



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 654

**EVOLUÇÃO DA PAISAGEM DA PORÇÃO CENTRO-
ORIENTAL DA AMAZÔNIA DO CRETÁCEO AO
PALEÓGENO**

Dissertação apresentada por:

MATHEUS RAMOS DE MOURA

Orientador: Prof. Dr. AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA (UFPA)

**BELÉM- PARÁ
2024**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

M929e Moura, Matheus Ramos de.
Evolução da paisagem da porção centro-oriental da Amazônia do Cretáceo ao Paleógeno / Matheus Ramos de Moura. — 2024.
xiv, 67f.: il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia
e Geoquímica, Belém, 2024.

1. Laterita. 2. Modelos de relevo. 3. Estratigrafia.
4. Amazônia. I. Título.

CDD 552.5098115



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

EVOLUÇÃO DA PAISAGEM DA PORÇÃO CENTRO-ORIENTAL DA AMAZÔNIA DO CRETÁCEO AO PALEÓGENO

Dissertação apresentada por

MATHEUS RAMOS DE MOURA

Com o requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOLOGIA e Linha de Pesquisa Análise de Bacias Sedimentares.

Data de Aprovação: 23 / 06 / 2024

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
(Orientador – UFPA)


Prof. Dr. Pedro Walfir Martins e Souza

Filho

(Membro – UFPA)

Documento assinado digitalmente

gov.br

CLOVIS WAGNER MAURITY
Data: 24/09/2024 10:06:29-0300
Verifique em <https://validar.itl.gov.br>

Prof. Dr. Clóvis Wagner Maurity
(Membro – Amazonita Geosciences)

Aos meus pais, meus irmãos e à minha
companheira. A minha família é maravilhosa e
eu não poderia pedir uma melhor!

AGRADECIMENTOS

A meus pais e irmãos, pela paciência, compreensão e apoio incondicionais;

À minha companheira maravilhosa, Bianca Furtado, por sempre estar a meu lado, sendo minha razão e meu objetivo, me dando forças para não desistir;

À UFPA e ao PPGG, pela oportunidade, pela formação e pela infraestrutura e condições para a realização deste trabalho;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001;

Às empresas Hydro Alunorte e Alcoa por dispor pessoal e espaço para a equipe de campo da pesquisa, em incentivo ao avanço do conhecimento científico da Amazônia;

Ao meu orientador incrível, Afonso Nogueira, que foi um exemplo de mentor, colaborador e, principalmente, amigo ao longo desses anos difíceis. E por não desistir do seu aluno;

A todos os professores do PPGG-UFPA e ao professor Dr. Alexandre Uhlein, da UFMG, que colaboraram com minha formação neste mestrado, pelo tempo disposto para ensinar e tirar minhas dúvidas;

Aos monitores das disciplinas do PPGG-UFPA que me apoiaram ao tirar dúvidas e resolver problemas no âmbito do aprendizado sobre geologia, principalmente o Renan Santos e o Pedro Augusto;

Amigos especiais merecem ser nominalmente mencionados: Jessica Souza, Igor Macedo, Fernanda Ferreira, Marcos Medeiros, Argel Sodré. Todos incríveis e sem igual;

Aos meus colegas mestrados que me acompanharam e aos amigos que fiz durante esse período: Caio Santos e Laura Garzón;

Muitos amigos e colegas participaram desse processo, fosse no entendimento de conceitos e discussões acerca do objeto do trabalho, fosse durante os momentos de maior pressão, desabafo ou desmotivação, e por isso eu agradeço a todos;

Aos amigos virtuais com quem me diverti nas horas vagas para acalmar a mente e relaxar em momentos tensos: Erikson Azevedo, Renan Santos, Rafael Ribeiro e Gabriel Ribeiro.

“O que cabe a nós decidir é o que fazer com o tempo que nos é dado.”

- Gandalf (O Senhor dos Anéis – A Sociedade do Anel)

RESUMO

O presente estudo apresenta uma nova percepção sobre a evolução do relevo da Amazônia Central e Oriental com base em análise geomorfológica e estratigráfica de duas áreas: a primeira nas proximidades de Paragominas e a segunda em uma região que engloba parte dos municípios de Juruti, Belterra e Santarém, ambas no estado do Pará. Os resultados da análise de relevo demonstram uma diversidade de modelados morfológicos que indicam uma evolução policíclica envolvendo períodos de desenvolvimento de planaltos planos, associados ao desenvolvimento de perfis lateríticos, alternados a intervalos de tendência a atividade erosiva de vertentes por instabilidade e colapso, sendo os relevos de aplanamento representativos do Paleoceno-Eoceno e Eo-Mesomioceno, enquanto os modelados de dissecação marcam idades do Neoeoceno-Neooligoceno e Neomioceno-Plioceno. As idades dos modelados de aplanamento são corroboradas por estipulações de idade de superfícies de aplanamento de idade cenozoica que ocorrem ao longo da região Amazônica (com as quais são correlacionáveis) e tendências de variação eustática e climática globais. A análise sedimentológica e estratigráfica identificou dois típicos perfis lateríticos para as áreas de estudo – PHD (perfis com horizontes definidos) e PCM (perfis com conglomerados maciços), diferenciados por seus caracteres *in situ*/retrabalhos. No que diz respeito aos perfis PCM, foram observadas duas associações faciológicas, sendo AF1: uma associação de conglomerados de sustentação variada e arenitos entendidos como depósitos de leque proximal gerados a partir de fluxos de detritos; e AF2: pacotes de argila em acamamento maciço, entendidas como depósitos de leque distal gerados a partir de escoamento superficial e mudflow. Ambas as associações possuem características de exposição subaérea e superfícies erosivas de base que permitem considerar uma deposição em vales encaixados através de pulsos rápidos de detritos, e foram interpretadas como depósitos de colúvio e leque aluvial, que se formaram ao longo dos períodos de maior atividade dissectiva nas regiões, tendo sido iniciados nas proximidades das grandes drenagens das áreas analisadas (rios Capim e Amazonas). Os resultados deste estudo demonstram uma atividade sedimentar e tectônica maior do que a comumente aceita para a região amazônica durante a Era Cenozoica, demonstrando que a paisagem desta região foi mais afetada do que se acreditava por outros eventos tectônicos no continente sul-americano durante o Cenozoico, como: o soerguimento andino, a deposição de formações neógenas das bacias do Amazonas e Marajó e da Plataforma Bragantina, a Regressão Tortoniana e a instalação e evolução do Rio Amazonas.

Palavras-chave: Laterita; modelos de relevo; estratigrafia; Amazônia.

ABSTRACT

This study presents a new perspective for the evolution of the relief in Central and Eastern Amazonia based in geomorphologic and stratigraphic analysis of two areas: the first one at the surroundings of Paragominas and the second includes territories from Juruti, Belterra and Santarém counties, both at the state of Pará. The results of the relief analysis demonstrate a diversity of morphological modellings that indicate a polycyclic evolution involving periods of development of flat plateaus, associated with the development of lateritic profiles, alternated with intervals that tend to erosional activity from unstable and collapsing slopes, being the planation reliefs representative of the Paleocene-Eocene and Early-Middle Miocene, while the dissection modellings mark ages from the Neocene-Neoligocene and Neomiocene-Pliocene. The ages of the planation modellings are confirmed by age estimations of Cenozoic paleosurfaces that occur along the Amazon region (with which they are correlatable) and by global eustatic and climatic tendencies. The sedimentological and stratigraphic analysis identified two typical profiles for these study areas – PWH (profiles with well-defined horizons) and PMC (profiles with massive conglomerates), distinguished by their *in situ*/reworking characteristics. Regarding to the PMC profiles, there were observed two facies associations: FA1: an association of conglomerates of diverse supportings and arenites assumed to be formed by proximal fan deposits generated through debris flows; and FA2: packs of clay displaying mostly a massive framework, interpreted as distal fan deposits generated through sheet flow and mudflow. Both associations have subaerial exposure evidence and erosive surfaces in their bases, that allow to conclude a deposition at embedded valleys through rapid pulses of detritus, and hence were interpreted as colluvial and alluvial fan deposits, that formed along the most erosive periods of the regions, having been initiated in the vicinities of the main drainages of the analyzed areas (Capim and Amazonas rivers). The results of this study demonstrate a more intense sedimentary and tectonic activity than that generally accepted for the Amazon region during the Cenozoic Era, showing that this region's landscape was more affected than it was believed to be by another tectonic remarkable events in the South America continent, such as: the Andes Uplift, the deposition of the Amazonas and Marajó basins and Bragantina Platform neogene formations, the Tortonian Regression and the install and evolution of the Amazonas River.

Keywords: Laterite; relief models; stratigraphy; Amazon.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1- Mapa de localização e acesso das áreas de estudo nos estados do Pará e Amazonas, com disposição dos perfis analisados e das principais unidades litoestratigráficas da região.	6
Figura 2- Seção transversal do modelo geomorfológico da área de estudo 1. Superfícies superior e inferior correspondem respectivamente às superfícies Velhas I e II de King (1956). Fonte: Kotschoubey <i>et al.</i> (2005).	7
Figura 3- Modelo de evolução morfológica da região entre Presidente Figueiredo e Manaus-AM (Modificado de Horbe <i>et al.</i> 2001). 1) deposição da Formação Alter do Chão (Cretáceo) e lateritização da Formação Nhamundá; 2) Soerguimento e aplainamento da Formação Alter do Chão e desenvolvimento da SA1; 3) lateritização da Formação Alter do Chão; 4) desenvolvimento da superfície SA2 e deposição coluvial; 5) lateritização incipiente, dissecação atual e configuração do relevo. Desenvolvimento da SA3.	8
Figura 4- Bacia do Grajaú e seus arcos delimitantes em sua configuração durante o Aptiano-Albiano. Fonte: Silva <i>et al.</i> (2003).	9
Figura 5- Localização da Bacia de Grajaú no norte e nordeste do Brasil. Fonte: modificado de Góes & Coimbra (1996).	9
Figura 6- Localização e configuração tectônica do Gráben Marajó e da Sub-bacia de Cameté. Fonte: Modificado de Góes <i>et al.</i> (2007).	12
Figura 7- Coluna litoestratigráfica das bacias de Cameté e São Luís-Grajaú no contexto da subárea 1. Fonte: modificado de Góes <i>et al.</i> (2007).	14
Figura 8- Coluna litoestratigráfica da Bacia do Amazonas no estado do Pará. Fonte: Vasquez <i>et al.</i> (2008).	19
Figura 9- Modelos de perfis lateríticos maduros (A) e imaturos (B) desenvolvidos na região amazônica, com seus horizontes principais, segundo Costa (1991).	20
Figura 10- Fluxograma com procedimentos técnicos a ser realizados no trabalho, relativos ao processamento digital de imagens.	24
Figura 11- Fluxograma resumando o processo de análise e interpretação sedimentológica e paleoambiental conforme Walker (1992).	24
Figura 12- Mapas hipsométricos para as áreas de estudo 1 (A) e 2 (B). A linha no mapa A representa a seção topográfica construída para demonstração da disposição lateral das unidades de relevo observadas na área I. A seção se encontra na figura 20.	26

- Figura 13- Modelado de aplanamento na porção meridional da área de Paragominas. a) relevo sombreado; b) declividade; c) densidade de drenagem.27
- Figura 14- modelado de aplanamento na porção setentrional da área de Paragominas. a) relevo sombreado; b) declividade; c) densidade de drenagem.27
- Figura 15- Modelados de aplanamento e de dissecação variando de leste a oeste na porção meridional da área 1. a) relevo sombreado; b) declividade; c) densidade de drenagem.28
- Figura 16- Modelado de cuesta com caimento para leste na porção setentrional da área 2. a) relevo sombreado; b) declividade; c) densidade de drenagem.29
- Figura 17- Pediplano de relevo dissecado na porção central da área 2. a) relevo sombreado; b) declividade; c) densidade de drenagem.29
- Figura 18- Concentração de morros extremamente dissecados na porção meridional da área 2. a) relevo sombreado; b) declividade; c) densidade de drenagem.30
- Figura 19- Canal do Rio Tapajós mostrando barras longitudinais e uma planície de inundação restrita, margeado por modelados de dissecação com topo convexo. A) relevo sombreado; b) declividade; c) densidade de drenagem.30
- Figura 20- Curva de $\delta^{18}\text{O}$ demonstrando variações de temperatura global e eventos climáticos relacionados. Modificado de Mudelsee *et al.* (2014). As linhas verdes representam períodos propícios à laterização e aplanamento, enquanto as linhas amarelas representam os intervalos de tempo em que os processos de dissecação foram predominantes.36
- Figura 21- Seção topográfica demonstrando as posições dos perfis estratigráficos descritos na área I em associação às superfícies de aplanamento regionais da Amazônia e disposição lateral das diferentes unidades de relevo identificadas na região. A S1 é relacionada à Superfície Sul-Americana de King (1956) e marca o 1º ciclo de lateritização ocorrido durante o Eoceno (~56 Ma), onde ocorrem perfis lateríticos bem desenvolvidos. A S2 é correlata à Superfície Velhas Superior de King (1956) e marca o segundo evento de lateritização do início do Mioceno (~23 Ma) com ocorrência de perfil laterítico ferruginoso.37
- Figura 22- Correlação de perfis compostos analisados nas áreas estudadas, com associação indicando ocorrência de depósitos retrabalhados da AF1.39
- Figura 23- Disposição típica de perfil PHD, com horizonte bauxítico em contato com cobertura argilosa (A), textura pisolítica (B) e nodular (C) do horizonte bauxítico. Fonte: Roseane Sarges.40

- Figura 24- Disposição típica de perfil PCM, mostrando contato erosivo com sequências in situ de solo laterítico e canalizações em granocrescência ascendente. Fonte: Clóvis Maurity.41
- Figura 25- Corte de estrada na porção setentrional da área I, mostrando depósitos das associações AF1 e AF2. A) feições gerais do perfil. B) Depósito de colúvio da AF1 em contato brusco com perfil PHD mostrando ciclicidade entre regime de erosão e deposição gravitacional em contraste com regime de laterização e sustentação do relevo. C) camada lenticular de fácies Am. D) sequência da fácies AF1 sobre paleossuperfície.42
- Figura 26- Aspectos gerais do PCM, região de Santarém-Belterra. A) Contato Cmf com Arm que representam as principais fácies da AF1 e AF2. B, C) Detalhe de clasto ferruginizado de fácies Cma, mostrando película ferruginosa, textura concrecionária e porosidade de dissolução; depósito de colúvio com lente de fácies Cma (E) e detalhe do arcabouço aberto da porção conglomerática (D). F e G) Detalhe do arcabouço fechado da fácies Cmf; H) Seção de depósito de colúvio sobre paleossuperfície de erosão. Observar a gradação inversa e o arcabouço fechado das porções de conglomerado, com acamamento maciço. Fonte: Afonso C.R. Nogueira.43
- Figura 27- Marca de raiz em planta, com feições de desferrificação em padrão radial. Fonte: Afonso C.R. Nogueira.43
- Figura 28- Sequência de deposição de depósito de colúvio com lente de fácies Cma (A), granodecrescência ascendente (B) e detalhe ao arcabouço aberto da porção conglomerática (C). Recobrimento de argilas bauxíticas da AF2 em ambas as sucessões. D) amostra de mão da fácies Armc com exibição de poros de dissolução. E) Sequência de deposição de fácies Am e Arm/Armc em granodecrescência ascendente. Fonte: Afonso César Rodrigues Nogueira.45
- Figura 29- Modelo deposicional de leque aluvial. Fonte: Modificado de Yu *et al.* (2018) e Shanmugam (2021).47
- Figura 30- Sequência deposicional de um leque aluvial em A: um regime de soerguimento provocando progradação do leque e perfil granocrescente ascendente; e B: regime de recuo ou rebaixamento da escarpa por erosão ou rebaixamento tectônico, com consequente regressão do leque, gerando perfil de granodecrescência ascendente. Fonte: modificado de Yu *et al.* (2018).48

Figura 31- Evolução da Paisagem da região centro-oriental da Amazônia. A) Implantação do sistema de rios entrelaçados com migração para o Proto-Pacífico. B) e C), Soerguimento da porção Oeste da América do Sul formando platôs sustentados por perfis lateríticos-bauxíticos. D) Denudação dos platôs lateríticos-bauxíticos com a formação da Argila de Belterra *in situ* e ressedimentada para vales adjacentes do relevo. E) Aumento da subsidência da Bacia de Solimões e início da implantação do lago Pebas-Solimões; Bacia do Marajó é afetada com instalação do estuário do Marajó e Plataforma Pirabas. F) Instalação do Rio Amazonas Cratônico, registrado na Formação Novo Remanso; no Mioceno Médio ao Superior ocorre a deposição do leque deltaico do Barreiras, recobrando a Bacia do Marajó e Plataforma Bragantina. G) Soerguimento das bacias do Solimões e Amazonas; o Rio Amazonas Andino se instala associado ao rebaixamento do Tortoniano (11 Ma). H) Perfis lateríticos ferruginosos são desenvolvidos nas formações Novo Remanso e Barreiras. Posteriormente ocorre a deposição do Quaternário.54

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO.....	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	ix
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	3
3 JUSTIFICATIVAS.....	4
4 ÁREA DE ESTUDO.....	5
4.1 LOCALIZAÇÃO.....	5
4.2 GEOMORFOLOGIA E HIDROGRAFIA	6
4.3 GEOLOGIA REGIONAL	8
4.3.1 Bacia do Grajaú.....	8
4.3.1.1 Grupo Itapecuru.....	10
4.3.2 Sub-bacia de Cametá.....	11
4.3.2.1 Formação Ipixuna.....	12
4.3.2.2 Formação Barreiras.....	14
4.3.3 Bacia do Amazonas.....	15
4.3.3.1 Formação Nhamundá.....	15
4.3.3.2 Grupo Javari	16
4.3.4 Perfis Lateríticos.....	19
4.3.4.1 Argila de Belterra	21
5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	23
5.1 SENSORIAMENTO REMOTO	23
5.2 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA, FACIOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA	24

6 ANÁLISE DE RELEVO	25
6.1 DESCRIÇÃO DE UNIDADES DE RELEVO	25
6.1.1 Aplanamento (Ap)	26
6.1.2 Dissecação (Di)	27
6.1.3 Acumulação (Ac)	30
6.2 SEQUÊNCIA DE FORMAÇÃO DAS UNIDADES DE RELEVO	31
6.3 INTERPRETAÇÃO E RELAÇÃO COM A EVOLUÇÃO CENOZOICA DA AMAZÔNIA CENTRO-ORIENTAL	32
6.3.1 Área 1 – Bacia de Cametá	32
6.3.2 Área 2 – Bacia do Amazonas	33
6.4 RELAÇÃO COM SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO CENOZOICAS	35
7 ANÁLISE DE FÁCIES	38
7.1 ASPECTOS GERAIS E MÉTODOS	38
7.2 AF1	42
7.3 AF2	44
7.4 AMBIENTE DEPOSICIONAL DA SEQUÊNCIA	45
7.5 POSICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO E CORRELAÇÃO COM AS UNIDADES SEDIMENTARES DAS BACIAS DO MARAJÓ E DO AMAZONAS	48
8 EVOLUÇÃO DA REGIÃO AMAZÔNICA AO LONGO DO PALEÓGENO	50
8.1 ÁREA 1 – PARAGOMINAS – BACIA DE CAMETÁ	50
8.2 ÁREA 2 – JURUTI-BELTERRA – BACIA DO AMAZONAS	51
9 CONCLUSÕES	55
9.1 CONSIDERAÇÕES FINAIS	55
9.2 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	56
REFERÊNCIAS	58

1. INTRODUÇÃO

Para fins de exploração mineral um dos principais fundamentos é o bom conhecimento prévio da área de estudo, e isto remete a um bom trabalho de mapeamento. Dentro do âmbito da região amazônica, já há o entendimento da relação dos corpos lateríticos e platôs com a presença de minério de alumínio e de caulim através de trabalhos voltados à análise dos perfis lateríticos da região, assim como seu processo de formação a partir do intemperismo químico de rochas da Sub-bacia de Cametá e da Bacia do Amazonas (Grubb 1979, Costa 1991, Truckenbrodt *et al.* 1991, Costa & Hasui 1997, Kotschoubey *et al.* 1996, 1997, 2005, Costa & Moraes 1998, Schulz Jr. 2000, Carneiro *et al.* 2003, Costa *et al.* 2009), embora não se possa dizer o mesmo a respeito do fator controlador e de sustento destes altos topográficos, sua natureza ou disposição – os corpos coluvionares ao longo das encostas destes platôs (Horbe *et al.* 2001, Rossetti 2004, Kotschoubey *et al.* 2005, Sarges 2008, Sarges *et al.* 2011) – ou sua evolução morfológica durante o Terciário.

Dentre outras problemáticas, a vegetação e a camada de argila (Argila de Belterra) que recobrem estes corpos são os principais agentes que influenciam a dificuldade da prospecção mineral. Soma-se a isso a dimensão da área de pesquisa que dificulta o mapeamento em campo, no qual se utilizam perfilagens geofísicas para coleta de amostras e perfurações como principais guias de exploração. Além disso, a falta de melhores informações sobre estes depósitos é um obstáculo no avanço da prospecção mineral na região da Província Bauxítifera de Paragominas (Kotschoubey *et al.* 1997), do distrito de caulim-bauxita Paragominas-Capim e do Distrito de Bauxita de Juruti, uma vez que o desconhecimento da continuidade lateral dos corpos da área compromete a investigação de novas áreas propícias à exploração.

Neste contexto, o sensoriamento remoto é estabelecido como uma alternativa barata e acessível de prospecção mineral, muito utilizado para identificação preliminar das áreas de interesse para a exploração, com exemplos dentro da região amazônica (Morais *et al.* 2011, Rocha & Souza Filho 2013, Silva *et al.* 2013, Iza *et al.* 2016, Albuquerque *et al.* 2020) e no exterior (Deller 2006, Soe *et al.* 2008, Wadodkar & Ravisankar 2011, Lakshmi & Tiwari 2018, Babu *et al.* 2018).

Estes platôs comportam não só importantes depósitos de alta viabilidade econômica, mas também o registro geológico representante da história da região amazônica durante o Paleógeno. Embora se saiba que entre o Paleoceno e o Oligoceno a região estava em processo de formação de seu perfil laterítico, devido à exposição subaérea (Soares Jr. *et al.* 2011), este

perfil é passível de análise para entendimento das condições às quais essa unidade foi submetida, como seus controles tectônicos e/ou eustáticos.

Portanto, neste trabalho será analisada a possibilidade de identificação, mapeamento e caracterização destes corpos lateríticos ao longo da Amazônia, bem como auxiliar a prospecção mineral nesta região, em busca dos fatores que controlaram seu processo de formação. Desta forma, deverá contribuir para um melhor conhecimento geológico da região no período entre o fim do Cretáceo e o Oligoceno.

2. OBJETIVOS

O objetivo geral deste estudo aborda a identificação e caracterização das coberturas lateríticas de platôs e os depósitos de colúvio presentes em suas encostas no distrito de caulim-bauxita de Paragominas-Capim e no distrito de bauxita de Trombetas-Juruti. Os objetivos específicos incluem:

- Caracterizar geomorfologicamente estes depósitos na região amazônica e nas suas respectivas subáreas;
- Propor evolução morfoestratigráfica e geomorfológica para a região ao longo do Cenozoico Inferior;
- Identificar o(s) elemento(s) formador(es) e controlador(es) destes modelados geomorfológicos que sustentam as coberturas lateríticas;
- Propor evolução das áreas no contexto do desenvolvimento da paisagem desde o Paleógeno até o estabelecimento do Rio Amazonas.

3. JUSTIFICATIVAS

Os estudos a respeito da tectônica que atuou ao longo do nordeste paraense durante o Cenozóico são realizados desde a década de 1990 principalmente por pesquisadores da UFPA, porém os trabalhos realizados tendem a ignorar os eventos que controlaram a evolução dessa região durante o Terciário, uma vez que se trata de um período que carece de registro sedimentar, devido às condições de exposição subaérea a que estava submetida em sua porção meridional, mais precisamente durante o Eoceno, após o recuo do Mar Ipixuna (Soares Jr. *et al.* 2011). Soma-se a isso o fato de a Sub-bacia de Cameté ser bastante afetada por essa falta de registro. Durante esse período um complexo processo de erosão diferencial e de intemperismo laterítico afetou a área desta bacia, provocando perfis lateríticos extremamente desenvolvidos, com baixo potencial de preservação das rochas e suas estruturas deposicionais. A Bacia do Amazonas apresenta igualmente um hiato sedimentar neste período, devido à sua elevação em relação à Bacia do Solimões, causada pelos arcos de Gurupá e Purus (Cunha *et al.* 2007, Soares Jr. *et al.* 2011), além da formação da cordilheira andina (Hoorn *et al.* 1995, 2010). Nesta bacia apenas a Formação Novo Remanso (Rozo *et al.* 2005), de espessura e continuidade lateral reduzidas, se apresenta, já durante o Neógeno.

Devido à importância econômica da região relacionada aos seus depósitos de caulim, os trabalhos que analisam estes perfis lateríticos são enfocados em análise geoquímica (Costa & Moraes 1998, Costa *et al.* 2009, 2014), com pouca ou nenhuma atenção a sua significância geomorfológica ou geotectônica. Devido a isso, as condições de formação dos depósitos paleógenos sempre foram tratadas genericamente como uma combinação da exposição subaérea devido a baixos níveis eustáticos e/ou da configuração tectônica do período, sem definição de qual foi o maior contribuinte para o desenvolvimento da configuração atual. A necessidade desse entendimento se torna mais importante ao relembrar o novo entendimento sobre a Formação Ipixuna e seus três membros, cujos controles deposicionais ainda não foram estudados em detalhe (Rossetti & Santos Jr. 2006, Góes *et al.* 2007).

Já existem dados que mostram que os níveis globais do oceano se encontravam em queda nesse período (Haq *et al.* 1987), porém esses dados também são contestados (Kominz *et al.* 1998), questionando a contribuição dessas quedas eustáticas. Em compensação, a estabilidade tectônica à qual se acredita que estas bacias foram submetidas ao longo do Terciário pode ter sido bem mais ativa (Cavalcante 2000, Kotschoubey *et al.* 2005, Rossetti & Santos Jr. 2006, Góes *et al.* 2007).

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo é dividida em três subáreas posicionadas ao longo do Estado do Pará e do leste do estado do Amazonas. A subárea 1 se encontra entre os municípios de Paragominas e Ipixuna do Pará, no nordeste paraense, geologicamente inserida entre a Sub-bacia de Cameté e a Bacia de Grajaú, entre as coordenadas geográficas 3°35" S 47°57" W e 2°45" S 47°28" W, ocupando uma área de 5.135 km²; a subárea 2 está localizada entre os municípios de Belterra e Juruti, no oeste do Pará, entre as coordenadas geográficas 04°S 54°W e 02°S 57°W, com 75.264 km²; a subárea 3, por fim, está no município amazonense de Presidente Figueiredo. Estas últimas estão inseridas na Bacia do Amazonas (figura 02). O trabalho terá seu enfoque em afloramentos ao longo das estradas de acesso às regiões. O acesso à subárea 1 a partir da capital do estado do Pará, Belém, se dá através da rodovia federal BR-316, seguindo-se à rodovia BR-010 e então à rodovia estadual PA-125. Em seu total, o percurso até a área de estudo possui cerca de 250 km (figura 01). O Percurso até a subárea 2 a partir da cidade de Santarém se dá (para Belterra) pela BR-163, enquanto o perfil de Juruti se encontra nas imediações da mina de bauxita da Empresa Alcoa Inc. Esta pode ser acessada via hidroviária até a cidade de Juruti, de onde se segue pela estrada da mina. O Acesso à subárea 3, a partir de Manaus, é realizado pelas rodovias BR-174 e AM-240. Os perfis desta subárea formam uma seção de direção E-W entre Balbina e a cidade de Presidente Figueiredo, ao longo das rodovias de acesso.

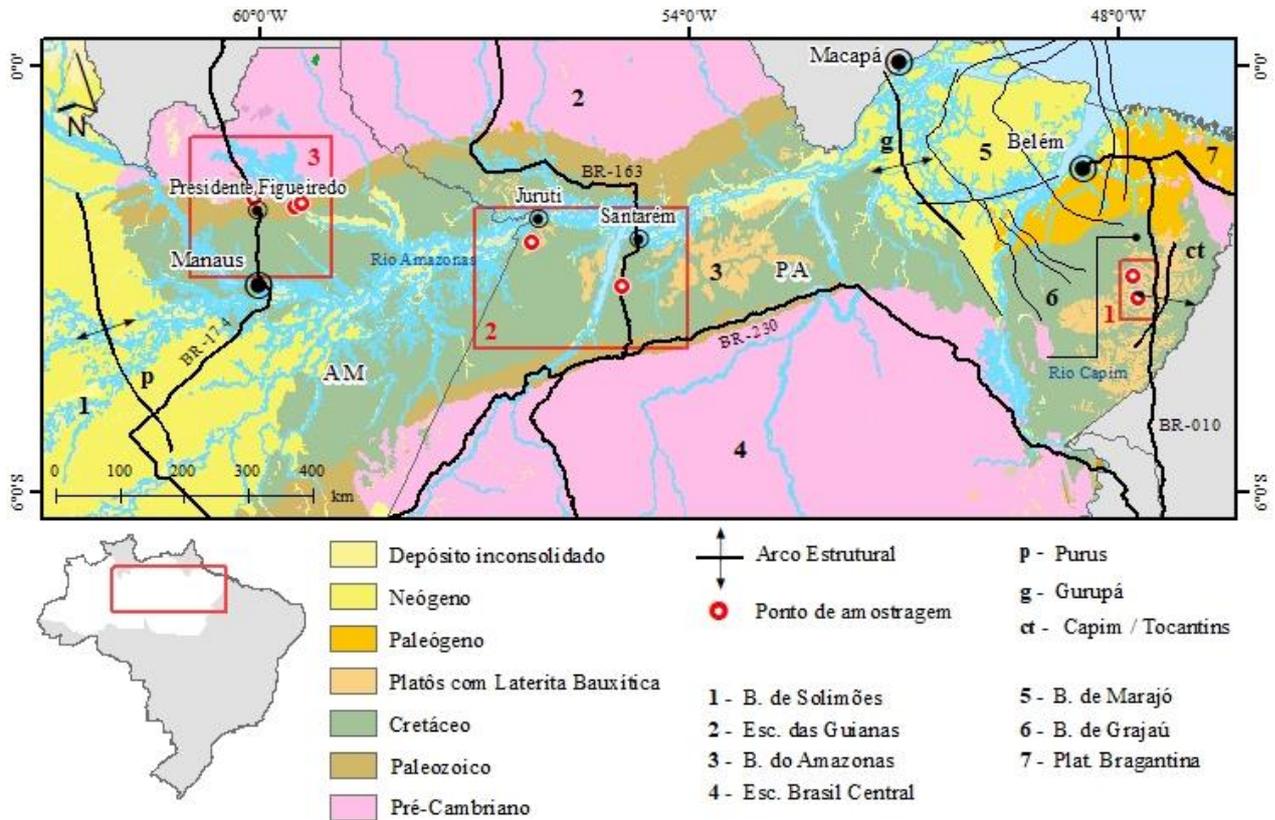


Figura 1- Mapa de localização e acesso das áreas de estudo nos estados do Pará e Amazonas, com disposição dos perfis analisados e das principais unidades litoestratigráficas da região.

4.2 GEOMORFOLOGIA E HIDROGRAFIA

Este tópico será abordado em duas partes: uma para a subárea 1 e outra para as subáreas 2 e 3. De acordo com Furtado & Ponte (2013), a área onde se insere a subárea 1 do projeto está inserida entre duas das unidades geomorfológicas que ocorrem nas porções de cobertura sedimentar do estado do Pará, chamadas Planalto Setentrional Pará-Maranhão e Planaltos Rebaixados da Amazônia. Os autores descrevem esta primeira com altimetria que varia entre 100 e 350 metros, de baixa declividade. Já os Planaltos Rebaixados são descritos com uma faixa de altitude média de 50 a 200m e na sua porção nordeste são denominados Planaltos Rebaixados da Bragantina, com faixas menores de altitude e uma representação sedimentar marcada principalmente pelos sedimentos Barreiras. A hidrografia da região é abastecida pelas bacias dos rios Capim e Guamá.

Kotschoubey *et al.* (2005) descrevem que a morfologia desta região é marcada por vastas e numerosas chapadas interligadas, sustentadas por cobertura residual aluminoferruginosa e seu capeamento argiloso. Este relevo é mais arrasado em sua porção norte, em direção à cidade de Ipixuna do Pará, onde as chapadas localmente perdem conexão, altitude e declividade. Os autores ainda descrevem a presença de vales de extensões quilométricas entre

as chapadas, por onde a hidrografia da região – aparentemente controlada por fatores estruturais, com direções ortogonais NE-SW e NW-SE – flui. Entre estes vales e as chapadas, ocorrem terrenos tabulares que se desenvolvem a partir das vertentes destas últimas, de altitude menor, com topos inclinados levemente na direção de fluxo dos corpos de água, podendo localmente evoluir como chapadas de baixa altitude. Estes relevos também são sustentados por cobertura laterítica ferruginosa, imatura, e capeamento argiloso sobrejacente. Para os topos de ambas as chapadas, tanto superiores quanto inferiores, os autores atribuem as superfícies de aplainamento Velhas I e II de King (1956), respectivamente (figura 02).

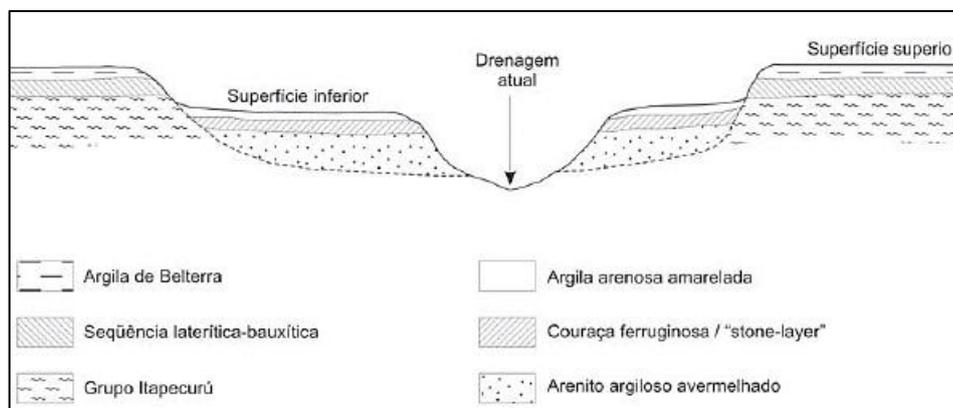


Figura 2- Seção transversal do modelo geomorfológico da área de estudo 1. Superfícies superior e inferior correspondem respectivamente às superfícies Velhas I e II de King (1956). Fonte: Kotschoubey *et al.* (2005).

A subárea 2 se localiza, de acordo com IBGE (2009), na unidade Patamares do Tapajós. Seu relevo altamente dissecado é formado por planaltos de topo tanto convexo quanto plano separando as drenagens principais, representadas pelos rios Amazonas, Apariuns e Tapajós e seus afluentes. As altitudes atingem 400m nos topos dos platôs residuais, enquanto nas adjacências dos rios principais chega a menos de 25m. O padrão de drenagem é predominantemente dendrítico, com índice de incisão na faixa de muito fraco, evidenciando uma preferência de orientação com duas direções principais N-S e E-W

A subárea 3 está inserida nos domínios definidos por IBGE (2009) por Planaltos Dissecados dos rios Negro-Uatumã e Planalto Setentrional da Bacia Sedimentar do Amazonas. A região é marcada por planaltos de topo plano e convexo, altamente dissecados e sustentados por perfis lateríticos bem desenvolvidos. As altitudes variam de menos de 20m nas planícies fluviais, até 300m nos topos dos maiores platôs, coincidindo com os limites deste segundo domínio. A drenagem é densa e de padrão dendrítico, com índice de incisão fluvial variando de fraco a muito fraco, orientada em direção principal NE-SW (Sarges *et al.* 2011). Horbe *et al.* (2001) sugerem uma evolução morfológica da região a partir do fim do Cretáceo marcada por

processos denudacionais e tectônicos alternados e sucessivos, responsáveis por consecutivos ciclos de aplainamento das formas de relevo, através de erosão e acumulação de sedimentos ao longo das encostas, gerando também diversos perfis lateríticos, que marcam três superfícies de denudação, duas das quais são relacionadas pelos autores às superfícies de King (1956) (figura 03).

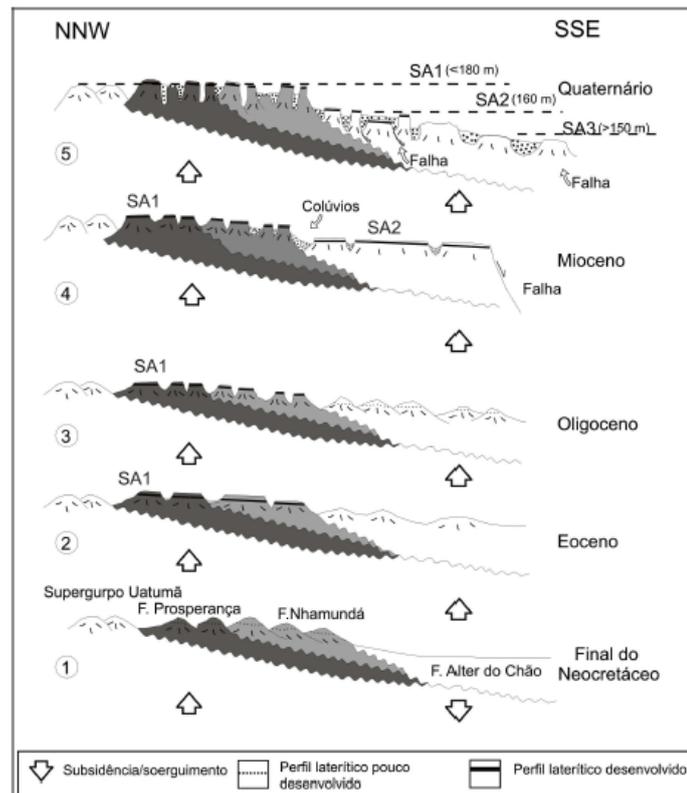


Figura 3- Modelo de evolução morfológica da região entre Presidente Figueiredo e Manaus-AM (Modificado de Horbe *et al.* 2001). 1) deposição da Formação Alter do Chão (Cretáceo) e lateritização da Formação Nhamundá; 2) Soerguimento e aplainamento da Formação Alter do Chão e desenvolvimento da SA1; 3) lateritização da Formação Alter do Chão; 4) desenvolvimento da superfície SA2 e deposição colúvia; 5) lateritização incipiente, dissecação atual e configuração do relevo. Desenvolvimento da SA3.

4.3 GEOLOGIA REGIONAL

4.3.1 Bacia do Grajaú

A Bacia do Grajaú (figura 05) é representada por sedimentos cretáceos do Grupo Itapecuru, que em sua borda ocidental é constituído em superfície pela Formação Alcântara, com ocorrência da chamada Unidade Indiferenciada apenas em subsuperfície (Góes 1995, Rossetti & Truckenbrodt 1999 *apud* Kotschoubey *et al.* 2005, Anaisse Jr. *et al.* 2001). Esta bacia de idade cretácea é descrita por Góes (1995) e delimitada a nordeste pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, a noroeste pelo Arco Capim, ao sul pela Antéclise Xambioá-Alto Parnaíba e a leste pelo Lineamento Rio Parnaíba. Este primeiro não causa interferência na sedimentação

entre as bacias de São Luís e de Grajaú, embora tenha atingido o ápice de seu levantamento durante o Albiano (Góes 1995, Góes & Rossetti 2001) (figura 04).

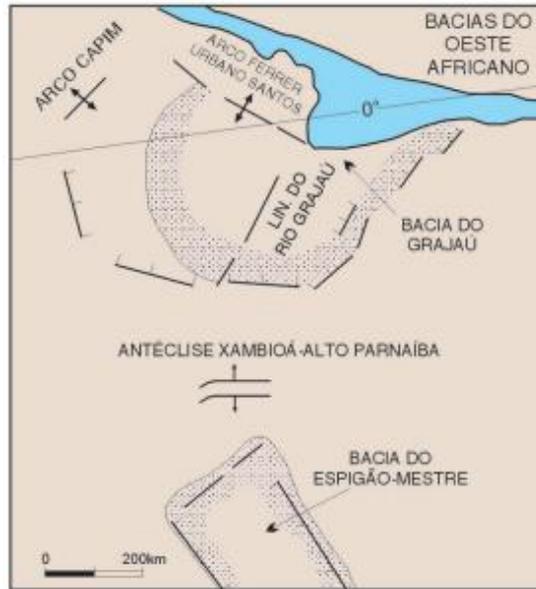


Figura 4- Bacia do Grajaú e seus arcos delimitantes em sua configuração durante o Aptiano-Albiano. Fonte: Silva *et al.* (2003).

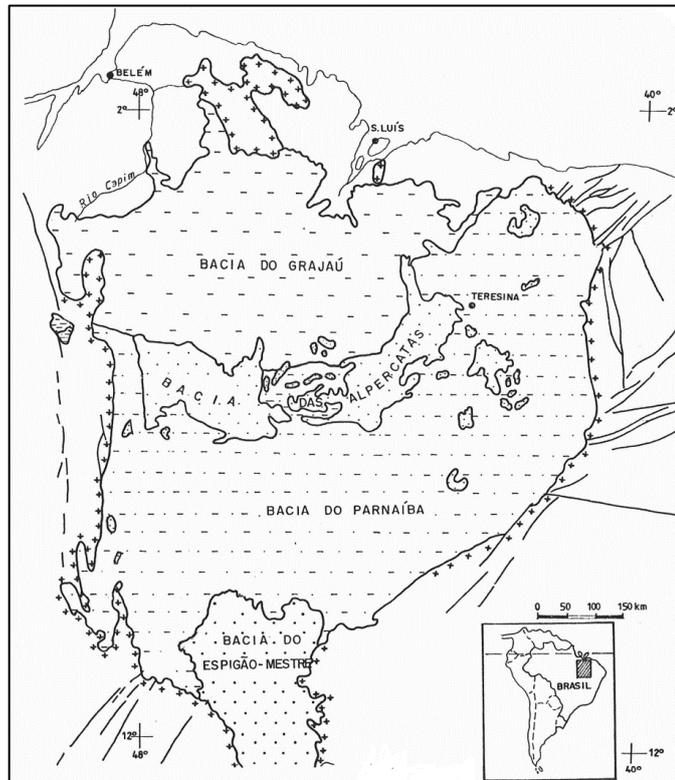


Figura 5- Localização da Bacia de Grajaú no norte e nordeste do Brasil. Fonte: modificado de Góes & Coimbra (1996).

4.3.1.1 Grupo Itapecuru

A antiga Formação Itapecuru foi elevada a grupo por Rossetti & Truckenbrodt (1997) a partir de estudos na Bacia de São Luís. O Grupo Itapecuru é composto pelas formações Alcântara, Cujupe e Unidade Indiferenciada. Anaisse Jr. (1999) descreve litofácies pertencentes a ambientes de *shoreface*, canal de maré, laguna e canal fluvial para esta sequência, chamada pelo autor de Depósitos Itapecuru. Antes deste, Petri & Fúlfaro (1983 *apud* Vasquez *et al.* 2008) descreveram arenitos esbranquiçados, esverdeados ou vermelhos acastanhados intercalados a folhelhos cinza esverdeados para esta unidade, enquanto Góes (1981 *apud* Vasquez *et al.* 2008) descreveu arenitos caulínicos finos e friáveis, com níveis tanto argilosos quanto conglomeráticos de ambiente fluvial depositados em clima semi-árido. Outros trabalhos como os de Miranda (2005) e Mendes & Truckenbrodt (2009) possuem maior detalhamento dos depósitos dessa unidade, inclusive proveniência e assembleia paleontológica, porém a distância das áreas de estudo daqueles para a deste trabalho as tornam pouco correlacionáveis e não serão abordadas aqui.

Os trabalhos a atribuir o termo Formação Itapecuru aos depósitos depositados acima das rochas das formações Codó e Grajaú e abaixo das formações Pirabas e Barreiras foram de Cunha & Carneiro (1973), Lima & Leite (1978), Schobbenhaus *et al.* (1981) e Almeida (1995), segundo descreve Anaisse Jr (1999). Este termo sempre foi utilizado para as ocorrências destas rochas tanto no âmbito da Bacia de Grajaú quanto da Bacia Bragança-Viseu. Rossetti (1996a, b, 1997a *apud* Rossetti & Truckenbrodt 1997), através da análise de afloramentos na Bacia de São Luís, então individualizou esta unidade em três sucessões distintas, que mais tarde, no trabalho de Rossetti & Truckenbrodt (1997), seriam as unidades que comporiam o atual Grupo Itapecuru. São essas sucessões a Unidade Indiferenciada (subsuperfície), a Formação Alcântara (Albiano-Cenomaniano) e Formação Cujupe (Cretáceo Superior -? Terciário Inferior). Enquanto a primeira permanece sem descrição faciológica ou caracterização paleoambiental, a Formação Alcântara é descrita como um depósito de ambiente de *shoreface* médio a superior e *foreshore*, canal de maré e lagunar com ação de tempestades e maré. Já a Formação Cujupe é descrita como rochas depositadas em canal de maré, baía de inframaré, barra de maré, baixo/planície de maré e delta de maré. Os autores interpretaram, portanto, um ambiente estuarino que se depositou em dois vales incisos distintos. Anaisse Jr. (1999) e Anaisse Jr. *et al.* (2001) mais tarde observaram apenas fácies da Formação Alcântara para os Depósitos Itapecuru na Ferrovia Carajás, no contexto da Bacia de Grajaú, atribuindo-lhe o mesmo ambiente deposicional e propondo que esta unidade tenha se depositado ao longo das bacias

Grajaú, São Luís e Bragança-Viseu. O mesmo autor sugeriu uma atividade sísmica responsável pela produção de depósitos de tempestade, assim como a formação de estruturas deformacionais.

Nas demais bordas da bacia, outros estudos foram realizados com vista à análise estratigráfica e/ou paleontológica. Estes trabalhos observaram depósitos deltaicos de idade albiana principalmente nas bordas sul e leste, a exemplo do trabalho de Rossetti & Góes (2003), que descreve seis associações relacionadas a um ambiente flúvio-deltaico com influência de tempestade migrando para nordeste, em progradação a uma bacia com influência marinha, interpretada pela assembleia icnofossilífera. As autoras propuseram a partir deste trabalho a presença de um mar epicontinental ao longo da bacia durante o Albiano. O mesmo paleoambiente foi interpretado por Miranda (2005), Miranda & Rossetti (2006), Nascimento & Góes (2007) e Mendes & Truckenbrodt (2009) para as bordas leste e sul.

Dados de proveniência sedimentar a partir de análise de minerais pesados só foram realizados por Nascimento & Góes (2007), a partir de amostras de idade albiana da borda sul da Bacia de Grajaú. Os autores identificaram quatro intervalos estratigráficos (A, B, C e D) de proveniências distintas. Os sedimentos da zona A possuem origem interpretada a partir do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi, a norte e nordeste da bacia, até da Província Borborema a noroeste. As demais zonas possuiriam proveniência a partir do sudoeste-sul-sudeste da bacia, oriundos do Cráton Amazônico, da Faixa Araguaia e do sudoeste da Província Borborema. Outro estudo de proveniência, este realizado na borda leste da bacia, por Mendes & Truckenbrodt (2009), mostrou depósitos deltaicos abastecidos por sedimentos provenientes provavelmente da Bacia do Parnaíba, do Cinturão Gurupi e do Cráton São Luís, além da Faixa Araguaia, com base nos dados de paleocorrente de Miranda & Rossetti (2006) que variam entre ENE e ESE.

4.3.2 Sub-bacia de Cametá

Essa é uma das bacias que compõem a Bacia do Marajó; um gráben alongado de idade meso-cenozóica que ocorre no estado do Pará, orientado por falhas normais de direção NW-SE e subdividido por falhas transcorrentes de direção NE-SW em quatro sub-bacias: Mexiana, Limoeiro, Mocajuba e Cametá (figura 06). Esse gráben se desenvolveu a partir da abertura do Atlântico Equatorial e é delimitado a norte pela Bacia da Foz do Amazonas, a oeste pelo Arco de Gurupá, a leste pela região Marajó Setentrional e a sul pelo Cinturão Araguaia (Azevedo 1991, Galvão 1991 *apud* Rossetti 2006, Costa *et al.* 2002, Zalán & Matsuda 2007, Soares Jr. *et al.* 2008, 2011). A Sub-bacia de Cametá é sua unidade mais oriental e é representada por um

espesso pacote sedimentar de idade cretácea-oligocênica de cerca de 10 km de espessura, do qual apenas um pequeno intervalo aflora na sua borda leste, através da Formação Ipixuna e da Formação Barreiras, além do Grupo Itapecuru e dos sedimentos Pós-Barreiras (figura 07) (Góes 1981 *apud* Santos Jr. & Rossetti 2003).

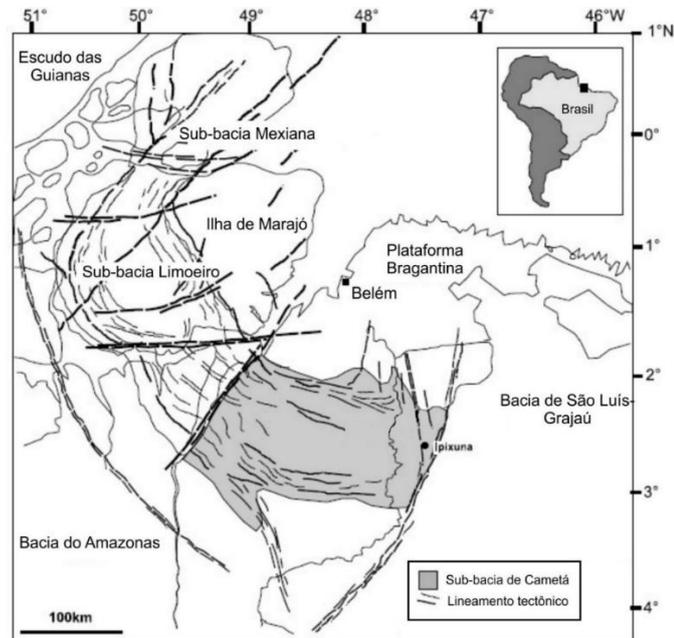


Figura 6- Localização e configuração tectônica do Gráben Marajó e da Sub-bacia de Cametá. Fonte: Modificado de Góes *et al.* (2007).

4.3.2.1 Formação Ipixuna

A Formação Ipixuna foi entendida como uma fácies da até então Formação Itapecuru por Petri & Fúlvaro (1983 *apud* Calado 2017) e Góes (1981 *apud* Kotschoubey *et al.* 2005). Santos Jr. & Rossetti (2003) então propuseram sua individualização como formação representativa do topo do Grupo Itapecuru dentro da Bacia de Cametá, através de um estudo faciológico que identificou um ambiente flúvio-estuarino dominado por marés nesta unidade. Os mesmos autores identificaram estruturas que fazem menção a influência marinha nessas rochas, como *mud couplets*, superfícies de reativação e paleocorrentes bidirecionais, sustentadas pelo conteúdo icnofossilífero (*Diplocraterion*, *Planolites*, *Thalassinoides*, *Teichichinus*, *Taenidium*, *Skolithos*, *Chondrites* e *Cylindrichnus*). Rossetti & Góes (2004 *apud* Vasquez *et al.* 2008) descrevem para essa formação argilitos caulínicos e arenitos finos a grossos formados em ambiente flúvio-lacustre.

Os depósitos desta formação possuem três unidades separadas por descontinuidades que marcam períodos de exposição subaérea e intemperismo químico. A primeira comporta o depósito de caulim *soft* inferior e foi depositada em um ambiente flúvio-estuarino dominado

por marés. Sua descontinuidade é marcada pela aparição de diversas fraturas verticais que desaparecem nos sedimentos subjacentes, relacionadas a atividade sísmica sinssedimentar. A segunda unidade ocorre apenas localmente, representada por um pacote de 3m de espessura composto por arenitos muito finos e pelitos estratificados com acamamento heterolítico, que são intercalados a depósitos heterolíticos com estruturas de deformação sinssedimentar, como dobras convolutas e estruturas em almofada. Sua descontinuidade delimitante é marcada pela presença de paleossolo laterítico ou *lags* de concreções ferruginosas junto a clastos de lamitos. Seu processo de deposição é relacionado a atividade sísmica sinssedimentar em um estuário de baixa energia, que deforma de maneira intermitente os depósitos através de fluxos de detritos e movimentos de massa. A camada superior, que sustenta o caulim *semi-flint* endurecido, teria se depositado posteriormente. Essa unidade apresenta aparentemente um acamamento maciço, que após análise sedimentológica foi interpretado sob dois possíveis ambientes: um delta ou um estuário dominado por ondas. A camada superior apresenta ainda marcas de raízes em seu topo, realçadas por cimentação por ferro. A aparência lamosa da unidade superior é interpretada como resultado de processos de alteração intensa de arenitos arcoseanos (Rossetti & Santos Jr. 2006, Góes *et al.* 2007).

A Formação Ipixuna foi primeiramente descrita como formação distinta por Francisco *et al.* (1971 *apud* Santos & Rossetti 2003), que lhe atribuiu idade cretácea. Após estes, Góes (1981) e Petri & Fúlfaro (1983 *apud* Calado 2017), em parte pela falta de boas exposições de afloramentos, propuseram rebaixar esta unidade a uma fácies da então Formação Itapecuru até que, com o estabelecimento de frentes de lavra para exploração dos depósitos de caulim da região, Santos & Rossetti (2003) pudessem restabelecê-la como formação, atribuindo-lhe ambiente flúvio-estuarino e correlacionando-a à Formação Cujupe na Bacia de São Luís, adotando o proposto por Rossetti & Truckenbrodt (1997), Anaisse Jr. (1999) e Anaisse Jr. *et al.* (2001).

Estudos de minerais pesados realizados por Nascimento & Góes (2005) interpretaram uma proveniência metamórfica, ígnea e sedimentar para os arenitos arcoseanos da Formação Ipixuna. Os autores sugeriram fontes a partir do embasamento da Faixa Araguaia-Tocantins, com base na assembleia de pesados com estaurolita, cianita e turmalina, além de zircão e rutilo. Mais tarde James *et al.* (2018) reconheceram a mesma fonte de proveniência para os sedimentos Ipixuna na região entre Goianésia do Pará e Jacundá, na BR-150, com sedimentos de proveniência ígnea oriundos do Cráton Amazônico e sedimentos de origem sedimentar provenientes tanto da Bacia do Grajaú quanto da Sub-bacia de Cameté. Estes autores sugeriram

ainda que a sequência Ipixuna-Barreiras-Pós-Barreiras se depositou em *onlap* por abatimento de blocos.

4.3.2.2 Formação Barreiras

A Formação Barreiras é representada predominantemente por lamitos e arenitos, além de raros conglomerados, intemperizados. Esses litotipos foram depositados em uma variedade de ambientes, que variam de leques aluviais a rios e estuários (Rossetti *et al.* 1989, 2013, Rossetti 2001). As fácies costeiras dessa formação são comumente melhor representadas, com os seus registros de depósitos mais proximais ocorrendo apenas na porção sul da Plataforma Bragantina (Rossetti *et al.* 1989). Dentro da área de estudo, essa unidade é observada principalmente em cortes de estrada. Nessa região, a Formação Barreiras apresenta em seu topo uma inconformidade com relevo erosivo, marcada pela ocorrência de colunas verticais de concreções ferruginosas relacionadas a um paleossolo de expressão regional, associada ao segundo ciclo de lateritização no nordeste paraense durante o Neógeno (Rossetti 2004, 2006, Kotschoubey *et al.* 2005, Costa *et al.* 2009).

Período		Litostatigrafia	
		Sub-bacia de Cameté	Bacia de São Luís-Grajaú
Quaternário		Formação Tucunaré	Sedimentos Pós-Barreiras
Terciário		Formação Marajó	Formação Pirabas/Barreiras
CRETÁCEO	Superior	Formação Limoeiro/Ipixuna	?
			Formação Cujupe
			?
			Grupo Itapecuru
			Formação Alcântara
	Inferior	Formação Breves	Unidade Indiferenciada
			Formação Codó

Figura 7- Coluna litoestratigráfica das bacias de Cameté e São Luís-Grajaú no contexto da subárea 1. Fonte: modificado de Góes *et al.* (2007).

4.3.3 Bacia do Amazonas

Esta bacia, onde estão inseridas as subáreas 2 e 3, é do tipo intracratônica, que abrange um grande território entre os estados do Pará e Amazonas, de aproximadamente 500.000 km² de área de ocorrência e 5.000m de profundidade no seu depocentro. É delimitada pelos crátons das Guianas e do Brasil, a norte e sul respectivamente. A leste e oeste, seus limites encontram os arcos de Gurupá e Purus (figura 01). O preenchimento sedimentar desta bacia é predominantemente siliciclástico, representado por duas megassequências de primeira ordem: a Paleozoica e a Meso-cenozoica (figura 08). A primeira destas é subdividida em cinco grupos: Purus, Trombetas, Urupadi, Curuá e Tapajós. A segunda megassequência é representada pelo Grupo Javari (Cunha *et al.* 1994 *apud* Vasquez *et al.* 2008). As unidades aflorantes na área de estudo são representativas dos grupos Trombetas e Javari.

4.3.3.1 Formação Nhamundá

As formações do Grupo Trombetas: Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru – também caracterizado como Sequência Ordoviciano Superior-Devoniano Inferior – possuem caráter pulsante transgressivo-regressivo, com alternância de depósitos marinhos e glaciais (Cunha *et al.* 2007). Estas formações foram elevadas a partir do título de membros por Cunha *et al.* (1994 *apud* Vasquez *et al.* 2008). Das quatro, a que será aprofundada, a Formação Nhamundá, é a que ocorre na subárea 3 (Horbe *et al.* 2001).

A Formação Nhamundá é a segunda unidade do Grupo Trombetas. Está em contato discordante superior tanto com a Formação Pitinga a norte da subárea 3, quanto a sul pela Formação Alter do Chão (Nogueira *et al.* 1999, Silva 2015). Soares (1998) identificou nove fácies nesta formação: arenito com estratificação plano-paralela, arenito com estratificação cruzada tabular, arenito maciço bioturbado, arenito com marcas onduladas e laminação cruzada cavalgante, arenito com estratificação cruzada *hummocky*, arenito com laminação plano-paralela, pelito/arenito com laminação plano-paralela, diamictito foliado e arenito foliado, estas duas últimas diferenciadas das restantes por possuir deformação glacioteclônica. Estas fácies foram agrupadas em quatro subambientes: *shoreface*, *foreshore*, intermaré/submaré e subglacial, a partir dos quais o autor interpretou um ambiente marinho raso com ação de ondas em condições periglaciais. Silva (2015) divide esta formação em três unidades informais: inferior, que ocorre apenas em subsuperfície e é marcada por arenitos finos a médios com estratificação cruzada; média, composta por arenitos cinza com laminação cruzada e estratificação cruzada *hummocky* intercalados a folhelhos e; superior, de siltitos que gradam para arenito argiloso e arenitos com estratificação cruzada. A observação de *Arthropycus*

alleghaniensis por Nogueira *et al.* (1999) e de *Arthropycus linearis* por Silva (2015) indicam idade eosiluriana para esta formação.

4.3.3.2 Grupo Javari

O Grupo Javari e suas formações representantes (Alter do Chão e Novo Remanso) marcam o último estágio deposicional da Bacia do Amazonas, a Megassequência Mesozoica (Cunha *et al.* 1994 *apud* Vasquez *et al.* 2008, Cunha *et al.* 2007), depositada com a subsidência associada ao relaxamento tectônico posterior aos processos compressivos do Diatrofismo Juruá (Almeida 1972 *apud* Zalán 2004).

A **Formação Alter do Chão**, de idade neocretácea-paleocena, é a unidade basal do grupo, de ampla distribuição ao longo da bacia, sobreposta discordantemente a diversas das unidades dos grupos paleozoicos. Caputo *et al.* (1971 *apud* Vasquez *et al.* 2008) a descreveram como arenitos finos a médios de cor marrom-avermelhada, variegados, argilosos, caulínicos, com estratificação cruzada, associados a siltitos e argilitos vermelhos, variegados, com acamamento maciço ou laminado, além de camadas de conglomerados intercaladas. A Formação Alter do Chão é marcada por um sistema fluvial de alta energia que migrava para oeste, até as bacias subandinas durante o fim do Cretáceo (Cunha *et al.* 2007).

Dino *et al.* (1999 *apud* Cunha *et al.* 2007) utilizaram-se de dados sísmicos e perfis elétricos junto a análise sedimentológica e palinoestratigráfica para identificar duas sucessões deposicionais: a primeira, inferior, foi interpretada como uma sequência de fluxos de terrígenos associados a um rio meandrante, que evoluiu para um anastomosado, com indícios de retrabalhamento eólico. Os autores estabeleceram idade neoptiana/eoalbiana para a sequência inferior. A segunda sequência é marcada por ciclos progradacionais flúvio-deltaicos e lacustres, com idade atribuída ao Cenomaniano.

Um clima quente, com variação entre tempo seco e úmido, é atribuído ao ambiente da Formação Alter do Chão (Daemon & Contreiras 1971, Pereira *et al.* 2006). Uma assembleia icnofaunística realizada por Soares *et al.* (2006), e mais tarde por Mendes (2015) corroborou a idade neocretácea desta formação, assim como seu ambiente fluvial meandrante com uma ampla área de *overbank* e variação climática sazonal, com migração para SW, em direção ao Pacífico. O mesmo autor utilizou dados de paleocorrente associados a petrografia de arenitos e análise de minerais pesados para interpretar proveniência desta unidade a partir da Província Maroni-Itacaiúnas. O topo da Formação Alter do Chão é marcado por um perfil laterítico bem desenvolvido, com ocorrência de bauxita, de idade paleógena (Truckenbrodt *et al.* 1982,

Boulangé & Carvalho 1997, Lucas 1997, Horbe *et al.* 2001), associada à superfície de aplainamento regional Sul-Americana (King 1956).

As descrições dos depósitos pós-paleozoicos da Bacia do Amazonas remontam a Moura (1938 *apud* Mendes 2010), que relacionou os pacotes de arenitos ao longo do Rio Amazonas ao Grupo Barreiras, do Cenozoico do nordeste do Pará. A Formação Alter do Chão foi formalizada por Kistler (1954 *apud* Mendes 2015), com seção-tipo no poço 1-AC-1-PA, perfurado pela Petrobras, localizado nas proximidades da vila de Alter do Chão-PA, na margem direita do Rio Tapajós (Caputo *et al.* 1971 *apud* Vasquez *et al.* 2008). Desde então teve sua sedimentologia descrita por diversos autores ao longo do século XX (Caputo *et al.* 1971, Daemon 1975, Caputo 1984, Tancredi 1996), que registravam pacotes de arenitos finos a médios argilosos e caulínicos, estratificados, intercalados a pelitos maciços e laminados, de cores variegadas, associados a camadas finas de conglomerados de ambiente fluvial de alta energia e lacustrino/deltaico. Dino *et al.* (1999 *apud* Cunha *et al.* 2007) então propuseram a subdivisão da formação em duas sequências (inferior e superior): a primeira apresenta feições de fluxos de terrígenos ligados a um canal fluvial meandrante que evolui para um canal anastomosado, retrabalhado por vento. A segunda representaria ciclos progracionais de ambiente flúvio-deltaico-lacustre. Icnofósseis e estruturas pedogenéticas (*peds* e *slickensides*) foram observadas por Nogueira *et al.* (1999 *apud* Mendes 2010) na sequência superior, que as interpretaram como silcretes. As sequências teriam idade neoptiana/albiana e cenomaniana, respectivamente.

Rossetti & Guimarães Netto (2006) utilizaram sedimentologia e icnologia para interpretar um ambiente deltaico dominado por ondas, com influência marinha, para a Formação Alter do Chão, na borda oeste da Bacia do Amazonas. Mendes (2015) confrontou estes dados, reforçando o paleoambiente fluvial meandrante e anastomosado de grande escala, com ampla área de *overbank* marcada por depósitos de rompimento de dique marginal e de *oxbow lakes*. Outra divergência a respeito da Formação Alter do Chão foi feita por Caputo (2011), que contesta a idade cretácea da unidade, propõe uma nova idade paleocena-miocena e uma nova formação (Jazida da Fazendinha), esta de idade cretácea.

Daemon & Contreiras (1971) propuseram clima quente, com variação entre seco e úmido, e mais tarde foram corroborados por Pereira *et al.* (2006) com dados de esporos de fungos. Dados palinológicos sobre esta formação foram utilizados primeiramente por Price (1960 *apud* Mendes 2010), que analisou um dente de *Theropoda* para interpretar idade cretácea para a unidade. Em seguida diversos trabalhos palinológicos e litoestratigráficos refinaram o

posicionamento estratigráfico desta formação, focados na porção central e basal (Daemon & Contreiras 1971, Daemon 1975, Dino *et al.* 1999). Mendes (2015) e Bezerra (2018) adicionaram novos dados paleobotânicos e icnológicos da porção superior da formação à bibliografia, reforçando sua idade neocretácea. Até então, a idade máxima da Formação Alter do Chão era designada a partir de correlação com o perfil laterítico-bauxítico que a sobrepõe (Truckenbrodt *et al.* 1982, Boulangé & Carvalho 1997, Lucas 1997).

A **Formação Novo Remanso** é a última unidade a se depositar na Bacia do Amazonas, sobreposta discordantemente sobre a Formação Alter do Chão, marcada pela ocorrência de paleossolos laterizados, maciços, cavernosos, localmente pisolíticos e descontínuos lateralmente. Está em contato em seu topo com depósitos quaternários argilo-arenosos inconsolidados. Esta formação foi identificada por Rozo *et al.* (2005) e Nogueira *et al.* (2006), que descreveram perfis de 10m de espessura com arenitos grossos ferruginizados e arenitos finos a médios, friáveis, com estratificações cruzadas tabulares, além de argilitos laminados ou maciços com feições de mosqueamento, empilhados em ciclos de granodecrescência ascendente, divididos em associações de fácies de canal fluvial e planícies de inundação de um sistema fluvial meandrante. Os autores utilizaram a ocorrência de topo e de base de camadas lateríticas na Formação Novo Remanso, e suas correlações com dados da literatura a respeito de eventos de laterização na Amazônia Oriental (Kotschoubey & Truckenbrodt 1981, Truckenbrodt *et al.* 1982, Costa 1991, Horbe & Costa 1997, Rossetti 2001) para estabelecer idade miocênica para esta unidade.

Estudos palinológicos e estratigráficos realizados por Soares *et al.* (2015), Guimarães *et al.* (2015) e Mendes (2015) corroboram a idade neomiocena-pleistocena desta formação, além do ambiente fluvial meandrante associado a lagos rasos em clima úmido, oferecendo maior detalhamento do paleoambiente desta unidade, com descrição de depósitos de *crevasse*, barras em pontal, planícies de inundação e cargas de fundo de canal. Os dois últimos autores ainda disponibilizam dados de proveniência sedimentar para a Formação Novo Remanso. Guimarães *et al.* (2015) se utilizam da presença de *Elaterosporites klaszi* (Albiano-Cenomaniano), junto à ausência de palinófitos andinos, para propor proveniência a partir das rochas cretáceas da Formação Alter do Chão. Mendes (2015), por outro lado, se apoia em dados de paleocorrentes aliados a análise de minerais pesados e petrografia de arenitos para indicar uma proveniência andina para a Formação Novo Remanso.

ERA	PERÍODO	LITOESTRATIGRAFIA	GRUPOS	Evolução Tectônica	Ambiente Depositional
CENOZÓICO	NEÓGENO	Fm. Solimões	JAVARI	Sinéclise	Fluvial
	PALEÓGENO	Fm. Alter do Chão			
MESOZÓICO	CRETÁCEO			Diatrofismo Juruá	
	JURÁSSICO	Diabásio Penatecaua		Magmatismo Penatecaua	
	TRIÁSSICO			Goduanide	
PALEOZÓICO	PERMIANO	Fm. Andirá	TAPAJÓS	Sinéclise	Flúvio-lacustre
		Fm. Nova Olinda		Tardi-Herciniana	Marinho restrito hipersalino
	CARBONIFERO	Fm. Itaituba		Sinéclise	Marinho raso
		Fm. Monte Alegre		Eo-Herciniana	Fluvial
	DEVONIANO	Fm. Faro	CURUÁ	Sinéclise	Flúvio-deltaico
		Fm. Oriximiná			Fluvial - Deltaico
	MESOZOICO	Fm. Guriri	URUPADI	Sinéclise	Glácio-marinho
		Fm. Barreirinha			Marinho anóxico
	DEVONIANO	Fm. Ezeré		Caledoniana	Marinho raso
		Fm. Maceruru			Nerítico
SILURIANO	Fm. Manacapuru	TROMBETAS	Sinéclise	Flúvio-deltaico	
	Fm. Pitinga			Nerítico e litorâneo	
ORDOVÍCIANO	Fm. Nhamundá			Glácio-marinho	
	Fm. Autás-Mirim			Marinho raso	
PROTEROZÓICO	Fm. Acari	PURUS	Sinéclise	Planície de maré	
	Fm. Prosperança			Rifte	Fluvial
			Provincia Amazônia Central	Provincia Maroni-Itacalinas	

Figura 8- Coluna litoestratigráfica da Bacia do Amazonas no estado do Pará. Fonte: Vasquez *et al.* (2008).

4.3.4 Perfis Lateríticos

Os perfis lateríticos maduros que se apresentam ao longo da região amazônica brasileira são as unidades que compõem os platôs dissecados observados na área. Trata-se dos produtos de ciclos poligenéticos de degradação e intemperismo químico das rochas aflorantes, controlados por fatores como as propriedades litológicas, tectônica, clima e geomorfologia. Costa (1991) os distinguiu dos perfis lateríticos imaturos, que são menos desenvolvidos e não apresentam horizontes bauxíticos/fosfáticos, e ambos estão recobertos pela Argila de Belterra, que se apresenta como o horizonte superior, o mais alterado do perfil. Os perfis maduros são comumente encontrados sobre as formações Alter do Chão e Ipixuna no estado do Pará (Vasquez *et al.* 2008), e sobre o Grupo Trombetas e Formação Alter do Chão no estado do Amazonas (Reis *et al.* 2006), e são resultado de um evento de lateritização em escala mundial, de idade eocênica. Hoje esses perfis são usados como marcadores estratigráficos (Valeton 1999).

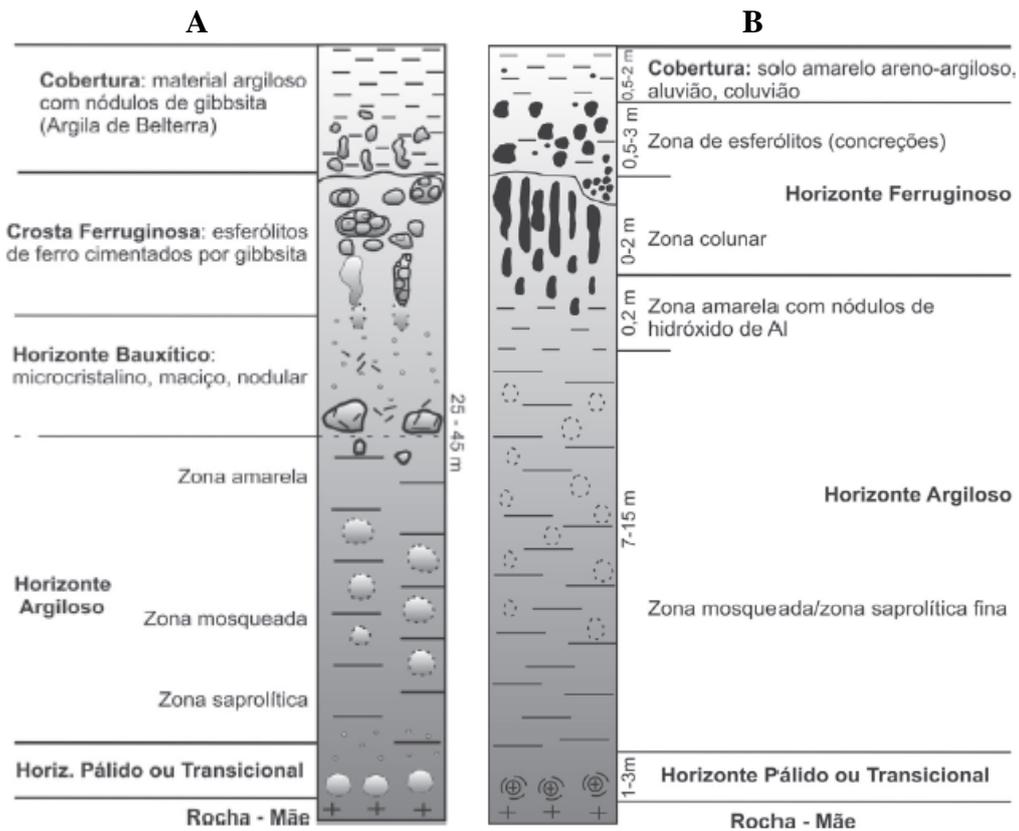


Figura 9- Modelos de perfis lateríticos maduros (A) e imaturos (B) desenvolvidos na região amazônica, com seus horizontes principais, segundo Costa (1991).

Conforme se observa na figura 9A, os perfis lateríticos maduros, da base ao topo, apresentam os horizontes pálido transicional, argiloso, bauxítico, crosta ferruginosa e capeamento argiloso (Argila de Belterra). O grau de preservação de estruturas reliquiárias é reduzido para o topo do perfil, e o contato entre os horizontes pode se apresentar tanto gradual quanto brusco. De acordo ainda com Costa (1991) os minerais singenéticos mais comuns em cada horizonte envolvem esmectitas e goethitas no horizonte pálido, caulinita e halloysita no horizonte argiloso, hidróxidos de alumínio no horizonte bauxítico e oxi-hidróxidos de ferro com minerais resistatos na crosta ferruginosa. Os grãos costumam se apresentar em estruturas oolíticas e pisolíticas, vermiculares, colunares ou maciças. A idade máxima destes perfis maduros é atribuída por Costa *et al.* (2005) ao Paleógeno, a partir de datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que constataram o fim do desenvolvimento do perfil em Carajás há 26-24 Ma. Balan *et al.* (2005), através de EPR (sigla em inglês para espectroscopia de ressonância paramagnética eletrônica), atribuem idade máxima de 20 Ma para caulinitas de origem sedimentar da Formação Alter do Chão sob o perfil laterítico maduro da região de Manaus. Dados de paleomagnetismo de Horbe (2014) definem início da formação do perfil intempérico entre 50-70 Ma.

A estratigrafia dos perfis lateríticos imaturos da Amazônia em termos gerais é similar à dos perfis maduros, com exceção da ocorrência do horizonte bauxítico, de interesse econômico na exploração de alumínio (figura 9B). A mineralogia dos horizontes é predominantemente formada por goethita, caulinita, hematita, gibbsita e minerais primários. Os oxí-hidróxidos de ferro se tornam mais presentes para o topo do perfil, enquanto a caulinita e outros argilominerais possuem maior contribuição para a base deste, assim como os minerais primários, como quartzo e feldspatos. Feições comuns ao longo do perfil incluem esferólitos, pisólitos e feições colunares (Costa 1991). O autor inclui nesta unidade as lateritas alóctones produzidas por movimentos de massa, responsáveis pelos contatos bruscos entre os horizontes que ocorrem localmente. São reconhecidas principalmente pela ocorrência de linhas de pedra e paleopavimentos que se preservam após degradação e lixiviação do horizonte ferruginoso. Para o autor, essas linhas de pedra são representantes da dissecação do relevo ocorrida no Neógeno. Costa ainda propôs que o tempo estimado de desenvolvimento dos perfis lateríticos imaturos seria de 0,5-1 Ma.

4.3.4.1 Argila de Belterra

O termo Argila de Belterra foi proposto por Sombroek (1966), que descreveu corpos argilosos primeiro ao longo de perfis lateríticos na Amazônia, de composição caulínica, amarelados, maciços, associando-os aos observados na localidade homônima, próxima a Santarém (PA). O autor sugeriu uma origem a partir de um mar interior que teria invadido a Amazônia durante o Plio-Pleistoceno Inferior, com proveniência andina.

Durante um período de 15 anos, os trabalhos a respeito dos perfis lateríticos bauxíticos da Amazônia foram enfocados na bauxita e sua exploração rentável, com pouca atenção dada ao processo originário do capeamento argiloso que a recobre. Dennen & Norton (1977) propuseram que a argila seria o resultado da lixiviação da porção superior da Formação Barreiras. Para Grubb (1979), por outro lado, esse capeamento seria um depósito coluvionar, depositado após uma primeira etapa de bauxitização do perfil intempérico. Truckenbrodt & Kotschoubey (1981) fizeram um levantamento petrográfico da Argila de Belterra, descrevendo uma composição majoritariamente caulínica (85%), com os demais minerais incluindo gibbsita, goethita, hematita e quartzo, além de diversos minerais pesados. Os autores propuseram uma origem a partir de fluxos argilosos de idade plio-miocenica, com proveniência mais proximal que os Andes.

Kronberg *et al.* (1982) deram início à primeira constatação de uma origem *in situ* para o desenvolvimento da Argila de Belterra, a partir da degradação química do perfil laterítico.

Horbe & Costa (1997, 2005) e Costa *et al.* (2014) corroboraram a ideia. Outros, porém, propuseram novas gêneses alóctones para a Argila de Belterra, a exemplo de Truckenbrodt *et al.* (1991), que atestam deposição de material saprolítico proximal para formação da unidade, associada a térmitas responsáveis pelo transporte vertical do saprólito argiloso até a superfície.

Negrão *et al.* (2014) e Pantoja (2015) realizaram análises comparativas entre as caulinitas dos perfis lateríticos-bauxíticos das regiões de Juruti-PA e Rondon do Pará-PA, respectivamente, identificando duas gerações do mineral, diferenciadas pelo grau de cristalinidade; a primeira, mais antiga, associada ao perfil em si e a segunda, mais recente associada ao capeamento argiloso.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Além do levantamento de dados bibliográficos a respeito da área de estudo, a metodologia de trabalho abordou dois seguimentos: o sensoriamento remoto para mapeamento dos platôs lateríticos e a análise sedimentológica, faciológica e estratigráfica, listados abaixo.

5.1 SENSORIAMENTO REMOTO

A morfologia das áreas de estudo se utilizou de dados da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) junto à malha hidrográfica de escala 1:1.000.000 produzida pelo IBGE (2009), por Ferreira *et al.* (2006) e por Vasquez *et al.* (2008). Esta missão produziu modelos digitais de elevação (MDE) em cenas com faixas de aproximadamente 112x112 (1°) km na banda de radar C (comprimento de onda = 5,6 cm) através de técnicas de interferometria de radar. As imagens foram produzidas com resolução espacial de 3 arcos de segundo (90m), reamostrados posteriormente para 1 arco de segundo (30m). As imagens aqui utilizadas possuem resolução de 30 m. As imagens foram obtidas do acervo digital *online* do Serviço Geológico Americano (USGS em inglês), o *Earth Explorer*, de acesso livre. Os dados são disponibilizados no formato GeoTIFF com projeção espacial geográfica no datum WGS84 (USGS 2022).

O pré-processamento e processamento das imagens foi realizado através dos *softwares* de sistemas de informações geográficas *ENVI 8.5*, desenvolvido pela *SulSoft*, *ArcGis 10.7.1*, de *ESRI*, e *Global Mapper 20*, por *Blue Marble Geographics*. Ao todo, oito imagens de Modelos Digitais de Elevação (MDE) da missão SRTM foram utilizados – 2 para a área 1 e 6 para a área 2. Na área 1, foram empregadas as cenas s03_w048 e s04_w48; na área 2, as cenas s03_w055-w057 e s04_w055-w057 foram usadas. A área 1 perfaz 12.544 km² e a área 2, 75.264 km².

Os procedimentos foram realizados em visita ao Laboratório de Análise de Imagens do Trópico Úmido – LAIT/UFPA e ao Laboratório de Ensino e Pesquisa de Geoprocessamento – LEPGEO/UFPA, com apoio do geólogo Ms. Osmar Guedes. Os detalhes da metodologia se encontram no fluxograma da figura 10.

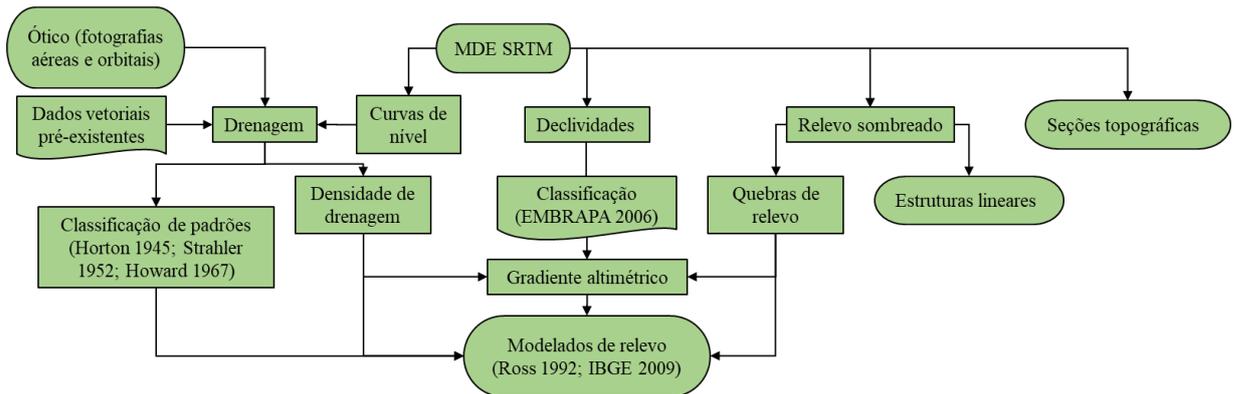


Figura 10- Fluxograma com procedimentos técnicos a ser realizados no trabalho, relativos ao processamento digital de imagens.

5.2 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA, FACIOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA

Em campo, a análise sedimentológica se dará a partir do estudo de afloramentos, com elaboração de seções panorâmicas – seguindo os princípios de Wizevich (1991) – e de perfis estratigráficos, com identificação de estruturas sedimentares e interpretação dos processos e dos ambientes de deposição das unidades cenozóicas, com base nas concepções de Walker & James (1992). A análise de fácies será baseada na metodologia de Walker (1992), buscando a individualização e descrição de fácies para identificar processos sedimentares e assim identificar associações de fácies (figura 11).

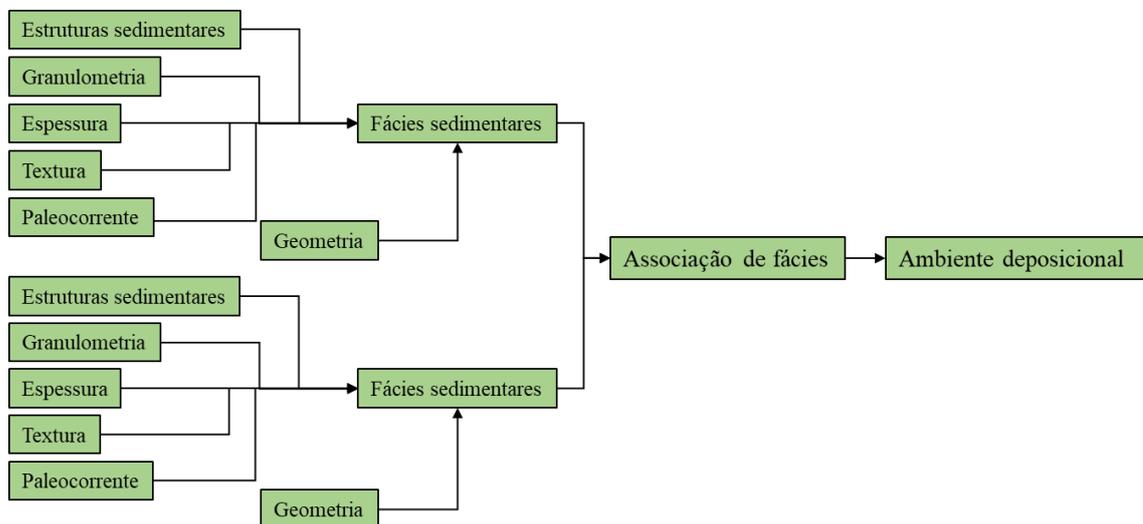


Figura 11- Fluxograma resumindo o processo de análise e interpretação sedimentológica e paleoambiental conforme Walker (1992).

6. ANÁLISE DE RELEVO

Os procedimentos de estudo das formas de relevo seguiram etapas de mapeamento geomorfológico descritas por Ross (1992), com compartimentação do relevo em níveis morfológicos de 2ª, 3ª e 4ª ordem, sendo a 2ª ordem representativa de macrocompartimentos morfoesculturais com processos de geração endógenos e exógenos semelhantes. O nível de 3ª ordem representa conjuntos de formas de relevo com padrões semelhantes inseridos dentro de um compartimento de 2ª ordem. A 4ª ordem de compartimentação de relevo se constitui de formas de relevo individuais diferenciadas com base em critérios como densidade de drenagem, forma dos topos, das vertentes e dos vales, declividades e nível de dissecação. A identificação e extração de dados de drenagem, com classificação de ordem e padrão de drenagem, seguiu as proposições de Horton (1945), Strahler (1952) e Howard (1967). As classificações de modelados de relevo foram baseadas nas propostas de IBGE (2009).

6.1 DESCRIÇÃO DE UNIDADES DE RELEVO

Os produtos gerados a partir dos MDEs obtidos e da malha hidrográfica extraída incluíram relevos sombreados, índices de densidade de drenagem, mapa hipsométrico (figura 12) e curvas de nível de intervalos em 20, 30 e 50m. Os produtos foram utilizados para definir unidades de relevo de 3ª e 4ª ordem identificadas de acordo com a ocorrência de modelados de aplanamento, dissecação tabular, dissecação côncava e acumulação (Tabelas 1 e 2).

Tabela 1- Relação de critérios de classificação de morfologias de relevo identificadas na área de Paragominas.

Unidade de relevo	Modelados associados	Intervalo altimétrico (m)	Gradiente altimétrico (m/km)	Declividade (°)	Formato do topo	Densidade de drenagem (km/km ²)
Aplanamento	Platôs, Pediplanos	50-100	0	8-20	Plano	0-0,5
		150-220	0	20-45	Plano	0-0,5
Dissecação	patamares, pediplanos	40-150	0,03-0,04	0-8	Plano	0,5-1,0
	patamares, morros, colinas	100-200	0,09-0,15	8-45	Convexo	1,0-3,4
Acumulação	Planícies de inundação, barras, terraços	0-40	0,005-0,01	0-8	-	0,2-0,5

Tabela 2- Relação de critérios de classificação de morfologias de relevo identificadas na área de Juruti-Belterra.

Unidade de relevo	Modelados associados	Intervalo altimétrico (m)	Gradiente altimétrico (m/km)	Declividade (°)	Formato do topo	Densidade de drenagem (km/km ²)
Aplanamento	Platôs, Pediplanos	150-210	0	8-20	Plano	0-0,5
		250-350	0	20-45	Plano	0-0,5
Dissecação	patamares, cuestras, pediplanos	40-150	0,04-0,05	0-8	Plano	0,5-1,0
		100-300	0,15-0,2	8-20	Convexo	1,0-3,4
Acumulação	Planícies de inundação, barras, terraços	0-50	0,005-0,01	0-8	-	0,2-0,5

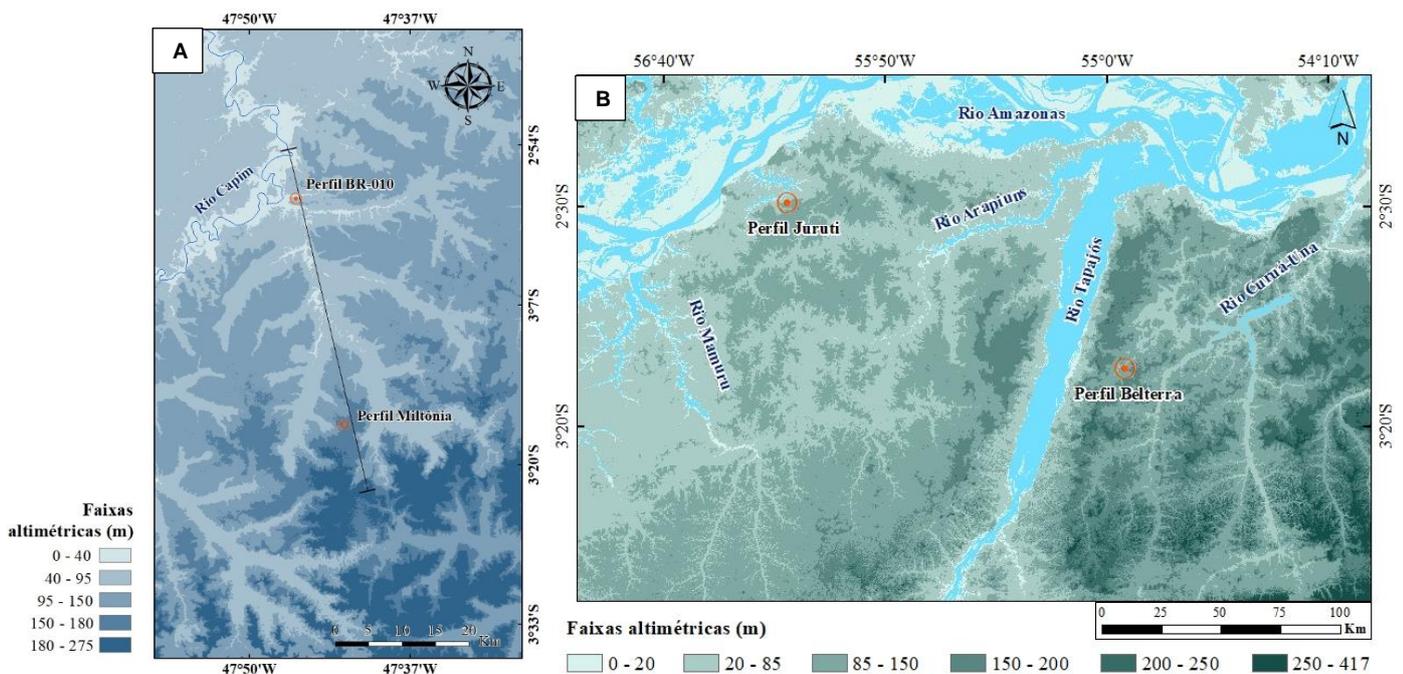


Figura 12- Mapas hipsométricos para as áreas de estudo 1 (A) e 2 (B). A linha no mapa A representa a seção topográfica construída para demonstração da disposição lateral das unidades de relevo observadas na área I. A seção se encontra na figura 20.

6.1.1 Aplanamento (Ap)

As unidades de aplanamento podem ocorrer nas maiores altitudes das áreas estudadas (150 a 210 na porção meridional da área 1; 250 a 350m no extremo sudeste da área 2), como relevo residual pouco dissecado, sendo marcadas por corpos de grandes extensões, contínuos com topos planos e flancos com declividades variando entre ondulada e forte ondulada (8-20° e 20-45°), possuindo baixos gradientes altimétricos e baixa densidade de drenagem no topo

(figura 13). Estão representadas por platôs extensos e elevados, que ocorrem menos na porção noroeste da área 1, onde perdem altimetria, contiguidade e declividade de flancos à medida que se aproximam do Rio Capim, e passam a ser representados por pediplanos isolados (figura 14). Na área 2 a sua maior concentração está na porção leste, exceto para sudeste, onde há maior ocorrência de modelados de dissecação. Para norte e para oeste, a presença dos modelados de aplanamento é reduzida e estes ocorrem com menores altitudes e menores declividades, relacionados à proximidade com os rios Amazonas e Tapajós (figura 12B).

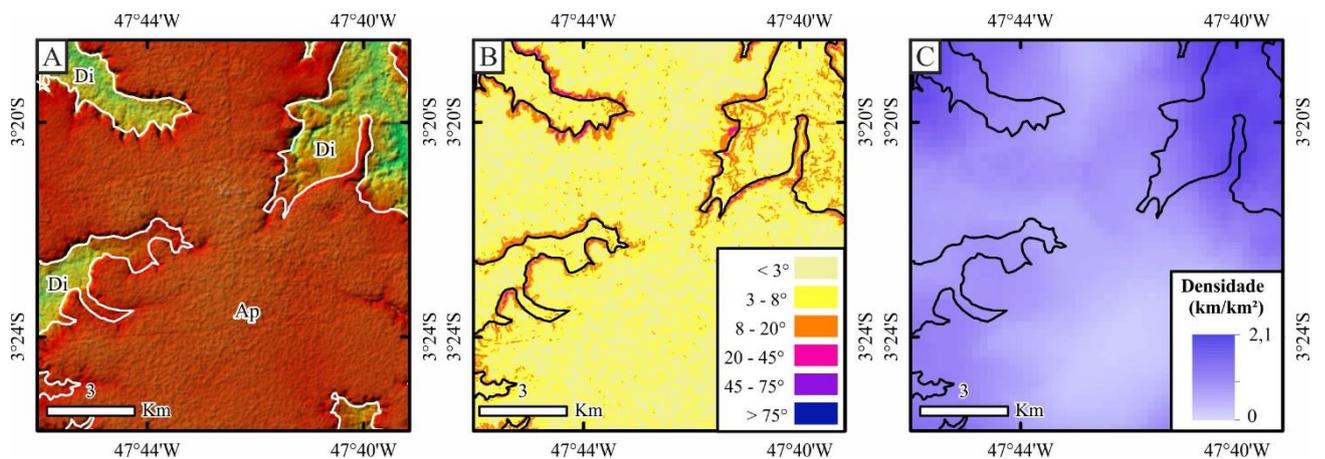


Figura 13- Modelado de aplanamento na porção meridional da área de Paragominas. a) relevo sombreado; b) declividade; c) densidade de drenagem.

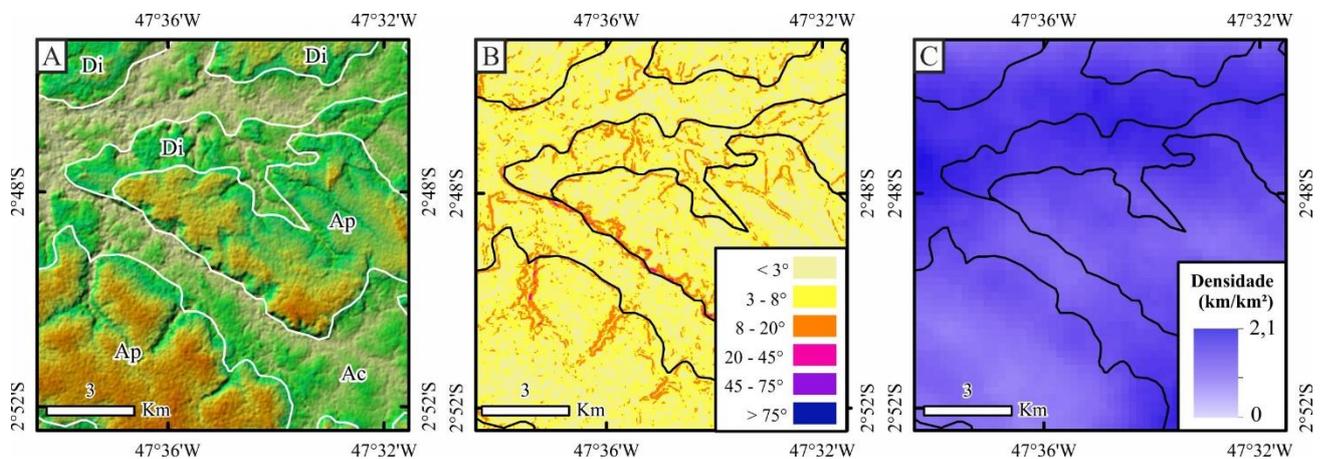


Figura 14- modelado de aplanamento na porção setentrional da área de Paragominas. a) relevo sombreado; b) declividade; c) densidade de drenagem.

6.1.2 Dissecação (Di)

As unidades de dissecação se destacam por áreas de alto gradiente altimétrico, com alta densidade de drenagem em padrão dendrítico. Em ambas as áreas analisadas esses modelados são observados principalmente na porção sudeste, concentrados em altimetrias que variam entre 40 e 200 m na área 1 e entre 40 e 300m na área 2, sendo mais altas para sul e diminuindo para norte, onde os corpos se tornam menos frequentes (figura 15). Podem ser observados tanto com

topo tabular (figura 17) quanto convexo (figura 18), a depender da intensidade do processo de dissecação. Destas duas, a primeira forma é mais ocorrente na porção norte da área 1, desaparecendo para sul, onde cede espaço para modelados de topo convexo. Na área 2, a predominância dos corpos de topo tabular ocorre para norte e para oeste. Isto torna a paisagem setentrional de ambas as áreas marcada por patamares rebaixados e descontínuos, com declividades menores ($8-20^\circ$) nos flancos, podendo apresentar declividades suaves por onde drenagens de 1ª e 2ª ordem podem se instalar nos seus topos, típicas de modelados de cuestas (figura 16) (predominante na área 2). As declividades podem variar de acordo com a geometria dos seus topos; corpos de topo tabular possuem declividade plana a suave ($0-8^\circ$); corpos de topo convexo possuem declividade ondulada a forte ondulada ($8-45^\circ$). A densidade de drenagem é maior onde há predominância de corpos com topos convexos, e esparsa onde os corpos tabulares se destacam.

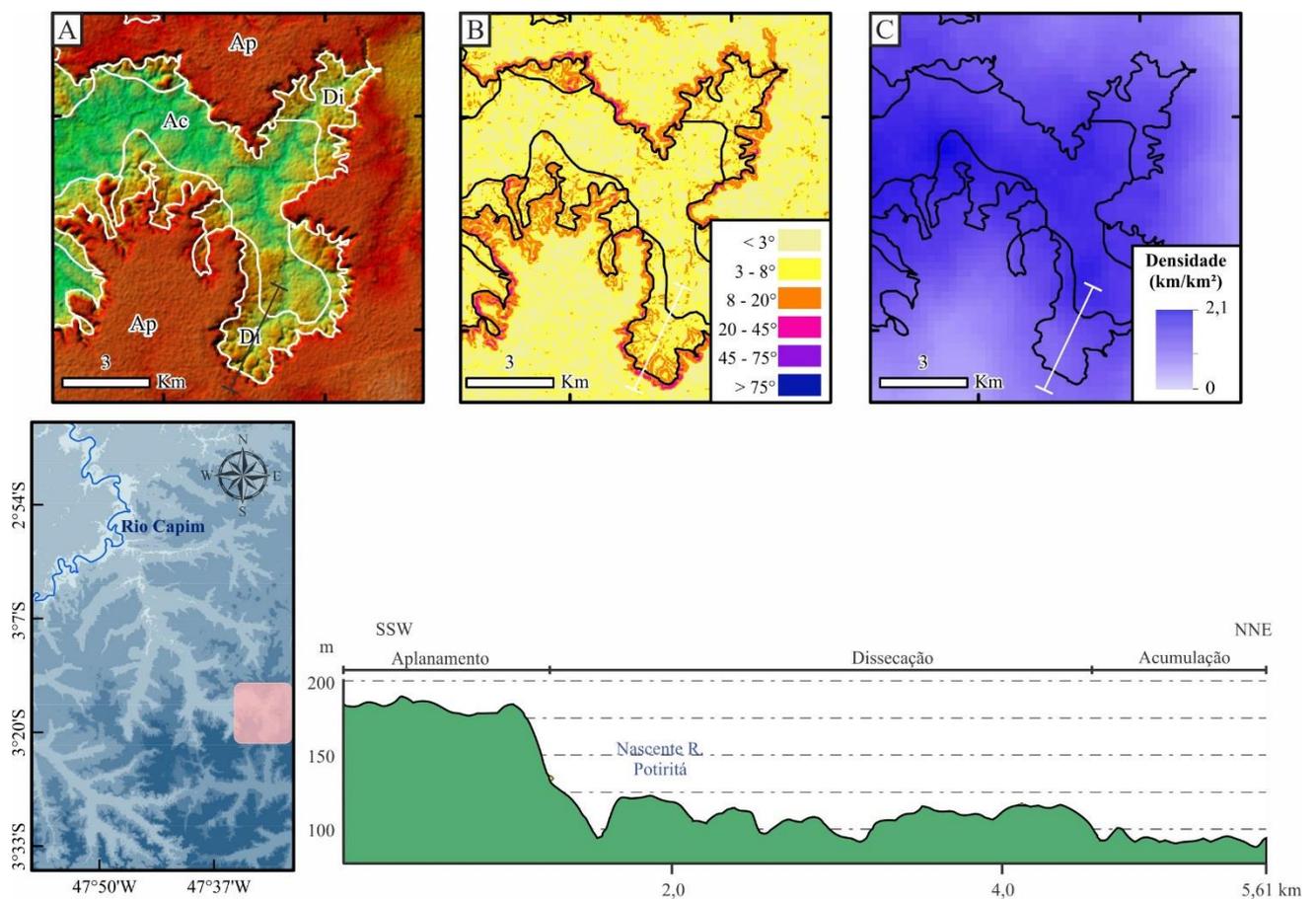


Figura 15- Modelados de aplanamento e de dissecação variando de leste a oeste na porção meridional da área 1. a) relevo sombreado; b) declividade; c) densidade de drenagem.

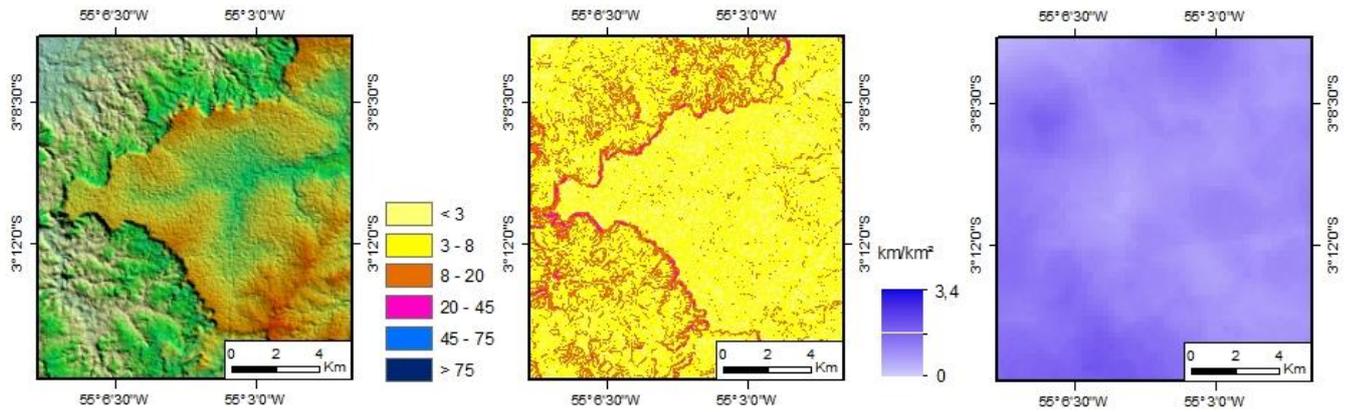


Figura 16- Modelado de cuesta com caimento para leste na porção setentrional da área 2. a) relevo sombreado; b) declividade; c) densidade de drenagem.

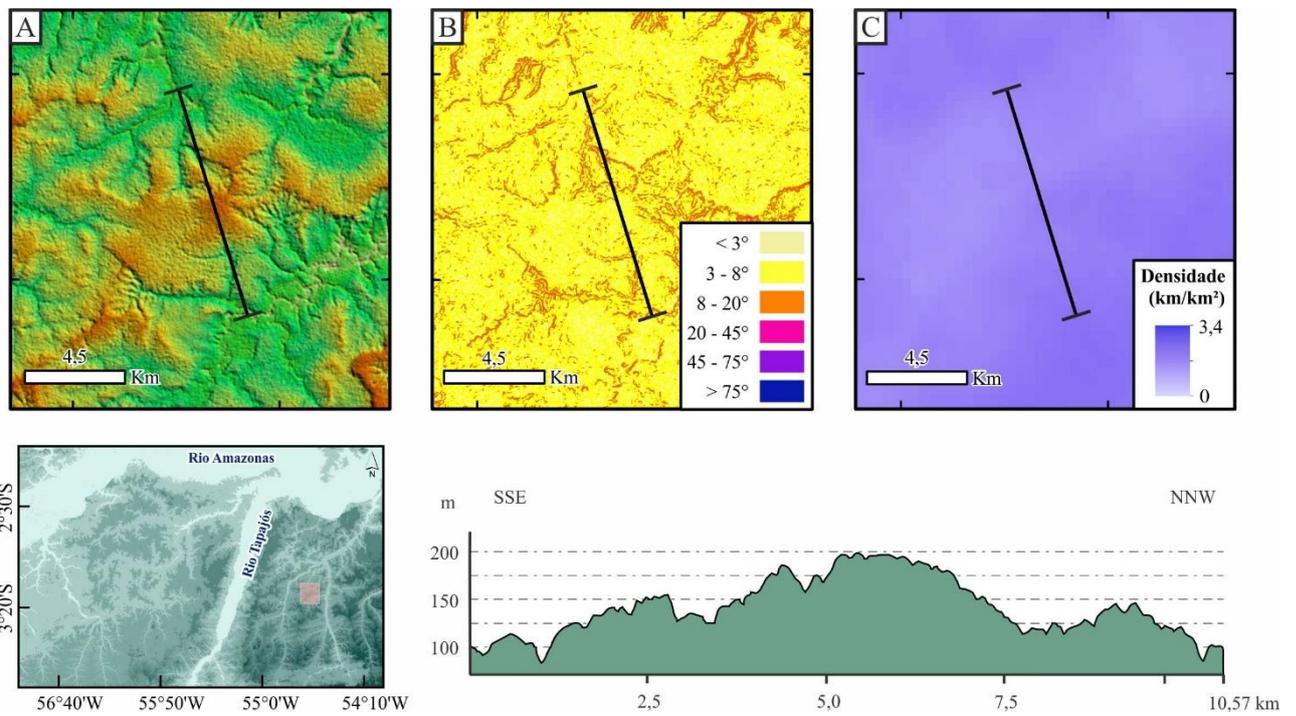


Figura 17- Pediplano de relevo dissecado na porção central da área 2. a) relevo sombreado; b) declividade; c) densidade de drenagem.

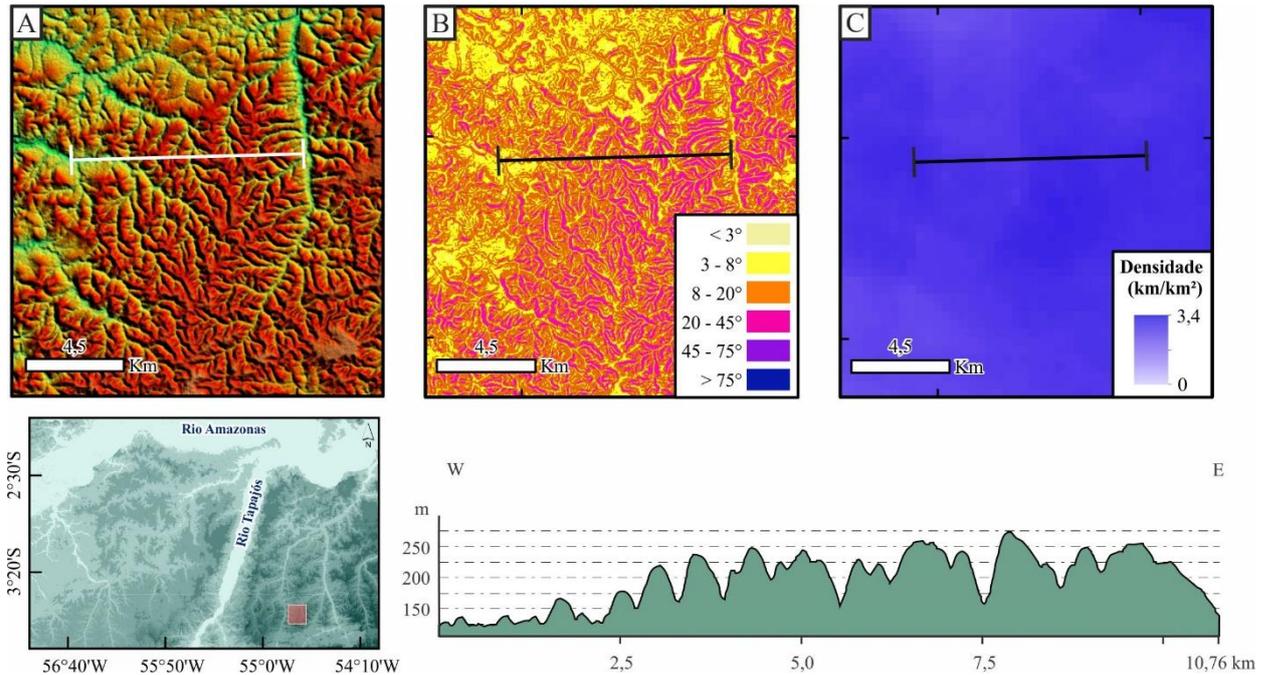


Figura 18- Concentração de morros extremamente dissecados na porção meridional da área 2. a) relevo sombreado; b) declividade; c) densidade de drenagem.

6.1.3 Acumulação (Ac)

As unidades de acumulação estão concentradas nas porções das áreas onde os processos fluviais se tornam predominantes, na faixa altimétrica entre 0 e 40 m na área 1 e 0 e 50 m na área 2. São as regiões mais baixas do terreno, com ocorrência de bancos de areia, terraços fluviais e planícies de inundação, que estão relacionadas à dinâmica dos principais rios das regiões e seus tributários. A densidade de drenagem dessas unidades se destaca por possuir baixa concentração de cursos de 1^a e 2^a ordem, de extensões relativamente altas, e a declividade dessas regiões é predominantemente plana (0-3°), podendo variar para forte ondulada (20-45°) na margem do Rio Capim na área 1 e dos rios Tapajós e Amazonas na área 2 (figura 19).

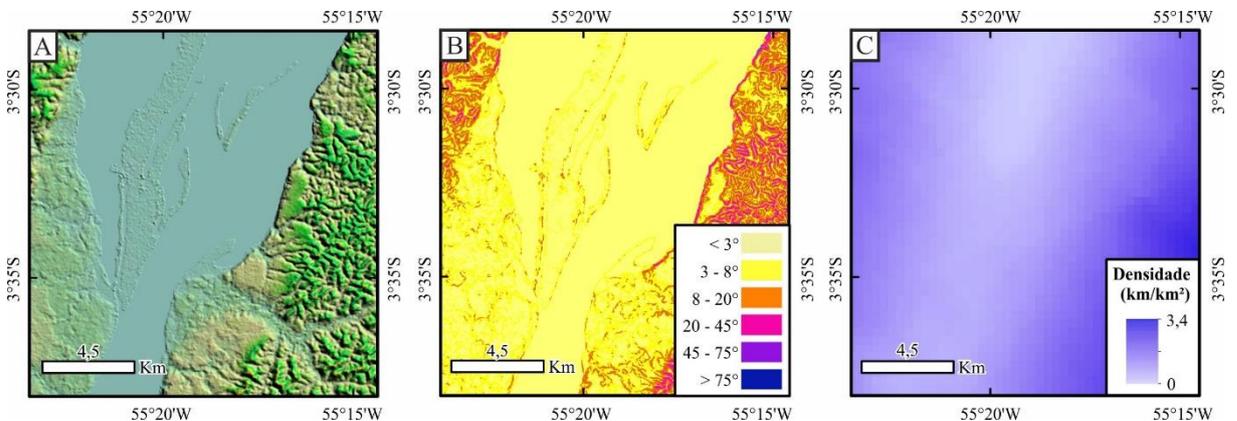


Figura 19- Canal do Rio Tapajós mostrando barras longitudinais e uma planície de inundação restrita, margeado por modelados de dissecção com topo convexo. A) relevo sombreado; b) declividade; c) densidade de drenagem.

6.2 SEQUÊNCIA DE FORMAÇÃO DAS UNIDADES DE RELEVO

Os modelados observados na análise de relevo têm como origem um processo endógeno de modificação de paisagem, responsável pela elevação da região. Os modelados de aplanamento posicionados nas maiores cotas altimétricas são os representantes deste primeiro evento. Uma vez soerguidas, as regiões são expostas a condições de intemperismo e erosão, agentes responsáveis pela dissecação do relevo. Os produtos da dissecação destas formas, que são carregados por ação da gravidade para menores altitudes, se assentam nas encostas dos elevados e, enquanto este processo se estende, estas encostas perdem declividade devido ao seu contínuo preenchimento nos vales e planícies.

Durante este processo, a cobertura vegetal que recobre quase totalmente as áreas de estudo atualmente era mais esparsa ou intermitente, uma vez que, caso contrário, a dissecação do relevo ocorreria de forma bem menos intensa e a diferenciação dos modelados resultantes seria bem menos evidente. Considerando-se as condições em que se formaram os perfis lateríticos que sustentam estes corpos, com processos de fragmentação e desmantelamento em ciclos polifásicos (Kotschoubey & Truckenbrodt 1981, Costa 1991), pode-se interpretar que o processo de dissecação é também recorrente nestas formas de relevo, com períodos úmidos gerando maior atividade pluvial e recobrimento florestal, intensificando o intemperismo, intervalados a períodos secos com redução da cobertura vegetal e da disponibilidade de água, favorecendo erosão dos modelados.

Com base na observação de maior presença de relevos de dissecação com topo tabular e de menor declividade nas regiões setentrionais de ambas as áreas, pode-se entender que o processo de degradação ocorreu com maior intensidade na porção norte tanto da área 1 como da área 2, o que indica que as condições de elevação topográfica iniciais não foram iguais em toda sua extensão. Também pode-se interpretar que os agentes exógenos atuaram com maior intensidade nesta porção devido à presença de zonas de fraqueza ou de variações litológicas, permitindo a instalação de drenagens de maiores ordens e a sua maior atuação e consequente dissecação do relevo em um ritmo relativamente acelerado. O mais provável é que ambas as situações tenham sido responsáveis pela configuração atual das paisagens de dissecação.

Por último, as formas de acumulação estão associadas à evolução de canais de ordens mais elevadas e seus processos deposicionais de migração de barras e dunas, modificação de canal e planície de inundação, com sedimentos provenientes tanto de fora das áreas de estudo como das formas de relevo de aplanamento e de dissecação erodidas.

6.3 INTERPRETAÇÃO E RELAÇÃO COM A EVOLUÇÃO CENOZOICA DA AMAZÔNIA CENTRO-ORIENTAL

A utilização de paleossolos e crostas lateríticas das áreas como marcadores estratigráficos, a sequência de evolução da morfologia e o apoio da literatura atual sobre o Cenozoico da Amazonia Oriental foram fonte para relacionar o relevo das áreas de estudo com os eventos que moldaram a paisagem amazônica no intervalo entre 65 Ma - atual, incluindo movimentos orogênicos andinos, a evolução da rede hidrográfica amazônica, as mudanças climáticas, a variação eustática relativa e a dinâmica extensiva da abertura do Atlântico Equatorial.

Ambas as áreas de estudo mostram relevos semelhantes que sofreram uma sequência de formação muito semelhante. Porém, a dinâmica de evolução entre elas foi condicionada por fatores distintos, mesmo que em etapas cronologicamente relacionadas. Enquanto a região de Paragominas foi submetida principalmente a variações eustáticas e movimentos extensivos associados à evolução da margem atlântica equatorial (Soares Jr. *et al.* 2008, 2011, Rossetti *et al.* 2013), a área onde os perfis de Juruti e Belterra se inserem esteve condicionada ao movimento compressivo da cordilheira andina e à reativação do Arco de Purus (Caputo 1984, Wanderley Filho 1991, Cunha *et al.* 2007, Nogueira *et al.* 2013, Bezerra 2018) e portanto precisam ser tratadas separadamente.

6.3.1 Área 1 – Bacia de Cameté

Soares Jr. *et al.* (2002) assumem que o último movimento tectônico distensivo que afetou a margem atlântica equatorial culminou ao final do Cretáceo. Sendo assim, admite-se que o relevo da região de Paragominas foi controlado por diversas variações eustáticas durante o Cenozoico, em uma crosta relativamente estável, que foram responsáveis por alterações no nível de base da região, promovendo períodos de deposição costeira e marinha intervalados a exposição subaérea e consequente intemperização e lateritização das unidades aflorantes, representadas na área de estudo pela Formação Ipixuna e pelo Grupo Itapecuru. A primeira dessas variações ocorreu ainda durante o Cretáceo, e propiciou a deposição das duas unidades sedimentares mencionadas. O Arco Capim/Tocantins, que separa as bacias do Marajó e Grajaú, esteve rebaixado durante o período desta deposição, permitindo a transgressão de um mar epicontinental continente adentro (Soares Jr. 2002, Soares Jr. *et al.* 2011) e interligando as bacias.

Uma vez que este mar epicontinental regrediu durante o início do Eoceno (Soares Jr. 2002, Soares Jr. *et al.* 2011), os sedimentos expostos a condições subaéreas sofreram lateritização

e pediplanação em clima tropical com variação sazonal de umidade (Costa 1991, Kotschoubey *et al.* 1997, 2005, Costa *et al.* 2014), gerando as unidades Ap aqui identificadas. Durante o restante da Era Cenozoica Inferior (a partir de ~47 Ma) os corpos lateríticos da região de Paragominas foram afetados por erosão provocada pela instalação de redes de drenagem em zonas de fraqueza de idade mesozoica, relacionadas à expansão do Atlântico. Tal erosão provocou não só o desenvolvimento das primeiras unidades de dissecação da área, como também o entalhe de vales encaixados na paisagem, orientados por estruturas paleo-mesozoicas (Costa *et al.* 1993 *apud* Rossetti 2006, Costa & Hasui 1997), gerando espaço de acomodação para o preenchimento com sedimentos deslocados a partir das vertentes em constante colapso em períodos de menor umidade e de redução da cobertura vegetal, marcando o início do processo de acumulação na região de Paragominas. Esta etapa marcada pela inversão do relevo da área culminou ao fim do Período Oligoceno (~27 Ma).

Neste período da evolução da área, variações eustáticas ligadas à elevação de temperatura global (Zachos *et al.* 2001a, Mudelsee *et al.* 2014) associadas a movimentações intraplaca transcorrentes e reativação de estruturas paleo-mesozóicas (Soares Jr. *et al.* 2011), retraíram a ação erosiva das unidades de dissecação, com aumento da cobertura vegetal que sustentou uma vez mais estes corpos e permitiu o surgimento de um novo ciclo de aplanamento, com corpos de menores altitudes (observados na porção superior das áreas). Esse novo ciclo de aplanamento se encerrou com o recuo do Mar epicontinental de Pirabas (Mioceno Médio-Tardio) e com uma redução de temperatura, que impôs condições temperadas à região, reiniciando o processo erosivo (Arai 2006, Soares Jr. *et al.* 2011, Rossetti *et al.* 2012, Mudelsee *et al.* 2014) com instalação de novas redes de drenagem que entalharam novos vales na região, gerando acúmulo nas encostas e transportando material para a plataforma a norte, para a Formação Barreiras então em deposição, através dos leitos principais que convergiam ao protorrio Capim (Nogueira *et al.* 2021).

6.3.2 Área 2 – Bacia do Amazonas

Ao longo do Cenozoico, e especialmente no Cenozoico Inferior, a paisagem da Amazônia foi controlada majoritariamente pelos movimentos orogênicos da Cadeia Andina (Hoorn *et al.* 1995, 2010). Esta orogênese também influenciou a evolução da região de Juruti-Santarém, e foi responsável pelo soerguimento que expôs os sedimentos da Formação Alter do Chão a condições intempéricas e erosivas que ao longo do Cenozoico Inferior geraram os perfis lateríticos bauxíticos na região; um intervalo de tempo que se estendeu entre aproximadamente 56 e 47 Ma. Entre 47 e 27 Ma, estruturas provocadas pela reativação do Arco de Purus podem

ter provocado ou auxiliado o processo de dissecação do relevo e individualização dos platôs (Costa *et al.* 1991, Wanderley Filho 1991, Sarges *et al.* 2011). Embora não se descarte aqui a atuação de possíveis zonas de fraqueza provocadas por movimentos rúpteis – sejam eles compressivos (soerguimento andino) ou extensivos (expansão do Atlântico) – no desenvolvimento de formas dissecadas, é importante lembrar que esta região esteve ao longo do Cenozoico Inferior sob relativa estabilidade tectônica (Costa *et al.* 1991, Lucas 1997, Costa *et al.* 2001, Horbe *et al.* 2001), e que, portanto, estes processos ocorreram com menor intensidade neste período. Sendo assim, o agente de controle da erosão dos platôs hospedeiros das crostas lateríticas bauxíticas se deu majoritariamente por erosão diferencial a partir de critérios sedimentológicos dos perfis em desenvolvimento e através de zonas de fraqueza provocadas por estruturas de idade paleozoica e mesozoica (Wanderley Filho 1991, Costa *et al.* 1996, Bemerguy 1997).

Os processos de acumulação se iniciaram na região ainda no Paleógeno, durante o Oligoceno (~27 Ma) representados primeiramente por depósitos de colúvio provocados pelo desmantelamento dos platôs e instalação de drenagens de 1ª ordem. Apenas a partir do Mioceno-Plioceno (Rozo *et al.* 2005), após a reativação do Arco de Purus e a Regressão Tortoniana (Arai 2006, Lima Jr. 2021), a região de Juruti passou a produzir canalizações sob um nível de base rebaixado, propiciando a instalação de drenagens de alta capacidade erosiva encaixadas em zonas de fraqueza estrutural, responsáveis pela deposição da Formação Novo Remanso em pacotes pouco espessos e descontínuos de sedimentos arenosos e conglomeráticos, subordinadamente lamosos, em um sistema fluvial que, devido ao baixo espaço de acomodação, possuía áreas de inundação restritas (Rozo *et al.* 2005, Nogueira *et al.* 2006). Durante este período, houve a inversão do Protorrio Amazonas, que mudou seu curso do sentido NNE-SSW para WSW-ENE, em direção ao Atlântico (Soares Jr. *et al.* 2011, Nogueira *et al.* 2013). Os sedimentos fornecidos ao Amazonas à época provinham principalmente das áreas cratônicas a sul e norte da área de Juruti, além da própria área de estudo (Guimarães *et al.* 2015, Bezerra 2018, Albert *et al.* 2018), sem relação com os processos deposicionais que ocorriam a leste do Arco de Purus, que atuava como obstáculo geográfico na região, separando as bacias Solimões e Amazonas (Nogueira *et al.* 2013). A contínua elevação da cadeia andina a oeste (Hoorn *et al.* 1995) associada ao rebaixamento do Arco de Gurupá a leste (Soares Jr. *et al.* 2011) nesse período atuaram de forma positiva como eventos auxiliares que proporcionaram a deposição da formação. Porém, nesta etapa da evolução da região, os processos dissecativos ainda eram predominantes, uma vez que a região permanecia

relativamente elevada. Neste mesmo período um sistema transcorrente rúptil se instalou na área de Juruti (Costa *et al.* 1996, Costa *et al.* 2001, Sarges 2008, Sarges *et al.* 2011, Cortes 2020), intensificando a erosão.

A acumulação que foi identificada e que ocorre atualmente teve início apenas no Quaternário (2,5 Ma), com a mudança da área-fonte dos sedimentos do antigo Rio Amazonas para os Andes (Figueiredo *et al.* 2009, Hoorn *et al.* 2017, Bezerra 2018, Bezerra *et al.* 2022), devido a uma nova etapa de evolução desta cadeia montanhosa, que promoveu a deposição da Formação Içá na Bacia do Solimões, a oeste da área. Dentro da Bacia do Amazonas, porém, a acumulação ainda ocorre de forma menos intensa, evidenciada por uma diferença de espessura nos pacotes sedimentares fluviais a leste e a oeste do Arco de Purus, que reflete um espaço de acomodação maior para oeste desta estrutura. Isto é intensificado na área de Juruti, uma vez que as formas elevadas, sustentadas por perfis lateríticos, controlam e limitam a migração dos canais, inclusive do Rio Amazonas, que flui encaixado entre estes corpos.

6.4 RELAÇÃO COM SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO CENOZOICAS

A região amazônica possui uma evolução geomorfológica muito associada a ciclos climáticos cenozoicos em uma crosta relativamente estável, que permitiu desenvolvimento de superfícies extensas, preservadas devido à sua sustentação marcada por perfis lateríticos, e que representam a paisagem pretérita dos relevos onde se encontram, sendo assim chamadas frequentemente de paleo-superfícies. Essas superfícies, quando analisadas em conjunto com registros icnológicos, sedimentares, tectônicos e climáticos do Cenozoico, permitem a interpretação de eventos climáticos/tectônicos/sedimentares desse período do tempo, e são observadas principalmente nos platôs extensos que ocorrem ao longo da Amazônia.

No contexto da Amazônia brasileira, estas superfícies foram primeiramente observadas por King (1956) e, desde então, têm sido descritas por diversos autores com pouca concordância entre si (Horbe *et al.* 2001, Rossetti 2004, Kotschoubey *et al.* 2005, Horbe 2014), visto que numerosos ciclos de laterização têm ocorrido nessa região e, devido à incongruência no número de registros que cada área apresenta, um consenso é de difícil determinação. Porém, dois ciclos são comumente aceitos em estudos da região: um ocorrido entre o Paleoceno e Eoceno e outro no Mioceno, embora a designação para estes ciclos também não seja consensual. Aqui será adotada a nomenclatura de Horbe *et al.* (2001), que os chamam de SA1 e SA2, respectivamente. Ambos os ciclos são marcados por perfis lateríticos expressivos e extensos, já classificados por Costa (1991) como maduros – quando há horizonte bauxítico – e imaturos – sem ocorrência de horizonte bauxítico.

Estes dois ciclos também são observáveis em curvas de variação de temperatura global, como a da figura 20, onde se observam picos de temperatura global nos intervalos de tempo em que ocorrem as superfícies S1 e S2 de Horbe (linhas verdes). Da mesma forma, períodos de perda de condições para formação destas superfícies são marcados por mudanças climáticas para temperaturas mais baixas, que impõem estações temperadas e consequente retrabalhamento das áreas elevadas no continente; situações impróprias para desenvolvimento de laterizações e peneplanação (linhas amarelas).

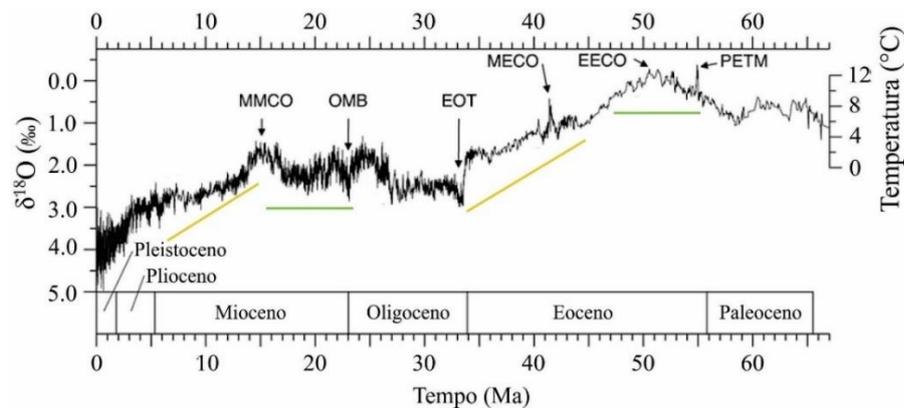


Figura 20- Curva de $\delta^{18}\text{O}$ demonstrando variações de temperatura global e eventos climáticos relacionados. Modificado de Mudelsee *et al.* (2014). As linhas verdes representam períodos propícios à laterização e aplanamento, enquanto as linhas amarelas representam os intervalos de tempo em que os processos de dissecação foram predominantes.

No presente trabalho as unidades de aplanamento e de dissecação identificadas demonstraram representar estas duas principais superfícies de Horbe (figura 21). Dentro das áreas de estudo, dois ciclos de aplanamento foram observados, sendo que as áreas dos perfis BR-174 e Miltonia se encontram próximos à S1, enquanto os perfis Belterra, BR-010 e Juruti estão próximos ou abaixo da S2. Essa configuração concorda com as espessuras de camadas argilosas de topo de perfil, que indicam tanto maior taxa de degradação do perfil laterítico para as porções setentrionais das áreas I e II quanto maior taxa de acúmulo de material deslocado das vertentes nestas mesmas porções, com exceção do perfil Miltonia, por se tratar de um perfil composto que representa pontos de descrição tanto nas proximidades quanto de dentro da cava de Miltonia, demonstrando desta forma espessos pacotes argilosos no topo da sequência que contrastam com o padrão da área, dominada por sequências com pacotes argilosos delgados, conforme já descrito por trabalhos anteriores.

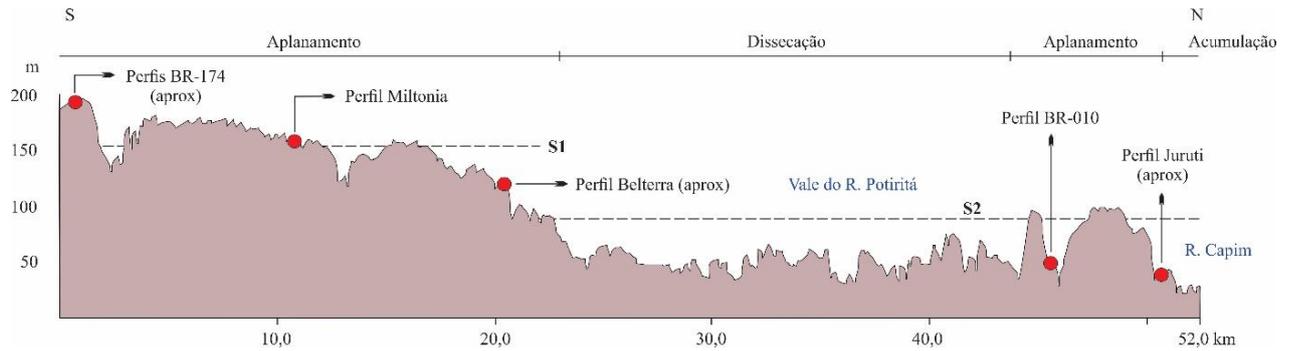


Figura 21- Seção topográfica demonstrando as posições dos perfis estratigráficos descritos na área I em associação às superfícies de aplanamento regionais da Amazônia e disposição lateral das diferentes unidades de relevo identificadas na região. A S1 é relacionada à Superfície Sul-Americana de King (1956) e marca o 1º ciclo de lateritização ocorrido durante o Eoceno (~56 Ma), onde ocorrem perfis lateríticos bem desenvolvidos. A S2 é correlata à Superfície Velhas Superior de King (1956) e marca o segundo evento de lateritização do início do Mioceno (~23 Ma) com ocorrência de perfil laterítico ferruginoso.

7. ANÁLISE DE FÁCIES

7.1 ASPECTOS GERAIS E MÉTODOS

A análise sedimentológica e estratigráfica foi realizada a partir de afloramentos de corte de estrada e de frente de lavra, ao longo da BR-163, da BR-010 e das minas de extração de bauxita da Alcoa em Juruti-PA e de Miltônia, da empresa Hydro, em Paragominas, com montagem de perfis colunares e seções panorâmicas a partir da observação de perfis lateríticos que ocorrem discordantemente sobrepostos a rochas sedimentares das formações Ipixuna (área 1) e Alter do Chão (área 2) (figura 22). A maioria dos perfis lateríticos que já são produtos de intemperismo antigo ocorrido durante o Cenozóico estão superpostos pela alteração intempérica atual. Desta forma, as evidências da denudação pretérita que geralmente estão associadas aos processos de erosão e sedimentação foram parcialmente obliteradas.

As texturas e estruturas remanescentes desta obliteração puderam ser interpretadas seguindo os procedimentos de descrição de Walker (1992), com utilização de critérios como geometria, texturas, estruturas sedimentares e padrão de paleocorrentes para definição de fácies sedimentares, interpretação de processos sedimentares e organização destas em associações de fácies, contemporâneas e cogenéticas que refletem o paleoambiente. Os modelos faciológicos adotados estão de acordo com os propostos por Miall (1992) na abordagem de depósitos aluviais. A dinâmica de processos de deposição de ambientes aluviais e de transportes de massa subaéreos foi sustentada por observações de Yu *et al.* (2018) e Shanmugam (2021).

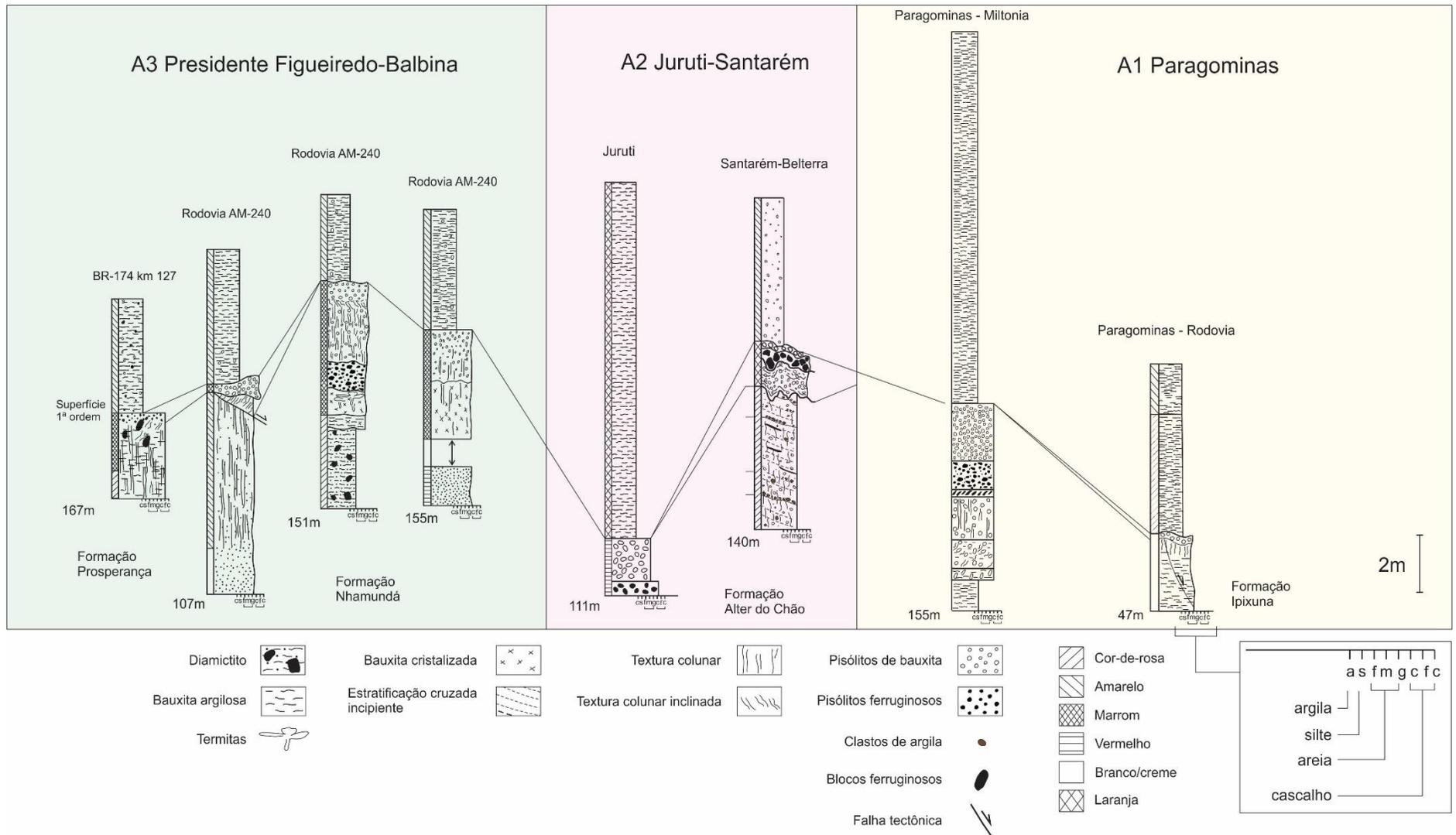


Figura 22- Correlação de perfis compostos analisados nas áreas estudadas, com associação indicando ocorrência de depósitos retrabalhados da AF1.

A descrição e interpretação sedimentológica de perfis lateríticos é um procedimento relativamente novo e o colapso e dismantelamento dos perfis implicando em transporte e deposição tem sido usado para explicar a presença de componentes detríticos dentro de crostas bauxíticas e ferruginosas (Shuster *et al.* 2012, Löhr *et al.* 2013, Butt & Bristow 2013, Monteiro *et al.* 2014, Gunn *et al.* 2018, Maurity 2021). Esta interpretação contrasta com a origem *in situ*, causada pela migração lateral de fluxos subterrâneos de água, em contraste com o modelo de evolução de paisagem com geração de detritos independente da litologia (McFarlane 1991, Bestland *et al.* 1996, Kneeshaw & Morris 2014). Através desta lógica observou-se que perfis lateríticos-bauxíticos preservados (aqui identificados como Perfis com Horizontes Definidos – PHD) ocorrem nas áreas de estudo nos platôs pouco erodidos longe das margens dos rios, topograficamente mais altos, enquanto perfis dismantelados e retrabalhados (reconhecidos por Perfis com Conglomerados Maciços – PCM) ocorrem nas suas adjacências, nos vales encaixados originados por processos erosivos associados a movimentos de massa e desmoronamentos de encosta. Essa dinâmica erosiva gera contato lateral entre os dois tipos de perfis. Neste item serão descritos alguns perfis-chave para a discussão sobre a evolução sedimentar e geomorfológica da área de estudo. Os perfis PHD (figura 23) apresentam horizontes bem definidos com pouca fragmentação, bem como concentrações de gibbsita com alto potencial econômico (figura 09, 23b, 23), enquanto perfis PCM apresentam ausência de horizontes lateríticos, contatos erosivos, lenticularização de camadas, canalizações e, em suas porções mais bem preservadas, lobos relacionados à formação de leques de colúvio (figura 24). Fatores comuns a ambos os tipos de perfis incluem cimentações por óxidos e hidróxidos de ferro e caulinição.



Figura 23- Disposição típica de perfil PHD, com horizonte bauxítico em contato com cobertura argilosa (A), textura pisolítica (B) e nodular (C) do horizonte bauxítico. Fonte: Roseane Sarges.



Figura 24- Disposição típica de perfil PCM, mostrando contato erosivo com seqüências *in situ* de solo laterítico e canalizações em granocrescência ascendente. Fonte: Clóvis Maurity.

A análise sedimentológica aplicada aos perfis PCM levou à identificação de duas associações de fácies nas áreas de Santarém-Juruti (1) e Paragominas (2): AF1 – conglomerados e arenitos com cimentação bauxítico-argilosa – e AF2 – argilitos caulíníticos com raros terrígenos e seixos de lateritas (tabela 03). Estas associações puderam ser observadas em espessuras e cotas altimétricas distintas entre os pontos descritos de ambas as áreas, com destaque para a AF2, que pode apresentar variação de espessura de dezenas de metros. A caracterização geoquímica destes perfis é bem investigada e serão compiladas a partir da literatura para as interpretações sobre a origem dos perfis *in situ*.

Tabela 3- Tabela de descrição e associação de fácies, com seus respectivos processos sedimentares e ambientes deposicionais. AF1 - amarelo; AF2 - verde.

Fácies sedimentares	Descrição	Processo sedimentar	Ambiente deposicional
Conglomerado maciço com arcabouço fechado – Cmf	Conglomerado com arcabouço fechado. Camadas tabulares a lenticulares lateralmente contínuas por dezenas de metros. Seixos de arenito ferruginoso, crosta bauxítica e ferruginosa. Cimentação ferruginosa-aluminosa.	Fluxo de detritos	Leque coluvial interno a intermediário
Conglomerado maciço com arcabouço aberto – Cma	Conglomerado com arcabouço aberto. Camadas tabulares a lenticulares lateralmente contínuas por dezenas de metros. Seixos de arenito ferruginoso, crosta bauxítica e ferruginosa. Cimentação ferruginosa-aluminosa.	Fluxo de detritos	
Arenito maciço – Am	Areia média a grossa com acamamento maciço e argila intersticial	Fluxo laminar associado a presença esporádica de água.	
Argilito maciço com clastos terrígenos e de laterita – Armc	Argila amarela, laranja e cor-de-rosa, caulínítica com acamamento maciço. Clastos de quartzo, bauxita e ferruginosos disseminados.	Fluxo inicial de lama, altamente viscoso oriundo da erosão de saprólito exposto.	Preenchimento de vales e leque distal
Argilito maciço – Arm	Argila amarela, laranja e cor-de-rosa, caulínítica com acamamento maciço.	Fluxo de lama, com menor viscosidade oriundo da erosão de saprólito predominante argiloso.	

7.2 AF1

Esta associação ocorre nas bases dos corpos interpretados como originados *in situ*, em contato brusco com as formações Alter do Chão e Ipixuna. Se constituem de cascalhos com seixos de composição de bauxita e crosta ferruginosa (fácies Cma e Cmf) (figura 26F, G) e areias médias ferruginizadas, em acamamento maciço (fácies Am). Estes depósitos costumam se apresentar em camadas centimétricas a métricas (40 cm - 4 m) com contato gradacional e irregular (figura 25D, 26H), embora observem-se também contatos bruscos entre elas (Figura 26A D, E, 28A, B, C). Os contatos gradacionais podem se comportar tanto normais como invertidos (figura 25B, D, 26H). Lentes podem ser observadas localmente, de extensão de até dezenas de metros, com espessuras de até 1m, com intercalação tanto entre as fácies Am e Cma como entre Am e Cmf (figura 25C, 26D, E). Os cascalhos observados são constituídos de pisólitos, de tamanho cascalho, seixo a até matacão, angulosos a subangulosos, de baixa esfericidade, em coloração laranja a cor-de-rosa para os clastos bauxíticos e vermelha escura para os ferruginosos. Os cascalhos possuem ainda recobrimento de grãos por películas ferruginosas (figura 26B, C). A matriz areno-argilosa possui porções esbranquiçadas, nas camadas da fácies arenosa. Estruturas colunares são comuns especialmente nas porções arenosas do perfil. As camadas arenosas podem ainda apresentar estratificação cruzada incipiente onde ocorre localmente concentração de clastos argilosos na base dos sets.

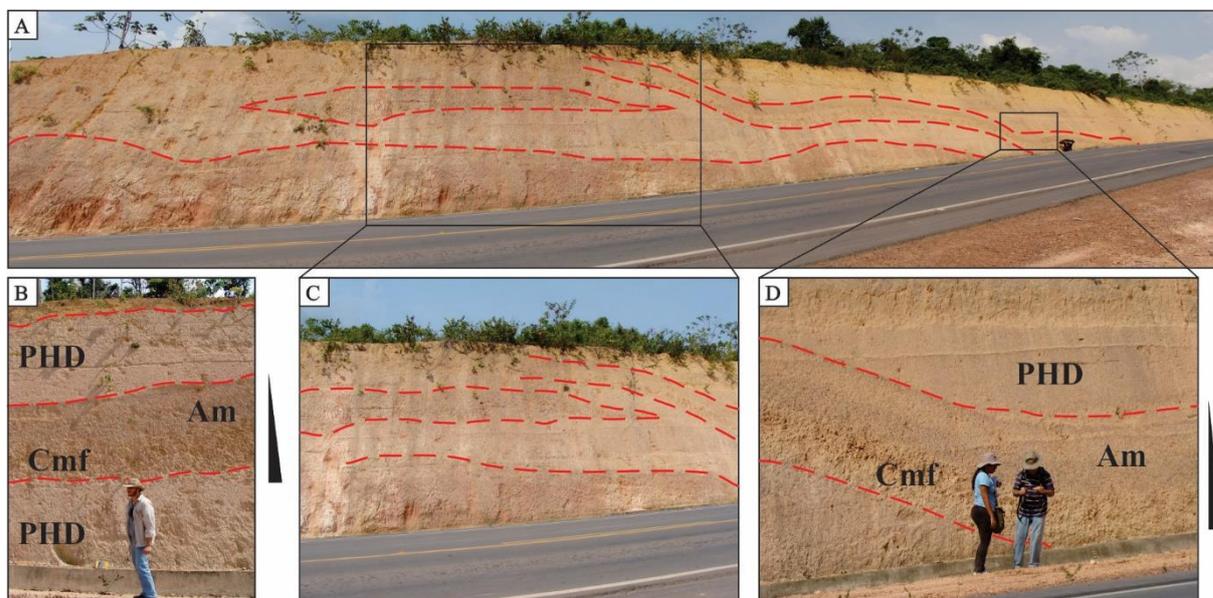


Figura 25- Corte de estrada na porção setentrional da área I, mostrando depósitos das associações AF1 e AF2. A) feições gerais do perfil. B) Depósito de colúvio da AF1 em contato brusco com perfil PHD mostrando ciclicidade entre regime de erosão e deposição gravitacional em contraste com regime de laterização e sustentação do relevo. C) camada lenticular de fácies Am. D) sequência da fácies AF1 sobre paleossuperfície.

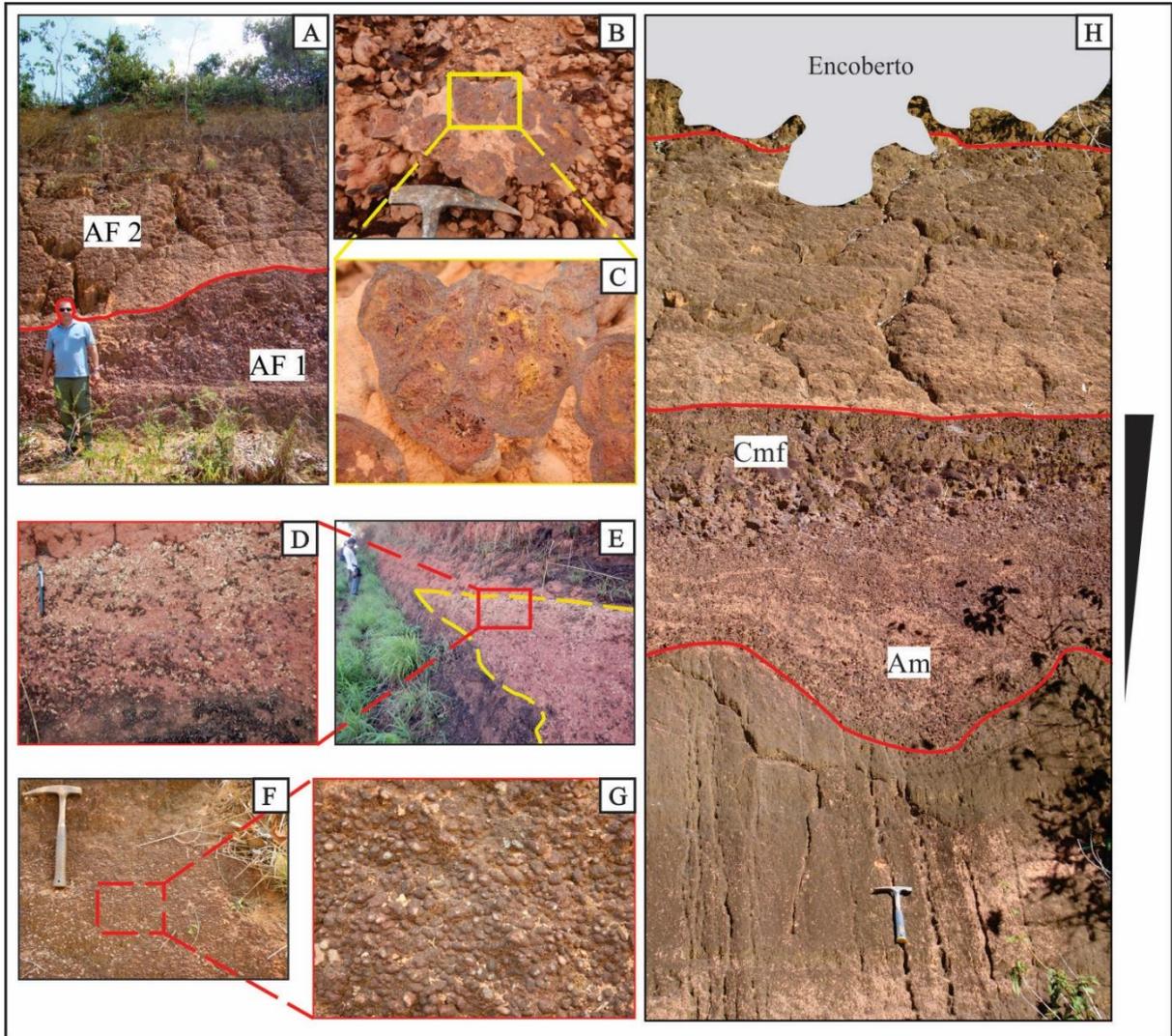


Figura 26- Aspectos gerais do PCM, região de Santarém-Belterra. A) Contato Cmf com Arm que representam as principais fácies da AF1 e AF2. B, C) Detalhe de clasto ferruginizado de fácies Cma, mostrando película ferruginosa, textura concrecionária e porosidade de dissolução; depósito de colúvio com lente de fácies Cma (E) e detalhe do arcabouço aberto da porção conglomerática (D). F e G) Detalhe do arcabouço fechado da fácies Cmf; H) Seção de depósito de colúvio sobre paleosuperfície de erosão. Observar a gradação inversa e o arcabouço fechado das porções de conglomerado, com acamamento maciço. Fonte: Afonso C.R. Nogueira.



Figura 27- Marca de raiz em planta, com feições de desferrificação em padrão radial. Fonte: Afonso C.R. Nogueira.

Esta associação é entendida como o produto de alteração *in situ* de rochas sedimentares ricas em alumínio – arcóseos das formações Alter do Chão e Ipixuna – durante períodos de

estabilidade tectônica, com alta exposição das rochas a ambientes úmidos e quentes em um relevo elevado, associado a um processo contínuo de rebaixamento do nível de base. Este processo provocou o enriquecimento do arcabouço dos pacotes em elementos estáveis durante a lixiviação de filossilicatos e em menor proporção da sílica, durante episódios recorrentes de alteração química, influenciada por climas mais propícios à remoção de químicos voláteis, intervalados a períodos de maior remoção de saprólito, sob climas mais secos, favoráveis a intemperismo físico.

Com o avanço da laterização, as camadas superiores do perfil passaram a sofrer alteração gradativa da gibbsita para caulinita, produzindo matriz argilosa, que representaria contatos gradacionais entre esta associação e a AF2. Os contatos bruscos entre as fácies Cm e Am podem ser interpretados como resultados de movimentos de massa por ação gravitacional após o processo de alteração, aliados a processos de modificação do relevo, responsáveis por geometrias lenticulares na fácies Am em contato brusco com a fácies Cm dentro do perfil laterítico em cotas mais baixas do relevo. As estruturas sedimentares incipientes podem ser interpretadas como relíquias da rocha-mãe que resistiram ao intemperismo e à laterização. Os clastos argilosos são interpretados como resquícios de clastos feldspáticos que sofreram remoção de voláteis após a deposição.

7.3 AF2

A associação de fácies 2 é constituída especificamente de argila maciça distribuída em pacotes de cores que variam entre o cor-de-rosa, laranja e amarelo, com 3 a 15 m de espessura, de composição caulínica e pisólitos bauxíticos e quartzosos esparsos, raramente ferruginosos (figura 28C, D). Ocorre em contato irregular gradacional normal ou brusco com a AF1 em ambas as áreas de estudo, marcado em diferentes altitudes que variam de 50 a 170 m (figura 28A, B). A proporção de pisólitos no arcabouço do pacote varia de <1 - 2%. Estes pacotes possuem tendência de espessamento no sentido sul-norte das áreas estudadas, além de uma relação de espessamento inversamente proporcional à elevação altimétrica do perfil.

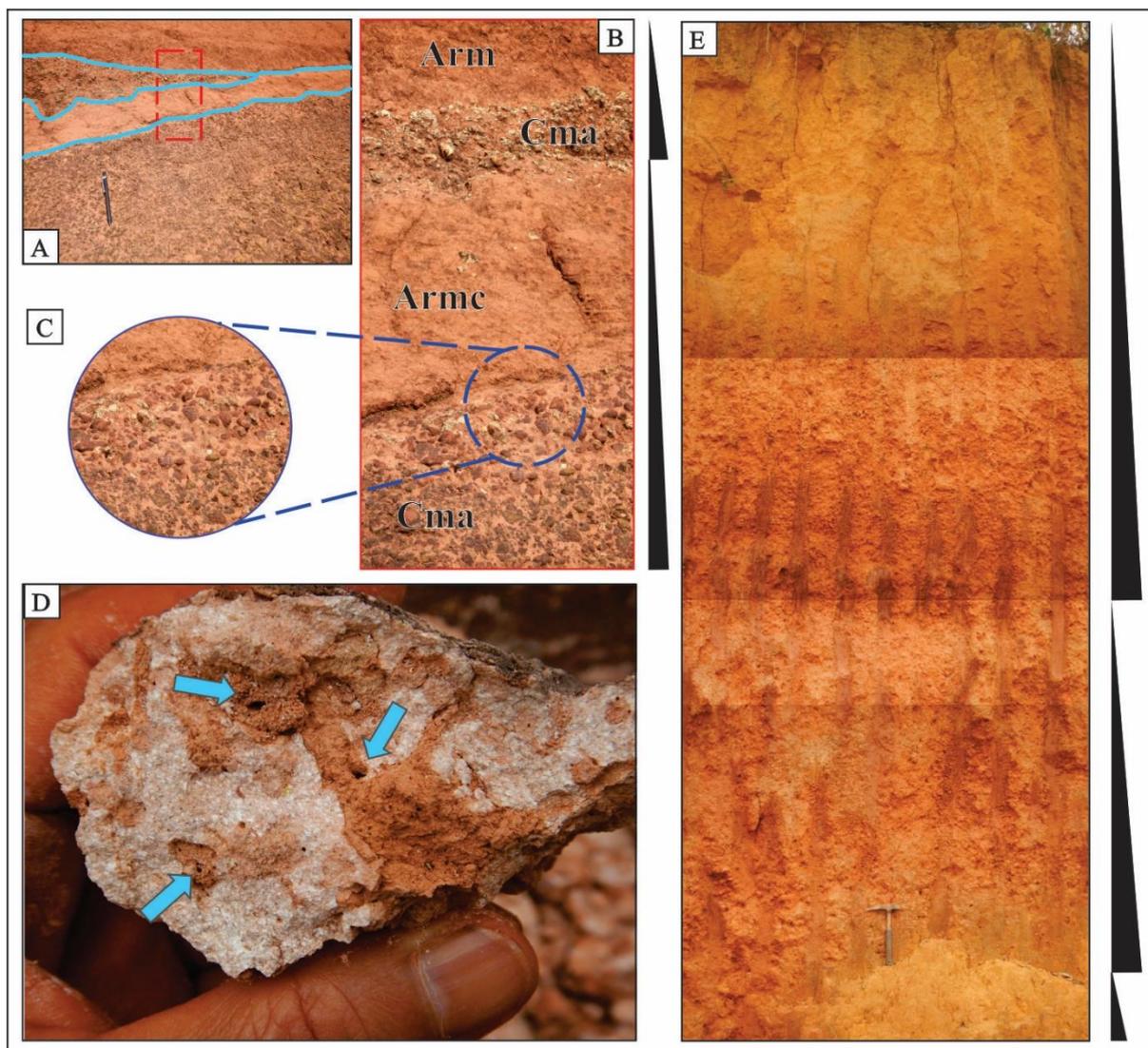


Figura 28- Sequência de deposição de depósito de colúvio com lente de fácies Cma (A), granodecrescência ascendente (B) e detalhe ao arcabouço aberto da porção conglomerática (C). Recobrimento de argilas bauxíticas da AF2 em ambas as sucessões. D) amostra de mão da fácies Armc com exibição de poros de dissolução. E) Sequência de deposição de fácies Am e Arm/Armc em granodecrescência ascendente. Fonte: Afonso César Rodrigues Nogueira.

A AF2 é entendida como o produto final da alteração de pisólitos bauxíticos para caulinita sob efeito de climas úmidos quentes, gerando coberturas argilosas de composição caulínica no topo dos perfis lateríticos. Estas coberturas sofreram então processo de transporte por fluxo gravitacional para menores cotas altimétricas, em pulsos contínuos que provocaram acumulação de argila em pacotes de espessuras métricas em contato brusco com a AF1.

7.4 AMBIENTE DEPOSICIONAL DA SEQUÊNCIA

Os pacotes foram interpretados como oriundos de processos de fluxo gravitacional, especificamente fluxos de detritos. A ocorrência de cascalhos sustentados tanto por grãos quanto por matriz permite inferir as condições de viscosidade dos fluidos que atuaram no

transporte destes sedimentos, com fluidos de viscosidade variável. Viscosidade esta que é influenciada, por sua vez, pela proporção água-sedimento do fluido – quanto maior a quantidade de sólidos dissolvidos na água, maior a viscosidade. Dito isto, os pacotes de cascalho com arcabouço aberto foram carregados por fluidos mais viscosos, com maior disponibilidade de argilas para ocupar os espaços intersticiais e sustentar os grãos durante o transporte. Fluidos de menor viscosidade teriam carregado os pacotes cascalhosos de arcabouço fechado. Os contatos gradacionais normais são típicos desta sedimentação e ocorrem devido a episódios de fluxos torrenciais, com grandes quantidades de sedimentos sofrendo organização interna por influência da gravidade. Já a ocorrência de gradação inversa subordinada e localizada pode ter sido produzida por fluxos de grãos, com baixa ou nenhuma presença de argilas intersticiais, onde as colisões entre grãos provocam o peneiramento dos menores, que são filtrados para a base da sequência. Este entendimento é uma alternativa ao processo de deposição dos cascalhos de arcabouço fechado.

A ausência de canalizações e estruturas de sola nas camadas são indícios de que estes pacotes foram formados a partir de escoamentos superficiais. A espessura máxima observada para os perfis aliada à evidência de deposição por fluidos com viscosidades variadas, podem ser interpretadas como diversos pulsos episódicos de colúviação, com direção aos vales do relevo dissecado da região. Evidências de lateritização como cutículas ferruginosas recobrimo clastos indicam exposição subaérea, e a imaturidade e má seleção dos grãos mais grossos, além da ausência de orientação preferencial, são sugestivos de proximidade da área-fonte e de transporte de curta distância e duração. Assim, pode-se propor que a área-fonte destes depósitos tenham sido as maiores altimetrias da região, representadas por platôs e morros dissecados sustentados por perfis lateríticos-bauxíticos, que se concentram na porção sudeste de ambas as áreas.

A presença da AF2 em cotas altimétricas variadas e destoantes demonstra as afirmações de Costa (1991) de que estes perfis podem ocorrer tanto autóctones quanto alóctones. Sendo assim, os pacotes da AF2 observados em maiores altitudes, com espessuras reduzidas, que ocorrem principalmente na porção sudeste das áreas, são entendidos como ocorrências autóctones que não sofreram processo de transporte por fluxo gravitacional, enquanto os pacotes espessos, preenchendo em maior parte as áreas em suas porções setentrionais, em relevos mais rebaixados, são interpretados como produtos do acúmulo de transporte e deposição rápida em pulsos de fluxos de lama de composição caulínica, oriunda da alteração dos horizontes bauxíticos. Estes fluxos argilosos se deslocaram por instabilidade de

encostas para declives, provocados pela constante caulnização dos horizontes superiores de crostas lateríticas e subsequente lixiviação, preenchendo vales.

Estes pacotes espessos de argila da AF2 são interpretados como uma porção distal do sistema aluvial, onde a baixa competência do agente de transporte permite apenas a deposição de material fino, em lençóis, por escoamento superficial. A AF1 por sua vez representaria a porção proximal e intermediária destes leques, com menor alcance e maiores granulometrias que refletem uma capacidade de transporte maior devido ao declive maior destas porções, responsável por gerar maior força gravitacional (figura 29).

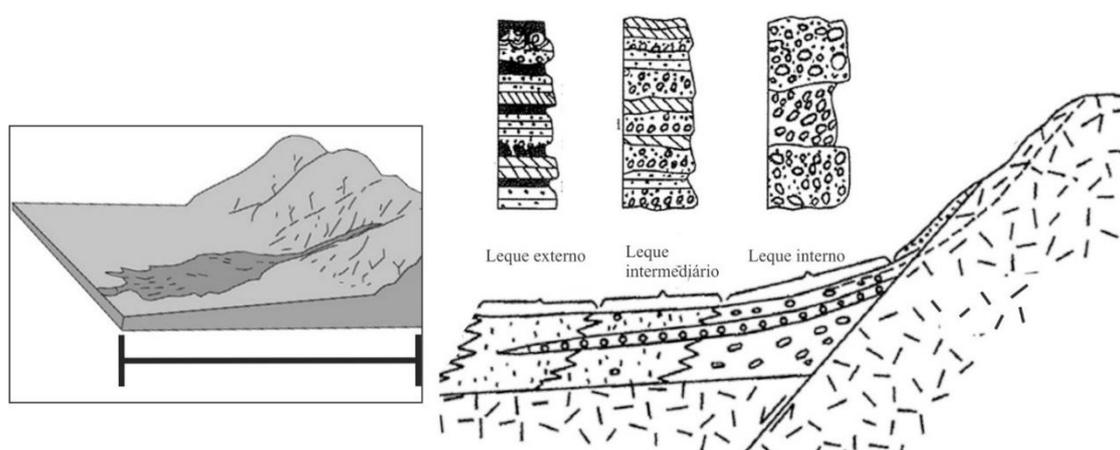


Figura 29- Modelo deposicional de leque aluvial. Fonte: Modificado de Yu *et al.* (2018) e Shanmugam (2021).

Os fatores de controle da sedimentação dentro de um sistema de leque aluvial também podem ser utilizados para interpretação dos pacotes em gradação normal e inversa, indicando que estas gradações representariam autociclos de expansão e regressão dos leques sob ação de sazonalidade, onde períodos de maior pluviosidade aumentam o aporte de sedimentos, causando a progradação do leque sobre a bacia, enquanto períodos de estiagem reduzem a competência dos canais distributários, que gradativamente transportam sedimentos mais finos, gerando perfis de granodescrescência ascendente na boca do alúvio. A interpretação de ciclos alogênicos para as gradações exigiria a evidência de contemporaneidade entre a tectônica da região e o processo de transporte e sedimentação destes perfis, o que não é observado aqui pela falta de estruturas nos perfis e pela falta de convoluções (figura 30).

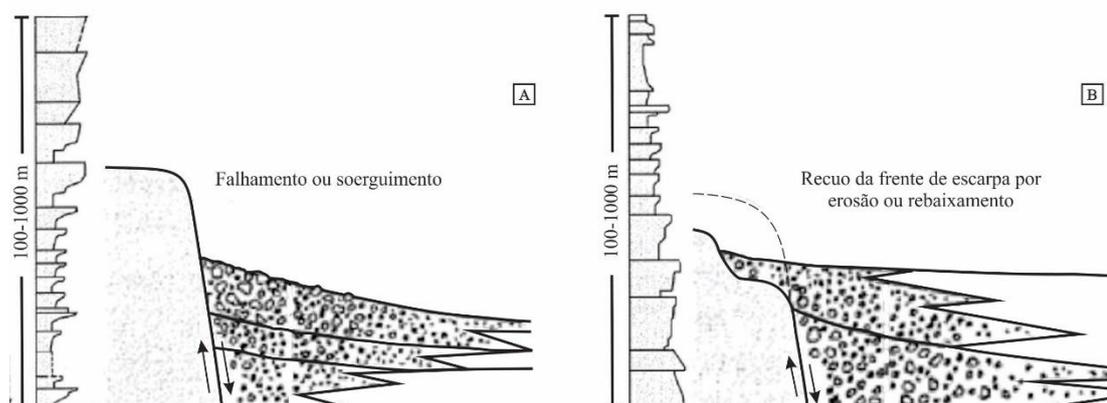


Figura 30- Sequência deposicional de um leque aluvial em A: um regime de soerguimento provocando progradação do leque e perfil granocrescente ascendente; e B: regime de recuo ou rebaixamento da escarpa por erosão ou rebaixamento tectônico, com conseqüente regressão do leque, gerando perfil de granodecrescência ascendente. Fonte: modificado de Yu *et al.* (2018).

7.5 POSICIONAMENTO ESTRATIGRÁFICO E CORRELAÇÃO COM AS UNIDADES SEDIMENTARES DAS BACIAS DO MARAJÓ E DO AMAZONAS

Os depósitos descritos aqui mostram claras evidências de laterização em seus arcabouços, que são compatíveis com os perfis lateríticos que se desenvolveram na região amazônica entre o Paleoceno e o Oligoceno, sobre as formações cretáceas das respectivas áreas – na Bacia de Marajó, Formação Ipixuna/Grupo Itapecuru; na Bacia do Amazonas, Formação Alter do Chão. Exemplos de evidências são a presença de pisólitos bauxíticos e ferruginosos, horizontes concrecionários, películas ferruginosas e pacotes argilosos superpostos. Porém, suas disposições laterais irregulares, espessuras variadas e relações de contato demonstram que parte destes perfis sofreram retrabalhamento posterior à sua formação. Dada a idade de formação destes corpos lateríticos proposta por diversos autores a partir de dados absolutos (Costa *et al.* 2005, Balan *et al.* 2005, Horbe 2014) e relações de contato com as unidades sedimentares mesozoicas das regiões e Juruti e Paragominas (Costa 1991, Kotschoubey *et al.* 1997, Lucas 1997, Horbe *et al.* 2001, Kotschoubey *et al.* 2005) a maior possibilidade é que estes depósitos gravitacionais tenham se estabelecido a partir do final do Paleógeno, quando da exposição destes a condições de rebaixamento do nível de base, que provocaram sua denudação e gradativa acumulação encostas abaixo.

Estudos sedimentológicos e paleogeográficos de diversos autores voltados ao nordeste do estado do Pará (Rossetti 2004, Rossetti & Góes 2007, Costa *et al.* 2009, Soares Jr. *et al.* 2011, Rossetti *et al.* 2013) demonstram que a região esteve submetida à deposição das formações Barreiras e Pirabas durante o início do Neógeno, provocada por uma tectônica intraplaca, responsável pela elevação da Serra do Tiracambu a sul. Paralelamente, a Bacia de Marajó nesta época sofreu abatimento de blocos e ingressão marinha, gerando acomodação que

foi preenchida por sedimentos marinhos e litorâneos. O limite desta transgressão é discutido, porém entre os perfis analisados, a presença destas unidades não é notada, portanto é admitido aqui que o Mar de Pirabas não alcançou os entornos de Paragominas, o que proporcionou exposição subaérea e processos erosivos nessa porção. Desta forma, entende-se aqui que os corpos expostos nessa área durante o Neógeno Inferior sofreram processos intempéricos e denudacionais, com o desenvolvimento de depósitos de colúvio a partir de deslocamentos de massa.

No âmbito da área 2, Dentro da Bacia do Amazonas, a partir de estudos sedimentológicos e palinológicos de Roza *et al.* (2005), Nogueira *et al.* (2006), Soares *et al.* (2015), Guimarães *et al.* (2015) e Bezerra (2018), há o entendimento de que entre o Mesomioceno e o Plioceno, a bacia recebeu a deposição da Formação Novo Remanso nas proximidades do atual canal do Rio Amazonas, e conforme Bezerra (2018) demonstrou em análises de paleoterraços deste mesmo rio, a sedimentação desta formação se limitou às baixas topografias da região, estando desvinculada dos processos denudacionais que regeram as formas elevadas a sul e a norte, responsáveis pela formação de depósitos colúviais.

Com base nas observações, é possível interpretar tanto 1) uma relação de simultaneidade entre a deposição das unidades sedimentares das áreas de estudo com os sedimentos de colúvio nas elevações topográficas, ou 2) os depósitos colúviais possuem idade mais recente que as formações Pirabas e Barreiras (área 1) e Novo Remanso (área 2). Devido à ausência de registros de afloramentos representantes destes depósitos colúviais em contato com as formações citadas, não é possível determinar qual possibilidade é correta.

8. EVOLUÇÃO DA REGIÃO AMAZÔNICA AO LONGO DO PALEÓGENO

8.1 ÁREA 1 – PARAGOMINAS – BACIA DE CAMETÁ

O regime de estabilidade tectônica que se abateu sobre o nordeste do estado do Pará, após o recuo do Mar epicontinental Ipixuna e o soerguimento do Arco Capim e da Serra do Tiracambu a sul da área no Paleoceno, foi um fator crucial para desenvolvimento das crostas lateríticas-bauxíticas sobre a Formação Ipixuna e o Grupo Itapecuru recém-depositados (Costa 1991, Kotschoubey *et al.* 1997, 2005, Soares Jr. 2002, Soares Jr. *et al.* 2011). Tal laterização foi acompanhada de um processo de pediplanação desta região então elevada, gerando uma paisagem dominada por platôs extensos, que hoje marcam a superfície de aplanamento equivalente à SA1 de Horbe *et al.* (2001) ou à superfície Superior de Kotchoubey *et al.* (2005) (figura 31B e C).

Após um pico de temperatura ocorrido no início do Eoceno (~47 Ma), uma queda vertiginosa do clima global alterou as condições tropicais (Mudelsee *et al.* 2014), reduzindo a cobertura vegetal, expondo as elevações da área a processos de degradação e erosão e provocando a instalação de drenagens encaixadas em estruturas pretéritas, então inativas (Costa *et al.* 1996, Costa & Hasui 1997). Este processo se iniciou na porção norte da área de Paragominas, onde hoje o relevo é mais rebaixado e alterado, e onde há maiores espessuras nos pacotes argilosos da AF2 observados na análise faciológica. Associada a uma tendência de estabilidade eustática, a atividade erosiva do período estabeleceu vales encaixados onde os sedimentos oriundos da degradação dos modelados elevados se acumularam, em um sistema deposicional de leque aluvial que se estendeu até o fim do período Oligoceno (~27 Ma) (Haq *et al.* 1987) (figura 31D).

Uma nova ingressão marinha na passagem Oligoceno-Mioceno aliada a uma tectônica transcorrente intraplaca reiniciaram a sedimentação no nordeste do Pará, dando origem à Formação Pirabas dentro da Plataforma Bragantina (Costa *et al.* 1996, Rossetti 2006, Soares Jr. *et al.* 2011). A deposição predominantemente carbonática desta unidade demonstra uma elevação da temperatura da região (Zachos *et al.* 2001a, Mudelsee *et al.* 2014), assim como a retração dos processos dissecivos dos altos morfológicos da mesma. Estes dois fatores não contribuíram apenas com a natureza da sedimentação de Pirabas, mas também com o desenvolvimento de um novo ciclo de aplanamento dos altos morfológicos. Ao longo deste período, novas laterizações foram responsáveis pelo surgimento da superfície equivalente à S2 de Horbe *et al.* (2001); a mesma observada por Kotschoubey *et al.* (2005). Tal superfície ficou bem delimitada

nos elevados mais rebaixados da área, onde boa parte do material original já havia sido removido pelas denudações anteriores, e onde a maior quantidade de material argiloso se acumulou, devido tanto à deposição de material por instabilidade de encostas oriundo dos primeiros platôs dissecados (tanto ao norte quanto ao sul) quanto pela subsequente ação intempérica do sedimento depositado, uma vez que os pacotes argilosos marcam também os topos dos perfis lateríticos como produto final da laterização (Costa 1991) (Figura 31E).

À medida que o Mar de Pirabas regrediu ao longo do período Mioceno, a sedimentação da formação homônima se tornou gradativamente mais detrítica, conforme é possível observar na sequência estratigráfica da própria formação, onde as fácies superiores adquirem um caráter menos fossilífero e mais detrítico do que as fácies basais (Góes *et al.* 1990, Brandão & Feijó 1994, Rossetti 2001, 2006, Figueiredo *et al.* 2009). Este material clástico foi derivado do novo ciclo de lixiviação de altos relevos da região de Paragominas e influenciaram a progradação da Formação Barreiras durante o Mioceno Médio-Tardio (Soares *et al.* 2007, Rossetti *et al.* 2013, Hoorn *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2021), além de variações climáticas (Mudelsee *et al.* 2014) que dificultaram a precipitação carbonática à medida que o Mioceno avançava. Como resultado, novos colúvios a sul do Mar de Pirabas se instalaram na área de Paragominas (Figura 31F).

Este ciclo encontrou seu pico durante a Regressão Tortoniana (Arai 2006), onde uma forte incisão em direção ao leque profundo do Amazonas foi provocada por uma forte regressão marinha. O Rio Capim também foi afetado por este evento, entalhando seu canal. Ao fim deste evento, com recuperação dos níveis eustáticos e estabilização da temperatura global, a área de estudo se encontrava na configuração atual (figura 31G).

8.2 ÁREA 2 – JURUTI-BELTERRA – BACIA DO AMAZONAS

O sistema em que se desenvolveram os depósitos desta região do estado do Pará tem forte relação com as condições às quais a Bacia do Amazonas foi submetida durante a primeira fase da Era Cenozoica, após a deposição da Formação Alter do Chão (figura 31A), que é considerada um intervalo de tempo em que esta região esteve sob relativo equilíbrio tectônico, marcada pelo desenvolvimento de espessos pacotes lateríticos bem desenvolvidos e suas capas argilas (Kotschoubey & Truckenbrodt 1981, Costa 1991, Kotschoubey *et al.* 1997) (Figura 31B e C), que podem hoje ser associadas à superfície de aplanamento regional SA1 descrita por Horbe *et al.* (2001). Porém aqui foi possível atestar que estes pacotes não estiveram estáveis ao longo de todo este período de cerca de 45 Ma.

Hoje já há o entendimento de que o último período do Paleógeno foi afetado pela reativação do Arco de Purus, que agiu como divisor geográfico entre as bacias de Solimões e do Amazonas entre a metade do Período Oligoceno até o Meso-Neomioceno (~33-12 Ma), rebaixando a primeira e gerando acomodação propícia à deposição da atual Formação Solimões durante o Mioceno (Nogueira *et al.* 2013, Lima Jr. 2021) (figura 31E). O bloco do piso do referido arco sofreu efeitos desta movimentação também, e com interferência de mudanças climáticas globais (Zachos *et al.* 2001a, Mudelsee *et al.* 2014) que, em associação a esta movimentação tectônica, iniciou processos denudacionais nas áreas de Juruti-Belterra e Presidente Figueiredo (áreas II e III), permitiu a instalação de sistemas de leques aluviais na região (figura 31D). Tais alúvios se instalaram ao longo das porções elevadas das áreas, preenchendo vales encaixados; vales estes desenvolvidos ao longo de zonas de fraqueza estabelecidas em estruturas pretéritas da Bacia do Amazonas que remontam ao desenvolvimento da bacia (Paleozoico) e sua expansão (Mesozoico) (Wanderley Filho 1991, Costa *et al.* 1996, Bemerguy 1997). Estas estruturas catalisaram o processo erosivo, provocando um encaixe de drenagens na região com direção principal NW-SE, NE-SW e N-S, das quais a mais representativa está posicionada sob o Rio Tapajós (Cortes 2020). Este sistema perdurou ao longo do Oligoceno até cerca de 27 Ma, e os sedimentos gerados pela erosão das encostas mais tarde abasteceram a deposição da Formação Novo Remanso junto ao material carregado dos escudos da Guiana e Brasil Central durante o Neógeno (Guimarães *et al.* 2015, Bezerra 2018, Albert *et al.* 2018).

Em um contexto de intensificação da atividade tectono-sedimentar entre o fim do Oligoceno (~27 Ma) e até o Mioceno Médio (~12 Ma), a área de estudo foi exposta a elevações de temperatura e nova laterização, que foi responsável pelo estabelecimento da superfície de aplanamento SA2 de Horbe *et al.* (2001). Esta superfície foi marcada pelo desenvolvimento de perfis lateríticos imaturos, com ausência de horizonte bauxítico, devido a fatores como a temperatura inferior à que se estabeleceu durante a primeira laterização (Zachos *et al.* 2001a), o aumento da atividade tectônica e o conseqüente aumento do processo erosivo e do aporte sedimentar (Costa *et al.* 1996, Nogueira *et al.* 2013).

A contínua elevação da Cadeia Andina mais a oeste (Hoorn *et al.* 1995, 2010) tornou, junto a um aumento da temperatura global durante o Mioceno, a atual região de Juruti-Belterra em uma área suscetível à deposição de um delgado pacote de sedimentos fluviais nas margens do Protorrio Amazonas: a Formação Novo Remanso (Rozo *et al.* 2005), que preencheu a Bacia do Amazonas a partir de material transportado das regiões elevadas a sul e a norte da calha do

rio (Rio Amazonas Cratônico (Lima Jr. 2021, Nogueira *et al.* 2021)). Nestas áreas elevadas, o processo de erosão adensou os pacotes de movimentos de massa contemporaneamente à formação supracitada sobre as lateritas geradas anteriormente, ao longo do Paleógeno, expandindo seus acúmulos de material grosso nos leques proximais e espessando os pacotes argilosos nas áreas distais, causando assim a inversão do relevo da região (figura 31F).

A discordância de escala regional provocada pela Regressão Tortoniana (Haq *et al.* 1987, Arai 2006, Figueiredo *et al.* 2009) durante a transição Mioceno-Plioceno permitiu a instalação de redes de drenagem em sentido ao Oceano Atlântico, provocando um episódio de intensa atividade erosiva, com redes de drenagem de alta energia, migrando de maiores altitudes para vales de declives elevados, tornando essa área em uma zona de *by-pass*, cessando a deposição da Formação Novo Remanso, transportando a carga sedimentar provinda tanto da área como dos Andes (agora em seu pico de elevação) para a foz do Rio Amazonas, instalando uma incisão de vale na calha e iniciando o estágio do Amazonas Andino (Figueiredo *et al.* 2009, Hoorn *et al.* 2017, Nogueira *et al.* 2021). Mais tarde, no Quaternário, com elevação eustática e arrefecimento climático, o rio adquiriria planícies de inundação mais amplas e espaço de acomodação para modelamento de barras ao longo do canal e das margens, em meandros alongados, estabelecendo-se desta forma em sua atual configuração (figura 31G).

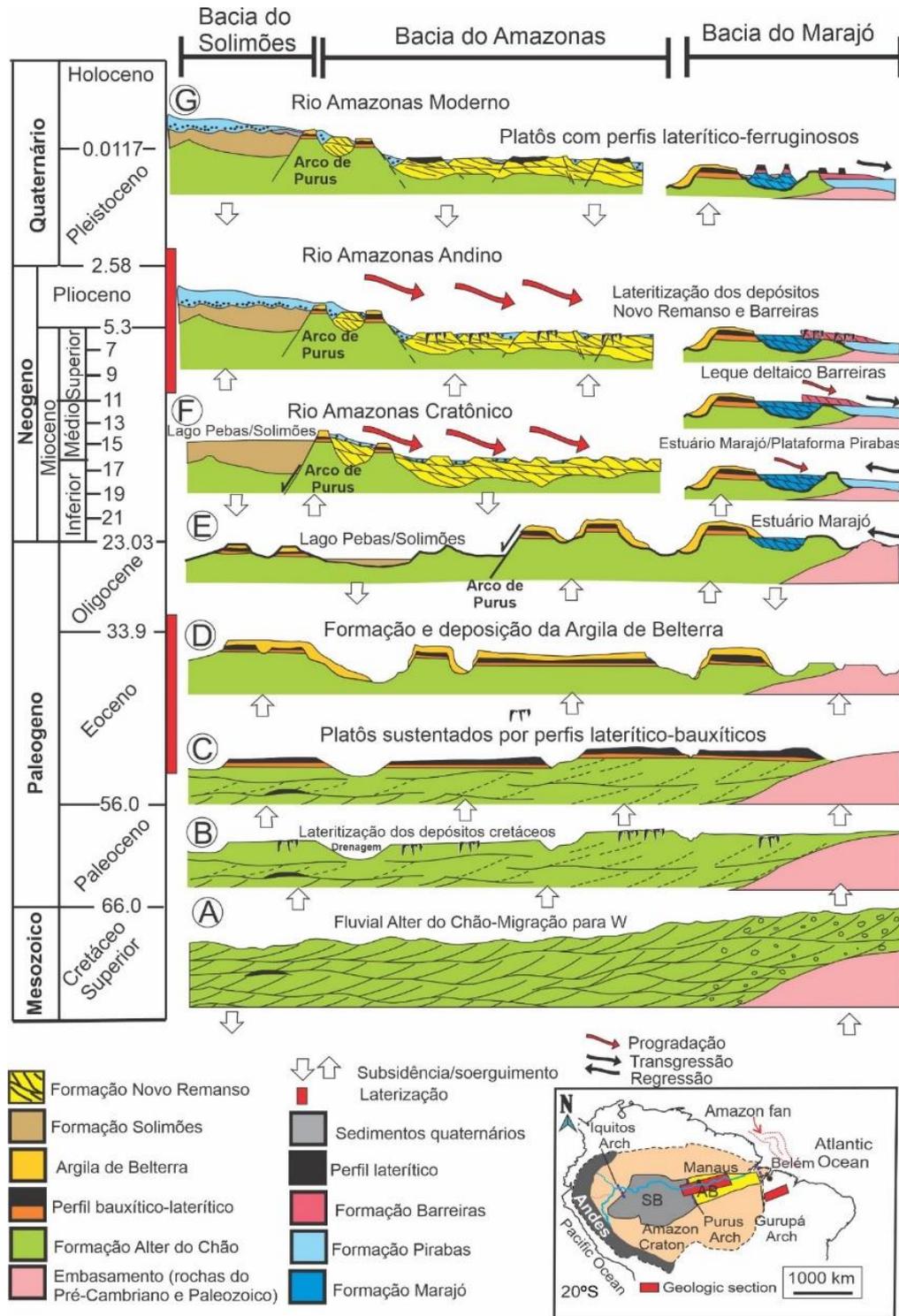


Figura 31- Evolução da Paisagem da região centro-oriental da Amazônia. A) Implantação do sistema de rios entrelaçados com migração para o Proto-Pacífico. B) e C), Soerguimento da porção Oeste da América do Sul formando platôs sustentados por perfis lateríticos-bauxíticos. D) Denudação dos platôs lateríticos-bauxíticos com a formação da Argila de Belterra *in situ* e ressedimentada para vales adjacentes do relevo. E) Aumento da subsidência da Bacia de Solimões e início da implantação do lago Pebas-Solimões; Bacia do Marajó é afetada com instalação do estuário do Marajó e Plataforma Pirabas. F) Instalação do Rio Amazonas Cratônico, registrado na Formação Novo Remanso; no Mioceno Médio ao Superior ocorre a deposição do leque deltaico do Barreiras, recobrendo a Bacia do Marajó e Plataforma Bragantina. G) Soerguimento das bacias do Solimões e Amazonas; o Rio Amazonas Andino se instala associado ao rebaixamento do Tortoniano (11 Ma). H) Perfis lateríticos ferruginosos são desenvolvidos nas formações Novo Remanso e Barreiras. Posteriormente ocorre a deposição do Quaternário.

9. CONCLUSÕES

9.1 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Durante o presente trabalho duas áreas de pesquisa no âmbito da Amazônia Oriental e Central foram analisadas para observação das características morfológicas de seus relevos e análises sedimentológicas e estratigráficas dos materiais acumulados em suas encostas, a fim de propor uma alternativa à evolução *in situ* dos platôs residuais que marcam a geomorfologia destas áreas. O estudo geomorfológico foi abordado através de análises do sensor SRTM, e através dele foi possível constatar três principais tipos de modelados de relevo que se subdividem em pelo menos cinco estágios de evolução, que demonstram que etapas de construção de corpos elevados de topo plano se intercalaram a períodos de intensificação de dissecação e acumulação de material detrítico, sendo os períodos de aplanamento ocorrendo no Neopaleoceno-Eoceno e Eomioceno-Mesomioceno, enquanto os períodos de erosão marcaram tanto o Mesoeoceno-Neooligoceno quanto o Neomioceno-plioceno. Os períodos de dominância do aplanamento das regiões concordam com estipulações de intervalos de desenvolvimento de perfis lateríticos propostos principalmente por estudiosos destes perfis (Costa 1991; Kotschoubey *et al.* 1996; 1997; Boulangé & Carvalho 1997; Lucas *et al.* 1997) e também com estudos de variação eustática e climática globais (Haq *et al.* 1987; Zachos *et al.* 2001a; Mudelsee *et al.* 2014), além de estipulações de períodos de desenvolvimento de superfícies de aplanamento regionais para a região amazônica (King 1956; Horbe *et al.* 2001; Rossetti 2004; Kotschoubey *et al.* 2005).

A análise sedimentológica e estratigráfica se concentrou nos processos típicos de depósitos aluviais e deslocamentos de massa descritos por Miall (1992), Yu *et al.* (2018) e Shanmugam (2021) e através destes processos foi possível observar duas associações de fácies, sendo AF1 compreendida de conglomerados maciços de arcabouço com sustentação variada, interpretados como produtos de fluxos de detritos provocados por instabilidade de taludes que geraram pacotes predominantemente maciços ou em granocrescência ascendente sob condições subaéreas, preenchendo porções proximais de leques aluviais, enquanto a AF2 é marcada por pacotes de argila caulínica com proporções variadas de clastos ferruginosos e de argila em seu arcabouço, que foi atribuída a diversos pulsos de escoamento de lama deslocados de vertentes em colapso durante períodos de redução de cobertura vegetal, que preencheram vales e marcam porções distais destes leques, sendo mais presentes, com espessuras maiores, nas porções a norte das áreas de estudo, indicando que estas áreas foram mais afetadas pela erosão e retrabalhamento, provavelmente devido à maior proximidade às drenagens das áreas (rios

Capim na área I e Amazonas na área II). Durante o levantamento de dados foi possível observar diferenças texturais, geométricas e de relações de contato entre perfis sem mobilização de material detrítico (*in situ*) e perfis retrabalhados, como a configuração em horizontes descrita por Costa (1991) e a ausência de canalizações e de superfícies erosivas. Desta forma, os perfis considerados *in situ* foram aqui reconhecidos como PHD (perfis com horizontes definidos) e PCM (perfis com conglomerado maciço), para diferenciá-los.

O Cenozoico da região amazônica é um tema intrincado e debatido entre pesquisadores de diversas áreas das ciências naturais e da terra, pois aborda uma gama de temas que se complementam. A questão do desenvolvimento do seu relevo, por exemplo, era considerada ao longo das últimas décadas como um reflexo de um processo quase exclusivamente estático e puramente químico, porém os resultados obtidos neste estudo mostraram que não só este relevo possui uma complexidade maior que a previamente estabelecida como também influenciou e foi influenciado por diversos eventos que marcaram a história cenozoica da Amazônia, como o soerguimento andino (Hoorn *et al.* 1995), o Arco de Purus e a *Mega Wetland* na Bacia de Solimões (Caputo 1984; Nogueira *et al.* 2013; Hoorn *et al.* 2010), a deposição da Formação Novo Remanso e das formações Pirabas e Barreiras (Rozo *et al.* 2005; Rossetti 2006; Nogueira *et al.* 2021) e as etapas da evolução do Rio Amazonas e do Rio Capim. Processos semelhantes de evolução de paisagem cenozoica também são observados ao longo dos anos na África tropical, na Austrália e EUA (McFarlane 1991; Bestland *et al.* 1996; Butt & Bristol 2013; Löhr *et al.* 2013; Kneeshaw & Morris 2014) e mudam as perspectivas a respeito deste período, principalmente do Paleógeno, que não mais é tido como um tempo estático e monótono.

9.2 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Uma série de limitações como tempo para logística de campo e processamento de dados inviabilizaram a abordagem de certas frentes de pesquisa durante o trabalho, que seriam bem-vindas na expansão do entendimento das áreas estudadas e na análise de viabilidade econômica dos depósitos bauxíticos que ocorrem nessas regiões. Tais limitações são listadas aqui como recomendações a trabalhos que venham a ser realizados no escopo da geomorfologia da região de Belterra-Jurutí e Paragominas, como auxílio à expansão do conhecimento científico e da pesquisa mineral. Recomenda-se:

- A expansão da amostragem de campo, primeiramente, para melhor compreensão das relações de altimetria com desenvolvimento de perfis PCM e acúmulo de pacotes de Argila

de Belterra, bem como expandir a análise faciológica para melhor compreender os processos que regeram o desenvolvimento da região em maior escala;

- Utilização de sensores remotos que operem em faixas radiométricas de radar banda P+, para entendimento do comportamento do terreno com mínima interferência da vegetação;
- Aumento da escala de mapeamento com uso de sensores de maior resolução espacial, como drones e fotografias aéreas, a fim de desenvolver o conhecimento a respeito da extensão dos corpos de colúvio que se formaram ao longo da evolução da região nos intervalos Eoceno-Oligoceno e Mioceno-Plioceno;
- Análise petrológica microscópica para melhor entendimento dos processos de alteração química e cimentação por óxidos ferrosos durante a consolidação destes depósitos detríticos em suas diversas etapas de formação.

REFERÊNCIAS

- Albert J.S., Val P., Hoorn C. 2018. The changing course of the Amazon River in the Neogene: center stage for Neotropical diversification. *Neotropical Ichthyology*, **16**(3): e180033.
- Albuquerque M.F.S., Horbe A.M.C., Soares T.M., Sousa E.M.D., Iza E.R.H.F. 2020. Airborne radiometric data for identifying lateritic surfaces in the southwestern Amazonia, Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, **175**: 1-16.
- Anaisse Jr. J. 1999. *Fácies costeiras dos Depósitos Itapecuru (Cretáceo), região de Açailândia, Bacia do Grajaú*. MD Dissertation, Centro de Geociências, UFPA, Belém, 86p.
- Anaisse Jr. J., Truckenbrodt W., Rossetti D.F. 2001. Fácies de um sistema estuarino-lagunar no Grupo Itapecuru, área de Açailândia/MA, Bacia do Grajaú. In: Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. (eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, 119-150.
- Arai M. 2006. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Revista do Instituto de Geociências da USP*, **6**(2): 1-6.
- Azevedo R.P. 1991. *Tectonic evolution of brazilian equatorial continental margin basins*. PhD Theses, Department of Geology, Imperial College, Londres, 455p.
- Babu M.J. R., Rao E.N.D., Kallempudi L., Chandra D.I. 2018. Mapping of aluminous rich laterite depositions through hyper spectral remote sensing. *International Journal of Geosciences*, **9**: 93-105.
- Balan E., Allard T., Fritsch E., Sélo M., Falguères C., Chabaux F., Pierret M.C., Calas G. 2005. Formation and evolution of lateritic profiles in the middle Amazon Basin: insights from radiation-induced defects in kaolinite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**(9): 2193-2204.
- Bemerguy R.L. 1997. *Morfotectônica e evolução paleogeográfica da região da calha do Rio Amazonas*. PhD Theses, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, CG-UFPA, Belém, 200p.
- Bestland E.A., Retallack G.J., Rice A.E., Mindeszenty A. 1996. Late Eocene detrital laterites in central Oregon: mass balance geochemistry, depositional setting, and landscape evolution. *GSA Bulletin*, **108**: 285-302.
- Bezerra I.S.A.A. 2018. *O Cenozoico Superior do centro-oeste da Bacia do Amazonas: paleobotânica do embasamento cretáceo e evolução do Rio Amazonas*. PhD Theses, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, IG-UFPA, Belém, 147p.
- Bezerra I.S.A.A., Nogueira A.C.R., Motta M.B., Sawakuchi A.O., Mineli T.D., Silva A.Q., Silva Jr. A.G., Domingos F.H.G., Mata G.A.T., Lima F.J., Riker S.R.L. 2022. Incision and aggradation phases of the Amazon River in central-eastern Amazonia during the Late Neogene and Quaternary. *Geomorphology*, **399**: 108073.
- Boulangé B. & Carvalho A. 1997. The Bauxite of Porto Trombetas. In: Carvalho A., Boulangé B., Melf A.F., Lucas Y. (eds.). *Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/FAPESP/ORSTOM, 55-73.
- Brandão J.A.S.L., Feijó F.J. 1994. Bacia do Pará-Maranhão. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1): 101-102.
- Butt C.R.M. & Bristol A.P.J. 2013. Relief inversion in the geomorphological evolution of sub-saharan West Africa. *Geomorphology*, **185**: 16-26.

- Calado W.M. 2017. *Gênese das bauxitas nodulares do Platô Miltônia-3, Paragominas-PA*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA, Belém, 70p.
- Caputo M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. Phd Theses, University of California, San Francisco, 583p.
- Caputo M.V. 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. In: Nascimento R.S.C., Horbe A.M.C., Almeida C.M. (orgs.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-Núcleo Norte, v.7, p.7-24.
- Cavalcante L.M. 2000. *Neotectônica na área do Tiracambú (NE do estado do Pará, NW do estado do Maranhão)*. MD Dissertation. Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA, Belém, 147p.
- Cortes J.P.S. 2020. *Controle estrutural e classificação do canal no Baixo Tapajós; Contribuições para a geomorfologia da Amazônia*. Phd Theses, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, 141p.
- Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(2): 146-160.
- Costa M.L. & Hasui Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa M.L. & Angelica R.S. *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-Núcleo Norte, v.1, p.15-19.
- Costa M.L. & Moraes E.L. 1998. Mineralogy, geochemistry and genesis of kaolins from the Amazon region. *Mineralium Deposita*, **33**: 283-297.
- Costa M.L., Fernandez O.J.C., Requelme M.E.R. 2005. O depósito de manganês do Azul, Carajás: estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica. In: Marini O.J., Queiroz E.T., Ramos B.W. (eds.). *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. Brasília, DNPM-CT/ADIMB, 227-333.
- Costa M.L., Sousa D.J.L., Angélica R.S. 2009. The contribution of lateritization processes to the formation of the kaolin deposits from eastern Amazon. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**: 219-234.
- Costa M.L., Cruz G.S., Almeida H.D., Poellmann H. 2014. On the geology, mineralogy and geochemistry of the bauxite-bearing regolith in the Lower Amazon Basin: evidence of genetic relationships. *Journal of Geochemical Exploration*, **146**: 58-74.
- Costa J.B.S., Hasui Y., Bemerguy R.L., Soares Jr. A.V., Villegas J.M.C. 2002. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **74**(3): 519-531.
- Costa J.B.S., Bemerguy R.L., Hasui Y., Borges M.S., Ferreira Jr. C.R.P., Bezerra P.E.L., Costa M.L., Fernandes J.M.G. 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos*, **4**(2): 23-44.
- Cunha P.R.C., Melo J.H.G., Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 227-251.
- Daemon R.F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**: 78-84.
- Daemon R.F. & Contreiras C.J.A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. SBG, 25º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. *Anais[...]*. v.3, p.79-92.

- Deller M.E.A. 2006. Facies discrimination in laterites using Landsat Thematic Mapper, ASTER and ALI data – examples from Eritrea and Arabia. *International Journal of Remote Sensing*, **27**(12): 2389-2409.
- Dennen W.H. & Norton H.A. 1977. Geology and geochemistry of bauxite deposits in the Lower Amazon Basin. *Economic Geology*, **72**: 82-89.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). 2006. *Sistema brasileiro de classificação de solos*. 2ª ed. Rio de Janeiro, EMBRAPA-SPI, 412p.
- Ferreira A.L., Almeida M.E., Reis N.J., Riker S.R.L., Rizzotto G.J., Quadros M.L.E.S. (orgs.). 2006. *Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Amazonas, escala 1:1.000.000*. Programa Geologia do Brasil (PGB), integração, atualização e difusão de dados da geologia do Brasil, mapas geológicos estaduais. Serviço Geológico do Brasil – CPRM, Superintendência Regional de Manaus/Companhia de Desenvolvimento do Estado do Amazonas – CIAMA.
- Figueiredo J., Hoorn C., van der Ven P., Soares E. 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*, **37**(7): 619-622.
- Furtado A.M.M. & Ponte F.C. 2013. Mapeamento de unidade de relevo do estado do Pará. *Revista GeoAmazônia*, **2**(2): 56-67.
- Góes A.M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. PhD Theses, Instituto de Geologia, USP, São Paulo, 171p.
- Góes A.M. & Coimbra A.M. 1996. Bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil. In: SBG-Núcleo Norte, 5º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Resumos expandidos*. p.186-187.
- Góes A.M. & Rossetti D.F. 2001. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-norte do Brasil. In: Rossetti D. F., Góes A. M., Truckenbrodt W. (eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, 15-30.
- Góes A.M., Rossetti D.F., Mendes A.C. 2007. Heavy mineral as a tool to refine the stratigraphy of kaolin deposits in the Rio Capim area, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**(3): 457-471.
- Góes A.M., Rossetti D.F., Nogueira A.C.R., Toledo P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **2**: 3-15.
- Grubb P.L.C. 1979. Genesis of bauxite deposits in the Lower Amazon Basin and Guianas coastal plain. *Bulletin of the Society of Economic Geologists*, **74**(4): 735-750.
- Guimarães J.T.F., Nogueira A.C.R., Silva Jr. J.B.C., Soares J.L., Alves R., Kern A.K. 2015. Palynology of the middle miocene-pliocene Novo Remanso Formation, Central Amazonia, Brazil. *Ameghiniana*, **52**(1): 107-134.
- Gunn A.G., Dorborb J.K., Mankelova J.M., Lustya P.A.J., Deadyc E.A., Shawa R.A., Goodenoughc K.M. 2018. A review of the mineral potential of Liberia. *Ore Geology Reviews*, **101**: 413-431.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**: 1156-1167.

- Hoorn C., Wesselingh F.P., ter Steege H., Bermudez M.A., Mora A., Sevink J., Sanmartín I., Sanchez-Meseguer A., Anderson C.L., Figueiredo J.P., Jaramillo C., Riff D., Negri F.R., Hooghiemstra H., Lundberg J., Stadler T., Särkinen T., Antonelli A. 2010. Amazonia through time: andean uplift, climate change, landscape Evolution and biodiversity. *Science*, **330**(6006): 927-931.
- Hoorn C., Guerrero J., Sarmiento G.A., Lorente M.A. 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*, **23**(3): 237-240.
- Hoorn C., Bogotá-A G.R., Romero-Baez M., Lammertsma E.I., Flantua S.G.A., Dantas E.L., Dino R., do Carmo D.A., Chemale Jr. F. 2017. The Amazon at sea: onset and stages of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin. *Global and Planetary Change*, **153**: 51-65.
- Hoorn C., Wesselingh F.P., ter Steege H., Bermudez M.A., Mora A., Sevink J., Sanmartín I., Sanchez-Meseguer A., Anderson C.L., Figueiredo J.P., Jaramillo C., Riff D., Negri F.R., Hooghiemstra H., Lundberg J., Stadler T., Särkinen T., Antonelli A. 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *Science*, **330**: 927-931.
- Hoorn C., Bogotá-A G.R., Romero-Baez M., Lammertsma E.I., Flantua S.G.A., Dantas E.L., Dino R., do Carmo D.A., Chemale Jr. F. 2017. The Amazon at sea: onset and stages of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin. *Global and Planetary Change*, **153**: 51-65.
- Horbe A.M.C. 2014. Idades paleomagnéticas de crostas lateríticas da Amazônia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **9**: 93-104.
- Horbe A.M.C. & Costa M.L. 1997. Solos gerados a partir do intemperismo de crostas lateríticas sílico-ferruginosas. *Acta Amazônica*, **27**(4): 241-256.
- Horbe A.M.C. & Costa M.L. 2005. Lateritic crusts and related soils in eastern Brazilian Amazonia. *Geoderma*, **126**: 225-239.
- Horbe A.M.C., Nogueira A.C.R., Horbe M.A., Costa M.L., Suguio K. 2001. A lateritização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo-Balbina, nordeste do Amazonas. In: Reis J. & Monteiro M.A.S. (coords.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-Núcleo Norte, v.2, p.145-176.
- Horton R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, **56**(3): 275-370.
- Howard A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation a summation 1. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **51**(11): 2246-2259.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. 2009. Manual técnico de geomorfologia. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 2ª ed. Rio de Janeiro. CD-ROM. Mapa escala 1:100.000. 182 p.
- Iza E.R.H.F., Horbe A.M.C., Silva A.M. 2016. Boolean and fuzzy methods for identifying lateritic regoliths in the brazilian Amazon using gamma-ray spectrometric and topographic data. *Geoderma*, **269**: 27-38.
- James M.J., Santos Jr. A.E.A., Costa J.S. 2018. Aspectos estratigráficos e análise de minerais pesados das formações Ipixuna, Barreiras e Pós-Barreiras, entre as cidades de Jacundá e

- Goianésia do Pará, Sub-bacia de Mocajuba, sudeste do estado do Pará. *Boletim UNESP – Geociências*, **37**(4): 759-773.
- King L.C. 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, **18**(2): 147-265.
- Kneeshaw M. & Morris R.C. 2014. The Cenozoic detrital iron deposits of the Hamersley Province, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **61**: 513-586.
- Kominz M.A., Miller K.G., Browning J.V. 1998. Long-term and short-term global Cenozoic sea-level estimates. *Geology*, **26**(4): 311-314.
- Kotschoubey B., Truckenbrodt W., Hieronymus B. 1996. Depósitos de caulim e argila *semi-flint* no nordeste do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**(2): 71-80.
- Kotschoubey B., Truckenbrodt W., Hieronymus B. 1997. Bauxite deposits of Paragominas. In: Carvalho A.; Boulangé B., Melfi A.J., Lucas Y. (eds.). *Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/FAPESP/ORSTOM, 75-106.
- Kotschoubey B., Truckenbrodt W., Calaf J.M.C. 2005. Evolução geológica da porção meridional da Província Bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (nordeste da Bacia do Grajaú, nordeste do Pará e extremo oeste do Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(2): 263-272.
- Kotschoubey B., Calaf J.M.C., Lobato A.C.C., Leite A.S., Azevedo C.H.D. 2005. Caracterização e gênese dos depósitos de bauxita da Província Bauxitífera de Paragominas, noroeste da Bacia de Grajaú, nordeste do Pará/oeste do Maranhão. In: Marini J.O., Queiroz E.T., Ramos B.V. (eds.). *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. Brasília. DNPM-CT/Mineral-ADIMB, 613-698.
- Kronberg B.I., Fyfe W.S., McKinnon B.J., Couston J.F., Stilianidi Filho B., Nash R.A. 1982. Model for bauxite formation: Paragominas (Brazil). *Chemical Geology*, **35**:311-320
- Lakshmi S.V., Tiwary R. 2018. Mapping bauxite ore using remote sensing and GIS. *International Journal of Pure and Applied Mathematics*, **119**(17): 3367-3375.
- Lima Jr. W.J.S. 2021. *O Neógeno e Pleistoceno da Amazônia Central: Palinoestratigrafia, paleoambiente e relação com os eventos evolutivos do Rio Amazonas*. PhD Theses, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA, Belém, 173p.
- Löhr S.C., Grigorescu M., Cox M.E. 2013. Iron nodules in ferric soils of the Fraser Coast, Australia: relicts of laterisation or features of contemporary weathering and pedogenesis? *Soil Research*, **51**: 77-93.
- Lucas Y. 1997. The bauxite of Juruti. In: Carvalho A., Boulangé B., Melf A.F., Lucas Y. (eds.). *Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/FAPESP/ORSTOM, 107-133.
- Maurity C.W. 2021. *Lateritização e sedimentação cenozoica na evolução da paisagem da Serra dos Carajás*. PhD Theses, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, IG-UFPA, Belém, 153p.
- McFarlane M.J. 1991. Some sedimentary aspects of lateritic weathering profile development in the major bioclimatic zones of tropical Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **12**(1): 267-282.

- Mendes A.C. 2010. *Litofácies e minerais pesados da Formação Alter do Chão (Cretáceo), região de Óbidos-PA, parte central da Bacia do Amazonas*. MD dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA, Belém, 62p.
- Mendes A.C. 2015. *Fácies e proveniência de depósitos siliciclásticos cretáceos e neógenos da Bacia do Amazonas: implicações para a história evolutiva do proto-amazonas*. PhD Theses, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA, Belém, 144p.
- Mendes A.C. & Truckenbrodt W. 2009. Proveniência de arenitos albianos (Grupo Itapecuru), borda leste da Bacia de São Luís-Grajaú, Maranhão, usando análise de minerais pesados e química mineral. *Boletim do Museu Emílio Goeldi*, **4**(1): 57-74.
- Miall A.D. 1992. Alluvial deposits. In: Walker R.G. & James N.P. (eds.). *Facies Models: Response to sea level change*. St. John, Geological Association of Canada, 119-142.
- Miranda M.C.C. 2005. *Fácies, petrografia e paleontologia de depósitos albianos do Grupo Itapecuru na área de Coroatá (MA), Bacia de Grajaú*. MD Dissertation. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA, Belém, 147p.
- Miranda M.C.C. & Rossetti D.F. 2006. Reconstituição paleoambiental de depósitos albianos na borda leste da Bacia de Grajaú MA. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**(4): 623-635.
- Monteiro H.S., Vasconcelos P.M.P., Farley K.A., Spier C.A., Mello C.L. 2014. (U-Th)/He geochronology of goethite and the origin and evolution of cangas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **131**: 267-289.
- Morais M.C., Martins Jr. P.P., Paradella W.D. 2011. Mapping iron-mineralized laterite environments based on textural attributes from MAPSAR image simulation – SAR R99B (SIVAM/SIPAM) in the Amazon region. *Revista Brasileira de Geofísica*, **29**(1): 99-111.
- Mudelsee M., Bickert T., Lear C.H., Lohmann G. 2014. Cenozoic climate changes: A review based on time series analysis of marine benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *AGU Reviews of Geophysics*, **52**: 333-374.
- Nascimento M.S. & Góes A.M. 2005. Distribuição estratigráfica e proveniência de minerais pesados das formações Ipixuna e Barreiras, região do Rio Capim, sul da Sub-bacia de Cameté. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(1): 49-58.
- Nascimento M.S. & Góes A.M. 2007. Petrografia de arenitos e minerais pesados de depósitos cretáceos (Grupo Itapecuru), Bacia de São Luís-Grajaú, norte do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(1): 50-63.
- Negrão L.B.A., Costa M.L. Pollmann H. 2014. O refinamento Rietveld aplicado a bauxita e cobertura argilosa de Juruti, Pará. In: SBG, 47º Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais[...]*. Salvador, p. 1544.
- Nogueira A.C.R., Silveira R., Guimarães J.T.F. 2013. Neogene-Quaternary sedimentary and paleovegetation history of the eastern Solimões Basin, Central Amazon region. *Journal of South American Earth Sciences*, **46**: 89-99.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Soares E.A.A. 1999. O icnogênero *Arthropycus* de depósitos sublitorâneos da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior) da Bacia do Amazonas, região de Presidente Figueiredo. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2): 135-140.

- Nogueira A.C.R., Horbe A.M.C., Paz J.D., Motta M.B., Rozo J.M.G. 2006. O Neógeno da Amazônia Ocidental. *In: SBG-Núcleo Norte, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Anais[...].* v.1, p.538-539.
- Nogueira A.C.R., Amorim K.B., Góes A.M., Truckenbrodt W., Petri S., Nogueira A.A.E., Bandeira J., Soares J.L., Baía L.B., Imbiriba Jr. M., Bezerra I.S., Ribas C.C., Cracraft J. 2021. Upper Oligocene-Miocene deposits of Eastern Amazonia: implications for the collapse of Neogene carbonate platforms along the coast of northern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, **563**: 110178.
- Pantoja H.M. 2015. *Mineralogia, geoquímica e minerais pesados do perfil laterito-bauxítico com cobertura e sua relação com o Grupo Itapecuru: Lavra Piloto Círiaco (Rondon do Pará).* MD Dissertation. Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, IG-UFPA, Belém, 70p.
- Pereira R., Carvalho M.A., Mendonça Filho J.G., Azevedo D.A. 2006. Ocorrência de esporos de fungos preservados em âmbar cretácico da Bacia do Amazonas, Formação Alter do Chão. *In: Perinotto J.A.J., Lino I.C., Saad A.R., Etchebere M.L.C., Morales N. (eds.). 7º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Serra Negra, IGCE/UNESP, Boletim [...],* p.101.
- Reis N.J., Almeida M.E., Riker S.L., Ferreira A.L. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas.* Programa Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia da Geologia do Brasil – Subprograma Mapas Geológicos Estaduais Escala 1:1.000.000. CPRM/CIAMA, Manaus, 125p.
- Rocha B.M. & Souza Filho C.R. 2013. Geração de bibliotecas espectrais de depósitos de bauxita brasileiros e exemplos de uso para prospecção de minérios de alumínio por sensoriamento remoto orbital. *In: Epiphany J.C.N. & Galvão L.S. (eds.). 16º Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Foz do Iguaçu. INPE, Anais[...],* 3509-3516.
- Ross J.L.S. 1992. O Registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. *Revista do Departamento de Geografia da USP*, **6**: 17-29.
- Rossetti D.F. 2001. Late Cenozoic sedimentary Evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**(1): 77-89.
- Rossetti D.F. 2004. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*, **169**: 151-174.
- Rossetti D.F. 2006. Evolução sedimentar miocênica nos estados do Pará e Maranhão. *Revista do Instituto de Geociências da USP*, **6**(2): 7-18.
- Rossetti D.F. & Góes A.M. 2003. Caracterização paleoambiental de depósitos albianos na borda sul da Bacia de São Luís-Grajaú: modelo de delta fluvial influenciado por tempestade. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(3): 299-312.
- Rossetti D.F. & Guimarães Netto R. 2006. First evidence of marine influence in the Cretaceous of Amazonas Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, **27**: 513-528.
- Rossetti D.F. & Santos Jr. A.E.A. 2006. Analyzing the origin of the Upper Cretaceous-?Lower Tertiary Rio Capim semi Flint (Pará state, Brazil) under a sedimentologic perspective. *Sedimentary Geology*, **186**: 133-144.
- Rossetti D.F. & Truckenbrodt W. 1997. Revisão estratigráfica para os depósitos do Albiano-Terciário Inferior (?) na Bacia de São Luís, Maranhão. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **9**: 29-41.

- Rossetti D.F., Truckenbrodt W., Góes A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região de Bragançana, nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*, **1**(1): 25-71.
- Rossetti D.F., Bezerra F.H.R., Dominguez J.M.L. 2013. Late Oligocene-Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth-Science Reviews*, **123**: 87-112.
- Rossetti D.F., Souza L.S.B., Prado R., Elis V.R. 2012. Neotectonics in the Northern equatorial Brazilian Margin. *Journal of South American Earth Sciences*, **37**: 175-190.
- Rozo J.M.G., Nogueira A.C.R., Carvalho A.S. 2005. Depósitos neógenos da Bacia do Amazonas. In: Horbe A.M.C. & Silva V.S. (coords.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Manaus, SBG-Núcleo Norte, v.4, p.201-207.
- Santos Jr. A.E., Rossetti D.F. 2003. Paleoambiente e estratigrafia da Formação Ipixuna, área do Rio Capim, leste da Sub-bacia de Cameté. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**: 313-324.
- Sarges R.R. 2008. *Relações entre as estruturas tectônicas, sedimentação coluvial e geomorfogênese da região de Manaus, Amazonas*. PhD Theses, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, IG-USP, São Paulo, 121p.
- Sarges R.R., Silva T.M., Riccomini C. 2011. Caracterização do relevo da região de Manaus, Amazônia Central. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **2**(1): 95-104.
- Schulz Jr. A. (org.) 2000. *Kaolin exploration in the Capim River region, state of Pará*. Rio de Janeiro, CPRM/DNPM, 16p.
- Shanmugam G. 2021. *Mass transport, gravity flows, and bottom currents: Downslope and alongslope processes and deposits*. Amsterdam, Elsevier, 571p.
- Shuster D.L, Farley K.A., Vasconcelos P.M., Heim J.A., Balco G., Monteiro H.S., Waltenberg K., Stone J.O. 2012. Cosmogenic ³He in hematite and goethite from Brazilian “canga” duricrusts demonstrate the extreme stability of these surfaces. *Earth and Planetary Science Letters*, **329-330**: 41-50.
- Silva A.Q., Paradella, W.D., Freitas C.C., Oliveira C.G. 2013. Evaluation of digital classification polarimetric SAR data for iron-mineralized laterites mapping in the Amazon region. *Remote Sensing*, **5**: 3101-3122.
- Silva A.J.P., Lopes R.C., Vasconcelos A.M., Bahia R.B.C. 2003. Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (orgs.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, 55-85.
- Silva T.G. 2015. *O Icnogênero Arthrophyucus: taxonomia e implicações paleoambientais para a Formação Nhamundá (Siluriano) da Bacia do Amazonas*. Relatório de Iniciação Científica, DEGEO/UFAM, Manaus, 18p.
- Soares E.A.A. 1998. *Fácies litorâneas glaciais da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior), na região de Presidente Figueiredo, AM, Bacia do Amazonas*. MD Dissertation, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, CG-UFPA, Belém, 122p.
- Soares E.A.A., Dino R., Soares D.P., Antonioli L., Silva M.A.L. 2015. New sedimentological and palynological data from surface Miocene strata in the central Amazonas Basin. *Brazilian Journal of Geology*, **45**(5): 337-357.

- Soares E.F., Zálan P.V., Figueiredo J.J.P., Trosdorf Jr. I. 2007. Bacia do Pará-Maranhão. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 321-329.
- Soares J.L., Silva Jr. J.B.C., Oliveira S.B.S.G., Abinader H.D., Nogueira A.C.R. 2006. Traços fósseis continentais nos depósitos da Formação Alter do Chão (Cretáceo/Terciário), na região de Manaus e Iraduba-AM. *In: SBG-Núcleo Norte, 9º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Anais[...]* v.1, p.506-509.
- Soares Jr. A.V. 2002. *Paleogeografia e evolução da paisagem do nordeste do estado do Pará e noroeste do Maranhão – Cretáceo ao Holoceno*. MD Dissertation, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, CG-UFGA, Belém, 118p.
- Soares Jr. A.V., Costa J.B.S., Hasui Y. 2008. Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: três fases distensivas. *Boletim UNESP – Geociências*, **27**(4): 427-437.
- Soares Jr. A.V., Hasui Y., Costa J.B.S., Machado F.B. 2011. Evolução do rifteamento e paleogeografia da Margem Atlântica Equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. *Boletim UNESP – Geociências*, **30**(4): 669-692.
- Soe M., Won-in K., Takashima I., Charusiri P. 2008. Lateritic soil mapping of the Phrae Basin, northern Thailand using satellite data. *Science Asia*, **34**: 307-316.
- Sombroek W.G. 1966. *Amazon Soils: A reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon region*. Wageningen, Centre for Agricultural Research Reports, 292 p.
- Strahler A.N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, **63**(11): 1117-1141.
- Tancredi A.C.F.N.S. 1996. *Recursos hídricos subterrâneos de Santarém*. PhD Theses, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, CG-UFGA, Belém, 153p.
- Truckenbrodt W. & Kotschoubey B. 1981. Argila de Belterra – cobertura terciária das bauxitas amazônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**(3): 203-208.
- Truckenbrodt W., Kostchoubey B., Góes A.M. 1982. Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte leste da região amazônica. *In: SBG-Núcleo Norte, I Simpósio de Geologia da Amazônia. Anais[...]*. Belém, **1**: 201-209.
- Truckenbrodt W., Kostchoubey B., Schellmann W. 1991. Composition and origin of the clay cover on north brazilian laterites. *Geologische Rundschau*, **80**(3): 591-610.
- Valeton I. 1999. Saprolite-bauxite facies of ferralitic duricrusts on paleosurfaces of former Pangaea. *Special Publications of the International Association of Sedimentologists*, **27**: 153-188.
- Vasquez M.L., Sousa C.S., Carvalho J.M.A. (orgs). 2008. *Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Pará, escala 1:1.00.000*. Programa Geologia do Brasil (PGB), integração, atualização e difusão de dados da geologia do Brasil, mapas geológicos estaduais. Serviço Geológico do Brasil – CPRM, Superintendência Regional de Belém.
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Ricci P.S.F., Barbosa J.P.O., Klein E.L., Lopes E.C.S., Macambira E.M.B., Chaves C.L., Carvalho J.M.A., Oliveira J.V.F., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Unidades Litoestratigráficas. *In: Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (orgs.). Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará*. Belém, CPRM, 113-216.

- Wadodkar M.R. & Ravisankar T. 2011. Mapping of lateritic soils of Midlands in Kerala using Resourcesat-1 LISS-III and SRTM DEM data. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, **39**(4): 537-546.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: Walker R.G. & James N.P. (eds.). Facies Models – Response to sea level change*. St. John, Geological Association of Canada. 1-14.
- Wanderley Filho J.R. 1991. *Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento*. MD Dissertation. CPGG-UFPA, Belém, 125p.
- Wizevich M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. *In: Miall A. D. & Tyler N. (eds.). The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Concepts in Sedimentology and Paleontology – Volume 3*. San Antonio, Society for Sedimentary Geology, 22-24.
- Yu X., Li S., Li S. 2018. Alluvial fan depositional system. *In: Yu X., Li S., Li S. Clastic hydrocarbon reservoir sedimentology. 2nd ed.* Cham-Suíça, Springer, 325-351.
- Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K. 2001a. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**(5517): 686-693.
- Zalán P.V. 2004. Evolução fanesozóica das bacias sedimentares brasileiras. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (orgs.). Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Beca, 595-612.
- Zalán P.V. & Matsuda N.S. 2007. Bacia do Marajó. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 311-319.