complexo Aruanã, na margem oeste da Represa de Tucuuruí, exibindo bandamento gnáissico com feições de dobramento e veios quartzo-feldspáticos concordantes ao bandamento (2010-PC-26). (B) Augen-gnaisses milonitizados com feldspatos alcalinos ocelares do Complexo Aruanã (2010-PC-44).

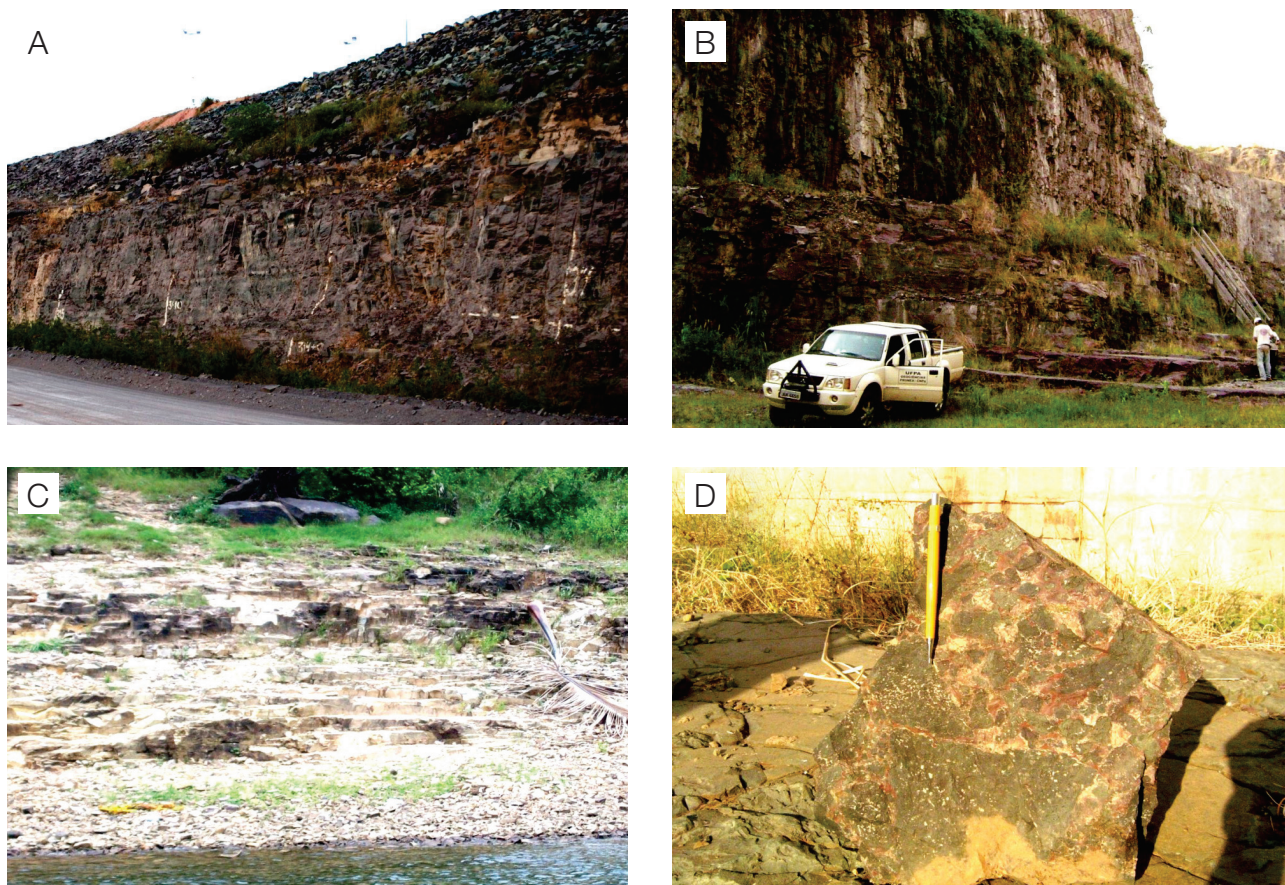


Figura 4. (A) Exposição de siltitos e subarcóseos com estratificação cruzada de baixo ângulo do Grupo Tucuruí; (B e C) exposição de siltitos com estratificação plano-paralela no canal de navegação da Eclusa 1 da UHET (2010-TU-05); (D) brecha basáltica na base de derrame na interface com siltitos exposta em lajedo na Eclusa 2 da UHET (2006-TU-02).

sills de diabásio intercalados na sucessão sedimentar, conforme definido por Dutra e Gorayeb (2012).

Também são registradas, especialmente na porção superior do Grupo Tucuruí, camadas sedimentares com espessura entre 10 e 40 m, e na porção inferior desta sucessão vulcanossedimentar os estratos possuem espessura inferior a 10 m. Os depósitos sedimentares são compostos por siltitos e subarcóseos de cor marrom com variações amareladas ou arroxeadas, com seleção moderada a mal selecionada com grãos subarredondados a angulosos. As camadas têm orientação NNE-SSW com mergulho entre 2 e 10° ESE e mostram uma ampla variedade de estruturas sedimentares típicas de ambientes litorâneos, conforme será discutido adiante.

Análise de fácies sedimentares do Grupo Tucuruí

A sucessão sedimentar do Grupo Tucuruí tem suas melhores exposições ao longo da margem esquerda do Rio Tocantins, incluindo a cidade de Tucuruí e o complexo da UHET, tanto a montante quanto a jusante de sua barragem.

Os depósitos sedimentares constituem as maiores espessuras de rochas do Grupo Tucuruí na área estudada e as camadas são tanto sobrejacentes quanto subjacentes aos derrames basálticos que compõem o grupo. Níveis interderrames também ocorrem, bem como é registrada a interação entre material sedimentar e magmático nas zonas de brechas vulcanoclásticas. Os derrames basálticos e os *sills* de diabásio se dispõem subconcordantemente ao acamamento das rochas sedimentares que, em geral, têm orientação NNE-SSW, com baixos ângulos de mergulhos entre 2° e 10° para ESE, conforme foi registrado ao longo dos perfis geológicos realizados (Figura 5).

As análises sedimentares e de fácies permitiram verificar que os estratos sedimentares apresentam-se amalgamados, compondo sucessões com granocrescência e espessamento ascendente nos quais foram reconhecidas duas associações de fácies (Tabela 1), a seguir descritas.

Depósitos de Antepraia-Af1 (Foreshore)

O depósito de antepraia (AF1) consiste de subarcóseos de granulometria fina que apresentam cor marrom-arroxeadada

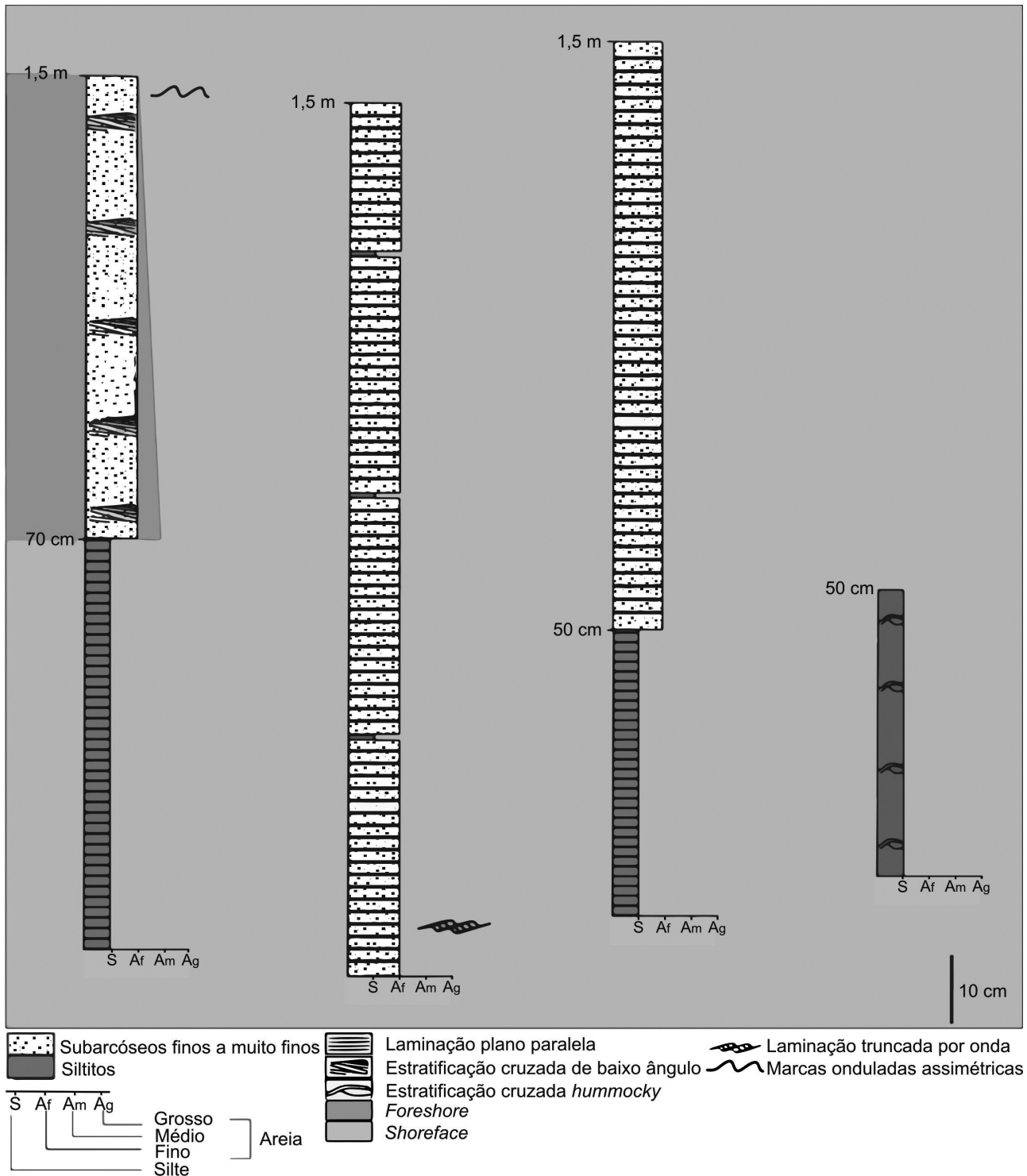


Figura 5. Perfis litoestratigráficos representativos das rochas sedimentares do Grupo Tucuruí, com indicação de fácies e estruturas sedimentares elaborados em exposições a jusante e montante da barragem da UHET.

e cujas camadas apresentam geometria tabular e espessura variando de decimétrica a métrica. Internamente apresentam estratificação cruzada de baixo ângulo (tipo *swash*),

com domínios de *foresets* de baixa inclinação ($< 10^\circ$) que migram lateralmente para estratos com estrutura planar (Figura 6A). Estas estruturas são interpretadas como

Tabela 1. Quadro resumo de fácies, estruturas sedimentares e processos de geração dos arenitos do Grupo Tucuruí.

Associação de fácies	Fácies	Litotipo	Estruturas	Processos
AF1	Subarcóseo com estratificação cruzada de baixo ângulo	Subarcóseo de granulometria fina	Estratificação cruzada de baixo ângulo	Ação de fluxo e refluxo de ondas, sob condições de alta energia
	Subarcóseo com laminação plano-paralela	Subarcóseo de granulometria fina	Laminação plano-paralela	Ação de ondas, sob condições de fluxo oscilatório de alta energia
AF2	Siltito com laminação plano-paralela	Siltilito	Laminação plano-paralela	Ação de ondas, sob condições de fluxo oscilatório de alta energia
	Siltito com laminação plano-paralela	Siltilito	Laminação truncada por onda	Ação de ondas, sob condições de fluxo oscilatório de alta energia
	Subarcóseo com estratificação cruzada <i>hummocky</i>	Subarcóseo de granulometria fina	Estratificação cruzada <i>hummocky</i>	Estruturas geradas por ação de onda de tempestade, devido a um fluxo combinado com componente oscilatória

relacionadas à ação de fluxo e refluxo de ondas (*swash* e *back-swash*), sob condições de alta energia, em regime de fluxo oscilatório em águas rasas.

Face Litorânea Influenciada por Tempestade-Af2 (Shoreface)

Constitui-se de subarcóseos de granulometria fina a muito fina e siltitos de cor marrom-amarelada ou marrom-arroxeadada e localmente podem apresentar tons esverdeados. As camadas apresentam geometria tabular ou lenticular e espessura variando de centimétrica a métrica. A geometria interna deste depósito é marcada por diversas estruturas, sendo elas laminação plano-paralela (Figura 7), laminação truncada por onda (Figuras 8A a 8C), estratificação cruzada do tipo *hummocky* (Figura 9). Os estratos com laminação plano-paralela são os mais recorrentes na região estudada, são lateralmente contínuos por vários metros e mostram discreta ondulação, com truncamentos de baixo ângulo, inferiores a 5°. Subordinadamente à fácies siltito com laminação plano-paralela ocorre a fácies siltito com laminação truncada por onda. Eventualmente, laminações convolutas também foram observadas nestes estratos. As camadas com estratificação cruzada *hummocky* são caracterizadas por estratificações cruzadas e suavemente encurvadas (< 10°) em um arranjo superior convexo (visto que estão mais bem preservadas nos estratos observados) e inferior côncavo. Semelhantemente às camadas com estratificação cruzada de baixo ângulo, também há indicações da migração lateral para camadas com laminação plano-paralela. O topo destes estratos exhibe marcas onduladas de perfil assimétrico e comprimentos de onda centimétricos (Figura 10).

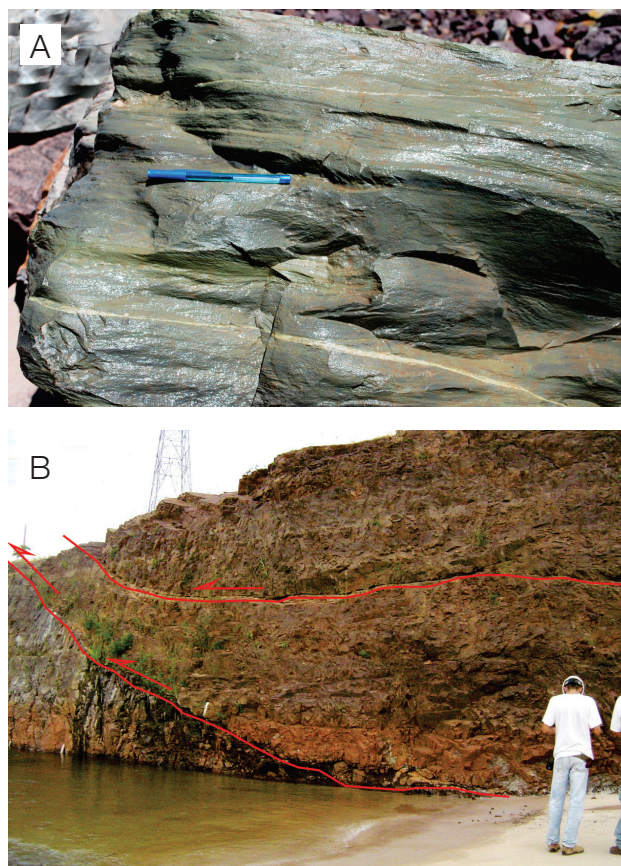


Figura 6. Seção na rampa de embarque próximo ao paredão da barragem da UHET mostrando subarcóseos do Grupo Tucuruí com estratificação cruzada de baixo ângulo, e superfícies de cavalgamento com baixo ângulo com setas indicando a direção do movimento. Ponto 10-TU-02.

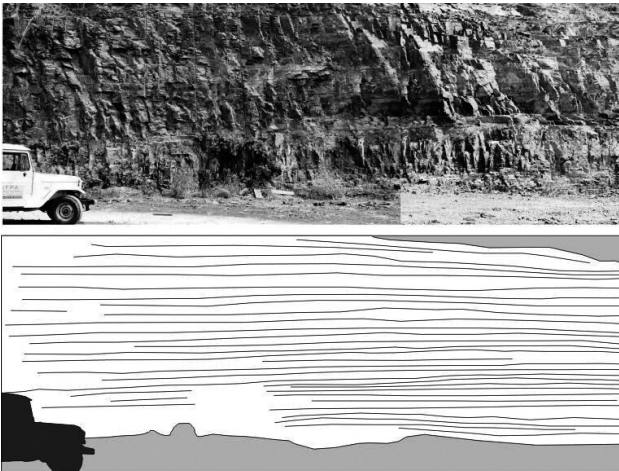


Figura 7. Corte na parede do canal da eclusa da UHE de Tucuruí exibindo subarcóseos sub-horizontais com marcante laminação plano-paralela (2010-TU-03).

As estruturas observadas nestes depósitos são interpretadas como influenciadas por ação de onda e devem estar associadas a um regime de fluxo superior de alta energia, porém as laminações plano-paralela e truncada por onda parecem ter sido geradas por fluxo oscilatório em ambiente de águas rasas, enquanto as feições *hummocky* são mais compatíveis com fluxo combinado (onda e corrente), com componente oscilatório predominante.

O ambiente de formação do Grupo Tucuruí

As fácies sedimentares do Grupo Tucuruí sugerem transporte e sedimentação ligados a um ambiente marinho raso, compreendendo desde a zona de *foreshore* até a zona de *shoreface*, sobre influência de onda, incluindo ondas de tempestade.

O principal indicativo da correlação com um ambiente de *foreshore* é o registro de camadas com estratificações

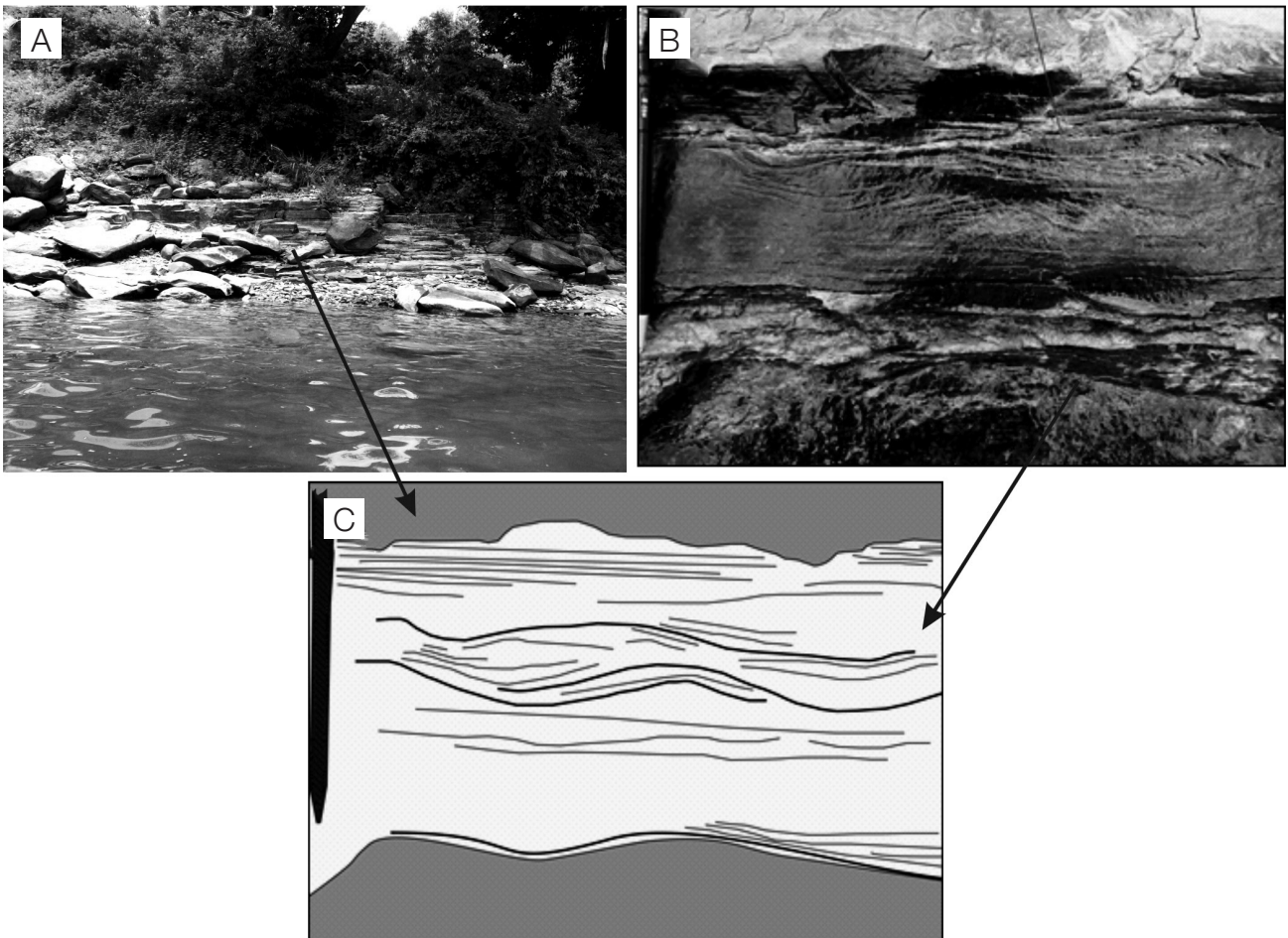


Figura 8. (A) Afloramento de siltitos na margem do Rio Tocantins exibindo laminação plano-paralela; (B e C) siltitos com laminação truncada por onda na base dos estratos (2010-TU-23).

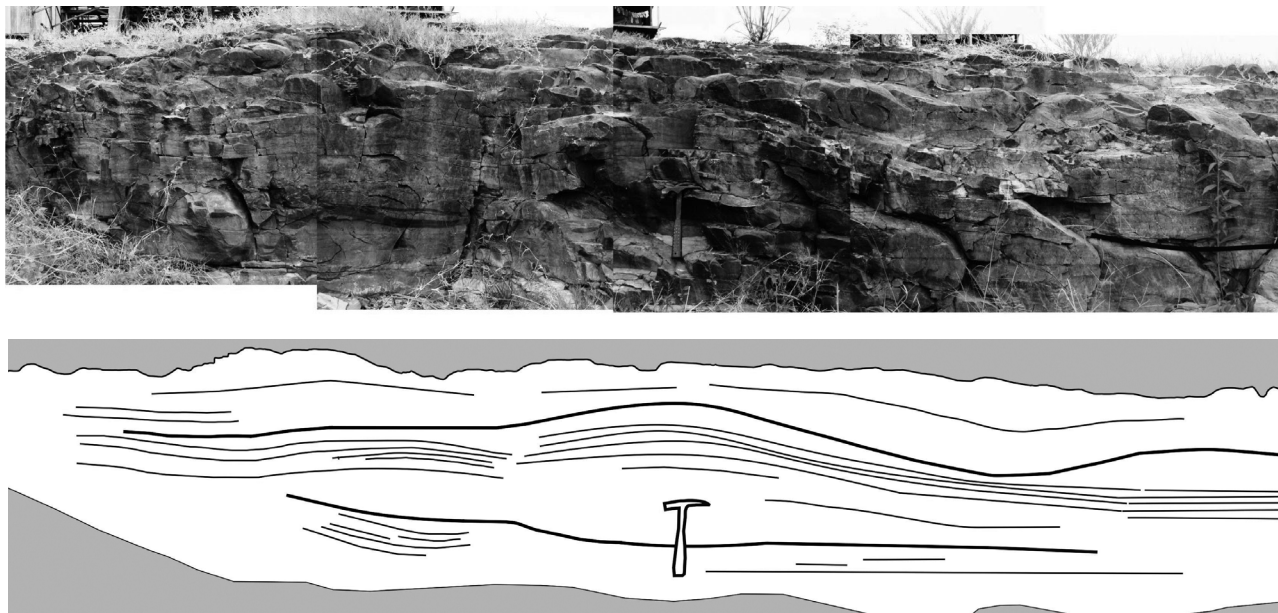


Figura 9. Afloramento de siltito na margem do Rio Tocantins exibindo estratificação cruzada *hummocky* (2010-TU-26).

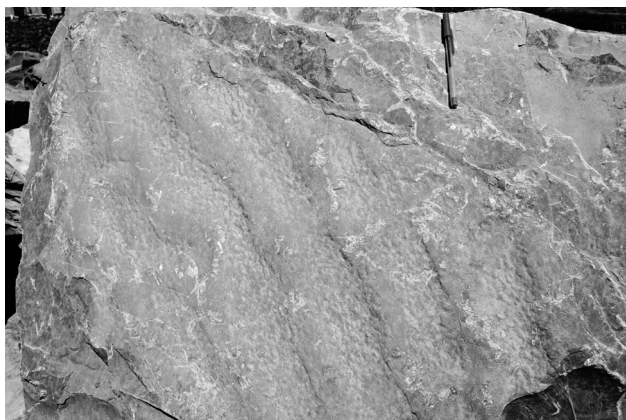


Figura 10. Superfície da camada de siltito com exposição de marcas onduladas assimétricas. Ponto 10-TU-05.

cruzadas de baixo-ângulo. Esta estrutura reflete processos de espraçamento, uma vez que camadas com laminação plano-paralela são geradas segundo a orientação de onda vigente, quando material arenoso é depositado paralelamente à zona de *foreshore*, mergulhando apenas alguns graus em direção ao mar. Dessa forma, a ligeira variação da direção das ondas determina as distintas atitudes que compõem o conjunto com estratificações cruzadas de baixo-ângulo.

Evidência indicadora de ambiente de *shoreface* é a ocorrência de laminação plano-paralela, uma vez que é comum nas porções mais rasas de plataformas continentais ou em mares epicontinentais, ao longo da zona de profundidade de ação de ondas, onde ocorre intenso

retrabalhamento por ação de ondas (Nicols, 2009). As marcas de ondas assimétricas preservadas nas rochas do grupo também são comuns neste ambiente, porém, ao contrário da laminação plano-paralela, que está mais próxima do limite de base de onda de bom tempo, as marcas de onda estão associadas à porção mais inferior da zona de *shoreface*. As laminações truncadas por onda, por sua vez, podem estar relacionadas tanto às zonas de *shoreface* quanto à *foreshore* (neste caso, relacionada à linha de maré de baixa); contudo, em ambos os casos estão ligadas ao retrabalhamento por ação de onda.

No entanto, a estrutura de maior relevância identificada nas rochas do Grupo Tucuruí é a estratificação cruzada do tipo *hummocky*, que demonstra a influência de evento de tempestade no ambiente deposicional das rochas. As tempestades propiciam condições para a geração de formas de leito e estruturas sedimentares exclusivas dos ambientes influenciados por elas (Dott e Bourgeois, 1982; Cheel e Leckie, 1993) e que em geral são gerados abaixo da linha base de onda de bom tempo, considerando que acima deste limite ocorre retrabalhamento do sedimento em condições normais. Duke et al. (1991) sintetizam os principais processos que originam leitos com estruturas do tipo *hummocky*, em que inicialmente ondas de tempestade interagem com a porção mais oblíqua da região costeira, retrabalhando o substrato lamoso. Em seguida, as areias transportadas por ação de fluxo combinado movem-se por suspensão ou carga de fundo e são levadas para porções mais profundas (próximo à zona de transição para *offshore*). Estas areias se acumulam rapidamente e com o arrefecimento da tempestade é originada uma laminação planar.

Posteriormente, ondulações métricas começam a se formar sobre o substrato e a lenta migração a partir de estratos planares começa a gerar estratificação cruzada do tipo *hummocky* sob condições de fluxo combinado com componente oscilatório predominante. Considerando que tanto os estratos côncavos quanto os convexos desta estrutura no Grupo Tucuruí se mantêm preservados, admite-se que esta estrutura tenha sido formada em profundidades entre 20 e 50 metros (tendo como referência o limite de profundidade de atuação de tempestades); caso contrário, apenas a sua parte côncava seria preservada, gerando assim a estratificação cruzada do tipo *swaley*, que ocorre principalmente em águas mais rasas. Dessa forma, considerando a ausência das estruturas do tipo *swaley* e a granulometria muito fina que constitui as camadas com *hummocky* é possível caracterizar os depósitos estudados como tempestitos distais, uma vez que os tempestitos proximais estariam ligados a estruturas do tipo *swaley* e a estratos de granulometria mais grossa. A classificação entre proximal ou distal reflete o posicionamento destas duas estruturas geradas por ação de ondas de tempestade em uma sucessão completa nestes tipos de depósitos. Ademais, a imaturidade textural e composicional não compromete estas interpretações ambientais, visto que tais parâmetros também são influenciados por outros processos, como proveniência e diagênese.

Sendo assim, resumidamente, é possível concluir que os depósitos sedimentares que compõem o Grupo Tucuruí representam a porção preservada (uma vez que não existem similares destas rochas nas unidades vizinhas) em um gráben de um depósito com duas associações típicas de um segmento costeiro influenciado por ondas de tempestade, proveniente de áreas fontes próximas.

Análise petrográfica das rochas siliciclásticas do Grupo Tucuruí

O estudo petrográfico baseou-se em informações obtidas durante os trabalhos de campo, descrições de amostras coletadas em afloramento e observações de microscopia ótica convencional. Os tipos litológicos que compõem a sucessão sedimentares do Grupo Tucuruí apresentam sutis diferenças entre si que permitiram definir dois litotipos petrograficamente distintos. A análise petrográfica foi facilitada com a quantificação mineralógica em escala microscópica com auxílio do contador de pontos para análise modal. A identificação mineralógica, por sua vez, foi auxiliada por difratometria de raios X realizada no laboratório do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará. As descrições dos referidos litotipos seguem abaixo. Ademais, ao fim da discussão de dados petrográficos da sucessão vulcanossedimentar que compõe o Grupo Tucuruí, tem-se uma breve discussão sobre os veios e vênulas registrados nas rochas desse grupo.

Subarcóseos

Os subarcóseos são rochas de cor marrom arroxeada ou amarelada, podendo em certos casos apresentar coloração esverdeada. Sua granulometria pode variar de areia fina a muito fina, com forma dos grãos subarredondados a angulosos, com grau de seleção moderado a mal selecionado (Figura 11A) (Vernon, 2008). Embora ocorram componentes de matriz, o arcabouço é sustentado por grãos. A análise do empacotamento baseado no método de Kahn (1956) aponta para característica normal, onde P (empacotamento) situa-se entre 40 e 55 ($P = 100 \times q/n$, onde q é o número de contatos grão-grão e n é o número total de grãos contados).

O arcabouço dos subarcóseos é constituído por quartzo (70 – 80%), feldspatos (13 – 20%) com predominância do plagioclásio em relação ao microclínio, além de matriz (2%) e eventuais fragmentos líticos (siltitos e rochas vulcânicas) com cerca de 1% dos grãos de arcabouço. Muscovita e minerais pesados como titanita, zircão, apatita, epidoto, minerais opacos e anfibólio perfazem aproximadamente 2%. Entretanto, em alguns casos, a concentração de minerais opacos e anfibólio pode chegar até 5% (Figura 11B).

Os grãos de feldspatos são angulosos e mostram-se fortemente alterados para sericita e calcita. Alguns grãos destes minerais encontram-se encurvados (Figura 11C) e seus contatos com os cristais de quartzo em geral são pontuais, mas também podem ser côncavo-convexos (Figura 11D).

Os grãos de quartzo são angulosos a subarredondados, predominantemente límpidos e monocristalinos, apresentando extinção ondulante. Raramente têm-se grãos policristalinos, caracterizados por agregados de vários cristais menores que possuem contatos suturados e extinção ondulante.

Os grãos lamelares de muscovita se dispõem orientados subparalelamente à laminação planar das rochas e em alguns casos apresentam-se encurvados (Figura 11E). Os clastos líticos identificados são representados por basalto, *chert* e siltito (Figuras 11F e 11H). A matriz deposicional ocorre entre grãos como uma massa irregular de cor marrom, essencialmente argilosa, ou ocasionalmente formada por calcita poiquilótópica. Em alguns casos apresenta tons esverdeados, quando associados com epidoto.

Em geral, o contato entre os grãos dos subarcóseos é pontual e a disposição dos cristais não tem uma orientação preferencial, com exceção apenas de lamelas de muscovita, que se mostram subparalelas à laminação planar da rocha, possivelmente devido à compactação mecânica da carga da pilha sedimentar, sem relação aparente com metamorfismo.

Siltitos

As camadas de siltito encontram-se amalgamadas ou intercaladas conforme foi descrito anteriormente. A laminação

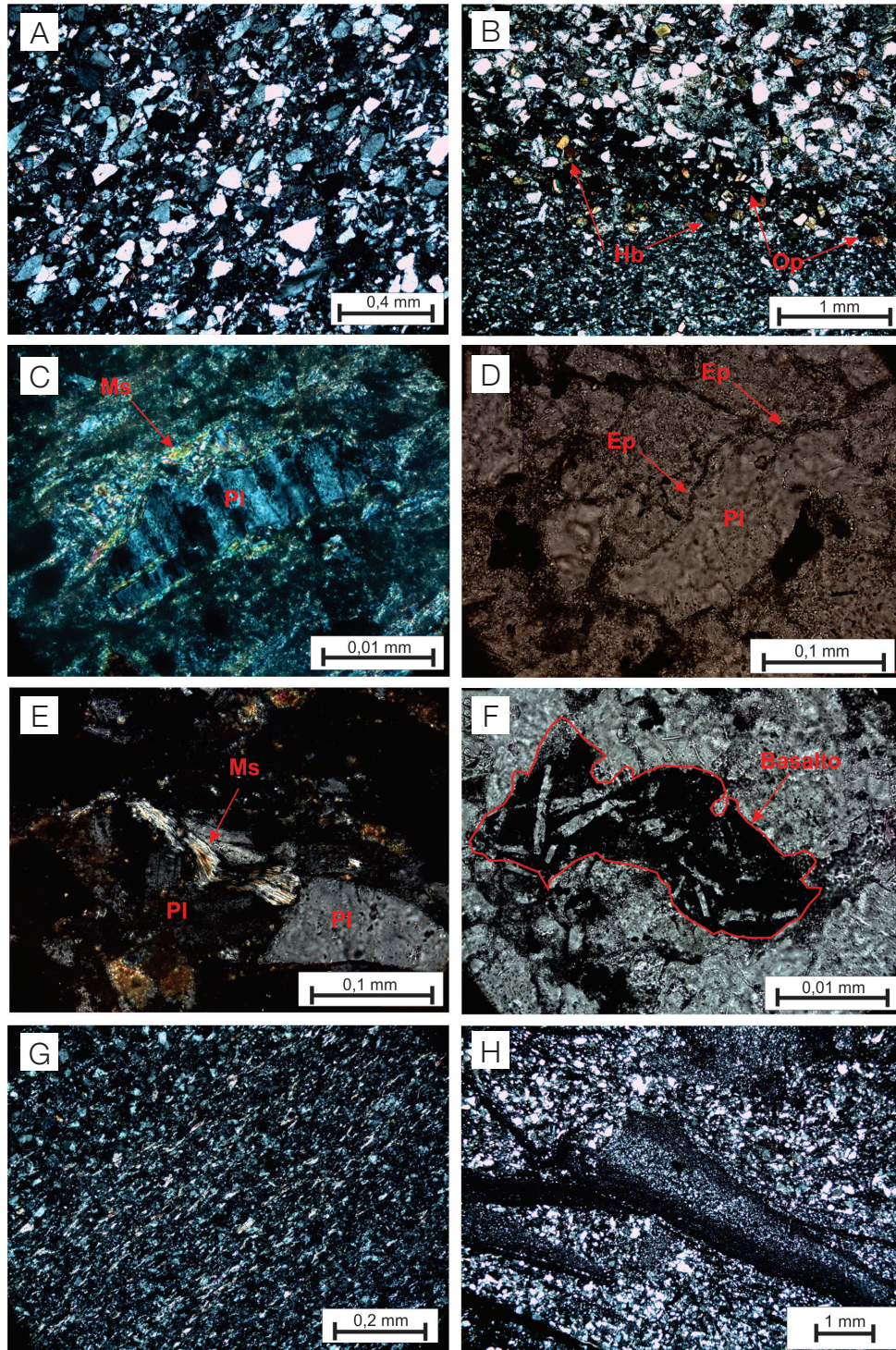


Figura 11. Aspectos petrográficos gerais dos arenitos e siltito: (A) Angulosidade dos grãos denotando imaturidade textural (2010-TU-05A); (B) leitos de grãos clásticos de hornblenda (Hb) e minerais opacos (Op), compondo a assembleia de minerais pesados em subarcóseo (2007-TU-05A); (C) grãos de plagioclásio com maclas encurvadas por efeito da compactação mecânica, transformados para sericita (2010-TU-05B); (D) contato côncavo-convexo entre grãos de plagioclásio acompanhados nas bordas por grânulos de epidoto (Ep) (2010-TU-05B); (E) lamelas de muscovita (Ms) encurvadas por efeito de compactação mecânica (2010-TU-02C); (F) fragmento de basalto hipovítico oxidado em subarcóseo (2010-TU-02C); (G) Lamelas de muscovita realçando uma orientação incipiente subparalela às estruturas planares (2010-TU-05B); (H) fragmento lítico de siltito em subarcóseo (2010-TU-26). Nicóis cruzados (NC), exceto D e F.

plano-paralela é bem mais evidente neste litotipo do que nos subarcóseos e brechas intraformacionais são identificadas.

A granulometria destas rochas é silte, contudo, as demais características texturais deste litotipo são semelhantes às dos subarcóseos, de forma que a cor é marrom arroxeada por vezes esverdeada, os grãos são subarredondados a angulosos, com grau de seleção moderado e arcabouço sustentado por grãos. A análise do empacotamento, também baseada no método de Kahn (1956), aponta para valores similares aos dos subarcóseos ($P = 40$ a 55).

O arcabouço dos siltitos é constituído por quartzo (~70%), feldspatos (15 – 20%) com predominância do plagioclásio em relação ao microclínio, além de matriz deposicional (~2%). Grãos de muscovita são relativamente mais abundantes neste litotipo e podem chegar até 5% dos grãos de arcabouço. Além destes minerais estão presentes apatita, titanita, epidoto, zircão e minerais opacos.

Os grãos de feldspatos e quartzo também são semelhantes ao descrito nos subarcóseos. Assim, os grãos de feldspatos são angulosos a subarredondados, o plagioclásio está alterado para sericita, enquanto os grãos de quartzo são angulosos a subarredondados, predominantemente límpidos, monocristalinos, com extinção ondulante e quando ocorrem em grãos policristalinos são caracterizados por um agregado de cristais menores com contatos suturados e extinção ondulante. Tanto os grãos de feldspato quanto de quartzo, por vezes apresentam-se com geminações levemente encurvadas e extinção ondulante fraca.

A matriz e os grãos de muscovita dos siltitos também são semelhantes aos dos subarcóseos. A matriz dos siltitos é essencialmente sericítica ou eventualmente calcítica e apresenta cor marrom, por vezes com tonalidade avermelhada, devido à oxidação. As lamelas de muscovita mostram-se encurvadas e são mais abundantes nos siltitos do que nos subarcóseos, de forma que a orientação subparalela destes grãos em relação à laminação planar da rocha é mais evidente que nos subarcóseos (Figura 11G). Com exceção da orientação dos grãos lamelares de muscovita, não há orientação preferencial entre os demais grãos de arcabouço e o contato entre eles é pontual.

A deformação e os indícios de metamorfismo no Grupo Tucuruí

Na área estudada são registrados veios seccionando indiscriminadamente os diferentes tipos litológicos ali ocorrentes. Nos locais de maior abundância eles estão relacionados às zonas de deformação, principalmente nas proximidades de superfícies de cavalgamento com remobilização de sílica e migração de componentes voláteis com hidrotermalismo associado.

A deformação está relacionada principalmente à tectônica de cavalgamento cuja melhor referência na região é a

Falha de Tucuruí e várias superfícies secundárias, o que a caracteriza como uma zona de cavalgamento de comportamento frágil (Figura 6B). Assim, em suas proximidades está presente uma rede de veios de espessura milimétrica a centimétrica preenchidos essencialmente por quartzo, epidoto e/ou calcita (Figuras 12A e 12B). A formação desses veios nos diferentes grupos rochosos do Grupo Tucuruí pode ser interpretada como um indício de transformações metamórficas localizadas, associadas a esses sistemas de cavalgamento com deformação em caráter frágil-dúctil, o que ocasionou a remobilização de fluidos (H_2O e CO_2 principalmente) ricos em Si, Ca, Mg e Fe, em um sistema fechado, na escala centimétrica a métrica. As condições que acompanharam esses processos são incipientes e se estabeleceram abaixo da fácies xisto verde, talvez na fácies zeólita. Este evento de deformação, por sua vez, está relacionado aos estágios finais da evolução geológica do Cinturão Araguaia, na transição Neoproterozoico-Paleozoico.

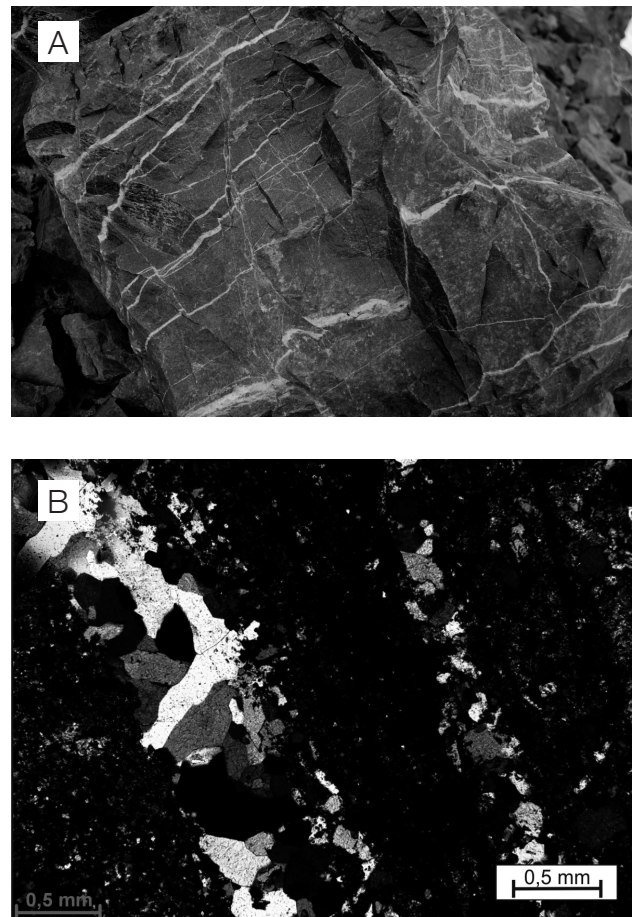


Figura 12. (A) Subarcóseo com intenso recorte de veios de quartzo, epidoto e calcita (2010-TU-21); (B) veios de quartzo e epidoto em subarcóseos sob observação microscópica (NC) (2010-TU-04A).

DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

A sequência sedimentar do Grupo Tucuruí possui rara evidência de contribuições vulcanogênicas, restritas apenas a fragmentos líticos de basaltos contidos nos subarcóseos estudados. Por sua vez, as autobrechas registradas ao longo das zonas de contato das rochas vulcânicas com a sequência sedimentar do Grupo Tucuruí com suas estruturas de fluxo e clastos de rochas vulcânicas evidenciam uma erupção efusiva em contato com sedimentos ainda úmidos concomitantemente à deposição, isto é, evidenciam a ação de processos vulcânicos e deposicionais na contemporaneidade. Por sua vez, as análises de fácies sedimentares e aspectos petrográficos dos arenitos arcóseos e siltitos definiram os ambientes sedimentares associados ao vulcanismo atuante na área de estudo.

Quanto aos demais aspectos petrográficos, a sequência sedimentar do Grupo Tucuruí mostra características incomuns àquelas normalmente observadas em ambientes litorrâneos, tendo como principais contrastes os tipos litológicos e a imaturidade textural e composicional registradas nas rochas estudadas.

A imaturidade textural, caracterizada pela presença de grãos subarredondados a angulosos, com grau de seleção moderado a mal selecionado, além de matriz argilosa, pode ser entendida como proveniente de uma área fonte próxima à bacia de deposição. A curta abrasão dos grãos de arcabouço, associada ao grau de seleção de grãos, bem como a presença de matriz deposicional, sugere breve transporte dos detritos, até que os mesmos sejam incorporados aos processos que geraram os subarcóseos e siltitos (Tucker, 2001). A imaturidade composicional, por sua vez, sugere uma proveniência predominantemente de rochas ígneas, de composição máfica a intermediária, devido ao conteúdo de feldspatos, em que predominam os plagioclásios, que por vezes preservam seus maclamentos, além da presença de grãos de quartzo. Adicionalmente, imaturidade das rochas, má seleção, presença de feldspatos, anfíblios e fragmentos líticos de rochas vulcânicas no ambiente costeiro permitem inferir rápida deposição dos materiais além de proximidade da área fonte.

Sendo assim, os subarcóseos e siltitos estudados são distinguidos essencialmente quanto à sua granulometria, de areia fina a muito fina e silte, respectivamente, sendo estas características coerentes com as condições de energia durante a deposição dos estratos, de forma que subarcóseos são mais abundantes nas zonas de *foreshore* e *shoreface* médio, enquanto siltitos são mais expressivos na zona de *shoreface* superior até próximo do limite de transição *shoreface-offshore*.

Entre outros minerais registrados na sequência sedimentar do Grupo Tucuruí destacam-se grãos lamelares de muscovita e concentrações de hornblenda e minerais opacos nos

subarcóseos em camadas centimétricas de arenitos, o que confirma a proveniência do tipo de material fonte com grande contribuição de rochas ígneas (Tucker, 2001). Considerando a contribuição de fontes a partir de rochas ígneas ou metaígneas na sequência sedimentar do Grupo Tucuruí, inclusive a presença de fragmentos líticos de basaltos e *cherts*, pode-se inferir uma fonte relacionada aos terrenos do embasamento do Cinturão Araguaia, seja do Domínio Bacajá a oeste, ou outros domínios do Cráton Amazônico, seja das unidades do Maciço de Goiás ou Arco Magmático de Goiás, que ocorrem bem ao sul, já no estado do Tocantins.

Ademais, a mineralogia constituinte, bem como as transformações mineralógicas observadas nos subarcóseos e siltitos, permite caracterizar condições diagenéticas atuantes sobre sequência sedimentar do Grupo Tucuruí. A dissolução dos feldspatos, especialmente plagioclásios e substituição por sericita e carbonato, além da dissolução de outros minerais instáveis que ocorrem como acessórios, a exemplo do anfíblio, indica transformações em nível de eodiagenese. A albitização dos feldspatos e deformação por compactação mecânica de muscovita e feldspatos e a ocorrência de contatos do tipo côncavo-convexo entre os grãos são indicativos de condições mesodiagenéticas. Entretanto, outros processos sugestivos comuns da mesodiagenese, tais como crescimento secundário de quartzo e feldspato representando cimentos, não foram registrados, possivelmente devido à presença da matriz deposicional. A presença de matriz argilosa, provavelmente gerada por deformação e esmagamento de fragmentos líticos vulcânicos, feldspatos e muscovita (De Ros e De Cesero, 1986), também é um indicativo de transformações em nível eodiagenético a mesodiagenético.

Por fim, considerando os dados apresentados é possível resumir os processos sedimentares e contribuições vulcânicas envolvidos na origem da sucessão vulcanossedimentar que compõe o Grupo Tucuruí da seguinte forma: a) a sequência sedimentar do grupo representa o segmento costeiro de uma bacia marinha, influenciado por ondas de tempestade; b) a área fonte próxima teve grande influência de rochas magmáticas máfica a intermediária, supostamente relacionada às unidades do embasamento do Cinturão Araguaia ou a arcos magmáticos, a exemplo do Arco de Goiás; c) durante as etapas de formação dos depósitos sedimentares, esta bacia foi atingida por vulcanismo subaéreo efusivo e fissural com vários fluxos de lava que originaram uma sucessão de derrames basálticos com zonas de brechas, intercaladas à sequência sedimentar, e eventuais intrusões subconcordantes de diabásio.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A evolução dos processos que originaram os conjuntos rochosos do Grupo Tucuruí e sua atual arquitetura está

relacionada a uma tectônica extensional intracontinental acontecida no final do Neoproterozoico/início do Paleozoico, com tectônica tangencial de expressão não extensiva, associada à evolução geológica tardia do Cinturão Araguaia. A região evoluiu no contexto de uma bacia do tipo rifte ou antepaís cuja área fonte era próxima e constituída predominantemente de contribuições de rochas ígneas/metaígneas, tais como dos domínios crustais do Cráton Amazônico, do Maciço de Goiás ou de arcos magmáticos ao sul da área.

A região em questão representa um paleosegmento continental litorâneo, influenciado por ondas de tempestade, em franco processo de formação, que foi atingido por vulcanismo subaéreo efusivo e fissural. Por fim, a tectônica cavalgante que gerou o sistema de cisalhamento atingiu temperaturas relativamente baixas, o que permitiu a deformação com transformações minerais acompanhadas de hidrotermalismo em condições da fácies zeólita.

Dessa forma, pode-se resumir que o Grupo Tucuruí representa a porção preservada de rochas de um segmento costeiro influenciado por ondas de tempestade em uma bacia do tipo rifte ou antepaís, com área fonte próxima composta de rochas ígneas/metaígneas, de topografia elevada e marcada por intemperismo físico predominante e que foi atingida durante sua formação por vulcanismo basáltico efusivo com assinaturas geoquímicas de afinidade toleítica e ambiência continental durante os estágios finais da evolução geológica do Cinturão Araguaia, no limite Neoproterozoico-Paleozoico.

REFERÊNCIAS

- Abreu, F. A. M. (1978). O Supergrupo Baixo Araguaia. *XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 2, 539-545. Recife: SBG.
- Cheel, R. J., Leckie, D. A. (1993). *Sedimentology review*. Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- De Ros, L. F., Cesero, P. (1986). Argila em arenitos – bases para a interpretação petrogenética. *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*, 1663-1671. Goiânia: SBG.
- Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes (DNIT). (2002). Mapa Rodoviário do Pará. Gerência de projetos, assistência de planejamento rodoviário e instituto de pesquisas rodoviárias. Divisão de Apoio Tecnológico. Brasília, DNIT. Acesso em 06 de novembro de 2012, <<http://www.dnit.gov.br>>.
- Dott, R. H. Jr., Bourgeois, J. (1982). Hummocky cross stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 663-680.
- Duke, W. L., Arnott, R. W. C., Cheel, R. J. (1991). Shelf sandstones and hummocky cross stratification: new evidence on a stormy debate. *Geology*, 19, 625-628.
- Dutra, A. C. S, Gorayeb, P. S. S. (2012). Associação de fácies dos depósitos sedimentares do Grupo Tucuruí - Cinturão Araguaia, nordeste do Pará. *XLVI Congresso Brasileiro de Geologia*. Santos: SBG. CD-ROM.
- Gorayeb, P. S. S. (1981). *Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro, GO*. Dissertação (Mestrado). Belém: Universidade Federal do Pará.
- Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V., Abreu, F. A. M. (2008). Geologia do Parque Martírios-Andorinhas e região adjacente. In: P. S. S. Gorayeb (Ed.). *Parque Martírios - Andorinhas: conhecimento, história e preservação (57-80)*. Belém: Edufpa.
- Gorayeb, P. S. S., Pamplona, L. J. P. (2010). O metamorfismo de baixo grau da porção oeste do Cinturão Araguaia: região de Araguacema - Conceição do Araguaia e Serra do Tapa. *XLV Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém: SBG. CD-ROM.
- Hasui, Y., Abreu, F. A. M., Silva, J. M. R. (1977). Estratigrafia da Faixa de Dobramentos Paraguai - Araguaia no centro-norte do Brasil. *Boletim do Instituto de Geociências*, 8, 107-118.
- Hasui, Y., Costa J. B. S., Abreu, F. A. M. (1984). Província Tocantins. Setor setentrional. In: F. F. M. Almeida, Y. Hasui (Eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil (137-204)*. São Paulo: Edgard Blücher.
- Kahn, J. S. (1982). The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments. On the measurement of packing in sandstones. *Journal of Geology*, 64, 385-395.
- Matta, M. A. S. (1982). *Evolução geológica da região de Tucuruí - Pará*. Dissertação (Mestrado). Belém: Universidade Federal do Pará.
- Moura, C. A. V., Pina, A. C. M., Gorayeb, P. S. S., Chemale Jr., F. (2011). Estudo e proveniência de arenitos do Grupo Tucuruí com base em idades-modelo Sm-Nd e datação de zircão. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, SBG-NO, 8, 25-34.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. United Kingdom: Wiley-Blackwell.
- Santos, J. O. S. (2003). Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: L. A. Bizzi et al. (Ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG (169-226)*. Brasília: CPRM-Serviço Geológico do Brasil.

Silva, J. M. R. (1980). *Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da Faixa Paraguai-Araguaia*. Dissertação (Mestrado). Belém: Universidade Federal do Pará.

Trouw, R. A. J., Vaz, L. F., Slongo, T. T., Nakasato, N. (1976). Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 20-31. Ouro Preto.

Tucker, M. E. (2001). *Sedimentary petrology*. Oxford: Blackwell Science Ltd.

Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T. (2008). *Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais*. Belém: CPRM.

Vernon R. H. (2008). *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge: Cambridge University Press.