

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
DOUTORADO

Alex de Sousa Lima

ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MEARIM-MA A
PARTIR DO QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

Belo Horizonte – MG
Agosto/2013

Alex de Sousa Lima

ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MEARIM-MA A
PARTIR DO QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação
em Geografia da Universidade Federal de Minas
Gerais como requisito parcial à obtenção do título
de Doutor em Geografia.

Área de concentração: Análise Ambiental

Orientadora: Prof^a Dr^a Vilma Lúcia Macagnan
Carvalho

Belo Horizonte – MG
Agosto/2013

Universidade Federal do Maranhão – UFMA

Biblioteca Setorial do Campus de Codó

L732a Lima, Alex de Sousa.
2013 Análise geomorfológica da bacia hidrográfica do Rio Mearim – MA a partir do quadro geológico regional [manuscrito]. / Alex de Sousa Lima. – Belo Horizonte, 2013. xviii, 142 f.: il. (color.).

Tese (Doutorado) – Universidade Federal De Minas Gerais – UFMG, Programa de Pós-graduação em Geografia, 2013.

Orientadora: Vilma Lúcia Macagnan Carvalho.

Área de concentração: Análise Ambiental.

Bibliografia: f. 143-142

1. Relevo 2. Bacia Sedimentar. 3. Bacia Hidrografica do Rio Mearim – Teses. I. Carvalho, Vilma Lúcia M. II. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 556.53:551.4 (812.1)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



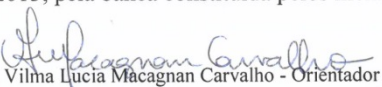
FOLHA DE APROVAÇÃO

**ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MEARIM-MA
A PARTIR DO QUADRO GEOLÓGICO REGIONAL**


ALEX DE SOUSA LIMA

Tese submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA, como requisito para obtenção do grau de Doutor em GEOGRAFIA, área de concentração ANÁLISE AMBIENTAL.

Aprovada em 13 de agosto de 2013, pela banca constituída pelos membros:


Prof(a). Vilma Lúcia Macagnan Carvalho - Orientador
UFMG


Prof(a). Cristiane Valeria de Oliveira
UFMG


Prof(a). Roberto Célio Valadão
UFMG


Prof(a). Helen Nébias Barreto
UFMA


Prof(a). Guilherme Taitson Bueno
PUC/Minas

Belo Horizonte, 14 de agosto de 2013.

DEDICATÓRIA

Aos meus familiares pelo apoio e presença em oração.

AGRADECIMENTOS

O meu agradecimento maior é para Deus, por me fazer acreditar, persistir, lutar e chegar a permanecer de pé perante as dificuldades impostas pelo dia-a-dia. Também pelo amor infinito com que tem me tratado, atendendo às minhas orações quando pedia uma orientação que me fizesse crescer, assim como a que tive até aqui; colocando amigos (anjos) tão especiais e me mostrando que nenhuma vitória acontece por acaso e sozinho. E, por fim, por ter me dado forças para superar problemas pessoais que quase me fizeram desistir. Obrigado, Senhor!

À Nossa Senhora das Graças pela intercessão poderosa, pela condução ao melhor caminho e pela valorosa e indispensável companhia. Grato eu sou, pelo teu imenso amor!

À minha esposa, Taiana, pela compreensão nas horas de ausência e pelo amor demonstrado nessa espera “dolorosa”. Também à minha filha, Maria Rafaele, que tem sido motivo de muita alegria e paz. Aos familiares de minha esposa, pois foram essenciais na vida pessoal para que eu chegasse até aqui.

Aos meus pais, pois sem o esforço deles eu não seria nada. Obrigado pela luta para me dar uma boa formação! Aos meus irmãos, Adelino e Dilermando, pelas orações, pela atenção e pelo companheirismo.

À minha orientadora, meu muitíssimo obrigado, pois quando tudo parecia perdido e desacreditado me trouxe palavras de profunda reflexão, orientação e indicação dos bons caminhos para a vida e para a conclusão desta pesquisa. Agradeço cada pergunta retórica nas muitas correções do texto, pois me conduziram a uma introspecção diária que me levaram a não descartar o óbvio, mas ir além dele. Mas acima de tudo, obrigado profa. Vilma Carvalho, por não ter desistido de mim, pois não foi fácil!

Aos meus professores do IGC/UFMG pela contribuição acadêmica indispensável ao meu amadurecimento, sobretudo aos professores(as) Ana Clara, Cristiane Oliveira, Bernardo Gontijo, Alloua Saadi, Cristina Augustin, Tânia Dussin por diretamente, nas salas de aula e aulas de campo, direcionarem o meu caminho acadêmico no doutorado. Em especial, ao professor Roberto Valadão pelas co-orientações fundamentais para a elaboração deste trabalho.

Aos professores que compuseram a banca de avaliação desta pesquisa, pois suas contribuições foram importantes para melhorar a redação final.

Aos meus professores do NPGEO/UFS, pela confiança e apoio, em especial, às professoras Aracy Fontes, Rosemary Melo e Souza, Maria Geralda de Almeida, Alexandrina Luz Conceição e Vera Lúcia, pelo acompanhamento no mestrado com respeito, atenção e zelo.

Aos meus professores da UFPI, os quais mantenho contato, pelo apoio e direcionamento, em especial ao professores(as) Francisco de Assis Veloso Filho, Cláudia Sabóia de Aquino, José Luís Lopes Araújo, Carlos Sait Andrade, Antônio Cardoso Façanha e Jaíra Alcobaça.

Aos meus colegas de curso durante o doutoramento, Iracildes Lima, Djalma, Nícia, Majaci, Bartira, Wilson, Mota Jr (*in memorian*), Jairo Rodrigues, Cecília, Antônio Aderson, Saul, Frederico Lopes, Bráulio Fonseca, Marcina, Wiliam Zanetti, Bruno Bedin, Mácio Lima, Marcos Nicolau, entre outros, mas em especial ao meu amigo, Waldemir Santos e família, pela amizade e apoio desde a seleção do doutorado.

Aos meus amigos do Apartamento 302, Alexandre Medeiros, Alexandre Guttemberg, Ricardo Kagimura, Manoel Pedro, Whittenberg, André Lino, Maurisan Lino, Jonathan, Jonas, Zé Geraldo, Irismar, Héliques, e aos meus amigos espalhados pelo ICEX/UFMG. Obrigado por cada dia na companhia de vocês, pois foram inesquecíveis!

À Paula (ex-secretária da Pós-Graduação), pelo bom serviço prestado e pelo respeito a todos. Obrigado!

Meu muito obrigado a Carlos Luís Pires (graduado em Geografia UFMG) por todas as vezes em que se colocou à disposição para me ajudar a desenvolver os mapas no ArcGis. Obrigado, meu amigo!

Aos meus amigos de Sergipe, Everton e Daniel, que sempre me deram um apoio fora de série.

Aos meus colegas de trabalho na UFMA pela ajuda e apoio durante esse processo de formação, em especial à Ilka Pereira, Rodrigo Bianchini, Inaldo Capistrano, José Carlos Aragão, Cristiane Dias, Paulo Brasil, Clara Marques, Aniceto Catanhade Filho, Jascira Lima, Larissa Oliveira, Carlos César, entre outros que estão sempre na torcida. Obrigado!

Aos meus irmãos de oração do G.O. Bom Pastor, pela companhia agradável, em especial aos amigos Adão, Jairo, Celson, Edelson (CSJ), Ivana, Ivanice e Pe. Jakob. Obrigado!

Enfim, a todos aqueles que direta e indiretamente contribuíram com meus dias durante a jornada de conclusão deste trabalho.

Muito obrigado!!!

Não julgues nada pela pequenez dos começos.
Uma vez fizeram-me notar que não se distinguem
pelo tamanho as sementes que darão ervas anuais
das que vão produzir árvores centenárias.

O segredo para dar mais **relevo** às coisas mais
humildes, mesmo às mais humilhantes, é amar.

Josemaría Escrivá

RESUMO

O relevo é o reflexo de muitas transformações ocorridas em tempos pretéritos, sob um conjunto de processos que se entrelaçam e se combinam até resultar em um produto dinâmico, aparentemente estático. Dessa forma, entende-se que a bacia hidrográfica seja uma unidade ideal para se compreender como tais transformações ocorrem. Nesse sentido, adotou-se a Bacia Hidrográfica do Rio Mearim-MA como objeto de estudo para a compreensão desses processos atuantes na dinâmica do relevo. O objetivo desta pesquisa foi o de caracterizar e compreender os aspectos geomorfológicos da referida bacia com base na evolução geológica da bacia sedimentar do Grajaú-São Luís. A metodologia pautou-se na análise e discussão do quadro geológico regional a partir da literatura, com a utilização complementar de tabelas, mapas, perfis e blocos-diagramas elaborados com a finalidade de se obter melhor visualização das informações pertinentes às formas do relevo. Inicialmente, analisaram-se as características hipsométricas e as declividades, através dos mapas e das tabelas, que permitiram considerar que a bacia do rio Mearim encontra-se em condições onde os processos de agitação se sobressaem sobre a degradação do relevo, sobretudo no baixo curso. Os resultados e as discussões dos perfis e dos blocos-diagramas apontaram para uma diferenciação entre o baixo e o médio curso, assim como para as porções leste e oeste da bacia. Também indicaram para uma individualização em duas áreas para o baixo curso. A análise morfométrica permitiu constatar que há energia insuficiente para formar novos canais, reflexo da baixa declividade da bacia. O índice de sinuosidade indica influência dos falhamentos, devido aos extensos cursos retilíneos. Propôs-se o modelo evolutivo da bacia do rio Mearim em cinco estágios: estágio I, Albiano, formação da pelo-drenagem; estágio II, Campaniano, ativação do falhamento e erosão regressiva; estágio III, Oligoceno Superior, rebaixamento do nível do mar e acentuação do processo erosivo; estágio IV, Mioceno Médio, dismantelamento da cobertura ferro-aluminosa e captura do Lineamento do rio Grajaú; e, estágio V, Plio-Pleistoceno, implantação das planícies e diferenciação das porções leste e oeste da bacia. A partir dos resultados obtidos foi possível destacar cinco unidades geomorfológicas, sendo elas: Unidade I, Alto Mearim-Grajaú; Unidade II, Relevo Dissecado do Médio Mearim; Unidade III, Superfície Dissecada do Pindaré; Unidade IV, Relevo Dissecado do Baixo Curso; e, Unidade V, Planície Flúvio-Lacustre e Marinha. Baseado nos resultados constatou-se que houve neotectonismo no baixo curso, responsável pela configuração das drenagens e das planícies flúvio-lacustres.

Palavras-chave: Relevo. Bacia Sedimentar. Bacia Hidrográfica do Rio Mearim.

ABSTRACT

The relief is reflective of many transformations occurred in past times, under a set of processes that intertwine and combine to result in a dynamic product apparently static. Thus, it is understood that the watershed is an ideal unit to understand how such transformations occur. Accordingly, we adopted the River Basin Mearim - MA as an object of study for understanding the dynamics of these processes acting relief. The objective of this research was to characterize and understand the geomorphological aspects of the basin based on the geological evolution of the sedimentary basin of the St. Louis-Grajaú. The methodology was based on the analysis and discussion of the regional geological framework from the literature, with complementary use of tables, maps, profiles and block-diagrams drawn in order to obtain better visualization of relevant information to the forms of relief. Initially, we analyzed the characteristics hypsometric and slope, through the maps and tables, which allowed considering the river basin Mearim is in conditions where the processes of aggradation excel on the degradation of relief, especially in the lower course. Results and discussions profiles and block - diagrams indicated a differentiation between low and medium distances, as well as the eastern and western portions of the basin. Also indicated for individualization in two areas to the lower course. The morphometric analysis have revealed that there is insufficient energy to form new channels, reflecting the low slope of the basin. The sinuosity index indicates the influence of faulting due to extensive courses straight. Proposed to the evolutionary model of river basin Mearim in five stages: stage I, Albian, formation of by - draining, stage II, Campanian, activation of faulting and regressive erosion, stage III, Late Oligocene, lowering of sea level and accentuation of the erosion process, stage IV, Middle Miocene, dismantling coverage aluminous and iron - capture Grajaú river Lineament, and stage V, Plio-Pleistocene, deployment plains and differentiation of the eastern and western portions of the basin. From the results we highlight five geomorphological units, as follows: Unit I , High - Mearim Grajaú; Unit II, Relief Dissected Middle Mearim; Unit III, the Dissected Surface Pindaré; Unit IV, dissected relief of the Lower Course, and, Unit V, Plain fluvial-lacustrine environment and Navy. Based on the results it was found that there was neotectonics in the lower course, responsible for the configuration of the drainage and fluvial-lacustrine plains.

Keywords: Relief . Sedimentary Basin . River Basin Mearim.

RESUMEN

El relieve es reflectante de muchas transformaciones ocurrieron en tiempos pasados, en virtud de un conjunto de procesos que se entrelazan y se combinan para dar lugar a un producto dinámico aparentemente estática. Por lo tanto, se entiende que la cuenca es una unidad ideal para entender cómo se producen tales transformaciones. En consecuencia, se adoptó la Cuenca del Río Mearim-MA como un objeto de estudio para la comprensión de la dinámica de estos procesos que actúan alivio. El objetivo de esta investigación fue caracterizar y comprender los aspectos geomorfológicos de la cuenca sobre la base de la evolución geológica de la cuenca sedimentaria del St. Louis-Grajaú La metodología se basó en el análisis y discusión del marco geológico regional de la literatura, con uso complementario de tablas, mapas, perfiles y bloques-diagramas elaborado con el fin de obtener una mejor visualización de la información pertinente a las formas del relieve. Inicialmente, se analizaron las características hipsométrico y pendiente, a través de los mapas y tablas, lo que permitió considerar la cuenca del río Mearim está en condiciones en las que los procesos de agradación sobresalir en la degradación de alivio, sobre todo en el curso inferior. Resultados y perfiles de los debates y en bloques diagramas indican una diferenciación entre bajas y medias distancias, así como las partes oriental y occidental de la cuenca. También indicado para la individualización en dos áreas al curso inferior. El análisis morfométricos han revelado que no hay energía suficiente para formar nuevos canales, lo que refleja la baja pendiente de la cuenca. El índice de sinuosidad indica la influencia de fallas debido a extensos cursos recta. Propuesta para el modelo evolutivo de la cuenca del río Mearim en cinco etapas: Etapa I, Albiense , formación de sub-drenaje, fase II, Campania, la activación de fallas y la erosión regresiva, fase III, Oligoceno Tardío, la reducción del nivel de mar y acentuación del proceso de erosión, el estadio IV, el Mioceno Medio , el desmantelamiento de la cobertura de alúmina y hierro -capture Grajaú río Lineamiento y la etapa V, Plio-Pleistoceno, despliegue llanos y la diferenciación de las partes oriental y occidental de la cuenca. De los resultados podemos destacar cinco unidades geomorfológicas, de la siguiente manera: Unidad I, de Alta Mearim Grajaú, Unidad II, Relieve disecado Mearim Oriente, Unidad III, la superficie Pindaré disecado; Unidad IV, el alivio de disección del curso inferior, y, Unidad V, Llanura ambiente fluvio-lacustre y marino. Con base en los resultados se encontró que había neotectónica en el curso inferior, responsables de la configuración del drenaje y llanuras fluvio-lacustres.

Palabras clave: Relieve. Cuenca Sedimentaria. Cuenca del Río Mearim.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Mearim e demais bacias maranhenses	21
Figura 2: Eixos de deposição da Formação Serra Grande e sua relação com a estrutura. (a) Eixos 1 e 2 sob a influência do arco de Xambioá, (b) Eixo 3 sob a influência do arqueamento da borda leste.....	29
Figura 3: Unidades Geotectônicas da Província Sedimentar do Parnaíba (modificado de GÓES, 1995 e atualizado por GÓES & ROSSETTI, 2001)	31
Figura 4: Formação do Oceano Atlântico Sul. (a) início do processo de rifteamento, (b) configuração dos continentes no Barremiano. (c) continentes Sul-Americano e Africano plenamente separados no Albiano	32
Figura 05: Mapa paleotectônico da Província Sedimentar do Meio-Norte, Aptiano-Albiano.	34
Figura 06: Desenvolvimento do rifteamento na região Meio-Norte do Brasil no Neotriássico-EoJurássico. O perfil A-A' destaca a instalação do Gráben de Calçoene da Bacia da Foz do Amazonas.....	38
Figura 07: Fases de desenvolvimento do Segundo Evento Extensional. (a) Eocretáceo (pré-Barremiano), onde o perfil A-A' evidencia a fase pré-rifte do Sistema de Grábens Gurupi; (b) Eocretáceo (Barremiano), onde o perfil A-A' apresenta a intrusão ígnea na Bacia do Parnaíba e soerguimento das sequências sedimentares paleozoicas; (c) Eocretáceo (início do Aptiano), onde o perfil A-A' mostra a subsidência e deposição da Sequência Codó-Grajaú na Bacia de Grajaú e Sistema de Grábens Gurupi; (d) Eocretáceo (metade do Aptiano), onde o perfil A-A' mostra a instalação de falhas normais e formação da Bacia de São Luís; e, (e) Eocretáceo (final do Aptiano), onde o perfil A-A' destaca a instalação de falhas normais sintéticas e antitéticas e a ampliação da Bacia de São Luís	40
Figura 08: Fases do Terceiro Evento Extencional. (a) Eocretáceo (início do Albiano), onde o perfil A-A' destaca a formação da Bacia de Barreirinhas; (b) Eocretáceo (início do Albiano), onde o perfil A-A' mostra a evolução da Bacia de Barreirinhas; (c) Eocretáceo (final do Albiano), onde o perfil A-A' destaca a evolução da Bacia de Barreirinhas; e, (d) Neocretáceo, onde o perfil A-A' destaca a ampliação da Bacia de Barreirinhas, a separação da América do Sul e da África e o início da formação da crosta oceânica	42
Figura 09: Final do Aptiano ilustrando a instalação de sistemas flúvio-lacustres nas bacias de Marajó e Bragança e Viseu e a invasão do mar nas bacias de São Luís e Grajaú, a partir da Bacia do Ceará.....	43
Figura 10: Mapa de localização da Bacia Sedimentar do Grajaú-São Luís	45
Figura 11: Mapa Geológico das bacias sedimentares do Parnaíba, Grajaú e São Luís.....	46
Figura 12: Localização da Província Bauxitífera de Paragominas	49
Figura 13: Perfil topográfico regional ao longo da BR-010 (Belém-Brasília) entre Açailândia e Ipixuna.....	51
Figura 14: Mapa dos lineamentos da bacia hidrográfica do rio Mearim	57
Figura 15: Mapa Geológico da bacia hidrográfica do rio Mearim.....	59

Figura 16: Esboço Morfoestrutural do Estado do Maranhão	66
Figura 17: Mapa Hipsométrico da bacia hidrográfica do rio Mearim.....	71
Figura 18: Frequências das classes altimétricas	72
Figura 19: Mapa de Declividade da bacia hidrográfica do rio Mearim	74
Figura 20: Frequência das classes de declividade.....	76
Figura 21: Localização dos perfis e blocos-diagramas: a) Posicionamento dos perfis longitudinais e transversais na área da Bacia Hidrográfica do rio Mearim; b) Posicionamento dos blocos-diagramas longitudinais e transversais na área da Bacia Hidrográfica do rio Mearim	77
Figura 22: Perfil Longitudinal 1 na área da bacia hidrográfica.....	78
Figura 23: Perfil Longitudinal 2 na área da bacia hidrográfica.....	78
Figura 24: Perfil Longitudinal 3 na área da bacia hidrográfica.....	78
Figura 25: Bloco-Diagrama 1 na área da bacia hidrográfica.	79
Figura 26: Bloco-Diagrama 2 na área da bacia hidrográfica.	81
Figura 27: Bloco-Diagrama 3 na área da bacia hidrográfica.	82
Figura 28: Perfil Transversal 4 na área da bacia hidrográfica.....	85
Figura 29: Perfil Transversal 5 na área da bacia hidrográfica.....	85
Figura 30: Perfil Transversal 6 na área da bacia hidrográfica.....	85
Figura 31: Perfil Transversal 7 na área da bacia hidrográfica.....	86
Figura 32: Bloco-Diagrama 4 na área da bacia hidrográfica.	87
Figura 33: Bloco-Diagrama 5 na área da bacia hidrográfica.	89
Figura 34: Localização dos meandros na folha de Arari, em destaque os rios Pindaré (esquerda) e Mearim (direita).....	91
Figura 35: Localização dos perfis transversais nos cursos de água principais: Perfis Pindaré(PP) de 1 a 5; Perfis Grajaú(PG) de 1 a 5; Perfis Mearim(PM) de 1 a 5. ...	92
Figura 36: Perfis Transversais dos cursos de água principais.....	93
Figura 37: Localização das lagoas e meandros na Folha de Lago Açu no baixo curso do rio Mearim e indicação possíveis controles estruturais.....	96
Figura 38: Localização dos Perfis Longitudinais na área da bacia hidrográfica.....	97
Figura 39: Perfis Longitudinais agrupados	98
Figura 40: Perfil Longitudinal do rio Pindaré com destaque para as subdivisões em trechos	98
Figura 41: Perfis Longitudinais dos trechos do rio Pindaré.....	100
Figura 42: Perfil Longitudinal do rio Grajaú com destaque para as subdivisões em trechos	101
Figura 43: Perfis Longitudinais dos trechos do rio Grajaú	102
Figura 44: Perfil Longitudinal do rio Mearim com destaque para as subdivisões em trechos	104
Figura 45: Perfis Longitudinais dos trechos do rio Mearim.....	105
Figura 46: Mapa Hidrográfico da bacia do rio Mearim	107

Figura 47: Estágios de Evolução da área da bacia hidrográfica do rio Mearim. (a) Primeiro Estágio: instalação de drenagem difusa. (b) Segundo Estágio: formação dos depósitos ferro-aluminosos e distinção dos blocos A e B. (c) Terceiro Estágio: as mudanças no nível eustático aceleram o processo de erosão regressiva; marca o início da captura do Lineamento do Rio Grajaú pelo rio homônimo. (d) Quarto Estágio: aceleração do processo de erosão regressiva com dismantelamento dos depósitos ferro-aluminosos e o captura do Lineamento do Rio Grajaú pela drenagem. (e) Quinto Estágio: desestruturação da cobertura ferro-aluminosa (crosta laterítico/bauxítica) na porção leste por processo erosivo mais acentuado; ativação de falhas no baixo curso da drenagem principal; e, implantação da planície flúvio-lacustre.....	114
Figura 48: Mapa de Compartimentação Geomorfológica da bacia hidrográfica do rio Mearim	121
Figura 49: Subsidência do bloco B em forma de flor, destacando os sub-blocos B', a oeste da bacia, B'', a leste e Bs ao centro.	125

LISTA DE TABELAS E DE QUADROS

Tabela 01: Distribuição das frequências segundo as classes altimétricas da Bacia do Mearim	72
Tabela 02: Distribuição das frequências segundo as classes de declividade da Bacia do Mearim.	75
Tabela 03: Hierarquia da bacia hidrográfica do rio Mearim, de acordo com Strahler (1952).	106
Quadro 01: Sequência Estratigráfica da Bacia do Parnaíba.....	34
Quadro 02: Episódios extensionais de formação do Oceano Atlântico Equatorial.....	37
Quadro 03: Regiões e Sistemas Naturais da Bacia do Mearim conforme Montes (1997)..	68

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

Cm – Coeficiente de Manutenção.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Dd – Densidade de Drenagem.

Dh – Densidade Hidrográfica.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária.

Eps – Extensão do Percurso Superficial.

Ic – Índice de Circularidade.

Ico – Índice entre comprimento e a área da bacia.

IGC – Instituto de Geociências.

Ir – Índice de Rugosidade.

Is - Índice de Sinuosidade.

Kc – Coeficiente de Compacidade.

MNT – Modelo Numérico do Terreno.

Rb – Relação de Bifurcação.

Rr – Relação de Relevo.

SAD – South American Datum.

SBG – Sociedade Brasileira de Geologia.

SIG – Sistema de Informação Geográfica.

SRTM – Shurtle Radar Topographic Mission.

Tt – Textura Topográfica.

UTM – Universal Transverse Mercator.

UFMG – Universidade Federal de Minas Gerais.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	19
2 PERCURSO METODOLÓGICO	23
2.1 Revisão Bibliográfica	23
2.2 Base de Dados Geocodificados	24
3 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA FORMAÇÃO DAS BACIAS SEDIMENTARES DO MEIO-NORTE DO BRASIL	28
3.1 As bacias sedimentares do Meio-Norte do Brasil	30
3.1.1 Bacia Sedimentar do Parnaíba	31
3.1.2 Bacia Sedimentar das Alpercatas	35
3.1.3 Bacia Sedimentar do Espigão Mestre	36
3.1.4 Bacia Sedimentar do Grajaú-São Luís.....	36
4 A BACIA SEDIMENTAR DO GRAJAÚ-SÃO LUÍS	37
4.1 Evolução do rifteamento de formação do Oceano Atlântico Equatorial	37
4.2 Estratigrafia	44
4.3 Província Bauxitífera de Paragominas	48
5 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MEARIM.....	54
5.1 A Constituição Geológica.....	54
5.1.1 Os Elementos Estruturais.....	54
5.1.2 Os Principais Lineamentos	55

5.1.3 As Formações Sedimentares e seus aspectos litológicos.....	58
5.2 Estudos Geomorfológicos na área da bacia.....	63
6 A COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MEARIM.....	70
6.1 Hipsometria e Declividade da Bacia do Mearim.....	70
6.2 Análise dos Perfis e dos Blocos-Diagramas.....	77
6.3 Morfometria da bacia hidrográfica do rio Mearim.....	106
6.4 Evolução da Paisagem da Bacia Hidrográfica do Rio Mearim.....	113
6.5 Compartimentação Geomorfológica da Bacia Hidrográfica do Rio Mearim.....	120
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS	127
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	134

1 INTRODUÇÃO

Os estudos de bacias sedimentares, no Brasil, datam desde o começo do século XX, voltados para as descrições de fósseis do devoniano (CLARKE, 1908 e 1913), persistindo mais fortemente até a década de 1940 (BARBOSA, 1949). Ainda nessa década, os trabalhos ganham um novo olhar quando partem para as caracterizações e as classificações geológicas das bacias sedimentares (CAMPBELL *et al*, 1949).

Na década de 1960, logo depois de duas décadas de especulações e “certezas” sobre o petróleo no país, tem-se um *boom* de artigos publicados nos congressos da Sociedade Brasileira de Geologia (SBG) relativos às estratificações, às estruturas e à evolução das bacias sedimentares, perfazendo um panorama geral das suas características principais. Estes estudos serviram como base para a exploração das reservas naturais de gás, petróleo, ferro, bauxita, entre outras.

A partir da década de 1970, os estudos tornaram-se mais específicos, sobretudo com o avanço das tecnologias e das técnicas de estudos, permitindo maior aprofundamento e conclusão nas análises estruturais e estratigráficas (CAPUTO *et al* 1972; CAMPANHA & MABESOONE, 1974; ALENCAR & PACCA, 1981; ARANHA *et al* 1990; FERNANDES, 1992). Diante destes estudos as bacias intracratônicas tiveram destaque, tanto pela extensão de suas áreas quanto por suas riquezas minerais, sendo elas: Bacia do Amazonas, Bacia do Paraná e Bacia do Parnaíba. Dá-se ênfase, neste trabalho, a esta última por estar diretamente associada à área de estudo descrita a seguir. Conforme a literatura, a bacia sedimentar do Parnaíba abrange área de estimada em 600 mil km², e é reconhecida através das seguintes denominações: Sinéclise do Parnaíba, Bacia Intracratônica do Parnaíba, Província Sedimentar do Parnaíba, Bacia Sedimentar do Meio-Norte e Bacia Sedimentar do Maranhão (ASMUS, 1972, CALDASSO, 1978, CUNHA, 1986, GÓES *et al* 1990, GÓES, 1995, LIMA & COSTA, 1996, MONTES, 1997, SOARES JÚNIOR, 2007, SANTOS & CARVALHO, 2009).

Para este trabalho, adota-se a compreensão de Góes & Rossetti (2001), como Província Sedimentar do Parnaíba ou Bacias Sedimentares do Meio-Norte do Brasil, pois entendem que o comportamento geotectônico possibilitou processos deposicionais distintos, permitindo subdividi-la em quatro unidades geotectônicas, a saber: bacia do Parnaíba, bacia do Espigão

Mestre, bacia das Alpercatas e bacia do Grajaú-São Luís (GÓES, 1995 e GÓES & ROSSETTI, 2001).

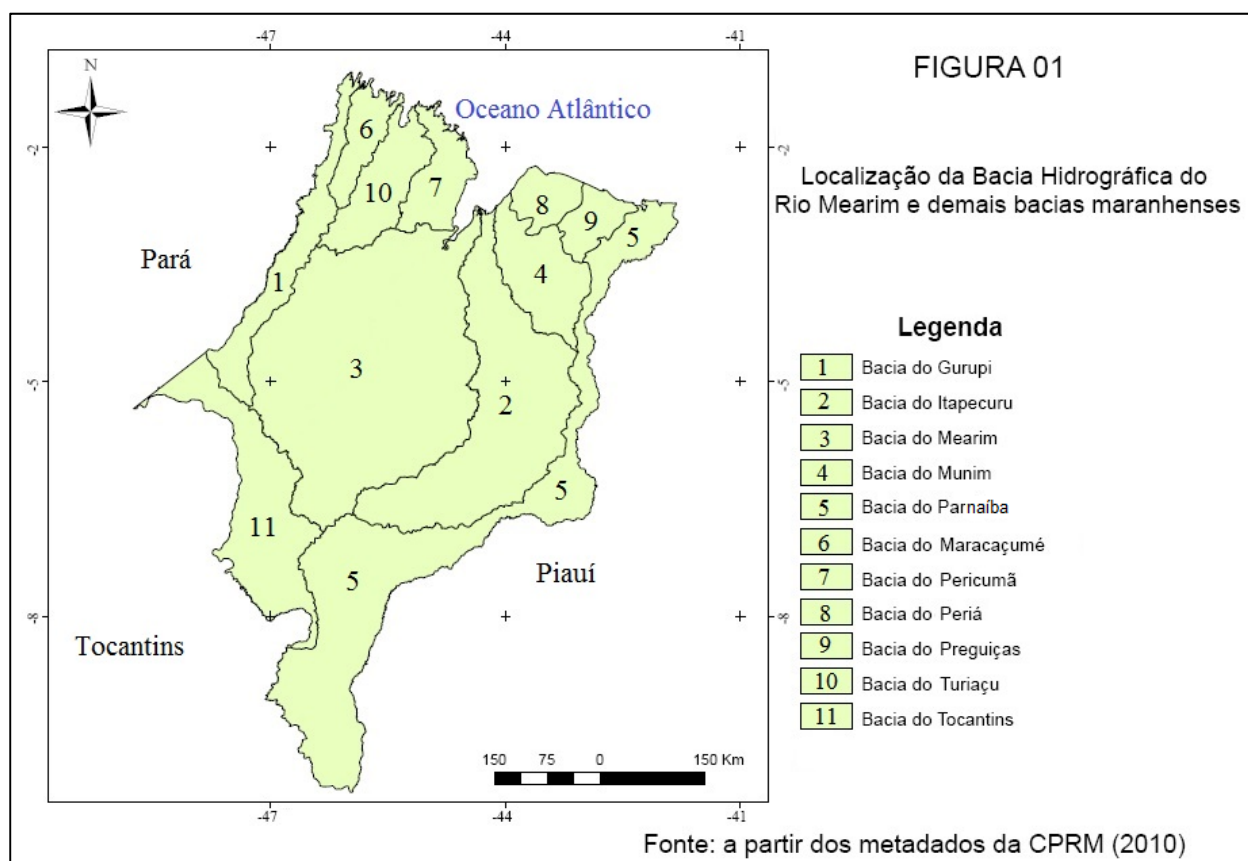
Todas as bacias sedimentares são importantes no contexto do Meio-Norte brasileiro, entretanto, destaca-se a bacia do Grajaú-São Luís por apresentar relevância econômica para o Estado do Maranhão, devido suas reservas naturais de gipsita (polo gesseiro de Grajaú-MA e Complexo de Gesso e Cimento de Codó-MA) e bauxita, na Província Bauxitífera de Paragominas. Segundo Kotshoubey *et al* (2005) tal província ocupa uma área de cerca de 50 mil km², situando-se nas porções leste do Estado do Pará e oeste do Estado do Maranhão, sendo considerada a reserva de bauxita principal do Brasil.

Há poucos trabalhos disponíveis que abordaram esta bacia sedimentar num âmbito mais específico de sua constituição e estruturação, sobretudo em relação às formas de relevo resultantes desse processo. Dos estudos publicados que versam sobre esta área/temática apenas o de Soares Júnior (2007) apresenta a evolução da paisagem, mas numa perspectiva geológica regional. Diante disso, buscando-se compreender o processo de formação da bacia sedimentar em questão, optou-se pela escolha de uma bacia hidrográfica que pudesse representar parte dessa evolução da paisagem. Nesse sentido, considera-se tal unidade como fundamental, pois tem vantagens sobre as unidades de planejamento definidas por outros conceitos, pois utiliza-se de critérios geomorfológicos, os divisores de águas (BOTELHO, 1999).

A bacia escolhida como representativa foi a bacia hidrográfica do rio Mearim, localizada na porção centro-norte do Estado do Maranhão entre as latitudes de -4° a -8° e longitudes de -48° a -44° (Figura 1). Apresenta características importantes, sobretudo por ser eminentemente maranhense, ocupar uma área de 98.397 km², aproximadamente 30% da área total do estado, abranger terras de 77 municípios e pelo valor econômico mineral contido em sua área. A litologia da área comporta significativos depósitos de gipsita e bauxita, além de recentemente ganhar maior relevância por abrigar potencial para gás natural e, possivelmente, petróleo em condições econômicas de exploração. A área apresenta um relevo diferenciado, *a priori*, pela variação litológica, principalmente pelos depósitos de bauxita, associada ao comportamento da drenagem e pela influência estrutural (ASMUS & PORTO, 1972), sobretudo aos lineamentos e aos soerguimentos pretéritos.

A hipótese é de que a bacia hidrográfica do Rio Mearim, ao longo de determinado tempo geológico, teve seu relevo compartimentado em pelo menos três áreas distintas: o baixo curso em relação ao médio/alto curso e a diferença entre as porções leste e oeste da bacia, no

médio/alto curso. Mediante isso, perceberam-se algumas lacunas que careciam de respostas, tais como: como se deu o processo de ruptura do relevo entre o contato do médio e o baixo curso? Como a evolução do relevo da bacia do Rio Mearim permitiu a conservação das altitudes do médio curso na porção oeste, mais do que a porção leste? Como se dá a relação entre o relevo dessa bacia hidrográfica com a evolução geotectônica da bacia sedimentar do Grajaú-São Luís? Como o processo de formação do relevo permitiu que a foz do Rio Mearim adquirisse tal configuração? Acredita-se que esta pesquisa, através da compreensão dos eventos geológicos pretéritos ocorridos na bacia sedimentar do Grajaú-São Luís, pode contribuir para o entendimento dos aspectos geomorfológicos que constituem a bacia hidrográfica do rio Mearim, pois os trabalhos encontrados na literatura disponível não versam sobre os aspectos genéticos.



Neste sentido, o objetivo desta pesquisa foi o de entender como ocorreu a evolução geológica da bacia do Rio Mearim e como essa evolução está refletida nos aspectos geomorfológicos atuais, através de sua caracterização. Para chegar a essa compreensão alguns objetivos específicos foram estabelecidos:

Fazer a síntese do quadro geológico estrutural da formação das bacias sedimentares do Meio-Norte do Brasil, com foco na bacia sedimentar do Grajaú-São Luís e sua caracterização, apontando o processo de diferenciação litológica da Província Bauxitífera de Paragominas;

Identificar e analisar os aspectos geomorfológicos da bacia hidrográfica do rio Mearim-MA através dos aspectos estruturais e litológicos da bacia sedimentar do Grajaú-São Luís e dos produtos auxiliares, como Mapa de Declividade, Mapa Hipsométrico, perfis topográficos e fluviais;

Proposição de um modelo evolutivo para a área e de um mapa de compartimentos geomorfológicos a partir dessa proposta evolutiva.

Tem-se a expectativa de que os resultados dessa pesquisa possam fundamentar novos estudos, mas, sobretudo suscitar discussões, enriquecendo o debate sobre os aspectos geomorfológicos desta área. Além disso, também se espera que as bacias hidrográficas inseridas dentro da bacia sedimentar do Grajaú-São Luís sejam estudadas futuramente, assim como trabalhos verticalizados, complementando os conhecimentos dessa bacia sedimentar.

2 PERCURSO METODOLÓGICO

Esta pesquisa é de natureza mista entre bibliográfica e de laboratório. Os aspectos bibliográficos baseiam-se, em parte, em Santos *et al* (2010), que estabelecem que deve ser designada como análise teórica, resultando de um conjunto de pesquisas científicas pertinentes ao problema investigado, desconsiderando o trabalho de campo e de laboratório. Entretanto, primou-se pelo trabalho de laboratório, sobretudo na análise de mapas, de cartas, de outros documentos cartográficos e do uso de programas que possibilitaram elaborar, sintetizar e avaliar de forma mais precisa o que foi lido, principalmente, fazendo-se reflexões e considerações pertinentes, desconfigurando a repetição exaustiva dos textos consultados. Nesse sentido, entende-se que ao final deve-se propor algo inovador mediante o que foi pesquisado. Este capítulo tem por finalidade apresentar o percurso metodológico utilizado durante o desenvolvimento desta pesquisa.

2.1 Revisão Bibliográfica

Utilizou-se de ampla consulta bibliográfica, sobretudo as de caráter geológico e geomorfológico como suporte a todas as etapas de desenvolvimento desta pesquisa. Inicialmente, tal consulta revelou o período inicial das publicações que datam desde a década de 1960, com os artigos publicados nos Congressos Brasileiros de Geologia. Esta revisão da literatura geológica possibilitou identificar e especificar os eventos geotectônicos ocorridos desde o Mesozóico, quando da separação dos continentes, desde a formação dos riftes, aos processos de preenchimento da Província Sedimentar do Meio-Norte ou Província Sedimentar do Parnaíba. O processo de formação dos continentes, com a deriva continental, permitiu reconstruir a história geológica desta província e possibilitou a compreensão dos seguintes aspectos: as sequências estratigráficas de *rift*, de *pós-rift* e de margem passiva e das três fases distensivas da evolução geotectônica, as quais foram de fundamental importância na compreensão da gênese do relevo da bacia hidrográfica do rio Mearim.

Para a execução desta etapa foi importante a consulta aos mapas, cartogramas e ilustrações disponíveis na literatura, pois contribuíram com a compreensão do processo de formação dessa província sedimentar e o entendimento, fragmentado, da evolução da bacia sedimentar do Grajaú-São Luís.

2.2 Base de Dados Geocodificados

As informações cartográficas foram processadas no ambiente do *software Arcview 9.3*. Optou-se por trabalhar com os dados da *Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM)*, que segundo Silva e Rodrigues (2009) podem ser obtidos no site da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), Brasil em Relevo (<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/>). Em “download do SRTM” selecionou-se “MA” e foram utilizadas as folhas que abrangem a bacia do rio Mearim, a saber: Sa-23-Y-C, Sa-23-Y-D, Sa-23-Z-A, Sa-23-Z-C, Sb-23-V-A, Sb-23-V-B, Sb-23-V-C, Sb-23-V-D, Sb-23-X-A, Sb-23-X-C, Sb-23-Y-A, Sb-23-Y-B, Sb-23-Z-A. Conforme os autores, as imagens encontram-se em estado de compatibilidade com a escala de 1:250.000. Sua utilização é justificada por apresentarem sensores de visada vertical e lateral, permitindo reproduzir imagens que destacam a latitude (x), a longitude (y) e a altitude (z), isto é, o modelo digital do terreno. Este conjunto de dados possibilitou a obtenção das informações da variação hipsométrica, das classes de declividade e do modelo de elevação do terreno. Uma descrição sucinta sobre como foram confeccionados os mapas da bacia hidrográfica do rio Mearim estão descritos a seguir:

- i. Mapa Hipsométrico – foi elaborado segundo os procedimentos encontrados em Lemes e Pires (2009), os quais descrevem que a partir da geração de uma grade retangular, utilizando curvas de nível e pontos cotados, é possível construir um Modelo Numérico do Terreno (MNT). Esses dados possibilitaram uma observação na variação altimétrica do relevo da bacia do rio Mearim, sendo de suma importância na análise dos processos de dinâmica geomorfológica. Diante disso, para que houvesse uma melhor representação cartográfica convencionou-se a utilização de nove classes, a saber: 1-77 m; 78-154 m; 155-231 m; 232-308 m; 309-385 m; 386-462 m; 463-539 m; 540-616 m; e, maior que 617 m;
- ii. Mapa de Declividade – Este mapa foi gerado conforme Lemes e Pires (2009), ou seja, a partir de uma grade triangular (TIN) com curvas de nível e pontos cotados. Este produto destaca a declividade do relevo e serve de referência para a identificação de compartimentos geomorfológicos, não apenas por ela, mas associada, sobretudo à hipsometria e à geologia. Nesse sentido, adotaram-se as classes sugeridas pela EMBRAPA (1979): 0-3% (relevo plano); 3-8% (relevo suave ondulado); 8-20% (relevo ondulado); 20-45% (relevo fortemente ondulado); >45% (relevo montanhoso).

Convencionou-se o potencial energético para causar erosão segundo tais classes de declividade, onde: a classe de 0-3% representa potencial Muito Baixo, por haver processos de agradação se sobressaindo aos processos erosivos; a classe de 3-8% representa potencial Baixo devido à baixa intensidade do processo erosivo; a classe 8-20% representa potencial Forte, ao invés de algo como “moderado”, porque se entende que o processo de erosão é mais intenso que o anterior; a classe de 20-45% representa potencial Muito Forte por este apresentar sérias alterações na morfologia; por fim, a classe >45% representa potencial Extremamente Forte destacando relevos com frentes escarpadas (ex.: os relevos tabulares com recuos paralelos de vertentes);

- iii. Mapa Geológico – elaborado a partir da base digital do Projeto RADAMBRASIL das folhas Sa-23 (São Luís) e Sb-23 (Teresina), na escala de 1:1.000.000, com correções e ajustes à configuração da área da bacia do rio Mearim. Segundo Silva & Rodrigues (2009), os dados obtidos estão disponíveis no site do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, no GeoBank (<http://geobank.sa.cprm.gov.br/>). Cada folha contém os seguintes planos de informação: afloramentos, estrutura, hidrografia, litologia, planimetria e recursos minerais. Dentre estes planos de informação foram trabalhados apenas os de estrutura, litologia e hidrografia, pois contemplam os objetivos da pesquisa;
- iv. Mapa de Drenagem – obtido através da base digital do Projeto RADAMBRASIL das folhas Sa-23 (São Luís) e Sb-23 (Teresina) e corrigidas e ajustadas à configuração da área da referida bacia. Estes dados, como mencionado anteriormente, estão disponíveis no site da CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Com esta carta foi possível observar o padrão regional de drenagem, as influências das estruturas e a distribuição dos canais fluviais, em escala de 1:1.000.000, para a bacia do rio Mearim. Este produto foi utilizado para análise do comportamento da drenagem com relação à estrutura geológica e para desenvolver o estudo morfométrico contemplando as seguintes informações: área, perímetro, comprimento do rio principal, extensão dos cursos d’água, ordenação dos canais de cada ordem e amplitude altimétrica. Os parâmetros observados e analisados assim como suas respectivas fórmulas ou equações foram: i) hierarquia fluvial (STRAHLER, 1952); ii) índice de circularidade (MILLER, 1953): $Ic=A/Ac$ onde A é a área da bacia e Ac a área do círculo de igual perímetro da bacia estudada; iii) índice entre comprimento e a área da bacia (LEE & SALLE, 1970): $ICo=Db/\sqrt{A}$ onde Db representa o diâmetro da bacia e A a área da bacia; iv) densidade de drenagem (HIRUMA & PONÇANO, 1994): $Dd=\sum L/A$ onde L representa o total de comprimentos dos canais

(km) e A a área da bacia em km^2 ; v) densidade hidrográfica (HORTON, 1945): $Dh = \sum N/A$ onde N é o número total de canais dos rios e A a área da bacia; vi) coeficiente de manutenção (SCHUMM, 1956): $Cm = (1/Dd).1000$; vii) índice de sinuosidade (MILLER, 1953): $Is = Cc - Ev$ onde Cc é a distância do canal principal desde a nascente à foz (km) e Ev é a distância mais curta, em linha reta, da nascente à foz (km); viii) relação de bifurcação (HORTON, 1945): $Rb = Nu/Nu+1$ onde Nu corresponde ao total de segmentos de determinada ordem e $Nu+1$ corresponde ao total de segmentos de ordem imediatamente superior somado ao número 1; ix) relação de relevo (SCHUMM, 1956): $Rr = Hm/Lb$ onde Hm representa a amplitude altimétrica máxima da bacia e Lb é o comprimento (extensão) da bacia; x) extensão do percurso superficial (HORTON, 1945): $Eps = 1/2Dd$ onde Dd é o valor da densidade de drenagem; xi) coeficiente de compacidade (VILLELA & MATTOS, 1975): $Kc = 0,28.P/\sqrt{A}$ onde P é o perímetro da bacia (km) e A é a área da bacia (km^2); xii) textura da topografia (RODRIGUES & CARVALHO, 2009): $T = NwI/P$ onde NwI corresponde ao número de 1ª ordem e P ao perímetro da bacia; e xiii) índice de rugosidade (MELTON, 1957): $Ir = Hm.Dd$ onde Hm é a amplitude altimétrica e Dd a densidade de drenagem;

- v. Elaboração de perfis e blocos-diagramas – a finalidade desses produtos pautou-se na importância das representações diversas do relevo como auxílio na compreensão de suas formas. Foram elaborados três perfis longitudinais de sentido NE-SW (segmentos A-B, C-D e E-F) e quatro perfis transversais de direção NW-SE (segmentos G-H, I-J, K-L e M-N). Foram elaborados cinco blocos-diagramas obedecendo-se os mesmos direcionamentos dos cinco primeiros perfis, com as seguintes características: Bloco-Diagrama 1 (B-D1), possui comprimento de 296,8 km e largura de 13,1 km; B-D2, comprimento de 326,6 km e largura de 10,9 km; B-D3, comprimento de 348,1 km e largura de 10,9 km; B-D4, comprimento de 270,7 km e largura de 14,7 km; e, B-D5, comprimento de 303,9 km e largura de 13,6 km. Inicialmente, foram propostos sete blocos-diagramas, entretanto, os dois que se encontravam no baixo curso não somaram às análises dos perfis correspondentes sendo, então, desconsiderados. Seus comprimentos e larguras variaram conforme as especificidades da área da bacia hidrográfica, permitindo visualizar as rupturas de declive e favorecendo melhor análise e interpretação dos resultados. Elaboraram-se, também, cinco perfis transversais (entre 5 km a 9 km de largura) em cada curso de água principal, a saber: Perfis do rio Pindaré, Perfil 1 (PP1), Perfil 2 (PP2), Perfil 3 (PP3), Perfil 4 (PP4) e Perfil 5 (PP5); Perfis do rio Grajaú, Perfil 1 (PG1), Perfil 2 (PG2), Perfil 3 (PG3), Perfil 4 (PG4) e Perfil 5 (PG5); e, Perfis do rio

Mearim, Perfil 1 (PM1), Perfil 2 (PM2), Perfil 3 (PM3), Perfil 4 (PM4) e Perfil 5 (PM5).

O sentido de trabalhar com estes perfis transversais foi o de compreender a relação entre as formas e, os vários fatores que as influenciam, ex.: litologia, controle estrutural, entre outros. Criaram-se os perfis longitudinais dos rios Pindaré (A-B, 367,5 km), Grajaú (A'-B', 442,5 km) e Mearim (A''-B'', 539,1 km) e subdivididos em três seções cada. As seções foram feitas em escalas verticais diferentes, conforme Lima (2009), para poder dar melhor visibilidade aos detalhes. Também se adotou uma linha vermelha tracejada linear para servir de comparação com o perfil e entender melhor os processos. Todos estes materiais foram gerados a partir da mesma base de dados do mapa hipsométrico e trabalhados no ambiente do *software ArcGis/ArcScene 9.3*, entretanto, os gráficos dos perfis foram trabalhados no ambiente do *software Excel 2008* e a arte final feita no *software CorelDraw X4*;

- vi. Mapa de Compartimentação Geomorfológica – conforme Lemes & Pires (2009), torna-se fundamental a obtenção dos dados referentes à hipsometria, à declividade e ao modelo digital de elevação apoiados à geologia da área, pois esses dados facilitam a delimitação de cada unidade conforme a interpretação do pesquisador. Entende-se que, além disso, é necessário um aprofundamento não somente da geologia da área, mas do contexto geológico regional ao qual pertence. Nesse sentido, a elaboração desse mapa levou em conta os seguintes materiais para análise: Mapa Hipsométrico, Mapa de Declividade, Mapa de Drenagem, Perfis e Blocos-diagramas, consulta no ambiente *ArcGis 9.3* ao modelo de elevação do terreno e aos aspectos referentes à geologia local e regional. Para iniciar a compartimentação, dividiu-se a bacia, primeiramente considerando apenas os aspectos hipsométricos e de inclinação do relevo, sem considerar a geologia e a drenagem, com o intuito de construir as primeiras bases de análise da bacia. Em seguida, desconstruiu-se essa ideia inicial buscando-se, através das informações restantes, se chegar a um melhor produto. Ao final, foi possível entender a compartimentação geomorfológica da bacia hidrográfica do rio Mearim de maneira mais coerente com a escala adotada e aos processos genéticos. O processo de definição das unidades não contemplou o uso de registros fotográficos em campo por entender que não há uma representatividade considerável frente às suas áreas e ao que se poderia dar maior ênfase em termos de processos geomorfológicos atuais. Entretanto, imagens LandSat foram analisadas permitindo certa verificação de dados e informações.

3 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA FORMAÇÃO DAS BACIAS SEDIMENTARES DO MEIO-NORTE DO BRASIL

Com a separação do Gondwana, a sua porção oeste deu origem ao continente Sul-Americano, que para Schobbenhaus & Campos (1984), pode ser dividido em três grandes regiões tectônicas de primeira grandeza, distinguindo-se por sua diversidade de origens, idades e evolução estrutural, são elas: Plataforma Sul-Americana, Plataforma Patagônica e a Faixa de Dobramentos representada pela Cordilheira dos Andes e sistema montanhoso do Caribe.

Ao longo da constituição das plataformas, o relevo se comportou de maneira variável possibilitando o desenvolvimento de coberturas sedimentares e vulcânicas que preencheram três extensas bacias sedimentares com configuração de sinéclise: bacia do Amazonas, bacia do Paraná e bacia do Parnaíba. Além de outras pequenas bacias espalhadas pela plataforma. Entretanto, como salienta Asmus & Porto (1972), as bacias se moldaram aos processos de formação concomitante do Oceano Atlântico Sul.

As três bacias sedimentares apresentam semelhanças: são consideradas intracratônicas, seus sedimentos datam da Era Paleozóica e foram geradas em um período de relativa calma tectônica. A sedimentação ocorreu em três perspectivas diferentes: fase marinha, Ordoviciano, Siluriano e Devoniano; mista, no Carbonífero; e, continental, do Permiano ao Jurássico (SCHOBHENHAUS & CAMPOS, 1984).

Segundo Asmus & Porto (1972) dentre as bacias brasileiras situadas em crátons, apenas as porções altas e médias da bacia do Amazonas podem ser consideradas de influência direta do tectonismo de separação de placas, as outras, interpreta-se que fazem parte do processo de ajustamento da crosta, indiretamente relacionados a tal processo.

A bacia sedimentar do Parnaíba apesar de ter passado por períodos de aparente calma, foi influenciada por muitos eventos tectônicos relacionados ao processo de separação da Placa Sul-Americana da Placa da África, resultando em pequenos movimentos que foram capazes de promover alterações no ritmo de sedimentação. Os movimentos de subsidências e de soerguimentos expressos nos arcos (Xambioá, Ferrer-Urbano Santos e Alto Parnaíba) que se formaram por movimentos distensivos e compressivos da crosta, sobretudo na constituição da Borborema, além de uma série de (re)ativações de lineamentos, tais como: o Transbrasiliano e o Picos-Santa Inês.

Para Cunha (1986), o lineamento Picos-Santa Inês está disposto no sentido NW-SE, transversalmente ao lineamento Transbrasiliiano. Para o autor há uma faixa cataclasada que influencia na atual morfologia e que inclusive afeta dois afluentes do rio Itapecuru: os rios Pacumã e Correntes, além de promover grandes inflexões na drenagem dos rios Mearim, Grajaú e Pindaré que se distribuem no sentido noroeste, nos baixos cursos. Entende-se que tais lineamentos quando reativados promoveram implicações na superfície da litosfera, causando, ao longo dos anos, ajustes da drenagem a eles.

Para Aguiar (1971), a Província Sedimentar do Parnaíba se originou pela subsidência do cráton e foi preenchida através de três grandes eixos de deposição: o primeiro, através da área de Marajó-PA com direção sudeste e infletindo para leste a partir da região central do estado do Maranhão seguindo em direção a Tianguá-CE; o segundo, passando por Floriano-PI e Santa Filomena-PI; e, o último, partindo de Tianguá-CE, com direção nordeste através do estado do Ceará. Com isso, o autor explica que possivelmente existia uma ligação com a bacia Amazônica considerando o primeiro eixo, um contato com a bacia do Paraná, no segundo eixo, e um contato com o mar através das áreas de Marajó e na costa cearense (Figura 02).

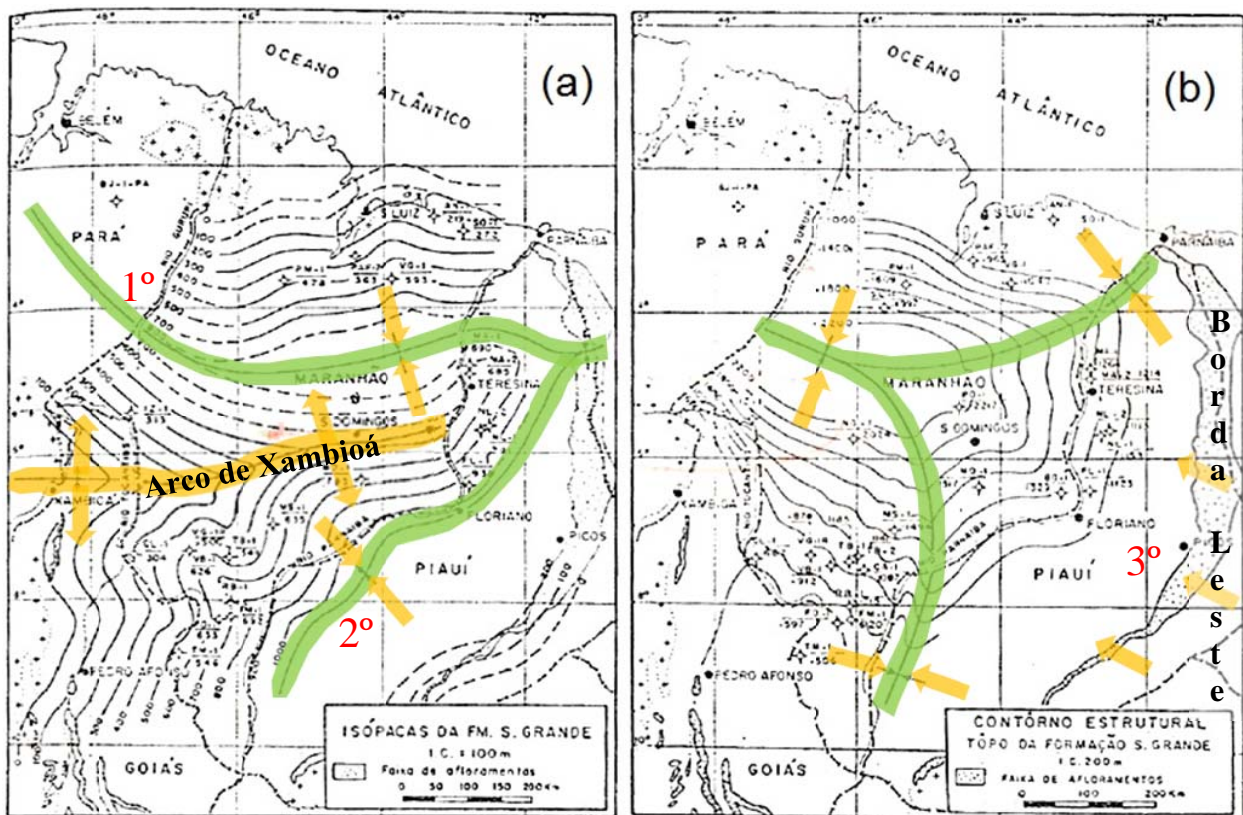


Figura 02: Eixos de deposição da Formação Serra Grande e sua relação com a estrutura. (a) Eixos 1 e 2 sob a influência do arco de Xambioá, (b) Eixo 3 sob a influência do arqueamento da borda leste.

Fonte: Adaptado de Aguiar (1971).

Ainda segundo o autor, os dois primeiros eixos (Figura 02a) eram separados pelo arco que partia de Xambioá-PA, passando por Porto Franco-MA e São Domingos-MA e dirigindo-se para Teresina-PI. Durante o processo de deposição, desde a formação Serra Grande, no Siluro-Devoniano, até a formação Motuca, Permiano, o arco esteve em atividade, entretanto, ficou reduzido apenas à porção Xambioá-São Domingos devido ao soerguimento da borda leste (Figura 02b) da bacia, promovendo a migração do eixo de deposição para oeste.

No cenário mais atual, o arco praticamente desapareceu como elemento estrutural, pois o eixo de deposição sudoeste adquiriu direção sul-norte. Mesmo que o arco tenha deixado de ser considerado como elemento estrutural ainda há, apoiando-se em Góes (1995), a influência na configuração do relevo atual, sobretudo na porção central e sul maranhense.

Rezende (1971) quando tratou do processo de separação e deriva dos continentes, argumentava sobre os efeitos colaterais e eventos correlatos cumulativos que caracterizam regionalmente a geotectônica posterior ao Triássico, na América do Sul, dando atenção, sobretudo, ao magmatismo toleítico ocorrido na Província Sedimentar do Parnaíba. Segundo o autor, a separação do continente foi seguida por várias intrusões nos sistemas de fraturas transcontinentais, constituindo os efeitos mediatos e a tafrogenia, os imediatos.

Para Beurlen (1967), tais processos foram intensos e de extravasamentos de lava, ocorrendo, sobretudo no fim do Jurássico. Para este autor, simultaneamente à abertura do sistema de fossas de distensão, durante a formação do Oceano Atlântico Sul, formou-se um sistema de fendas menores, que resultaram no extravasamento de lavas basálticas nas bacias sedimentares do Paraná, Parnaíba e Amazonas.

No item que segue salienta-se de maneira específica cada uma das bacias que compõem o conjunto de bacias sedimentares do Meio-Norte, destacando sua formação e explicando como se deu o diferenciamento no processo deposicional.

3.1 As Bacias Sedimentares do Meio-Norte

As bacias sedimentares do Meio-Norte são as mesmas consideradas na Província Sedimentar do Parnaíba e podem ser visualizadas na figura 03, que também destaca a posição relativa da bacia do rio Mearim. A descrição de tais bacias sedimentares está na redação a seguir:



Figura 03. Unidades Geotectônicas da Província Sedimentar do Parnaíba (modificado de GÓES, 1995 e atualizado por GÓES & ROSSETTI, 2001).

Fonte: adaptado de Silva et al (2003).

3.1.1 Bacia Sedimentar do Parnaíba

Esta bacia apresenta área, conforme a figura 03, de aproximadamente 400.000 km², com direção NE-SW e limites atuais erosivos, refletindo as reativações tectônicas das estruturas do seu substrato, compreendendo porções de terras dos estados do Ceará, Piauí, Maranhão e Tocantins, sendo pouco representativa no estado cearense. O embasamento se constitui pelos crátons de São Luís-Oeste Africano, Amazônico e do São Francisco, assim como pelas faixas de dobramentos Tocantins-Araguaia, Gurupi e Rio Preto, com indicações de estabilização iniciada no Proterozóico Superior e finalizada no Paleozóico Inferior.

Segundo Góes (1995), o que se tem de limites atuais da Bacia Sedimentar do Parnaíba demonstram que seria uma área de sedimentação extensa, numa perspectiva afro-brasileira de

idade paleozóica, a qual foi fragmentada durante o processo de formação do oceano Atlântico Sul e parcialmente erodida. Sua fase tectônica se dá em pré-*rift*.

O rifteamento que promove o surgimento do Oceano Atlântico Sul se dá por volta 200 Ma (Figura 04a). Durante o processo, o *rift* tem mais intensidade ao sul, que na região equatorial. O fato de esta grande área ter passado por condições relativas de estabilidade possibilitou a formação e desenvolvimento da Bacia Sedimentar do Parnaíba, que já contava com depósitos estimados do período siluro-devoniano. No Barremiano, a cerca de 128 Ma (Figura 04b), o processo de separação se intensifica na região equatorial potencializando os *rifts* que dão origem à foz do rio Amazonas, se estendendo até atingirem a separação completa dos continentes no Albiano, aproximadamente 104Ma (Figura 04c).

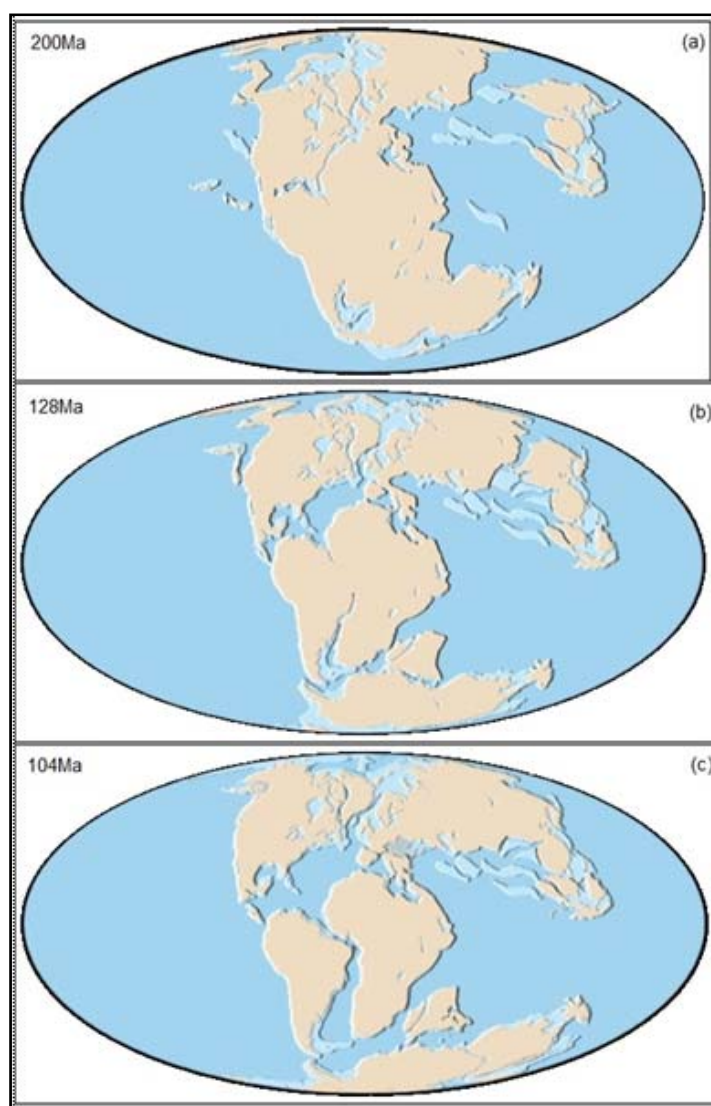


Figura 04: Formação do Oceano Atlântico Sul. (a) início do processo de rifteamento, (b) configuração dos continentes no Barremiano. (c) continentes Sul-Americano e Africano plenamente separados no Albiano.

Fonte: Adaptado e organizado a partir de Condie (1999).

Petri & Fúlfaro (1983) concordam com Aguiar (1971) quando considera que o processo de subsidência da bacia sedimentar do Parnaíba ocorreu através de dois eixos: um partindo de Marajó-PA, com sentido sudeste, seguindo para leste a partir do centro do estado do Maranhão e o outro com direcionamento noroeste passando por Floriano-PI. Segundo o autor, os dois eixos foram separados pela estrutura de Xambioá.

Góes (1995) infere que as isópacas das formações Tianguá (Bacia do Parnaíba) e Pitinga (Grupo Trombetas da Bacia do Amazonas), tenham tido alguma interligação durante o Siluriano Médio, mas considera que tenha havido um rompimento ao final do Permiano devido a atuação do Arco Tocantins-Araguaia, que delimita a área deposicional da Bacia do Parnaíba, a oeste.

Todavia, deve-se ressaltar que, durante este período (cerca de 440 Ma), não existia ainda a formação do Gondwana, portanto, a formação da bacia se dá em um ambiente de mar interno de grande extensão, englobando inclusive parte do atual continente africano. A porção Leste da bacia é limitada pela Província Estrutural da Borborema de forma brusca, pelas faixas de dobramentos e maciços medianos.

A constituição desta província se dá, segundo Mabessone (2002), a partir do Mesoproterozóico e, ao longo de milhões de anos, passa por diversos ciclos geológicos que se agrupam em dois tipos, conforme Sloss & Speed (1974 *appud* MABESSONE, 2002), os episódios submergentes e os oscilatório-emergentes. Estes últimos são considerados os responsáveis pelas feições que atualmente delimitam a área da bacia.

Um dos efeitos da deriva continental, no Meio-Norte, foram os Arqueamentos do Alto do Parnaíba e do Arco de Xambioá ocorridos no Aptiano-Albiano, os quais possibilitaram a formação das bacias do Grajaú-São Luís, ao norte e ao sul, a bacia do Espigão Mestre (GÓES, 1995) (Figura 05).

Para Costa *et al* (1991) e Góes (1995), tais arcos comportaram-se como divisores de sedimentação, por isso é improvável que em algum momento essas bacias tenham tido qualquer ligação, assim como a bacia do Espigão Mestre e a Bacia do Alto-Sanfranciscana, por conta de processos semelhantes atribuídos ao Arco do Urucua. Aliás, o Arco de Xambioá, segundo Soares Júnior (2007) serviu como fonte de sedimentação para ambas as bacias.

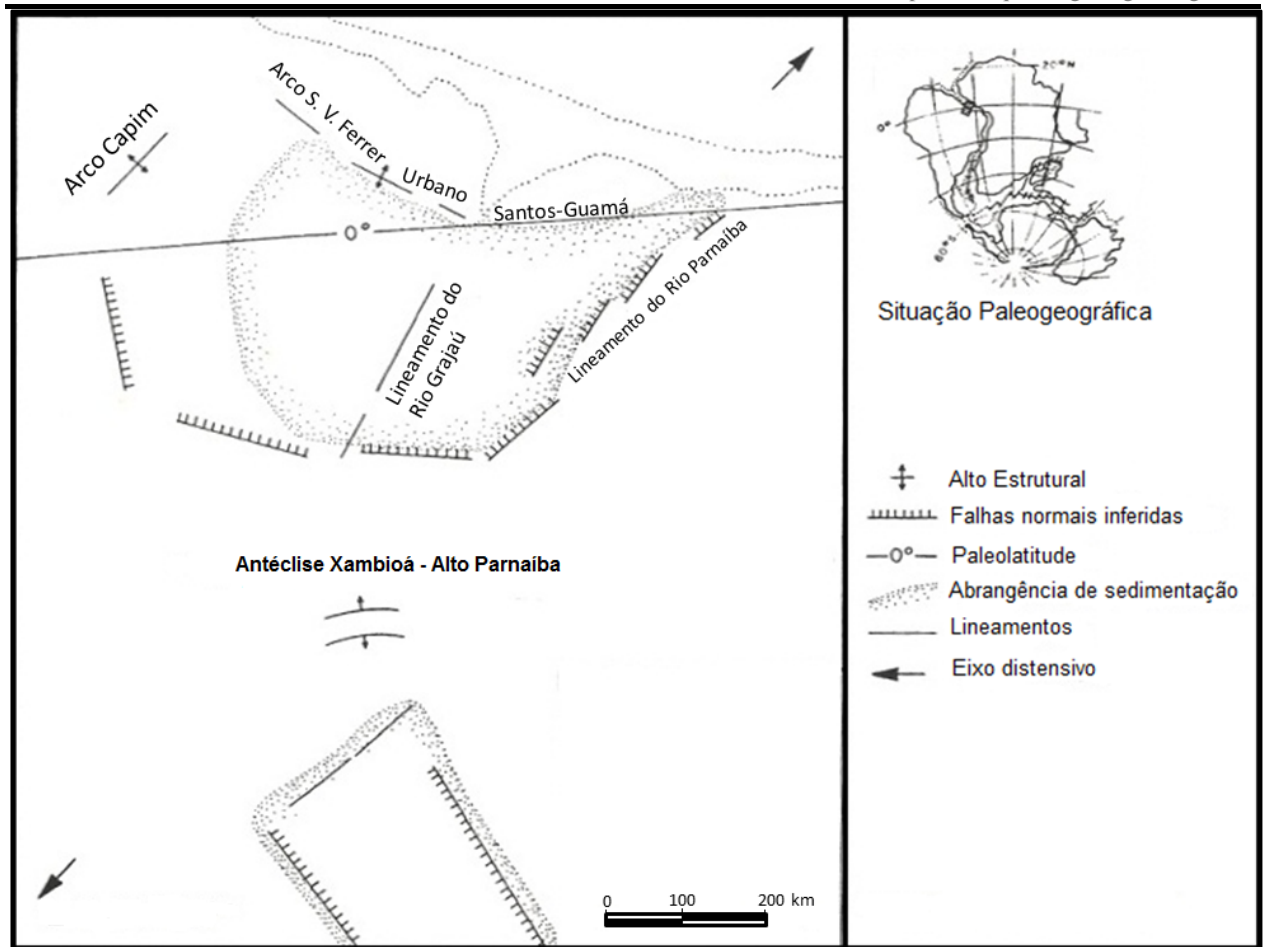


Figura 05: Mapa paleotectônico da Província Sedimentar do Meio-Norte, Aptiano-Albiano. Fonte: Modificado de Góes (1995).

A composição estratigráfica da bacia sedimentar do Parnaíba está disposta no quadro 01:

Quadro 01: Sequência estratigráfica da bacia do Parnaíba

CRONO		FORMAÇÃO	GRUPO
MESOZÓICO	Triássico	Sambaíba	Balsas
	Permiano	Motuca	
Pedra de Fogo			
PALEOZÓICO	Carbonífero	Piauí	Canindé
		Poti	
		Longá	
	Devoniano	Cabeças	
		Pimenteiras	
		Itaím	
		Jaicós	Serra Grande
	Siluriano	Tianguá	
		Ipu	

Fonte: Modificado de Góes (1995).

A sequência deposicional referente à Bacia Sedimentar do Parnaíba corresponde ao período de pré-*rift* e é subdividida em três grandes grupos: o Grupo Serra Grande, interpretado como flúvio-glacial e glacial, evoluindo para transicional e passando às condições continentais (flúvio entrelaçado); o Grupo Canindé, com a Formação Itaím constituída em ambiente de plataforma rasa, a Formação Pimenteiras de ambientes dominados por marés e tempestades, a Formação Cabeças de ambiente nerítico¹ de plataforma, com ação de correntes e influência periglacial, a Formação Longá constituídos por depósitos plataformais de domínio de tempestades, e a Formação Poti formada em ambientes de deposição como *shoreface*/ submaré inferior e superior, canal flúvio-estuarino e planície de maré, sob condições climáticas de aridez (GÓES & FEIJÓ, 1994; GÓES *et al.*, 1997); e, Grupo Balsas, com a Formação Piauí, constituída de depósitos de dunas eólicas, de interdunas e planícies de deflação, a Formação Pedra de Fogo constituída em ambiente de planície de maré, a Formação Motuca depositada em ambiente lacustre e a Formação Sambaíba de ambiente deposicional eólico (SILVA *et al.*, 2003).

3.1.2 Bacia Sedimentar das Alpercatas

Com os arqueamentos do Arco de Xambioá e do Alto do Parnaíba, algumas formações foram expostas ao processo erosivo mais intenso, dando margem para a formação da Bacia Sedimentar das Alpercatas, denominação usada por conta da geomorfologia de uma serra homônima. Sua extensão, segundo Góes (1995) é de 70.000km², correspondendo ao sistema de *rifts* de orientação predominante ENE-WSW e NNE-SSW, nesse sentido, a fase tectônica de sua formação é convencionalizada como de *rifts* interiores.

A espessura do pacote sedimentar chega a 200 m, comportando a sequência Jurássica composta pelas formações Corda e Pastos Bons, do Grupo Mearim, sendo limitadas na base pela formação Mosquito e no topo pela formação Sardinha (SILVA *et al.*, 2003). Para Góes (1995), estas duas formações apresentam sinais de vários pulsos magmáticos ocorridos no Jurássico Inferior e no Cretáceo Inferior.

A Formação Mosquito é de natureza ígnea e seus diques foram datados por Ar-Ar, conforme Marzulli *et al* (1999), e estimados em 198 Ma. A Formação Pastos Bons se constituiu em ambiente fluvial e eólico, a Formação Corda tem sua constituição em ambiente desértico

¹ Ambiente de material relativamente grosseiro, terrígeno, que se acumula junto à costa. O material que compõe este tipo de fácies é, geralmente, de estratigrafia confusa, em relação aos depósitos batiais. Sedimentação nerítica significa depósitos de mares rasos, e se opõe à sedimentação batial ou abissal (GUERRA & GUERRA, 2011).

(CARNEIRO *et al.*, 2012). A Formação Sardinha recobre a formação Corda e é basicamente constituída por basaltos pretos amigdaloidais (GÓES & FEIJÓ, 1994).

3.1.3 Bacia Sedimentar do Espigão Mestre

Trata-se de uma bacia formada a partir do arqueamento do Alto do Parnaíba, possuindo gênese tectônica distinta da Bacia Alto-Sanfranciscana, ou seja, subsidência térmica. Seu nome deriva da serra homônima que se destaca na região. A orientação se dá no sentido N-S, abrangendo uma área de aproximadamente 170 mil km² com depósitos sedimentares associados ao sistema desértico (deposição eólica) de espessura estimada em 400m (GÓES, 1995). Sua constituição sedimentar agrupa as sequências do Grupo Areado (Aptiano) e da formação Urucuaia (Albiano) (SILVA *et al.*, 2003).

3.1.4 Bacia Sedimentar do Grajaú-São Luís

Esta bacia corresponde a uma sequência datada do Cretáceo e que foi destacada da bacia sedimentar do Parnaíba por apresentar características distintas, sobretudo quanto à sua gênese, tectônica, padrão de preenchimento e idade (GÓES, 1995; GÓES & COIMBRA, 1996). Tal distinção se deveu ao amplo soerguimento ocorrido durante o Aptiano-Albiano na Província Sedimentar do Meio Norte, promovendo o arqueamento do Alto do Parnaíba e o Arco de Xambioá, comportando-se como antéclise.

Durante esse processo, houve a formação concomitante das bacias do Grajaú, São Luís e do Espigão Mestre. A bacia do Grajaú é separada da bacia de São Luís pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, o qual, conforme Góes & Rossetti (2001), não exerce qualquer tipo de influência quanto à continuidade da sedimentação entre ambas. As estruturas que limitam a bacia do Grajaú-São Luís são: Arco de Xambioá, ao sul, Lineamento do rio Parnaíba, a leste, Lineamento Tocantins-Araguaia, a oeste e o Arco de Tocantins a noroeste.

A fase tectônica atribuída à constituição dessa bacia se dá, conforme Góes (1995), por subsidência térmica, sendo composta pelas sequências sedimentares das formações Codó, Grajaú, Itapecuru, Ipixuna, Tiracambu, Açailândia, Sá e Sequência Holocênica, com no máximo 900 metros de espessura (SOARES JÚNIOR, 2007), e seu eixo deposicional principal se deu através do Lineamento do Rio Grajaú.

4 A BACIA SEDIMENTAR DO GRAJAÚ-SÃO LUÍS

Este capítulo versa sobre as características principais e essenciais da bacia sedimentar do Grajaú-São Luís.

4.1 Evolução do rifteamento de formação do Oceano Atlântico Equatorial

Neste subtítulo considerou-se basicamente os estudos de Soares Júnior (2007) e Carneiro *et al* (2012), que versam sobre os eventos ocorridos durante a evolução do rifteamento que causou a separação entre os Megacontinentes Laurásia e Gondwana. A intenção é retratar os aspectos principais que deram dinâmica à bacia sedimentar do Grajaú-São Luís e destacando os processos que levaram à configuração geomorfológica da bacia hidrográfica do rio Mearim.

De acordo com Soares Júnior (2007), a região do Meio-Norte do Brasil passou por três episódios extensionais (Quadro 02) que geraram margens passivas devido a formação do Oceano Atlântico Equatorial. Tais episódios foram responsáveis diretamente pelo arranjo do esboço geológico e da paisagem dessa região. Carneiro *et al* (2012) entendem que os processos que resultaram na ativação mesozoica, são divididos em quatro etapas, sendo três de rifteamento e uma de pós-rift, a saber:

1. Rifteamento I, do Neotriássico ao Eocretáceo;
2. Rifteamento II, Eocretáceo pré-Neoptiano;
3. Rifteamento III, do Neoptiano ao Cenomaniano; e
4. Deriva Continental, iniciada no Cenomaniano até o Mioceno, que segundo os autores, é representada por processos atenuados em termos de atividades tectônicas.

Quadro 02: Episódios extensionais de formação do Oceano Atlântico Equatorial.

EPISÓDIO	CARACTERÍSTICAS
Primeiro Evento Extensional – PEE _x	Correspondente à formação do Oceano Atlântico Central no Triássico;
Segundo Evento Extensional – SEE _x	Vinculado ao processo de geração do Oceano Atlântico Equatorial de direção NW-SE (Eocretáceo);
Terceiro Evento Extensional – TEE _x	Ligado ao processo de abertura do Oceano Atlântico Equatorial partindo da borda leste da placa da América do Sul, de direcionamento SE-NW (Albiano).

Fonte: Organizado a partir de Soares Júnior (2007).

O PEEEx foi marcado por ter sido de baixa intensidade e acompanhado de magmatismo na Bacia da Foz do Amazonas, como consequência da formação do Oceano Atlântico Central. Os movimentos distensivos acabaram por formar o Gráben de Calçoene, na referida bacia, composta por falhas normais de sentido NNW-SSE e mergulho para ENE (Figura 06), correspondendo a uma estrutura distensiva consideravelmente extensa, porém, estreita que alcançou o norte do Estado do Amapá. Estudos e análises feitas através de datações das rochas vulcânicas do Gráben estabeleceram uma idade na base para o Neotriássico (BRANDÃO & FEIJÓ, 1994 *apud* SOARES JÚNIOR, 2007). Para Cordeiro *et al* (2012), a primeira etapa de rifteamento afetou, sobretudo a parte norte da América do Sul, representando a abertura do Oceano Atlântico Norte e incidindo na consequente abertura do Oceano Atlântico Central.

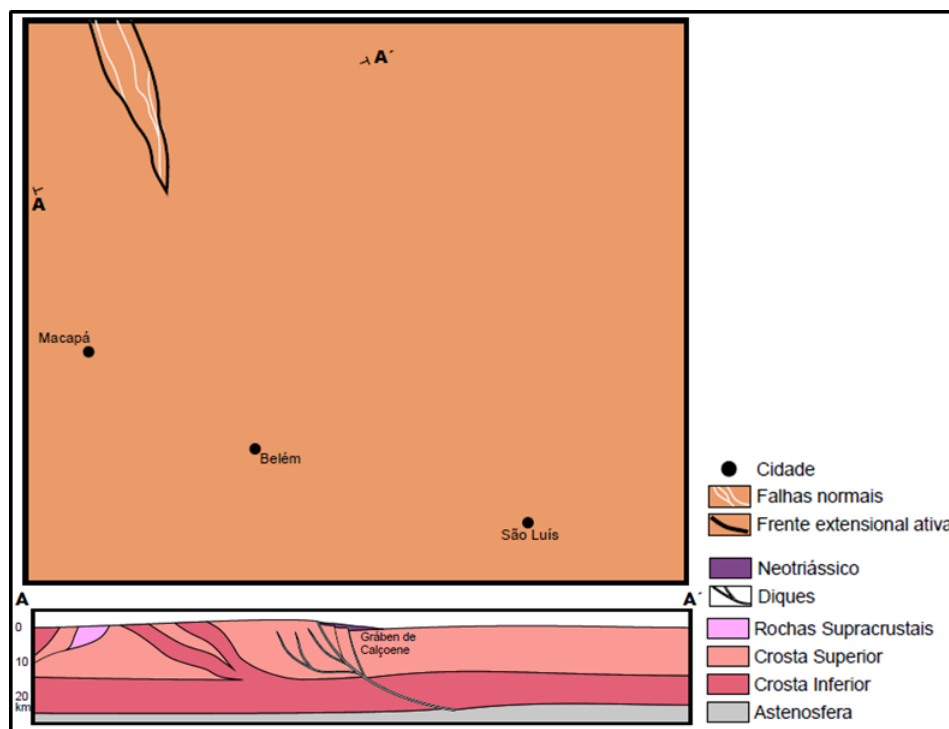


Figura 06: Desenvolvimento do rifteamento na região Meio-Norte do Brasil no Neotriássico-Eojurássico. O perfil A-A' destaca a instalação do Gráben de Calçoene da Bacia da Foz do Amazonas.

Fonte: Modificado a partir de Soares Júnior (2007).

Para Soares Júnior (2007), a região apresentou relativa estabilidade durante pelo menos 60 Ma até que novos esforços extensionais voltassem a incidir nela, dessa vez no início do Eocretáceo (antes do Barremiano). Segundo, Cordeiro *et al* (2012), o processo de separação dos continentes, através das etapas de rifteamentos, se deu de forma diacrônica, portanto, do Neotriássico ao Eocretáceo pode ter ocorrido períodos de calma tectônica. Estes autores tratam do processo de separação como um todo, para a Plataforma Sul-Americana, enquanto Soares Júnior (2007) relata apenas os eventos ocorridos na porção referente ao Meio-Norte e imediações.

O SEEx foi acompanhado por fracos pulsos vulcânicos, registrados na base da Formação Cassiporé na Bacia da Foz do Amazonas, entretanto, foi a partir dele que o Gráben de Calçoene foi reativado, formando falhas de direção N-S, porém, migrando posteriormente para o sul (Figura 07a). Durante o processo, a sul, outro rifte passava a se individualizar, na região entre as bacias do Amazonas e do Parnaíba, com sua evolução deu origem à Bacia de Marajó, composta por falhas normais de sentido NW-SE a sul e NE-SW na direção das falhas da Bacia da Foz do Amazonas.

Depois do Barremiano houve a conexão entre as falhas normais das bacias da Foz do Amazonas e de Marajó, partindo da região da Sub-bacia de Mexiana. Com isso a Bacia de Marajó se expandiu com a formação de novas falhas sintéticas chegando a atingir o interior do megacontinente. Para Cordeiro *et al* (2012), a segunda etapa de rifteamento marca a implantação dos sistemas de falhas responsáveis pela separação entre a América do Sul e a África.

Soares Júnior (2007) compreende que depois de haver a união dos riftes, o norte da Bacia do Parnaíba apresentava o quadro de soerguimento durante o Barremiano, o que resultou posteriormente na exposição de sua sequência paleozóica (Figura 07b), mas depois desse período a região da bacia sofreu lenta subsidência termal, sendo preenchida por delgado pacote sedimentar no início do Aptiano (Figura 07c).

Logo após, dá-se novo processo de rifteamento na região, também de domínio extensional, o Sistema de Grábens Gurupi, o qual individualizou duas bacias, Bragança-Viseu e Ilha Nova e com sistemas de falhas de direção NW-SE e WNW-ESSE, respectivamente. Os sistemas de falhas se ampliaram e como resultado desse processo houve a formação da Bacia de São Luís e a ombreira do Sistema de Grábens Gurupi (Arco Ferrer-Urbano Santos) (Figura 07d). A formação das bacias desse sistema acabou por promover o deslocamento de centenas de metros de sedimentos, os quais foram expostos na área do Arco Ferrer-Urbano Santos e enterrados a norte.

Ao final do Aptiano, a Bacia de Marajó e o Sistema de Grábens Gurupi atingiram alto grau de desenvolvimento de suas falhas, sendo que, nessa bacia, dominavam os acúmulos de sedimentos e forte subsidência, com pacote sedimentar alcançando aproximadamente 5 km de profundidade. Para o sistema de grábens, a evolução das falhas possibilitou a conexão com a Bacia do Ceará, sobretudo com o desenvolvimento das falhas normais da Bacia de Ilha Nova, pois permitiu a ingressão do mar no interior da América do Sul, mais precisamente nas bacias de São Luís e Grajaú (Figura 07e).

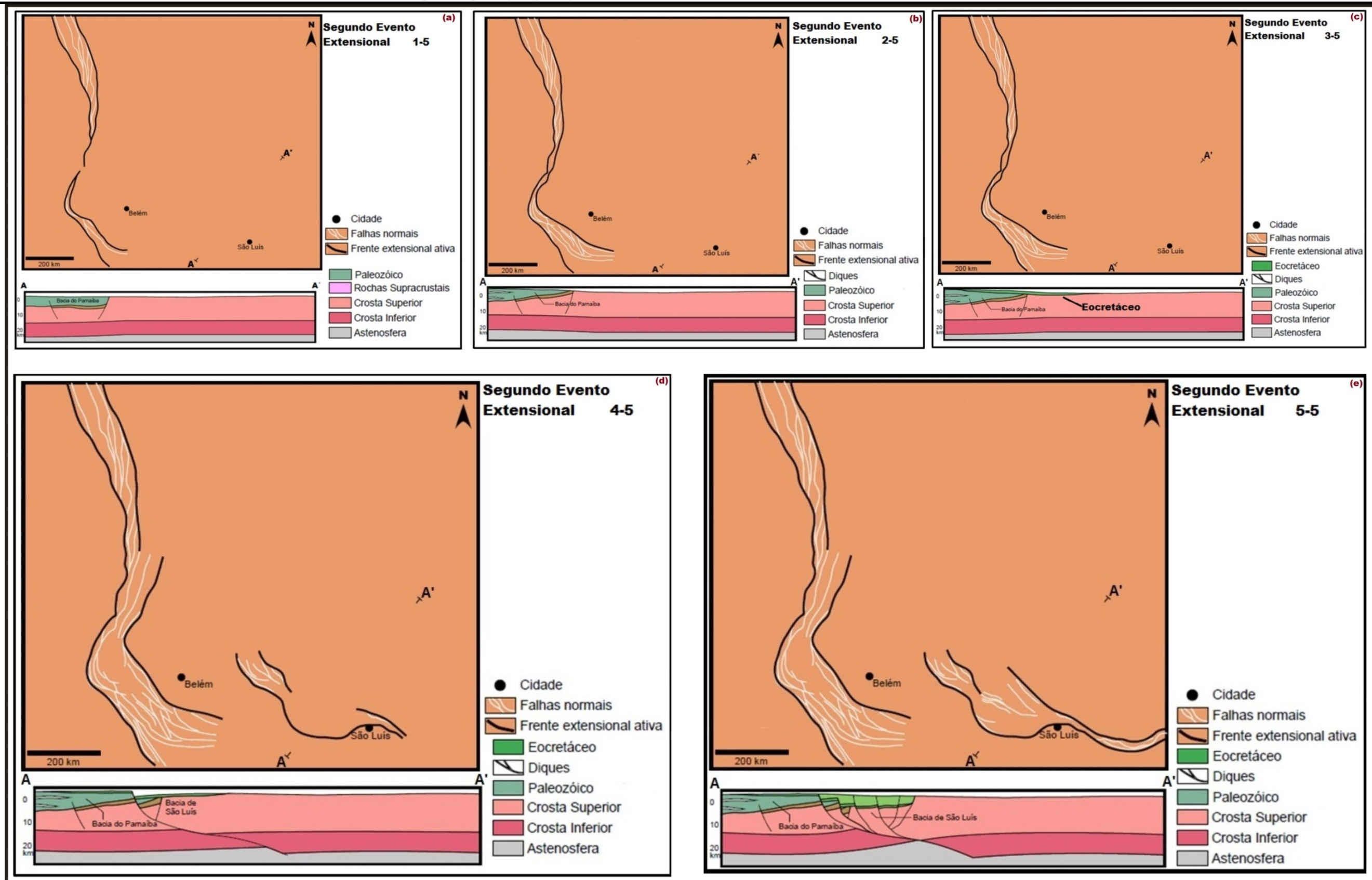


Figura 07: Fases de desenvolvimento do Segundo Evento Extensional. (a) Eocretáceo (pré-Barremiano), onde o perfil A-A' evidencia a fase pré-rifte do Sistema de Grábens Gurupi; (b) Eocretáceo (Barremiano), onde o perfil A-A' apresenta a intrusão ígnea na Bacia do Parnaíba e soerguimento das sequências sedimentares paleozoicas; (c) Eocretáceo (início do Aptiano), onde o perfil A-A' mostra a subsidência e deposição da Sequência Codó-Grajaú na Bacia de Grajaú e Sistema de Grábens Gurupi; (d) Eocretáceo (metade do Aptiano), onde o perfil A-A' mostra a instalação de falhas normais e formação da Bacia de São Luís; e, (e) Eocretáceo (final do Aptiano), onde o perfil A-A' destaca a instalação de falhas normais sintéticas e antitéticas e a rápida ampliação da Bacia de São Luís.

Fonte: Modificado de Soares Júnior (2007).

O Terceiro Evento Extensivo (TEEx), no início do Albiano, formou novas bacias na região, entre elas a Bacia de Barreirinhas (Figura 8a), com sistemas de falhas normais com direções E-W e NW-SE, mergulhando para N. As falhas sintéticas tem seu desenvolvimento atribuído à falha principal, que deu origem a uma bacia assimétrica que abrigou primeiramente sistemas flúvio-lacustres. Entende-se que a terceira etapa de rifteamento, na perspectiva apontada por Cordeiro *et al* (2012), corresponde a este evento distensivo, onde os autores consideram-no como o responsável pela separação dos continentes, com a formação do rifte-vale.

O final do Albiano, segundo Soares Júnior (2007), é marcado pela concentração dos eventos extensionais nas bacias da Foz do Amazonas, Pára-Maranhão e Barreirinhas, nas quais se desenvolveram sistemas marinhos. Nesse período era possível destacar uma nova frente extensional (Figura 7b), da qual derivaria todo o processo de separação dos continentes nessa região. Observando-se o perfil A-A', na figura 8b, é possível perceber que há uma individualização através do sistema de falhas herdado do *rift* abandonado. Nesse sentido, entende-se que o processo de instalação dessas falhas podem contribuir para o entendimento dos processos de formação da bacia hidrográfica do rio Mearim.

Com a evolução do processo extensional houve a formação de falhas antitéticas nas bacias, além da elevação das isotermas, que corresponderam ao contínuo deslocamento da crosta e ascensão da Astenosfera (Figura 8c). Isso corresponderia ao processo de afinamento da crosta que resultaria na posterior formação do Oceano Atlântico Equatorial. Percebe-se que houve certa expansão da Bacia de Barreirinhas e aumento do número de falhas normais.

O final dos eventos extensionais é marcado pela expansão das bacias da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas, no Albiano superior, além do domínio dos processos sedimentares marinhos (Figura 8d) que se ajustaram às novas falhas normais e ao processo posterior de formação das falhas transcorrentes, responsáveis pela compartimentação dos depocentros.

Soares Júnior (2007) destaca que durante o processo de formação das bacias do Meio-Norte do Brasil associadas aos eventos extensionais também foram formadas bacias através dos baixos estruturais, como exemplo a Bacia do Grajaú, que se formou sobre a Bacia do Parnaíba, no Eocretáceo. A Bacia do Grajaú tem suas primeiras deposições com os sedimentos marinhos restritos da Formação Codó.

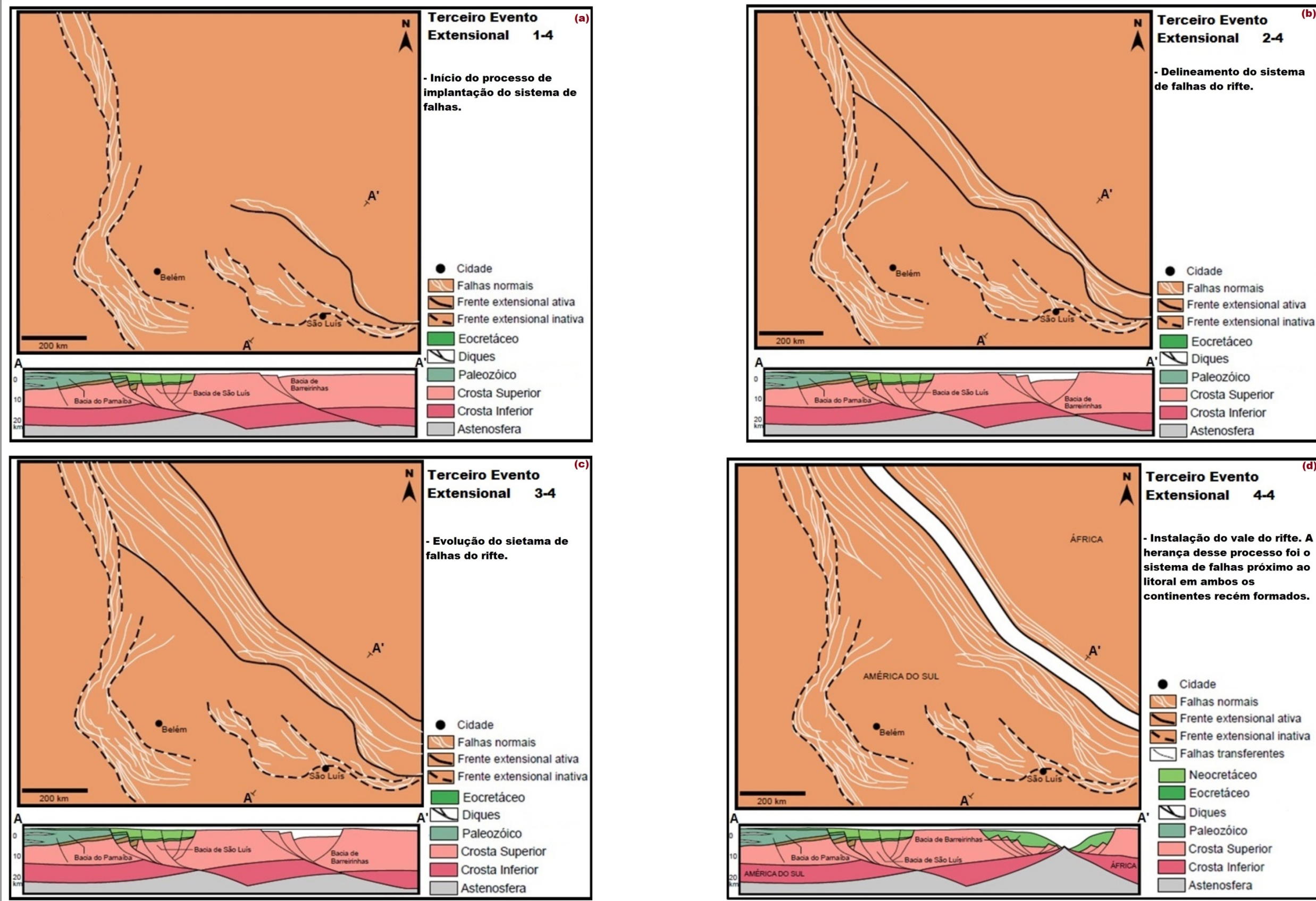


Figura 08: Fases do Terceiro Evento Extensional. (a) Eocretáceo (início do Albiano), onde o perfil A-A' destaca a formação da Bacia de Barreirinhas; (b) Eocretáceo (início do Albiano), onde o perfil A-A' mostra a evolução da Bacia de Barreirinhas; (c) Eocretáceo (final do Albiano), onde o perfil A-A' destaca a evolução da Bacia de Barreirinhas; e, (d) Neocretáceo, onde o perfil A-A' destaca a ampliação da Bacia de Barreirinhas, a separação da América do Sul e da África e o início da formação da crosta oceânica.

Fonte: Modificado de Soares Júnior (2007).

Observa-se que durante os eventos extensionais, sobretudo no último, a formação das bacias do Grajaú e São Luís estiveram diretamente associadas às falhas normais do processo de rifteamento. Para Soares Júnior (2007), durante tal processo, as formações Codó e Itapecuru (Figura 09) foram depositadas mediante a instalação de mares internos. O Arco de Tocantins, que nesse período estava em feição positiva, servia como fonte de sedimentos para tais bacias, não havendo ligação com a Bacia de Marajó.

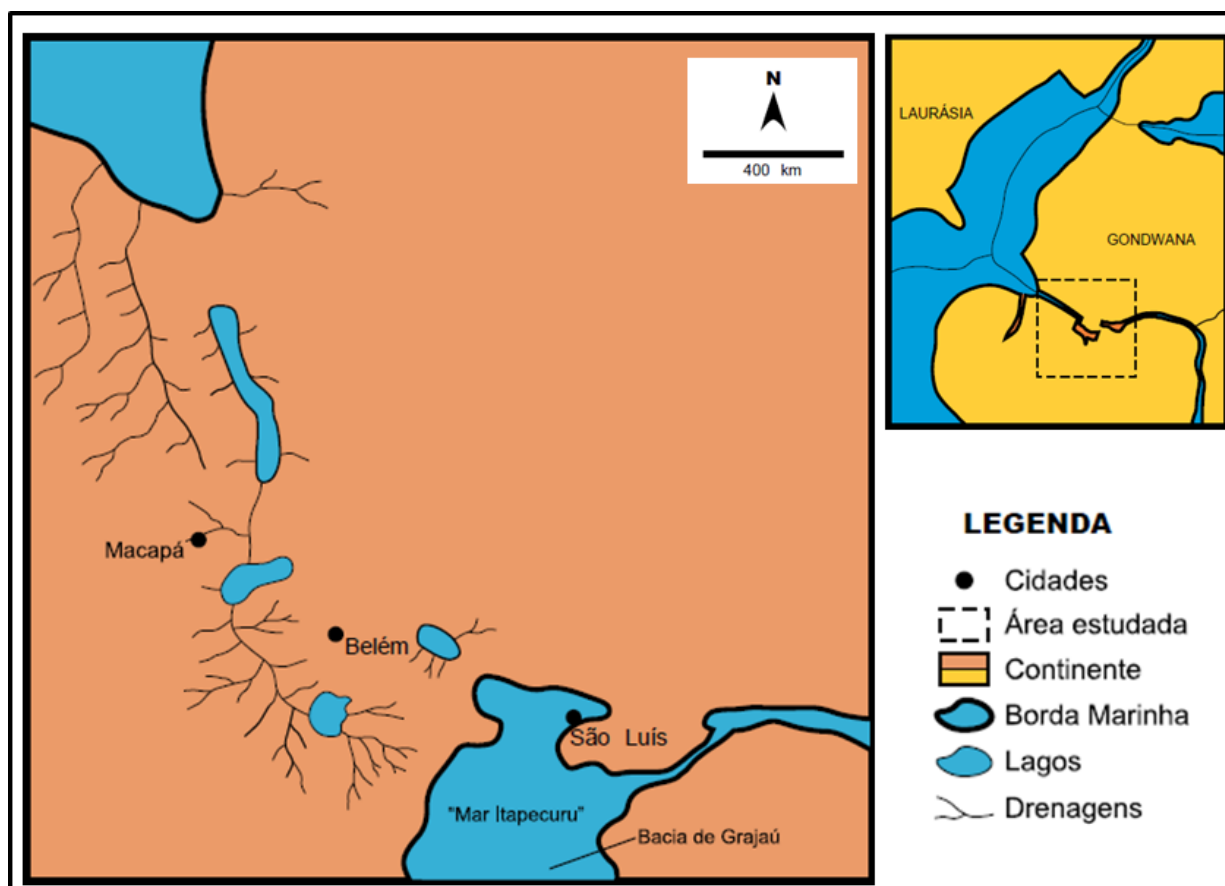


Figura 09: Final do Aptiano ilustrando a instalação de sistemas flúvio-lacustres nas bacias de Marajó e Bragança e Viseu e a invasão do mar nas bacias de São Luís e Grajaú, a partir da Bacia do Ceará.

Fonte: Modificado de Soares Júnior (2007).

Como efeito, o Aptiano, nessa região, foi marcado pelos derrames e soleiras correspondendo à forte atividade magmática que possibilitou a individualização dos arcos Ferrer-Urbano Santos e Tocantins. Tal fato justifica as rochas ígneas da Formação Mosquito (Bacia do Grajaú) e a exposição das seqüências das Formações Corda e Pastos Bons, pertencentes às unidades paleozóicas da Bacia do Parnaíba. Estas formações serviram como fontes de sedimentos para os depocentros adjacentes, dentre eles a incipiente Bacia Sedimentar do Grajaú.

Ao final desse período, devido à subsidência regional, o Arco Ferrer-Urbano Santos também é rebaixado, possibilitando a formação da Bacia de São Luís e a deposição da Formação

Codó nesta bacia e na Bacia do Grajaú. A formação da Bacia do Grajaú está associada às falhas normais de direção N-S e NE-SW, com interação com o sistema flúvio-lacustre do “Mar Epicontinental Codó”.

Durante o Albiano, a Bacia de São Luís foi sendo formada por sedimentação continental, devido a regressão do “Mar Itapecuru I” e tinha como uma de suas áreas fontes o Arco Ferrer-Urbano Santos, sobre forte processo erosivo. Ao final desse período, tem-se o início do último ciclo deposicional para esta bacia, marcado pela transgressão marinha do “Mar Itapecuru II” na bacia da Foz do Amazonas, entretanto, ocorre regressão sobre a Bacia de São Luís. A drenagem era pouco expressiva, pois o período marcava o domínio do clima semiárido e, por conta do recém-formado Oceano Equatorial, era insuficiente a influência das massas úmidas.

Durante o Neocretáceo (Campaniano), as bacias de Grajaú e de São Luís estavam marcadas pelos sistemas fluviais, diferente de outras bacias onde dominavam os sistemas marinhos abertos. A região passou por fortes movimentos de subsidência que inclusive fizeram rebaixar o Arco Tocantins a ponto de ligar os mares interiores de Marajó e Grajaú. A Formação Ipixuna é depositada no Cretáceo-Paleógeno, marcado pela transgressão marinha que cobriu as bacias de São Luís e de Grajaú.

De forma geral, Cordeiro *et al* (2012), compreendem que a crosta, no Brasil, está em contínuo movimento, entretanto, de forma fraca, podendo causar reativações nas falhas geológicas. Nesse sentido, entende-se que a região onde se encontra o baixo curso do rio Mearim pode ter sofrido subsidência a partir dos sistemas de falhas herdados do processo de separação dos continentes, com reativações ocorridas durante o Quaternário.

4.2 Estratigrafia

A bacia sedimentar do Grajaú-São Luís abrange uma área de aproximadamente 140 mil km² (GÓES & ROSSETTI, 2001), abarcando terras do Leste do Estado do Pará e Oeste do Estado do Maranhão. Seus limites estruturais se dão através dos arcos de Tocantins, a noroeste, e de Xambioá, a sul, a porção leste é limitada pelo lineamento do baixo curso do Rio Parnaíba e a oeste pelo Lineamento Tocantins-Araguaia (Figura 10).

Com a aparente calmaria tectônica ocorrida logo após a estabilização dos referidos arcos deu-se o último ciclo de sedimentação da bacia do Parnaíba desde o Paleozoico, considerado por

Góes (1995) e Góes *et al* (1999) como sendo de gênese diferenciada e, portanto, denominada de bacia sedimentar do Grajaú e bacia sedimentar de São Luís, que são separadas pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, mas que não exerceu influência na dinâmica dos sedimentos.

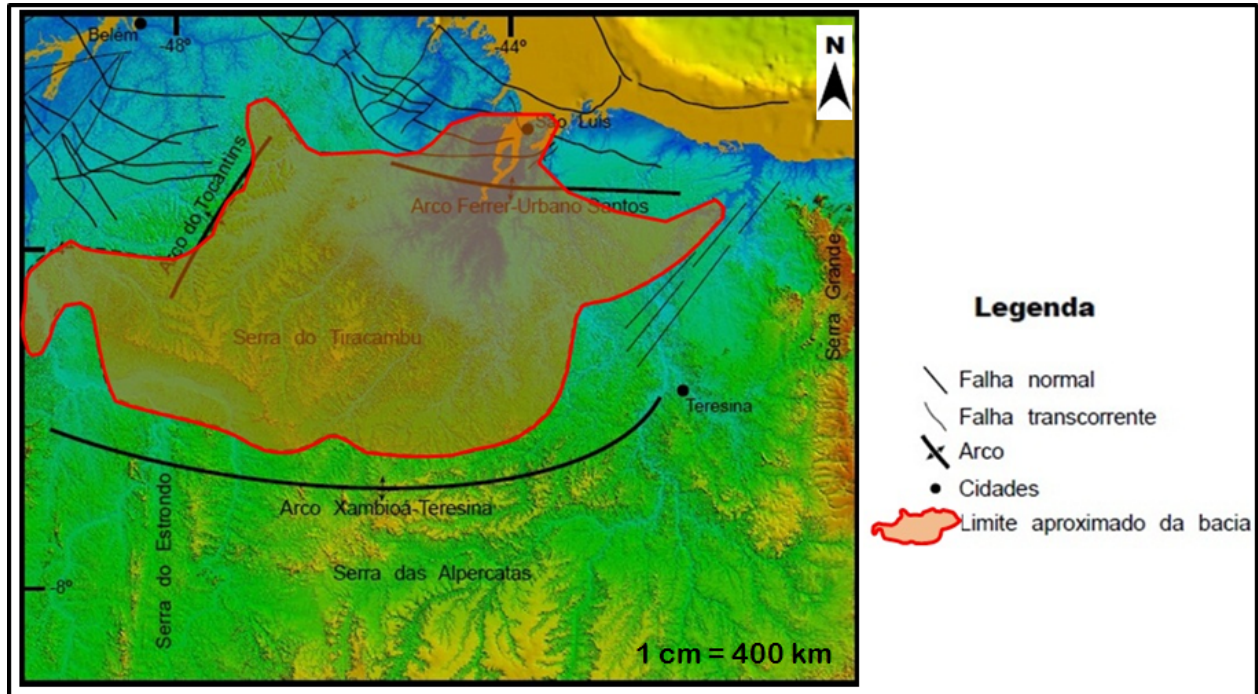


Figura 10: Mapa de localização da Bacia Sedimentar do Grajaú-São Luís.

Fonte: Modificado a partir de Soares Júnior (2007).

A estratigrafia da Bacia do Grajaú-São Luís é constituída, segundo Silva *et al* (2003), pela Supersequência Cretácea, composta pelas formações Codó, Grajaú e o Grupo Itapecuru (Figura 11), havendo coberturas neógenas e quaternárias que fazem parte de sua estratigrafia. Soares Júnior (2007) atribui, além destas, as formações Ipixuna, Tiracambu, Açailândia, Sá e Sequência Holocênica, que juntas não ultrapassam 900 m de espessura. Nesse sentido, a seguir serão apresentadas algumas características das sequências sedimentares.

As formações Codó e Grajaú ocorrem praticamente na mesma época, no final do Aptiano, entretanto, esta formação é considerada, segundo Santos & Carvalho (2009), uma variação lateral de fácies daquela, mas sem registro de fósseis. A seguir uma descrição das formações segundo Petri & Fúlfaro (1983) e Soares Júnior (2007).

- i. Formação Grajaú – apresenta conglomerados de seixos de quartzo na base, passando a arenito creme-amarelado a branco (quartzoso) com estratificação cruzada, em direção ao topo. A espessura média de seus depósitos varia entorno de 20 m. Comporta-se de forma discordante sobre as outras unidades mais velhas (Formação Corda, Pastos Bons, etc.);

-
- ii. Formação Codó – sua constituição é essencialmente de folhelhos, sobretudo betuminosos e calcíferos, com intercalações de calcário, anidrita e arenitos. Sua espessura não ultrapassa os 150 metros, tendo contato concordante com a Formação Grajaú e o Grupo Itapecuru. Dependendo da irregularidade da formação subjacente, esta formação pode repousar diretamente sobre as formações da Bacia do Parnaíba;

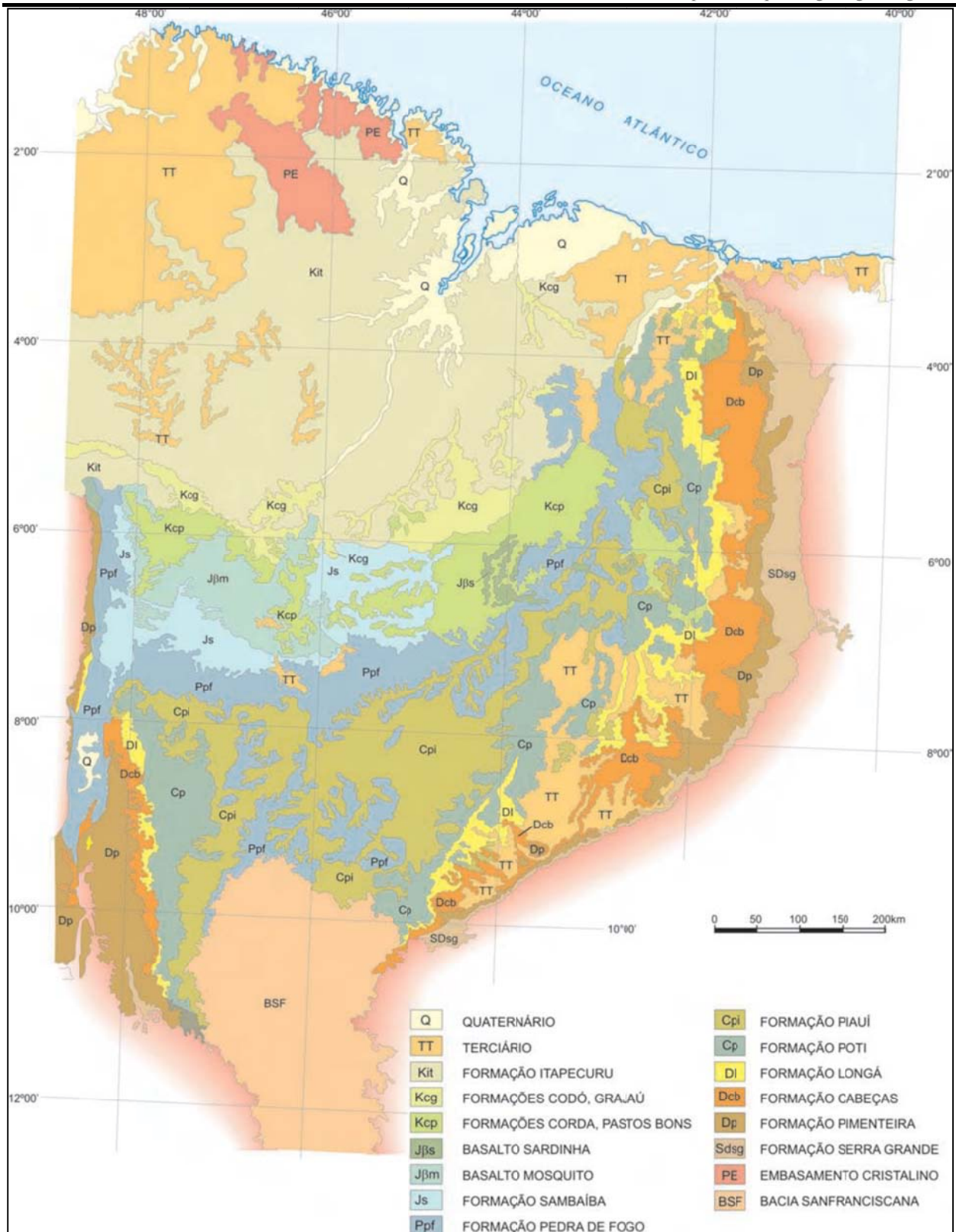


Figura 11: Mapa Geológico das bacias sedimentares do Parnaíba, Grajaú e São Luís.

Fonte: Santos & Carvalho (2009)

- iii. Grupo Itapecuru – segundo Soares Júnior (2007) a Formação Itapecuru passou a ser denominada de grupo por Rossetti & Truckenbrodt (1997) e apresenta arenitos cinza-esbranquiçados, esverdeados ou vermelhos-castanhos podendo haver intercalações. Para

Petri & Fúlfaro (1983) são constituídas de rochas resistentes à erosão, derivando topografias característicos de chapadas com rebordos e taludes escalonados. Sua espessura atinge cerca de 450 metros sobre a Bacia do Parnaíba e 2.000 metros na Bacia de São Luís, mas não chega a atingir a Bacia de Barreirinhas, por causa das rochas do Arco Ferrer-Urbano Santos.

Petri & Fúlfaro (1983) salientam que a Formação Ipixuna, que ocorre no Estado do Pará, é considerada como uma fácies da Formação Itapecuru. Do Eoceno, essa formação é constituída de uma sucessão de argilas brancas, caulínicas e arenitos finos a grossos, com espessura média de 50 metros. No leste do Pará, na Província Bauxitífera de Paragominas, esses depósitos sustentam um espesso manto laterítico/ferruginoso, com predomínio de alumínio e bauxita (KOTSCHUBEY *et al.*, 2005).

Soares Júnior (2007) destaca que os estudos feitos por Rossetti & Góes (1999) detectaram, na Formação Codó, estruturas de dentes molares, dobras convolutas, falhas e laminações convolutas irregulares que estão associadas a eventos sísmicos. Possivelmente tais eventos tenham tido relação com o evento sísmico que expôs as formações Corda e Pastos Bons, na Bacia das Alpercatas.

O autor também destaca que Rossetti & Góes (2003), estudando o Grupo Itapecuru, compreenderam que a Bacia de Grajaú, durante o Albiano, correspondeu a uma bacia oceânica, devido às características dos depósitos dessa época, pois indicam ambiente marinho transicional. Para Soares Júnior (2007) tratou-se de um mar raso, em ambiente de baixa energia e águas rasas.

As maiores espessuras da Bacia do Grajaú estão na região da Serra de Tiracambu (REZENDE & PAMPLONA, 1970; GÓES, 1995), que serve como divisor de águas entre os rios Pindaré e Gurupí. Esse eixo deposicional está paralelo ao Lineamento do Rio Grajaú, que serve como limite leste da Província Bauxitífera de Paragominas.

Para a formação da bauxita é importante perceber que o processo está associado há alguns fatores que influenciam na sua gênese, tais como: concentração de alumínio e ferro com lixiviação dos silicatos em rocha porosa; condições climáticas que favoreçam temperaturas acima de 20°C (Clima Tropical); cobertura vegetal de predominância herbácea, pois favorece a atividade bacteriológica (GUERRA & GUERRA, 2011); relevo que favoreça o mínimo de erosão; longo período de estabilidade (geológica e climática) com estações bem definidas (SAMPAIO *et al.*, 2005).

Nesse sentido, quando se observa a área de ocorrência da bauxita, na Bacia do Grajaú, entende-se que as condições climáticas posteriores às da época da sedimentação dessas formações acima citadas, deram a devida condição de formação da bauxita. Deve-se salientar que as características climáticas durante os eventos de formação da Bacia de São Luís apontaram clima semiárido, com baixa influência das massas úmidas, devido à incipiente formação do Oceano Atlântico Equatorial, ou seja, havia uma drenagem difusa, mal constituída.

As condições em que se formaram os “mares continentais” Codó e Itapecuru foram de mar raso, sem ligação com o proto Oceano Atlântico Equatorial, que nessa época ainda estava em fase de rifteamento. Nos períodos de laterização (Eomioceno e Mioceno Médio, segundo VASCONCELOS *et al.*, 1994) houve condição de estabilização, que somente no Oligoceno Superior, veio a sofrer com processos erosivos intensos devido ao rebaixamento do nível do mar, em consequência do resfriamento global (TARDY & ROQUIN, 1998). A este período são associadas as individualizações dos platôs da Amazônia. No item a seguir têm-se mais detalhes de como se deu o processo de formação da Província Bauxitífera de Paragominas.

4.3 A Província Bauxitífera de Paragominas

Segundo Kotschoubey *et al* (2005a, 2005b) a província ocupa uma área aproximada de 50 mil km², posicionada a leste do Estado do Pará e a oeste do Estado do Maranhão (Figura 12), apresentando o mais extenso e denso conjunto de depósitos de Bauxita do Brasil, com dimensão estimada em 300 km de sentido N-S e 200 km de E-W. Para o autor ali estão cerca de 60% das reservas mineralógicas de bauxita do país, com depósitos formados sobre rochas sedimentares siliciclásticas do Cretáceo na Amazônia.

Os autores destacam que os depósitos bauxitíferos eram considerados formados por processos monofásicos, entretanto, concordam com Dennen & Norton (1977) quando, através de vários estudos de perfis, constataram que havia dois horizontes gibbsíticos separados por horizonte ferruginoso, e tal aspecto indicava processo de formação mais complexo, ou seja, polifásico. Nesse sentido, apoiados nessa perspectiva, Kotschoubey & Truckenbrodt (1981), listaram cinco fases de formação analisando os perfis:

- i. processo de laterização inicial do saprólito;
- ii. processo de formação da crosta ferro-aluminosa com retrabalhamento parcial;
- iii. primeira fase de gibbsitização da crosta: formação do horizonte bauxítico inferior;

- iv. segunda fase de retrabalhamento da crosta com formação do cascalho ferruginoso no topo do perfil, e
- v. segunda fase de gibbsitização com bauxitização da parte superior do perfil.

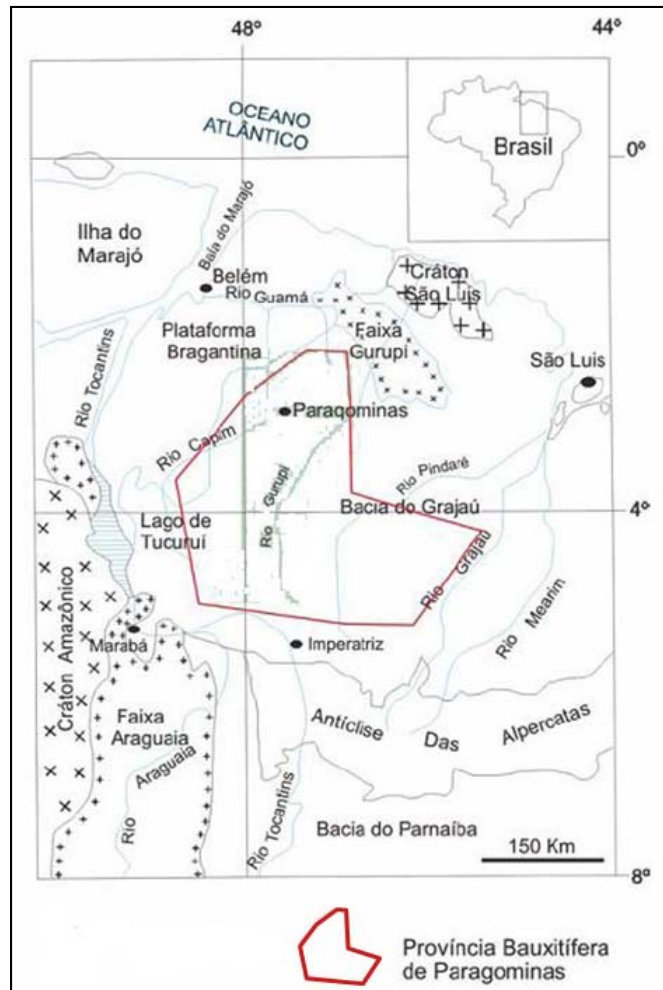


Figura 12: Localização da Província Bauxitífera de Paragominas.

Fonte: Modificado de Kotschoubey *et al.* (2005a).

Os autores afirmam que os depósitos ferro-aluminosos foram formados a partir dos sedimentos siliciclásticos das formações Itapecuru e Ipixuna, Cretáceo Superior e que a formação das bauxitas datam do Paleógeno (antigo Terciário Inferior), semelhante as encontradas nas Guianas e Suriname.

A evolução da cobertura laterítico/bauxítica se deu, segundo Kotschoubey *et al* (2005a, 2005b), sobretudo pelos processos químicos e, com menor participação dos processos de retrabalhamento físico. Destacam ainda que a variação climática influenciou no processo de formação dos diversos horizontes lateríticos e que, os processos envolvendo os eventos tectônicos teriam sua importância ligada ao final do estágio. Os autores notaram que a variação de desenvolvimento dos depósitos de bauxita, no sentido sul/norte, se deveu aos zoneamentos

climáticos, os quais possibilitaram a formação do manto bauxítico de intensidade crescente de sul para norte.

O quadro geológico da província é meso-cenozóico sendo constituído por porções da Bacia Sedimentar do Grajaú e da Plataforma Bragantina. Para a área que engloba esta bacia sedimentar, as duas formações mais importantes na manutenção das formas do relevo são a Formação Itapecuru e a Formação Ipixuma.

Os sedimentos dessas formações sustentam os platôs dominantes na região, portadores das coberturas laterítico/bauxíticas e do capeamento argiloso, que conforme os autores servem como protetores contra os processos erosivos mais acentuados. Tais formações, considerando Caldasso (1978), correspondem ao período da Superfície Sul-Americana, entretanto, este autor afirma que os depósitos supergênicos de bauxita estão relacionados à Superfície Velhas.

Kotschoubey *et al* (2005a, 2005b) entendem que as feições geomorfológicas dominantes são vastas chapadas interligadas, raramente isoladas, separadas por zonas topograficamente mais baixas e apresentando maior diversidade geomorfológica. Analisaram o perfil topográfico da figura 13 e constataram que os platôs dos topos aplainados indicavam inclinação decrescente das superfícies de sul para norte.

Para os autores esse perfil retrata bem a drenagem da área, pois a drenagem do rio Pindaré, que corresponde ao alto curso, ou a porção meridional da província, apresenta geralmente vales encaixados, diferente dos vales ao norte, onde tais vales são raros. Entende-se que tal perspectiva ocorre devido ao aspecto menos dissecado do relevo nessa área. A província evoluiu durante todo o Cenozóico em caráter exclusivamente continental, não ocorrendo expressivas variações nos níveis de base, já que o mar Pirabas, segundo Calaf (2000) chegou próximo das encostas dos Platôs de Jabuti, não afetando a área.

Devido a condições gênicas distintas Kotschoubey *et al* (2005a, 2005b) destacaram, na área da província, duas porções: a porção meridional e a porção setentrional. No domínio meridional ocorrem sete fases de evolução do manto residual:

Primeira Fase – ocorre os efeitos de clima quente e úmido sobre os sedimentos das Formações Itapecuru e Ipixuna, com parcial dissipação das estruturas sedimentares e desenvolvimento de espesso manto de regolito (entre o início do Paleógeno ou final do Cretáceo);

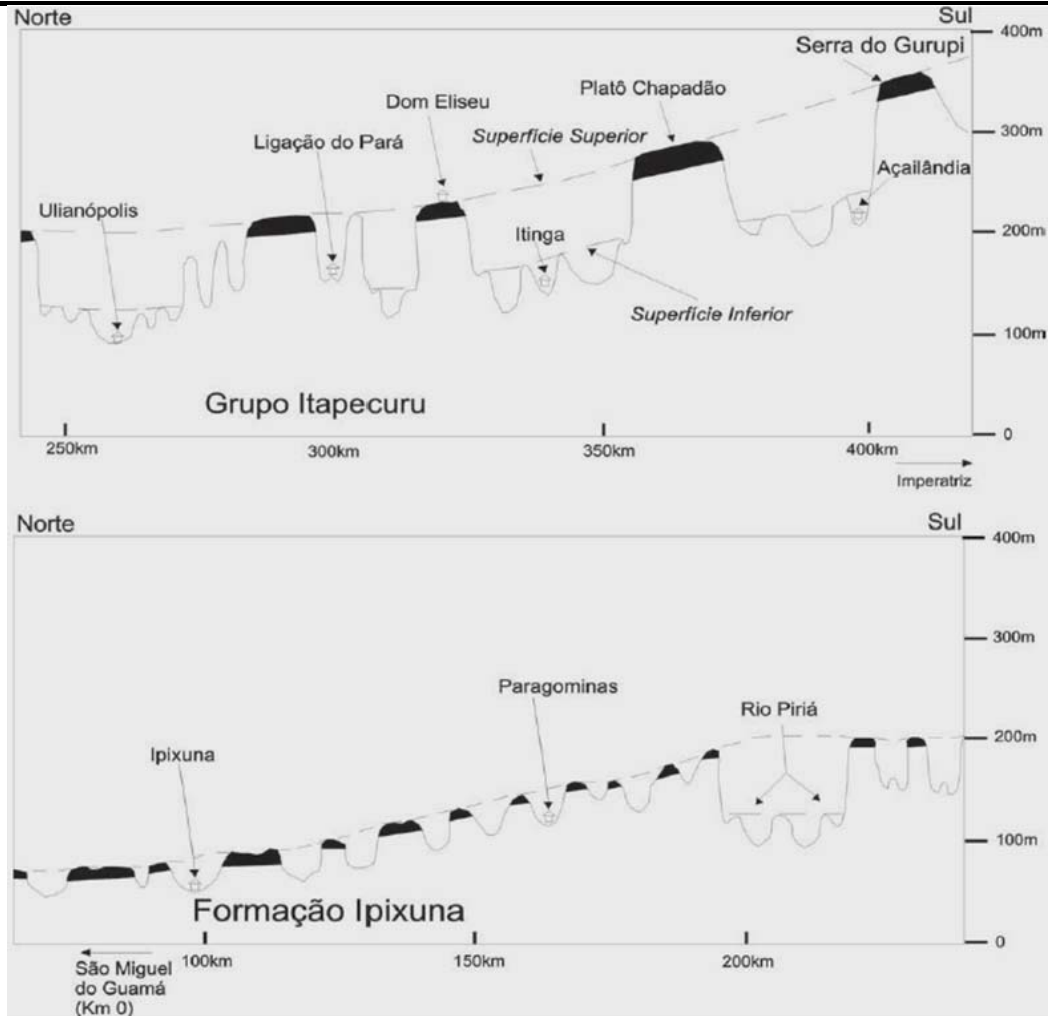


Figura 13: Perfil topográfico regional ao longo da BR-010 (Belém-Brasília) entre Açailândia e Ipixuna.

Fonte: Kotschoubey *et al* (2005).

Segunda Fase – através da ação do clima já descrito, há substituição de caulinita por hematita, proporcionando a formação de espessa couraça ferruginosa, tendo como principal mecanismo de desenvolvimento a migração lateral de soluções ricas em ferro, sendo que grande parte pode ser atribuída ao material pretérito enriquecido neste elemento;

Terceira Fase – com a mudança climática para um regime mais úmido houve a clássica degradação química das crostas lateríticas, mas como o processo se dá de forma variável, o resultado foi a diversificação da paisagem e a produção de uma matriz abundantemente rica em argila aluminosa, base para futura bauxitização;

Quarta Fase – com o clima mais úmido, prevaleceram os processos relacionados às hidrólises e às lixiviações, que foram cada vez mais constantes e eficazes, no entanto, o

processo de bauxitização se deu de forma longa e polifásica, com atuação nos períodos de alta pluviosidade, porém nos setores que ofereciam condições máximas de drenagem (se deu ao longo do Eoceno e até o início do Oligoceno);

Quinta Fase – marcada pelo final da bauxitização e instalação, em grande parte da região, de ambiente controlado pela acumulação de matéria orgânica;

Sexta Fase – durante a transição climática de regime muito chuvoso para regime de menor pluviosidade, grandes quantidades de regolito foram deslocadas e redistribuídas na superfície sustentada pelo manto laterítico/bauxítico, tal processo se dá no Oligoceno Inferior, quando a Terra passa por acentuado resfriamento; e

Sétima Fase – é a de maior influência do processo erosivo, devido em grande parte à regressão marinha, responsável pela mudança de nível de base que ocasionou o rompimento do equilíbrio geomorfológico mantido sem modificações substanciais durante quase todo o Paleógeno, promovendo profundas incisões na cobertura residual laterítica/bauxítica. Através desse processo houve individualização de chapadas sustentadas pelo manto laterítico/sedimentar devido à formação de amplos vales (esta fase vai até o Oligoceno Superior).

Kotschoubey *et al* (2005b) esclarecem que, os primeiros movimentos tectônicos diretamente relacionados à constituição da cadeia andina contribuíram tardiamente com soerguimentos ocorridos na Amazônia Oriental. Esse processo (Eoceno e Oligoceno) resultou em intensa erosão que promoveu a destruição da paisagem sustentada pelo manto laterítico/bauxítico, causando, no Estado do Pará, a individualização da Plataforma Bragantina.

Na porção setentrional, houve um processo, influenciado pela porção meridional, dividido em quatro fases: na primeira, houve intenso processo de movimentação do regolito através do processo erosivo do manto ferro-aluminoso (transição do Oligoceno para o Mioceno); na segunda, ocorre o processo de bauxitização através da alteração da matriz argilo-arenosa para a laterita aluminosa rica em caulinita e oxi-hidróxidos de ferro (final do Oligoceno e início do Mioceno, correspondendo à Superfície Velhas I); na terceira, houve intenso processo de desferrificação, provavelmente em ambiente altamente redutor, promovendo a mobilização do ferro (Mioceno inferior); e, na quarta, após as duas fases anteriores, houve deslocamento de regolito, supondo que tenham ocorrido condições de clima seco, mas com períodos marcados por elevada pluviosidade.

5 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MEARIM

5.1 A Constituição Geológica

A Bacia Hidrográfica do Rio Mearim é composta pelos sedimentos das bacias sedimentares do Parnaíba, Alpercatas e Grajaú-São Luís, sendo que esta ocupa cerca de 90% da área total da bacia. Para um melhor entendimento de como o relevo da bacia foi adquirindo seus atuais contornos é necessário fazer um levantamento do quadro geológico da sua área, sobretudo no que diz respeito: à estrutura geológica, aos lineamentos e à cobertura sedimentar.

No subitem Os Elementos Estruturais agruparam-se as informações do quadro regional e da bacia com o propósito de evidenciar o que for mais pertinente à compreensão do relevo. No subitem Os Principais Lineamentos especifica-se a atuação deles na formação e manutenção do relevo. No último, As Formações Sedimentares e seus aspectos litológicos, destaca-se a composição sedimentar da bacia e elenca as principais características litológicas.

5.1.1 Os Elementos Estruturais

Destaca-se, inicialmente, que se tomou por base o capítulo anterior, que trata da Província Sedimentar do Meio-Norte (quadro regional) para o desenvolvimento deste subitem. Consideraram-se também os elementos estruturais que ocorrem especificamente na área de estudo e que estão mais relacionados às feições atuais do relevo.

Quando Góes (1995) e Góes & Rossetti (2001) propuseram a denominação desse conjunto estrutural regional de Província Sedimentar do Meio-Norte, subdividida em bacia do Espigão Mestre, bacia do Parnaíba, bacia das Alpercatas e bacia de Grajaú-São Luís, sendo que esta era considerada como duas bacias distintas, bacia do Grajaú e bacia de São Luís. Todavia, Góes & Rossetti (2001), através de seus estudos, demonstraram que ambas pertenciam ao mesmo arcabouço estrutural e que, portanto, passariam a ser consideradas como uma única bacia sedimentar. O quadro estrutural que possibilitou essa divisão entre as bacias sedimentares será abordado a seguir, sobretudo, destacando a Bacia Hidrográfica do Rio Mearim.

Através do trabalho de Góes (1995), é possível identificar, na bacia do Mearim, a influência da Estrutura de Xambioá, ao sul, da Estrutura Ferrer-Urbano Santos, ao norte, o

Lineamento do Rio Grajaú e os lineamentos (falhamentos) de orientação NW-SE. Durante o paleozóico inferior, conforme a autora, a Estrutura de Xambioá era positiva, um Alto Estrutural, com sedimentação ainda incipiente, evoluindo, graças aos movimentos distensivos de separação dos continentes, para uma fase de baixo deposicional no Permo-Triássico (formações Motuca e Sambaíba).

Ainda segundo a autora, como resultado desses esforços distensivos, durante o Jurássico-Neocomiano, ocorreu o abatimento da região central da Província Sedimentar do Meio-Norte, dando origem a um sistema de *rifts* interiores que culminaram na constituição da Anfíclise das Alpercatas. Em meio ao Aptiano-Albiano:

O deslocamento dos polos da deriva continental para nordeste da costa brasileira propiciou o amplo soerguimento de toda a área central da Província Sedimentar do Meio-Norte, onde o Arqueamento do Alto do Parnaíba e o Arco de Xambioá comportaram-se como uma antéclise e, concomitantemente, deu-se, a norte, a formação da Bacia do Grajaú, e a sul, a do Espigão-Mestre. Nesta fase, a sedimentação da Bacia do Grajaú não ultrapassava os limites da Antéclise de Xambioá-Alto Parnaíba, que funcionava como divisor de sedimentação entre esta bacia e a do Espigão-Mestre (GÓES, 1995:137).

Neste sentido, entende-se que a bacia hidrográfica do rio Mearim só veio a desenvolver seus contornos a partir da estrutura das Alpercatas, a qual é responsável pelos limites do alto curso e pela presença das formações sedimentares mais antigas da área devido ao soerguimento. Compreende-se que os depósitos de gipsita, no município de Grajaú, ficaram melhor localizados graças ao processo erosivo que expôs a Formação Codó.

A Estrutura Ferrer Urbano-Santos (arco São Vicente Ferreira-Urbano Santos-Guamá) é de idade recente, do Albiano, início do soerguimento. A partir disso, ao norte do arco, foi gerado um sistema de *rifts* costeiros correlacionados ao evento de separação do Gondwana. No decorrer desse processo, formou-se a Bacia de São Luís em estrutura *grabenforme* limitada por falhas normais com orientação E-W. O arco pouco influencia na foz da bacia do rio Mearim, pelo menos em termos geomorfológicos superficiais mais evidentes, entretanto, durante seu processo de formação foi responsável pela geração de lineamentos, os quais serão apresentados no próximo subtópico.

5.1.2 Os Principais Lineamentos

Os lineamentos, conforme Suguio (1998), podem ser compreendidos como qualquer feição linear perceptível em fotografias aéreas, como a direção de drenagem e o desenvolvimento da cobertura vegetal, representando feições geológicas, geomorfológicas,

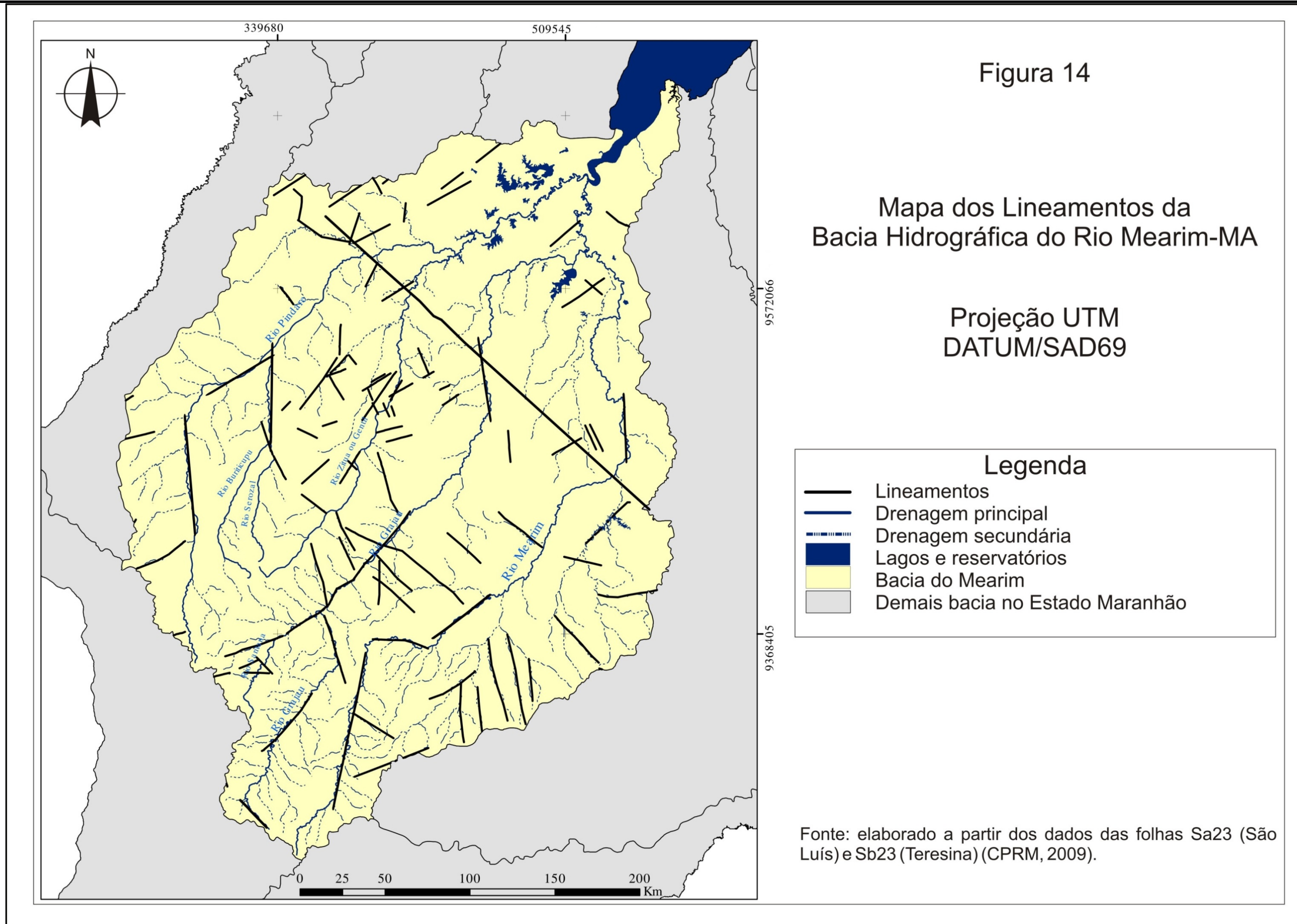
geofísicas, geoquímicas em caráter regional; geralmente ligadas a zonas de fissura ou relacionadas a falhas. Guerra & Guerra (2011) entendem como sendo feições de larga escala, que são evidenciadas no relevo de uma região representada, ou através de cristas de montanhas ou vales, compondo a geologia estrutural.

Na área de estudo, é possível verificar que no alto/médio curso do rio Grajaú há controle por pelo menos três lineamentos, dois de sentido SW-NE e um de SE-NW. Góes (1995) estabelece que o período de desenvolvimento do Lineamento do Rio Grajaú data do Aptiano-Albiano, trata-se do lineamento mais expressivo de toda a área de estudo. Os outros lineamentos da bacia respeitam a direção SE-NW, controlando trechos da drenagem (Figura 14).

Grohmann & Riccomini (2012) traçaram os possíveis lineamentos para o relevo brasileiro, através de imagem sombreada e destacam um lineamento de contexto regional para o Nordeste do Brasil, o qual divide o baixo e o médio curso do rio Mearim. Tal lineamento tem sentido NW-SE, saindo da Serra de Tiracambu até as proximidades da foz do rio São Francisco. Entretanto, Rodrigues *et al* (1994), tratando sobre os falhamentos na Folha Bacabal, constataram através de análises aeromagnetométricas e gravimétricas (fornecidos pela PETROBRÁS) que havia uma grande falha de sentido NW-SE e que atravessava toda a folha. Entenderam que essa falha separa dois grandes blocos um alto, a SW, e outro baixo, a NE, coincidindo com o lineamento proposto pelos autores acima. Na literatura (CORDANI *et al.*, 1984, CUNHA, 1986, GÓES, 1995), esse falhamento é entendido como sendo parte do Lineamento Picos-Santa Inês, o qual influencia diretamente na constituição do relevo nessa área. Apesar de na literatura haver referências sobre esse lineamento ou falhamento, apenas Rodrigues *et al* (1994) estabelecem um entendimento sobre seus efeitos de forma mais detalhada.

Considerando este lineamento e o Lineamento do rio Grajaú, percebe-se que há uma delimitação natural da Província Bauxitífera de Paragominas dentro da bacia hidrográfica, alojada em sua porção oeste. Possivelmente, esse lineamento proposto pelos autores seja um dos responsáveis pela ruptura de declive que promoveu distintas formas de relevo.

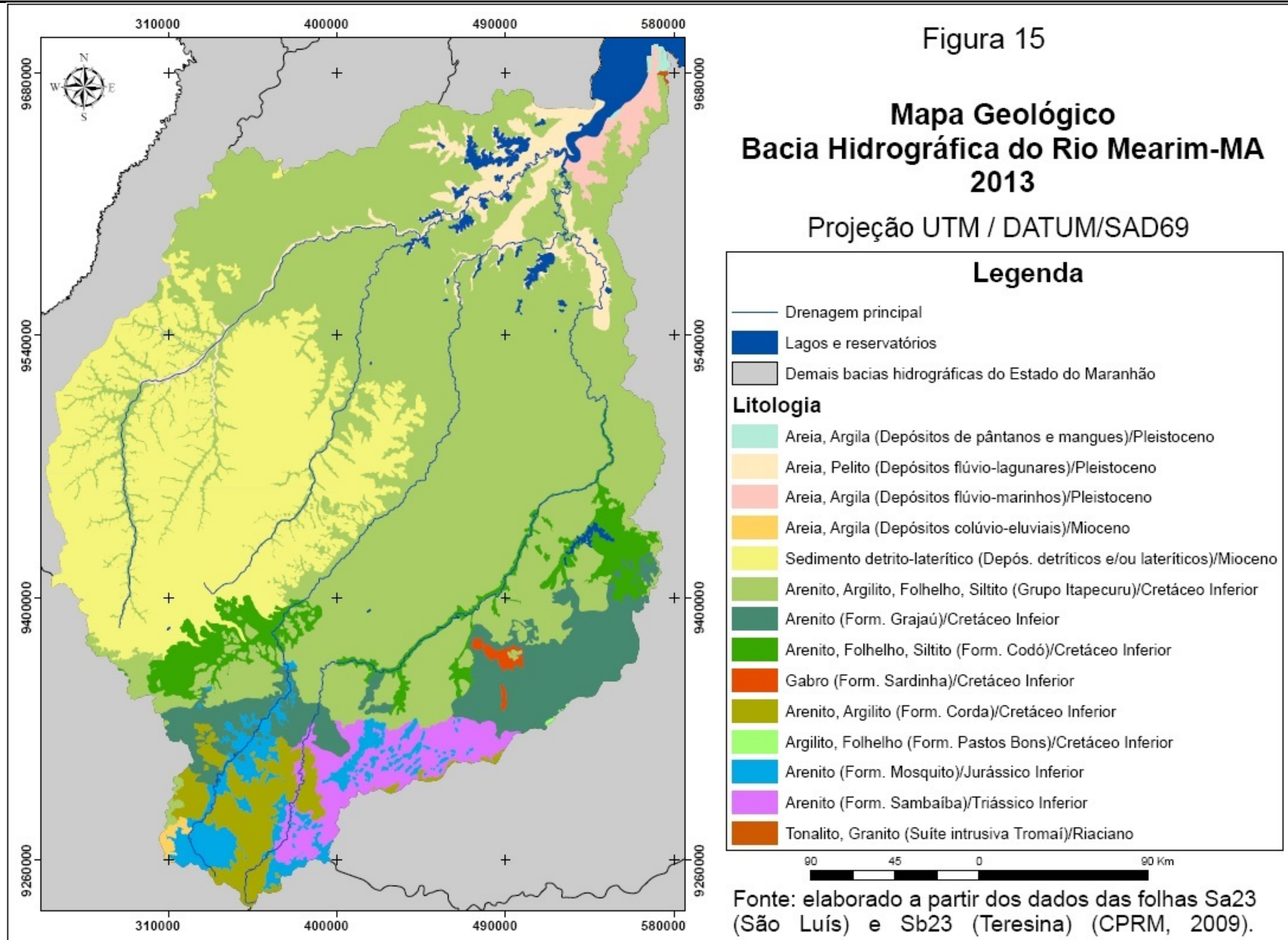
Grohmann & Riccomini (2012) consideram que há mais dois lineamentos na porção oeste da bacia hidrográfica, correspondendo aos rios encaixados Pindaré e Buritucupu. Acredita-se que durante o Oligoceno Superior ao Mioceno Inferior, quando do rebaixamento do nível do mar, a intensa dissecação do relevo tenha permitido, processualmente, o encaixamento desses rios aos lineamentos. Para Rossetti (2001), o período que compreende o Plio-Pleistoceno é marcado por intensa erosão nessa província, em regime hidrológico mais seco que o atual. Isso permite inferir que os períodos chuvosos, apesar de mais curtos, eram mais fortes, acelerando a erosão.



5.1.3 As Formações Sedimentares e seus aspectos litológicos

As formações geológicas superficiais da área da bacia estão descritas a seguir de forma cronológica decrescente e podem ser visualizadas na Figura 15: a) Suíte Intrusiva Tromai, b) Formação Sambaíba, c) Formação Mosquito, d) Formação Pastos Bons, e) Formação Corda, f) Formação Sardinha, g) Formação Codó, h) Formação Grajaú, i) Grupo Itapecuru, j) Depósitos detríticos e/ou lateríticos, k) Depósitos colúvio-eluviais, l) Depósitos flúvio-lagunares, m) Depósitos Flúvio-Marinheiros e n) Depósitos de pântanos e mangues.

- a) Suíte Intrusiva Tromai – localizada ao norte da bacia do Mearim, nas proximidades da baía de São Marcos, na foz do rio Mearim e é representada por um conjunto de rochas ígneas como o tonalito, o granito e o granodiorito. Segundo Veiga Júnior (2000) é considerada como representativa de uma fase magmática em período tardi-geossinclinal Gurupi;
- b) Formação Sambaíba – localizada no alto curso do rio Mearim e em afloramento no leito do próprio rio. Santos & Carvalho (2009) concordam com Plummer *et al* (1948), quando consideram esta formação como pertencente à bacia do Parnaíba, a qual alcança cerca de 400 m de espessura máxima. Esta formação é considerada afossilífera e corresponde ao final do período de desertificação da bacia, tendo seu processo de sedimentação interrompido por um soerguimento generalizado em resposta à Orogenia do Gondwana. Composta eminentemente de arenitos provenientes de ambientes de dunas eólicas;
- c) Formação Mosquito – foi a primeira sedimentação do Grupo Mearim, localizada no alto curso dos rios Grajaú (afloramento no leito) e Mearim, apresenta-se composta por derrames basálticos associados à fase *pré-rift* de abertura do Atlântico Leste, logo após a ruptura do bloco afro-brasileiro (GOÉS, 1995). Segundo Santos & Carvalho (2009), os derrames são intercalados por arenitos e correspondem ao ciclo de vulcanismo fissural do Eo-Mesojurássico. Para Lovato *et al* (1994), esta formação, que ocorre na Folha de Barra do Corda, apresenta continuidade para sul, aflorando nas localidades de Itaipava, Beira do rio Grajaú, Fazenda Colorado e no Rio Enjeitado, com espessura de 130 metros na cidade de Grajaú;



- d) Formação Pastos Bons – localizada na porção sudeste da bacia do Mearim, é pouco expressiva e difícil de ser percebida na escala do mapa Geológico (1:1.000.000), faz parte do Grupo Mearim. A sua sedimentação é característica de bacias de interior (ASMUS, 1984), compreendendo a sequência de lagos de margem leste, do eocretáceo. Apresenta litologia variada, como: argilito, folhelho, siltito argiloso. Para Santos & Carvalho (2009), seu ambiente de formação é interpretado como sendo lacustre com contribuição fluvial, com dunas eólicas, indicando climas mais secos, comuns de sistemas desérticos;
- e) Formação Corda – faz parte do Grupo Mearim e está localizada no alto curso dos rios Mearim e Grajaú, sendo composta essencialmente por arenitos (cor creme, róseo a cinza-arroxeados), argilitos, folhelhos e siltitos argilosos, que recobrem discordantemente os basaltos da Formação Mosquito. Segundo Santos & Carvalho (2009), sua sedimentação se deu em ambientes desérticos e fluviais de alta energia. Tanto a formação Pastos Bons quanto a formação Corda, segundo Góes *et al* (1990), estavam associadas com o processo distensivo e magmático de abertura do oceano Atlântico. As rochas dessa sequência apresentam disponibilidade hídrica de 9,3 (m³/s) (ANA, 2005), com espessura média de 160 metros;
- f) Formação Sardinha – compõe o Grupo Mearim e localiza-se na porção sudeste da bacia do Mearim, nas proximidades do município de Barra do Corda. Segundo Santos & Carvalho (2009), esta formação apresenta rochas intrusivas básicas sendo classificadas como diabásios, correspondentes do evento de vulcanismo Sardinha do Cretáceo Inferior. Sua composição apresenta rochas ígneas, sobressaindo-se o gabro;
- g) Formação Codó – componente do Grupo Mearim, esta formação localiza-se nas proximidades do município de Grajaú e aflora em grande parte do médio curso do rio Mearim. Segundo Gonçalves *et al* (2006), desperta considerável interesse econômico, sobretudo pelas extrações de calcário e gipso, originados num sistema deposicional predominantemente lacustre, do tipo hipersalino, fechado. Para os autores, são reconhecidos três ambientes deposicionais na região de Codó: i) lago central; ii) lago transicional e iii) lago marginal. Na região de Codó, o domínio era de ambientes lacustres, justificados pela presença de ostracodes não-marinhos e na região de Grajaú em ambientes salinos de lagos rasos e isolados. A deposição, segundo os autores, se deu sob condições climáticas com tendências áridas ou plenamente áridas, mas

- Lovato *et al* (1994), no estudo da Folha de Barra do Corda, constataram que, para que houvesse a deposição da gipsita era necessário ter duas condições ambientais: extrema aridez e elevada taxa de evaporação. A litologia dominante é de arenitos, siltitos e folhelhos, sendo estes, como observam Gonçalves *et al* (2006:70), formados pela “*alternância de sedimentação clástica e química, levando à formação de folhelhos e calcários intercalados, desenvolvidos em ambientes de lago intermediário e marginal e áreas centrais das salinas*”. Para Lovato *et al* (1994), os afloramentos, que ocorrem na Folha de Barra do Corda, são constituídos por calcilitos e cacissiltitos esbranquiçados, cremes e arroxeados, finamente laminados e obedecendo plano-parallelismo e estão associados a ambiente marinho raso multi diversificado. Na Folha de Bacabal, esta formação é constituída, litologicamente, segundo Rodrigues *et al* (1994), por três unidades de fácies: evaporítica basal; conglomerática e pelítica média; e arenosa superior. Entretanto, os autores ressaltam que a primeira é a mais importante por conta de seu significado econômico, por apresentar boa reserva de calcário e gipsita;
- h) Formação Grajaú – situada nas porções sul e sudeste da bacia, é constituída essencialmente por arenitos esbranquiçados, ricos em quartzo. Segundo Caputo (1984), seus sedimentos foram depositados em ambientes de *fan-delta*, com granulometria fina, típico de sistemas flúvio-deltáicos e eólicos (MESNER & WOOLDRIDGE, 1964). Além de ter uma cobertura sedimentar pouco espessa não apresentam boas características para reservatório subterrâneo. Para Lovato *et al* (1994), a espessura desta formação, na Folha de Barra do Corda, varia de 6,5 a 25 metros, apresentando 36 metros a noroeste de Grajaú na localidade de Montepio. Os autores inferem que pelo fato de a Formação Grajaú ser contemporânea à Formação Codó é considerada afossilífera e seus arenitos são friáveis e decompostos;
- i) Grupo Itapecuru – localizado nas porções do médio e do baixo curso, tem a maior representatividade na bacia. É composta por arenitos, argilitos, folhelhos, siltitos e arenitos arcoseanos. Segundo Santos & Carvalho (2009), foram Rossetti e Truckenbrodt (1999) que reclassificaram as unidades compreendidas como Itapecuru, elevando-as à categoria de Grupo Itapecuru, composto por: Unidade Indiferenciada (Albiano), Formação Alcântara (Albiano Superior ao Cenomaniano) e a Formação Cojupe (Turoniano ao Paleoceno). Representam as rochas com maior disponibilidade hídrica subterrânea da bacia, cerca de 214,8 (m³/s) (ANA, 2005) e apresentam

espessura média de 100 metros. Lovato *et al* (1994), através da Folha de Barra do Corda, destacaram que os arenitos encontrados nesta formação são creme-branqueados, róseos e avermelhados, finos a médios, muito quartzosos e de seleção moderada dos grãos. Para os autores, a porção arenosa desta formação é interpretada como depósitos de planície de maré com influência de tempestades. Para a Folha de Bacabal, Rodrigues *et al* (1994) consideraram que essa porção arenosa está ligada a uma frente deltaica e também não foram encontrados registros de organismos fossilizados;

- j) Depósitos detríticos e/ou lateríticos – localizam-se preferencialmente no alto e médio curso do rio Pindaré, na porção oeste da bacia hidrográfica do rio Mearim. São compostos de sedimentos detrítico-lateríticos e lateritas, que para Santos & Carvalho (2009), são classificados como imaturos, concordando com Costa (1984), pois apresentam perfis geológicos simples, constituídos de horizontes bem definidos, distinguindo-se do topo para a base em horizonte concrecionário, horizonte mosqueado, horizonte pálido e rocha-mãe. Trata-se de um perfil laterítico pouco evoluído e em termos geomorfológicos, referem-se a uma superfície peneplanizada, verdadeiros platôs elevados. O autor descreveu a presença de três horizontes: horizonte concrecionário, horizonte mosqueado e horizonte pálido. Para Lovato *et al* (1994), considerando a Folha de Barra do Corda, há predomínio, nessa área, do horizonte mosqueado, estando quase como regra sobre os sedimentos da Formação Itapecuru. Segundo os autores, os sedimentos pertencentes a tal horizonte são constituídos por argila, caracterizada pela distribuição aleatória de óxidos de ferro e de espessura variando entre 1 a 8 metros, podendo ter coloração branca a avermelhada ou castanha a amarelada. Na Folha de Bacabal, segundo Rodrigues *et al* (1994), tais depósitos foram subdivididos em plintitos (materiais de alteração intempérica, avermelhados, mosqueados e argilosos) e petroplintitos (materiais de alteração intempérica com horizontes concrecionários e podem dar origem à *stone lines*);
- k) Depósitos colúvio-eluviais – localizados, sobretudo no alto curso do rio Grajaú, são pouco expressivos em termos de área, considerando-se a escala deste estudo. São materiais inconsolidados compostos essencialmente por areias, argilas, cascalhos e lateritas. Para a Folha de Bacabal, Rodrigues *et al* (1994) constataram que a cobertura eluvionar se constitui basicamente por matacões e pequenos blocos de canga

ferruginosa que ocorrem no entorno dos platôs mais elevados. Não foram encontradas referências para a ocorrência desses depósitos no Maranhão que pudessem dar maiores detalhes;

- l) Depósitos flúvio-lagunares – ocorrem, sobretudo no baixo curso da bacia do Mearim, no sistema lacustre da planície de inundação e no leito do rio Pindaré. Para Lovato *et al* (1995, *appud* SANTOS & CARVALHO, 2009), sua litologia é característica de ambientes de fluxos meandantes provenientes dos rios locais, com presença marcante de areias finas a médias com intercalações de pelitos; nos rios, são característicos os depósitos de transbordamentos nas planícies de inundação, com presença significativa de material siltico-argiloso e depósitos originados em condições de baixa energia, com fácies mais argilosas;
- m) Depósitos flúvio-marinhos – são encontrados na margem direita do rio Mearim, na sua desembocadura. Sua constituição é essencialmente de areia, argila e silte, sofrendo influência dos rios e marés. Segundo Rodrigues *et al* (1994, *appud* VEIGA JÚNIOR, 2000) são originários de processos de tração subaquosa, cuja característica marcante está na migração de dunas de acreção lateral, constituindo fácies de canal e barras de canal; e
- n) Depósitos de pântanos e mangues – pouco expressivos, localizam-se na foz do rio Mearim, na margem direita. São constituídos por areias e argilas. Apresentam comportamento condicionado à ação das marés e observadas como fluxos de lamas arenosas, plásticas, não adensadas, derivadas de processos de tração/suspensão subaquosa (SANTOS & CARVALHO, 2009).

5.2 Estudos Geomorfológicos na área da bacia

Todos os estudos acima destacados mostram apenas o viés geológico sendo que a perspectiva geomorfológica apresenta estudos mais gerais, deixando ainda muitas lacunas. Dentre os poucos trabalhos que tratam desta temática está o de King (1956), que relaciona os ciclos geomorfológicos ao relevo do Brasil oriental. Para o autor, há três ciclos identificados na bacia, o Sul-Americano, o Velhas e o Paraguçu.

King (1956) considera que o ciclo Sul-Americano encerra os principais eventos que comandaram o desenvolvimento dos processos geomorfológicos, responsáveis pelas feições que

caracterizam grande parte do relevo do Brasil, na atualidade. Segundo Caldaso (1978), este ciclo se estendeu desde o Cretáceo Superior ao Neógeno (antigo Terciário Superior) e teve seu desenvolvimento relacionado a duas fases, uma pela epirogênese (desnudação) e outra pela pediplanação.

Para Ab'Saber (1956), a primeira fase se deve ao soerguimento do continente, na região Nordeste do Brasil, que teria sido através de bombeamento do escudo, onde as partes mais soerguidas corresponderiam aos núcleos da Borborema e do Brasil central, desta forma, propiciando um caimento nos sentidos Norte e Leste da Província Sedimentar do Meio-Norte. Isso teria causado na região um efeito desnudacional, promovendo o preenchimento da bacia sedimentar em formação. Na segunda fase predominam amplas planícies pediplanadas e, em condições climáticas propícias ao desenvolvimento de intensa laterização, que resultaram na formação de uma superfície com predomínio das chapadas.

O Ciclo Velhas teve seu início associado ao último soerguimento epirogenético no Brasil, depois do Neógeno. A superfície de aplainamento desenvolvida, ao final deste ciclo, estabelecida sobre os depósitos do Paleógeno, Neógeno e Quaternário, capeada por espessa camada de cangas lateríticas, pode ser confundida com as superfícies dos chapadões interiores, esculpidas sobre as formações cretácicas (CALDASSO, 1978). Segundo Caldaso,

O Ciclo Velhas desmantelou a superfície Sul-Americana, entalhando uma nova superfície, em parte superposta, toda compartimentada em função de diferentes níveis de base de erosão. Mas mesmo nesta superfície rebaixada, em torno de 550m no interior, que decai alcançando o litoral com cotas em torno de 50-100m, observa-se desenvolvimento laterítico, corroborando a suposição retro mencionada. Assim, pode-se admitir que os **depósitos supergênicos de bauxita desenvolvidos sobre platôs recortados**, estabelecidos sobre os sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras [...] estejam ligados a este ciclo (CALDASSO, 1978:789, grifo nosso).

O último ciclo, o Paraguaçu, atua sobre os processos de desenvolvimento geomorfológico desde o Pleistoceno Médio ao Holoceno. Os processos erosivos deste ciclo em desenvolvimento são condicionados às mudanças de nível de base geral, variação das águas do mar, propiciando o aluviamento das planícies costeiras e ao longo do baixo curso dos rios principais e do golfão maranhense (CALDASSO, 1978). Infere-se que tal ciclo tenha exercido influência significativa no baixo curso do rio Mearim, promovendo o desenvolvimento de vastas planícies inundáveis e lagoas marginais aos canais. Também se entende que durante esse período tenha ocorrido o assoreamento de longos trechos dos cursos d'água principais.

Nesse sentido, considerando o que foi discutido acima, é possível inferir, para a área da bacia do rio Mearim, que o Ciclo Sul-Americano foi responsável pela formação das chapadas com cobertura lateríticas; o Ciclo Velhas proporcionou a dissecação do relevo dessas chapadas, formando grandes vales; e, o Ciclo Paraguaçu estabeleceu a formação das planícies aluviais. Desta forma, a estruturação da drenagem da bacia do Mearim, na área das chapadas, inicia no final do Mioceno ao Plioceno e a formação das planícies aluviais se estabelece no Pleistó-Holoceno.

A análise do relevo através de sua dinâmica atual orienta de uma forma não muito evidente acerca dos processos endógenos e exógenos que constituíram a topografia. Estes (ação eólica, chuvas, marés, ação antrópica) são os mais evidentes por apresentarem ciclos rápidos de repetição, entretanto, aqueles (tectonismos, vulcanismos, abalos sísmicos) apresentam ciclos lentos e longos, que afetam de sobremaneira a ação dos primeiros sobre a superfície do terreno.

Nesse sentido, o estudo do relevo não é tarefa fácil, pois a caracterização de suas unidades envolve a interpretação da inter-relação de vários processos geológicos. Segundo Argento (2009)

A caracterização dos domínios morfoestruturais está ligada à questão geradora, causal, dos fatos geomorfológicos derivados dos grandes aspectos geotectônicos, dos grandes arranjos estruturais e, eventualmente, da predominância de uma litologia bem definida. Esses fatores, em conjunto, geram arranjos regionais de relevo, com formas variadas, mas que guardam relações causais entre si (ARGENTO, 2009:368).

Para Ross (1996), as unidades morfoestruturais podem conter mais de uma unidade morfocultural por representarem a relação entre as diversas litologias e os tipos climáticos que atuaram em tempos pretéritos e os que estão em atividade.

Considerando tais aspectos, a bacia hidrográfica do rio Mearim está inserida, conforme Góes (1995) e Góes & Rossetti (2001), nas unidades morfoestruturais da Bacia Sedimentar do Parnaíba (alto curso), da Bacia Sedimentar das Alpercatas (alto curso) e da Bacia Sedimentar do Grajaú-São Luís (médio e baixo curso).

Segundo Montes (1997), o Estado do Maranhão está subdividido em três domínios morfoestruturais: Domínio I - Faixa de Dobramentos Pré-Cambrianas, Domínio II - Bacia Sedimentar do rio Parnaíba (neste caso o autor não adotou a classificação de Góes & Rossetti, 2001, subdividindo a Província Sedimentar do Parnaíba) e Coberturas Plio-Pleistocênicas e Domínio III - Depósitos Sedimentares Inconsolidados Quaternários (Figura 16). Tais domínios estão divididos em compartimentos menores, que segundo o autor, foram definidos pela

influência da natureza litológica, os traços estruturais, a disposição e as feições típicas do modelado e da rede de drenagem (MONTES, 1997).

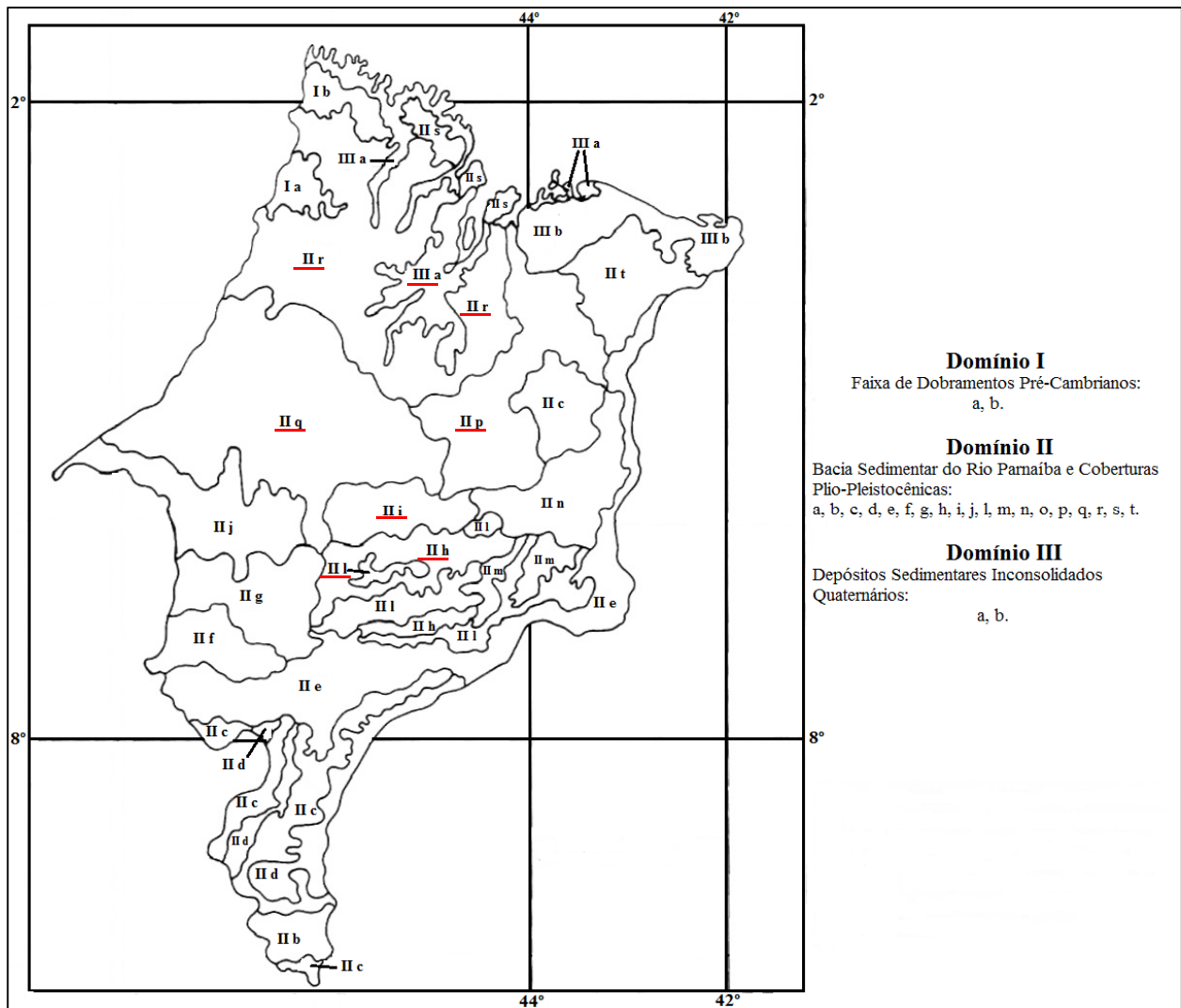


Figura 16: Esboço Morfoestrutural do Estado do Maranhão.

Fonte: Modificado de Montes (1997).

Analisando a figura 16 identifica-se a presença de dois domínios na área de estudo, são eles: Domínio II e III, havendo um predomínio daquele em detrimento deste. O Domínio II foi subdividido em 19 compartimentos, sendo apenas seis deles pertencentes à área da bacia do rio Mearim. Esses compartimentos foram nomeados com letras, segundo Montes (1997), a saber:

- h - Trata-se de relevos altimetricamente inferiores aos Chapadões do alto curso do rio Itapecuru, onde a erosão expôs os arenitos da Formação Sambaíba. Apresenta vales amplos e pedimentados. Localizado nas cabeceiras do rio Mearim;
- i - Na parte central da área estudada ocorrem os arenitos friáveis da Formação Grajaú e Coberturas Detrítico-Lateríticas, originando a Chapada de Barra do Corda, mantida por níveis de concreções ferruginosas. Situada no alto curso do rio Mearim;

- l - Versa sobre os Chapadões da alta bacia do rio Itapecuru onde predomina uma Cobertura Detrítico-Laterítica de espessura variável, atingindo um máximo de 20 m, sustentada por uma camada laterítica contínua com espessura de até 4 m;
- p - Concentra-se na porção central do estado e destaca-se numa faixa de direção norte-sul, onde a drenagem dissecou o planalto (sequência inferior da Formação Itapecuru) em morros e colinas, havendo o predomínio de uma sequência oxidante de siltitos e argilitos avermelhados. Localiza-se na porção leste da bacia do Mearim;
- q - A ação erosiva sobre coberturas detrítico-lateríticas que recobrem a Formação Itapecuru originou um planalto dissecado desde o rio Gurupi ao rio Grajaú. A drenagem principal está orientada na direção SW-NE e N-S. Localizada na porção oeste da área da bacia do Mearim; e
- r - A sequência superior da Formação Itapecuru representada por arenitos argilosos oxidados com intercalações de argilitos e siltitos argilosos, possibilitou a elaboração de uma superfície plana dissecada em alguns trechos em lombas (relevo suavemente ondulado) e colinas. Contorna a Baixada Maranhense se estendendo para oeste. Está situada no baixo curso do rio Mearim.

Para o domínio III há apenas a letra “a”, que, conforme Montes (1997), corresponde aos depósitos flúvio-marinhos e aos aluviões holocênicos que constituem as áreas inundadas e/ou sujeitas a inundação na Baixada Maranhense e ocorre na foz do rio Mearim. Além disso, o autor subdividiu o estado em cinco regiões, as quais também estão subdivididas em 28 sistemas naturais. Para a área da bacia do Mearim foram identificadas cinco regiões, conforme o Quadro 03.

Considerando outra classificação do relevo maranhense, do Governo do Estado do Maranhão (FEITOSA & TROVÃO, 2002) para a bacia do rio Mearim, tem-se três unidades geomorfológicas: no alto curso, Chapadões, Chapadas e “Cuestas”; no médio curso, Superfície Maranhense com Testemunhos; e, baixo curso, Golfão Maranhense.

Segundo Feitosa (1983), o Estado do Maranhão é subdividido em planícies, com cerca de 60% de abrangência, e planaltos. As planícies são: Costeira, Sublitorânea, Litorânea e Fluvial. Os planaltos: Oriental, Ocidental, Meridional, Pediplano Central e Depressão de Balsas. Tais definições não tiveram como objetivo o estudo da gênese do relevo, dando maior ênfase às características sedimentares (litologia e outros aspectos) e hipsométricas.

Quadro 03: Regiões e Sistemas Naturais da Bacia do Mearim conforme Montes (1997).

Regiões	Sistemas Naturais	Características
A – Planícies e Tabuleiros na Região das Formações Pioneiras.	3 – Baixada Maranhense;	Corresponde a áreas sujeitas a inundações ou inundadas, em altitudes que variam de 20 a 55 m. Os solos predominantes são os Gleissolos e com cobertura vegetal característico pela presença das Formações Pioneiras Aluviais. A variação pluviométrica é de 1.700 a 1.900 mm.
B – Superfícies e Tabuleiros na Região de Floresta Ombrófila.	4 – Superfície Sublitorânea de Bacabal;	Em altitudes de 70 a 100 metros, o relevo é plano com dissecação incipiente relevo suavemente ondulado, com morros residuais. Há predomínio dos Plintossolos e Latossolos Amarelos. A variação pluviométrica é de 1.700 a 1.900 mm sobre cobertura vegetal eminentemente composta por pastagens.
	5 – Superfície do Gurupi;	O relevo característico é de colinas e morros com Plintossolos entre outros. A variação pluviométrica é de 1.600 a 2000 mm sobre cobertura vegetal composta pela Floresta Ombrófila.
C – Planaltos na Região das Florestas Estacional e Ombrófila.	9 – Planalto Dissecado do Pindaré/Grajaú;	Característico de relevo com topos planos e vertentes dissecadas em coberturas detríticas, com níveis lateríticos, de idade pleistocênica. Há dominância de Latossolos Amarelos com variação pluviométrica de 1.000 a 1.800 mm. A cobertura vegetal é de Floresta Ombrófila, com ocorrência de extrativismo e agropecuária.
	10 – Planalto Dissecado do Itapecuru;	Este planalto varia de 140 a 200 m de altitude com alguns trechos em relevos residuais de topos chatos e colinas recobertos por Latossolos Amarelos. A variação pluviométrica é de 1.400 a 1.600 mm sobre cobertura vegetal remanescente de florestas.
D – Chapada, Tabuleiros e Depressão na área de Tensão Ecológica da Savana/Floresta Estacional.	11 – Chapada de Barra do Corda;	Caracteriza-se pela presença de relevo suavemente ondulado e amplos interflúvios tabulares, talhados em coberturas detríticas com níveis lateríticos que geraram Latossolos Amarelos. A variação pluviométrica é de 1.000 a 1.300 mm em cobertura vegetal característica de cerrado.
	12 – Depressão de Imperatriz;	O relevo é característico de planos suavemente inclinados em direção à drenagem. Apresenta substrato rochoso composto por arenitos argilosos, siltitos, folhelhos e margas da Formação Itapecuru e Codó. A variação pluviométrica é de 1.300 a 1.800 mm de pluviosidade anual. A cobertura vegetal é característica de contato entre cerrado e floresta.
E – Chapadas, Tabuleiros e Depressões na Região de Savana.	17 – Patamar das cabeceiras do Mearim;	Apresenta relevo plano suavemente inclinado composto por Latossolos Amarelos em altitudes de 200 a 500 metros. Alguns morros residuais apresentam Neossolos Litólicos. A variação pluviométrica é de 1.000 a 1.200 mm.
	18 – Patamar de Porto Franco/ Fortaleza dos Nogueiras;	Caracterizado por apresentar relevo suavemente ondulado coberto por solos de alta fertilidade (Terra Roxa) e nas áreas abaciadas pelos Vertissolos em cerrado diversificado. A variação pluviométrica é de 1.300 a 1.600 mm.
	23 – Chapadões do Alto Itapecuru;	Apresentam relevos planos e com presença de Latossolos Amarelos. O topo dessas chapadas é mantido por concreções lateríticas que chegam a 4 metros de espessura, em altitudes de 300 a 500 metros. São cobertos pelo cerrado e apresentam condições de pluviosidade de 1.100 a 1.300 mm;
	28 – Planícies Fluviais.	Correspondem às várzeas e terraços fluviais, dispostos ao longo dos rios Pindaré, Grajaú e Mearim, compostos por aluviões holocênicos sujeitos a inundações durante os períodos de cheias. A cobertura vegetal característica são as Formações Pioneiras de influência fluvial;

Fonte: elaborado a partir de Montes (1997).

Organização: Alex Lima.

Correlacionando-se a posição dos planaltos e das planícies com a área da bacia do rio Mearim, considera-se que a formação do alto curso está diretamente ligada às (re)ativações do Arco de Xambioá, o qual promoveu o soerguimento dessa área, segundo Góes (1995). O médio curso apresenta comportamento diferenciado quanto à dissecação, de leste a oeste e pode ter influência dos depósitos de bauxita; e o baixo curso constituído por um complexo de planícies formadas por diversos processos de deposição.

6 A COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MEARIM

Este capítulo traz os resultados e as discussões acerca da análise das informações bibliográficas e dos produtos gerados para a área da bacia hidrográfica do rio Mearim, destacando-se o processo de construção da proposta de compartimentação geomorfológica da bacia em questão.

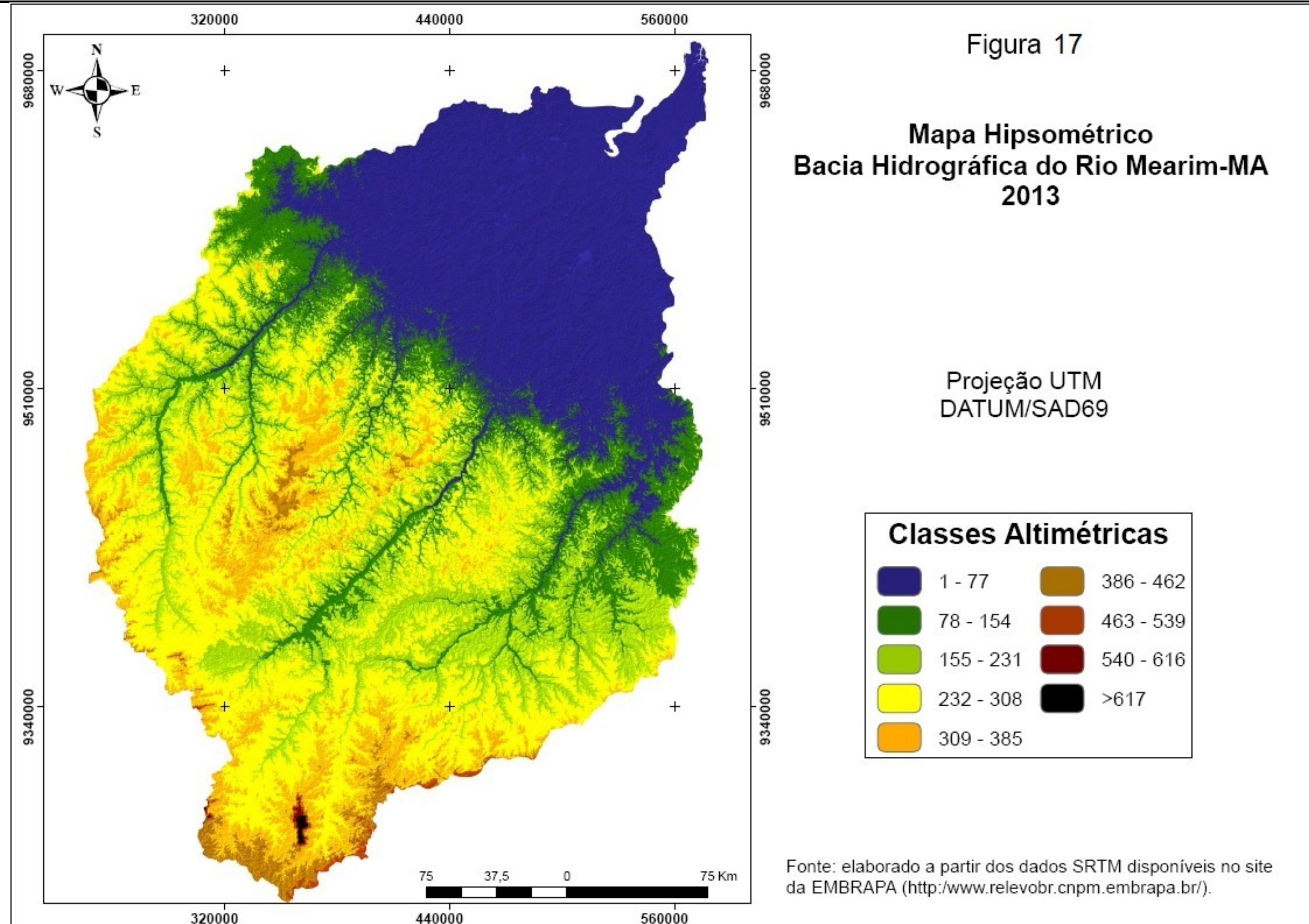
O subtítulo 6.1 trata do comportamento observado na bacia hidrográfica a partir dos mapas de hipsometria e de declividade; no subtítulo 6.2 se discute as formas do relevo mediante o auxílio de perfis longitudinais e transversais, tanto da área da bacia como dos cursos d'água principais, e com a utilização de blocos-diagramas, os quais complementaram o entendimento geral; no subtítulo 6.3, encontram-se as análises dos resultados e discussões relativas à morfometria da bacia hidrográfica do rio Mearim; no subtítulo 6.4, tem-se a proposta de evolução da paisagem da bacia hidrográfica do rio Mearim; por fim, no subtítulo 6.5, tem-se a compartimentação geomorfológica da bacia hidrográfica do rio Mearim a partir da proposta da evolução da área.

6.1 Hipsometria e Declividade da bacia do rio Mearim

Esse subtítulo abordará as informações obtidas através da análise da hipsometria e da declividade por entender que possibilitam uma melhor compreensão das características hidrológicas e dos aspectos geomorfológicos de uma determinada área.

No Mapa Hipsométrico (Figura 17) da bacia hidrográfica do rio Mearim observa-se: i) a diferença altimétrica entre o baixo e o médio curso, apresentando uma ruptura significativa; ii) a diferença de dissecação e variação altimétrica entre as porções oeste e leste da bacia no médio curso, e; iii) o fato de a porção oeste, no médio curso, coincidir em parte com os depósitos detrítico/lateríticos da Província Bauxitífera de Paragominas.

Para a análise adotou-se os valores altimétricos encontrados nos dados SRTM da área, devidamente agrupados em classes. Com efeito, o resultado organizado na tabela 01 possibilitou a averiguação do comportamento do médio e do baixo curso. Observando-se a frequência a partir das classes 1-77 m a 78-154 m e comparando com a disposição das classes na figura 17, através das corres das classes, percebe-se a influência do falhamento apontado por Rodrigues *et al* (1994), que é responsável por tal ruptura de declive. O falhamento distingue dois blocos, um bloco a SW, correspondendo ao médio/alto curso, mais elevado, e um bloco a NE, referente ao baixo curso, com altitudes mais baixas. A evolução dos dois blocos será destacada mais adiante.



A análise conjunta entre a tabela 01 e a figura 17 também reforça um padrão que se destaca no relevo do bloco a NE, ou seja, a planície formada no baixo curso pelas drenagens. Apesar de haver pequenos morrotes (conforme classificação de FLORENZANO, 2008) e colinas há um predomínio de áreas sujeitas a inundação, fato constatado nas cartas de 1:100.000, Arari (Folha AS.23-Z-C-I) (DSG, 1983a) e Lago Açu (Folha AS.23-Z-C-IV) (DSG, 1983b) e na Folha de São Luís SA-23 (1:1.000.000) (MPO, 1998), havendo a formação de lagoas perenes e intermitentes.

Tabela 01: Distribuição das frequências segundo as classes altimétricas da Bacia do Mearim.

Classes Altimétricas	Número de ocorrências	Frequência (%)
1-77	3435490	28,28
78-154	1695724	13,96
155-231	2662166	21,91
232-308	2984755	24,57
309-385	1090367	8,98
386-462	230381	1,90
463-539	37751	0,31
540-616	6037	0,05
> 617	5553	0,04
Total	12148224	100,00

Fonte: Organizado pelo autor no *Excel 2008* a partir dos dados de altimetria gerados no *Software ArcGis 9.3*.

Observando-se a distribuição das frequências das classes altimétricas através da figura 18 nota-se que o que foi constatado acima pode ser justificado, pois a classe de 78-154 m representa o contato entre os dois blocos. Sabe-se que as altitudes estão dispersas por toda a área da bacia, mas apresentam concentração entre as classes de 1-77 m a 232-308 m, mais de 88%.

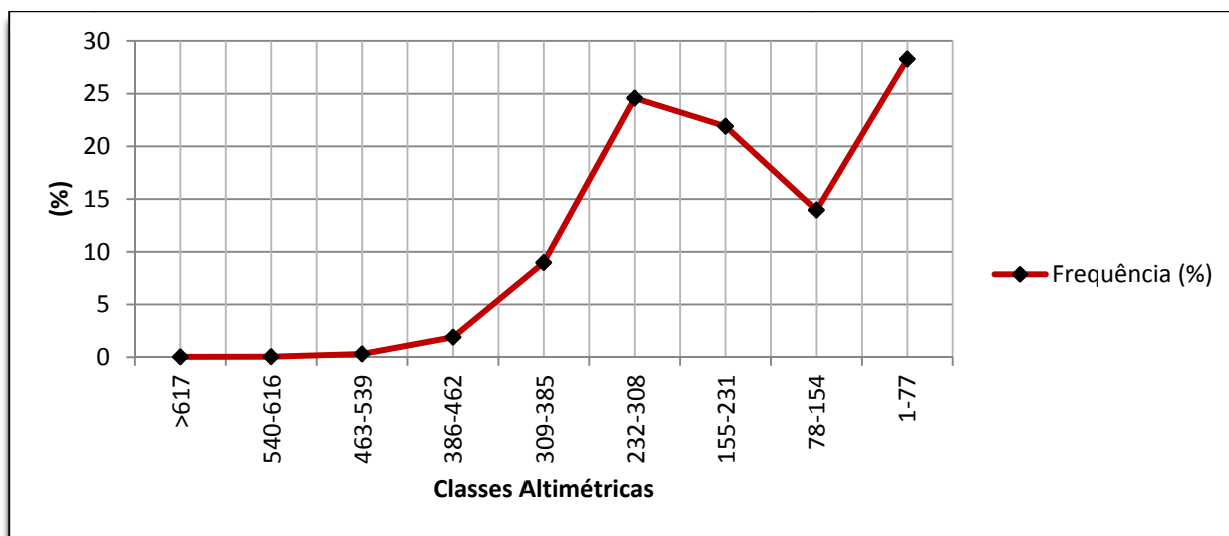


Figura 18: Frequências das classes altimétricas.

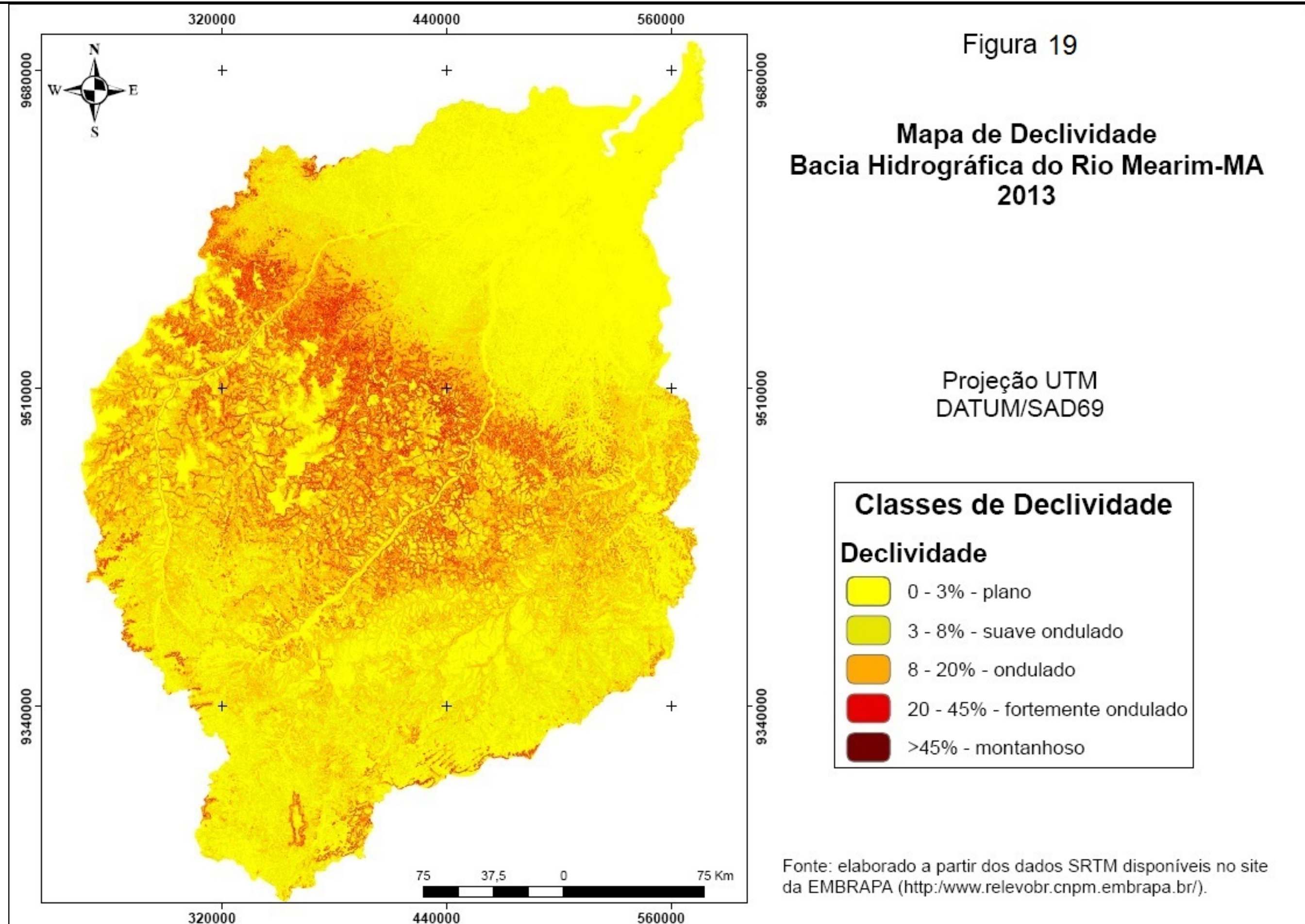
Fonte: Elaborado a partir dos dados da Tabela 01.

Nota-se que as maiores classes altimétricas não representam muito para a área da bacia hidrográfica, inferindo-se aqui, que elas não são responsáveis por influenciar no comportamento do relevo da bacia. Em contramão, o médio e o baixo curso assumem a responsabilidade no controle das formas do relevo, sendo que o baixo curso ajusta o nível de base, promovendo relativa regulação entre os processos de erosão e sedimentação no médio curso. Há de destacar que a composição litológica da Província Bauxitífera de Paragominas estabelece outro tipo de regulação das formas, por apresentar composição mais argilosa, havendo maior intensidade de entalhe vertical do que horizontal (ver adiante a discussão sobre os perfis dos vales).

Percebe-se que o Lineamento do Rio Grajaú serve como limite entre duas porções distintas em termos de dissecação, a porção oeste, controlada pela litologia da Província Bauxitífera de Paragominas e controlada pelo nível de base do rio Pindaré e a porção leste, no médio curso do rio Mearim, que se apresenta mais dissecada e com drenagem mais desenvolvida. Ressaltando-se que os vales deste não são tão encaixados, denotando não haver controle dos vales através de falhamentos. Cabe esclarecer que o período de instalação do lineamento acima não corresponde à imediata captura pela drenagem do rio Grajaú.

Os altos cursos dos rios Mearim e Grajaú se destacam pelo controle vertical atribuído ao soerguimento ocorrido no Arco de Xambioá que deu origem à Serra das Alpercatas, sendo que esta área possui embasamento litológico composto pelos arenitos das Formações Mosquito, Sambaíba, Corda e Grajaú. Conforme a Folha de Barra do Corda (SB-23-V-D) (LOVATO *et al.*, 1994) há uma cobertura detrítico-laterítica (variando de argilosa a ferruginosa) com espessura máxima de até 20 metros sobre parte dos topos, responsável pela manutenção das formas do relevo. Lovato *et al* (1994) afirmam que ao serem desmontadas, promovem em algumas áreas, a depender da inclinação e da litologia, grande aporte de materiais em processo acelerado de erosão. Entretanto, isso ocorre com mais frequência sobre os arenitos inconsolidados ou pouco inconsolidados das Formações Grajaú e Corda.

O Mapa de Declividade (Figura 19) permitiu verificar que os declives mais acentuados da bacia do Mearim encontram-se no contato entre o baixo e o médio curso, concentrando-se neste. As maiores declividades estão agrupadas, em sua maioria, na porção oeste, confirmando, em parte, a relação entre as diferenças altimétricas e a influência litológica atuante nessa dinâmica, principalmente considerando-se a Província Bauxitífera de Paragominas. Em certa medida, este mapa vem a complementar as observações feitas junto ao Mapa Hipsométrico, sobretudo porque indicam áreas de maior e de menor concentração de energia na bacia, considerando a distribuição dos declives.



Através da análise dos valores de frequência da declividade, que variam de 0 a >45% distribuídos na Tabela 02, assim como o potencial energético conferido a cada classe, e das informações contidas no Mapa de Declividade, foi possível constatar que:

Tabela 02: Distribuição das frequências segundo as classes de declividade da Bacia do Mearim.

Classe de Declividade	Número de ocorrências	Frequência (%)
0-3	5503623	45,3
3-8	3633236	29,9
8-20	2257636	18,6
20-45	736884	6,1
>45	16845	0,1
Total	12148224	100

Fonte: Elaborado pelo autor no *Excel 2008* a partir dos dados de declividade gerados no *Software ArcGis 9.3*.

- i) O potencial energético disponível para causar erosão na bacia varia de Baixo a Muito Baixo, levando-se em conta que 75,2 % de sua área apresenta valores de declividade entre 0 a 8%, podendo corresponder em maior sedimentação no baixo curso e pouca eficiência no transporte sedimentar. Nos topos, no médio e no alto curso, há a instalação de drenagens de baixo poder energético para erosão, destacando-se as veredas (comumente denominadas de igarapés, riachos ou brejos);
- ii) O médio curso da bacia apresenta maior dissecação e potencial energético para erosão, variando de Forte a Muito Forte, sobretudo na porção oeste;
- iii) As baixas declividades, sobretudo no baixo curso, potencializam a formação de áreas de inundação devido à baixa energia para o transporte sedimentar, promovendo a formação de meandros no baixo curso das drenagens dos rios principais e de lagoas perenes e intermitentes (conforme as Folhas de Arari (DSG, 1983a), Lago Açu (DSG, 1983b) e São Luís (BRASIL, 1973));
- iv) O curso do Rio Grajaú, encaixado ao lineamento homônimo, evidencia as duas porções já mencionadas, uma a leste e outra a oeste da bacia. A primeira indicando menor potencial energético para causar erosão e a segunda, apesar de destacar topos planos, com maior potencial energético; e
- v) Os blocos a SW e a NE, mencionados anteriormente, ficam delimitados em termos de ruptura de declive, salientando a importância do falhamento proposto por Rodrigues *et al* (1994).

A média dos valores das declividades gerados numa planilha, no *ArcGis 9.3*, foi de 7,05 e o Desvio Padrão de 7,34, isso permite inferir que o potencial energético atual da bacia não é

suficiente para gerar grandes transformações no relevo, considerando apenas o viés erosivo. Nesse sentido, de forma genérica, levando-se em conta apenas a declividade e a forma (estática) atual, a bacia possibilita uma atuação mais expressiva do processo de agradação em detrimento do processo de degradação do relevo.

A constatação acima é reforçada ao se analisar a figura 20 que destaca a relativa irrelevância das classes de 20-45% e >45%. Em termos gerais, mesmo não sendo a classe mais expressiva, a de 8-20, ela é a responsável pelo salto visual no Mapa de Declividade, porque se “reúnem” em determinada porção da bacia, destacando a relação entre declividade x litologia. Nesta relação, a declividade é condicionada pela constituição litológica quando esta oferecer maior ou menor resistência à erosão e quanto à sua natureza, se metamórfica, se magmática ou se sedimentar.

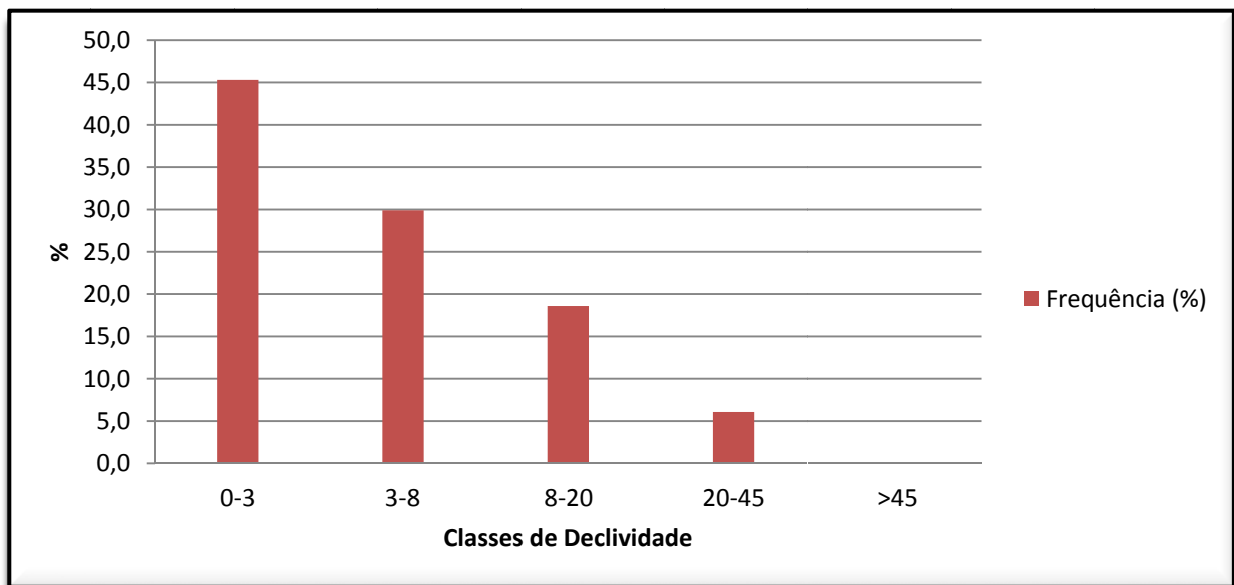


Figura 20: Frequência das classes de declividade.

Fonte: Elaborado a partir dos dados da Tabela 04.

Considerando Kotschoubey *et al* (2005b), a porção onde a referida classe se apresenta corresponde ao manto residual de capeamento argiloso a areno-argiloso, responsável pela manutenção de inclinações mais expressivas que em comparação a terrenos mais arenosos. A porção leste da bacia e o alto curso são constituídos basicamente pelos arenitos das Formações Sambaíba, Mosquito, Corda, Codó e Grajaú, os quais influenciam na dissecação mais intensa nessas áreas.

6.2 Análise dos Perfis e Blocos-Diagramas

Neste subtítulo foram feitas análises sobre o comportamento do relevo considerando aspectos em melhor detalhe, para tanto, utilizou-se de perfis topográficos longitudinais (Perfis 1, 2 e 3) e transversais (Perfis 4, 5, 6 e 7) (Figura 21a) na área da bacia hidrográfica, além de cinco blocos-diagramas (Figura 21b) obedecendo a mesma direção e comprimento dos perfis.

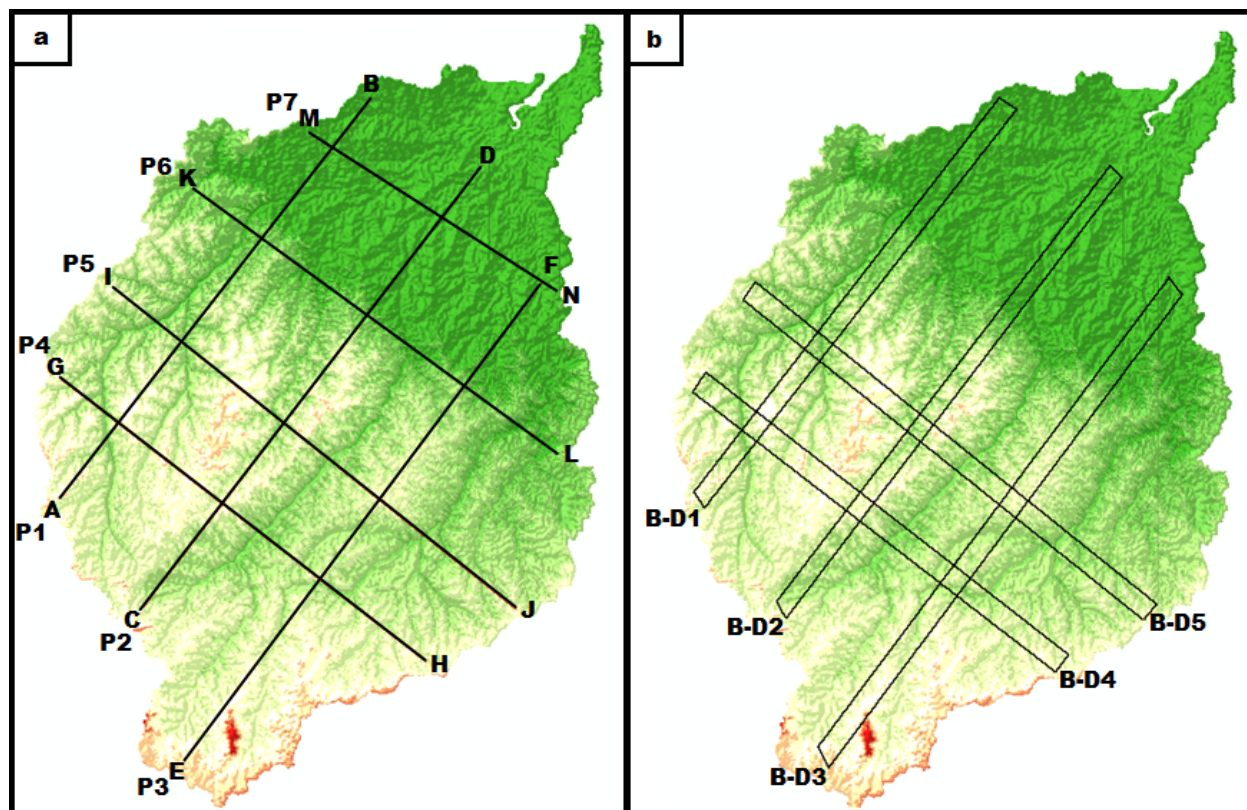


Figura 21: Localização dos perfis e blocos-diagramas: **a)** Posicionamento dos perfis longitudinais e transversais na área da Bacia Hidrográfica do rio Mearim; **b)** Posicionamento dos blocos-diagramas longitudinais e transversais na área da Bacia Hidrográfica do rio Mearim.

Fonte: Elaborado pelo autor, 2013.

Considerando esta figura, pode-se perceber que a localização dos perfis atende, em certa medida, às representações das características do relevo da bacia hidrográfica do rio Mearim. As figuras 22, 23 e 24, representam os perfis P1, P2 e P3, as figuras 25, 26 e 27 destacam os blocos-diagramas por sobre a área de tais perfis. As figuras 28, 29, 30 e 31, representam os perfis P4, P5, P6 e P7 e as figuras 32 e 33 destacam os blocos-diagramas sobre as áreas dos perfis P4 e P5. Analisando a figura 22, observa-se que as maiores altitudes encontram-se acima de 300 metros, com destaque para a área influenciada pela Província Bauxitífera de Paragominas. A partir da linha vermelha no perfil observam-se duas grandes áreas: uma, mais elevada, apresenta relevo dissecado com vales encaixados; e, outra, destacando a transição entre as áreas culminando com a formação da planície fluvial do rio Pindaré. As altitudes mais próximas de 50 metros correspondem a um relevo dissecado com vales em “U” aberto.

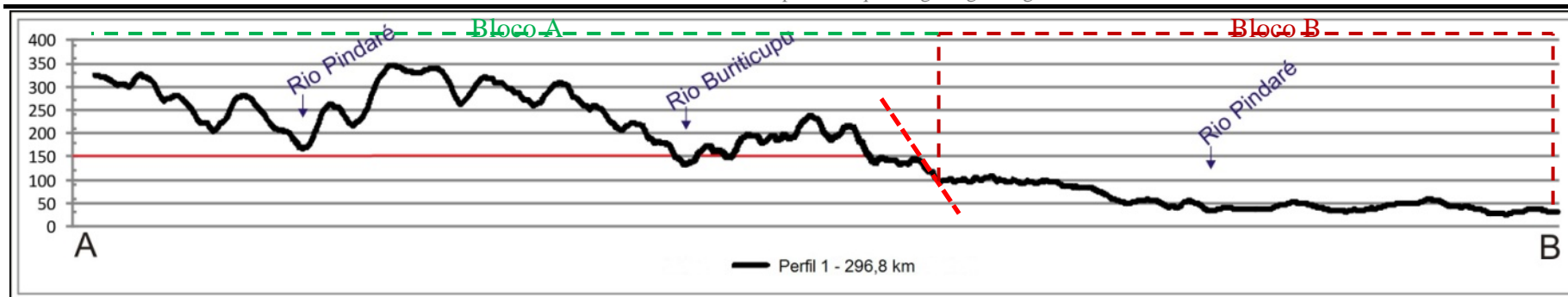


Figura 22: Perfil Longitudinal 1 na área da bacia hidrográfica.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *Excel 2008*.

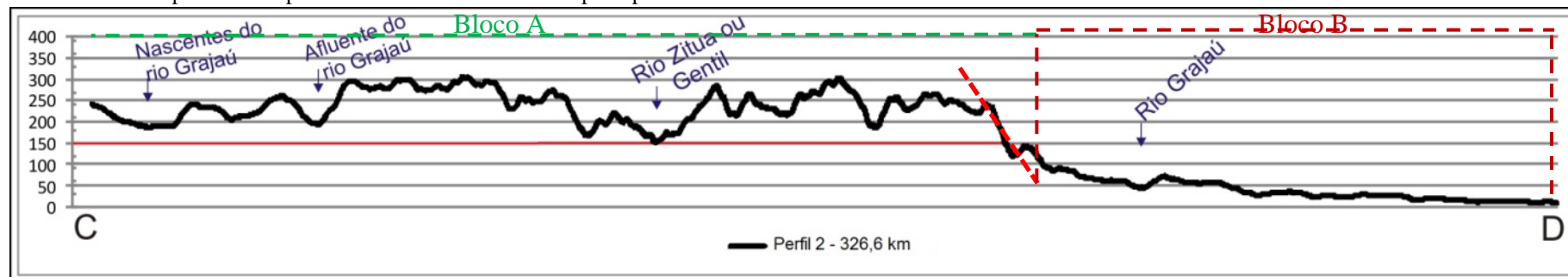


Figura 23: Perfil Longitudinal 2 na área da bacia hidrográfica.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *Excel 2008*.

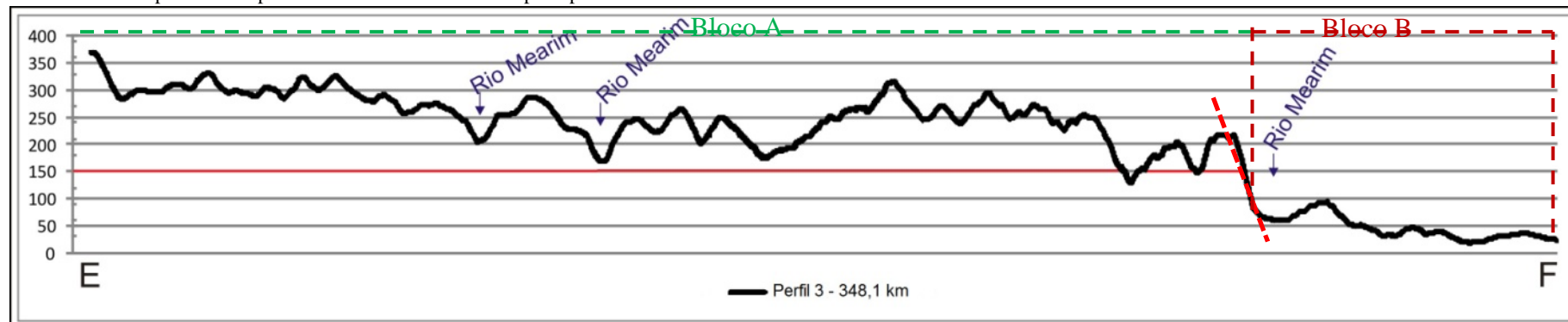


Figura 24: Perfil Longitudinal 3 na área da bacia hidrográfica.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *Excel 2008*.

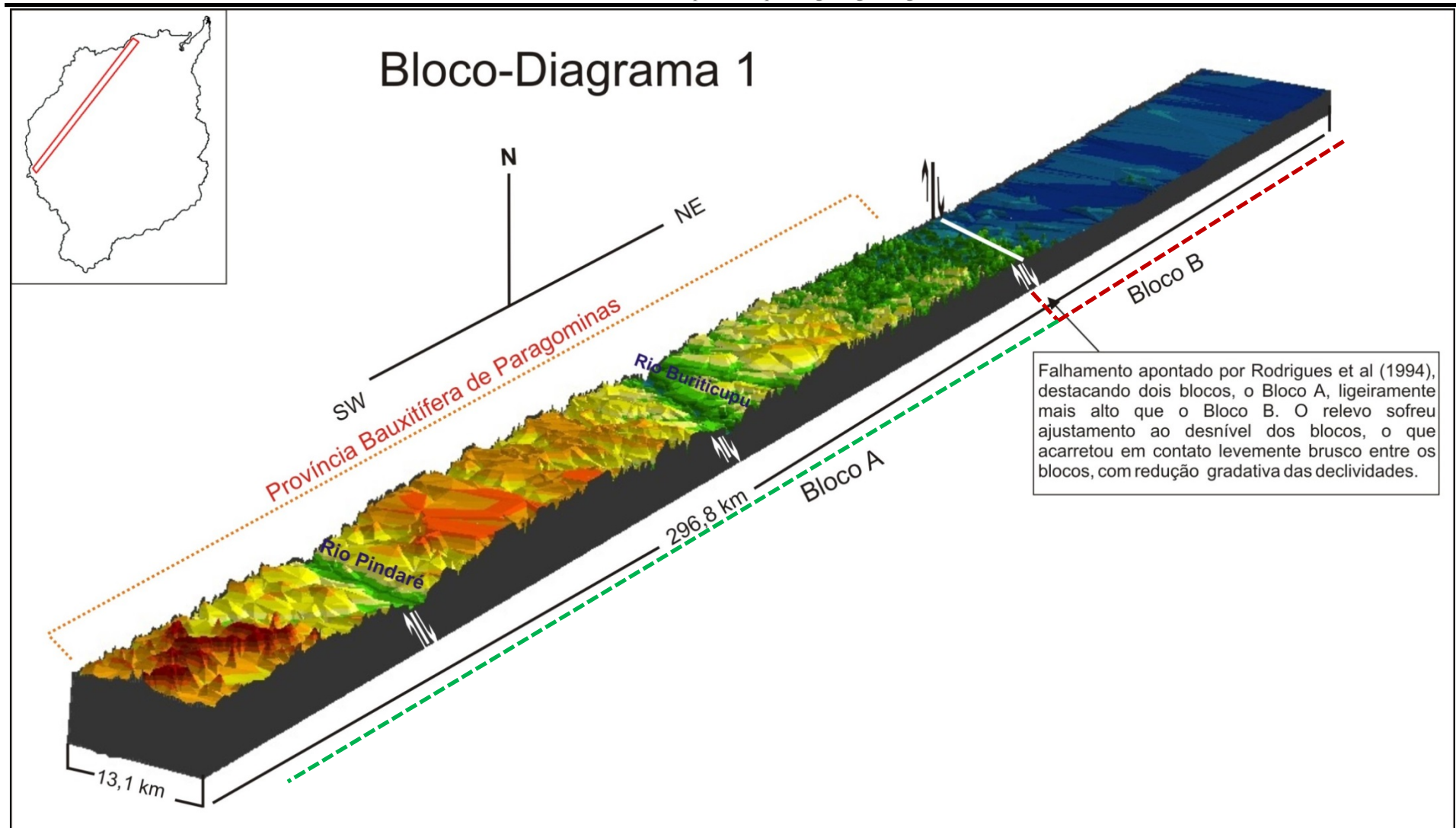


Figura 25: Bloco-Diagrama 1 na área da bacia hidrográfica.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *CorelDraw X4*.

Visualizando-se melhor, através da figura 25, e considerando-se as figuras 22, 23 e 24, pode-se notar que há uma preservação maior das formas do relevo, na porção oeste, sendo mais dissecada nas áreas a leste. Nota-se também que os cursos dos rios Pindaré e Buriticupu estão encaixados em dois falhamentos e que a jusante destacou-se a localização hipotética do falhamento que subdivide a área em dois blocos.

É importante salientar que na porção onde tal bloco-diagrama se encontra, o contato entre os dois blocos se dá de maneira suave, sendo percebida melhor na figura 22, nas altitudes de 100-150 metros. A planície fluvial formada pela ação do rio Pindaré apresenta relevo dissecado, entorno de 60 metros de altitude, correspondendo às vertentes das serras da Reserva Biológica do Gurupi, as quais tem maior representatividade no Estado do Pará. Tal área apresenta uma planície fluvial a esta altitude pelas condições do próprio relevo, ou seja, a sedimentação ocorrida durante o Ciclo Paraguaçu foi responsável, em parte, pelo desenvolvimento das mesmas.

Percebe-se na figura 23 que o contato entre os dois blocos (bloco A: acima da linha vermelha e bloco B: representando o baixo curso) se dá de maneira brusca, destacando no bloco A um relevo mais dissecado em comparação com o perfil anterior. Fica evidente a preservação das altitudes, 250-300 metros, na área influenciada pela Província Bauxitífera de Paragominas, sendo tais altitudes mais elevadas que as porções do alto curso do rio Grajaú.

O baixo curso do rio Grajaú destaca-se pela formação da planície flúvio-lacustre e o relevo é marcado por testemunhos dos sedimentos da Formação Barreiras ou preservado devido a cobertura laterítica em alguns deles. A planície do referido rio está encaixada, possivelmente por causa de falhamentos. Nesse sentido, infere-se que é muito provável que tenha ocorrido uma subsidência nesta área, no baixo curso da bacia hidrográfica do rio Mearim, sendo responsável pelo alinhamento das lagoas.

A figura 25 realça bem as características apontadas nas análises referentes à figura 24, sobretudo ao destacar a planície flúvio-lacustre, no bloco B. Esta característica é bem interessante por denotar que a porção central do baixo curso do rio Grajaú apresenta processos mais intensos de erosão, no contato dos blocos, e de sedimentação. Nesse sentido, constata-se que as cidades mais afetadas pelas cheias concentram-se exatamente na área da referida planície.

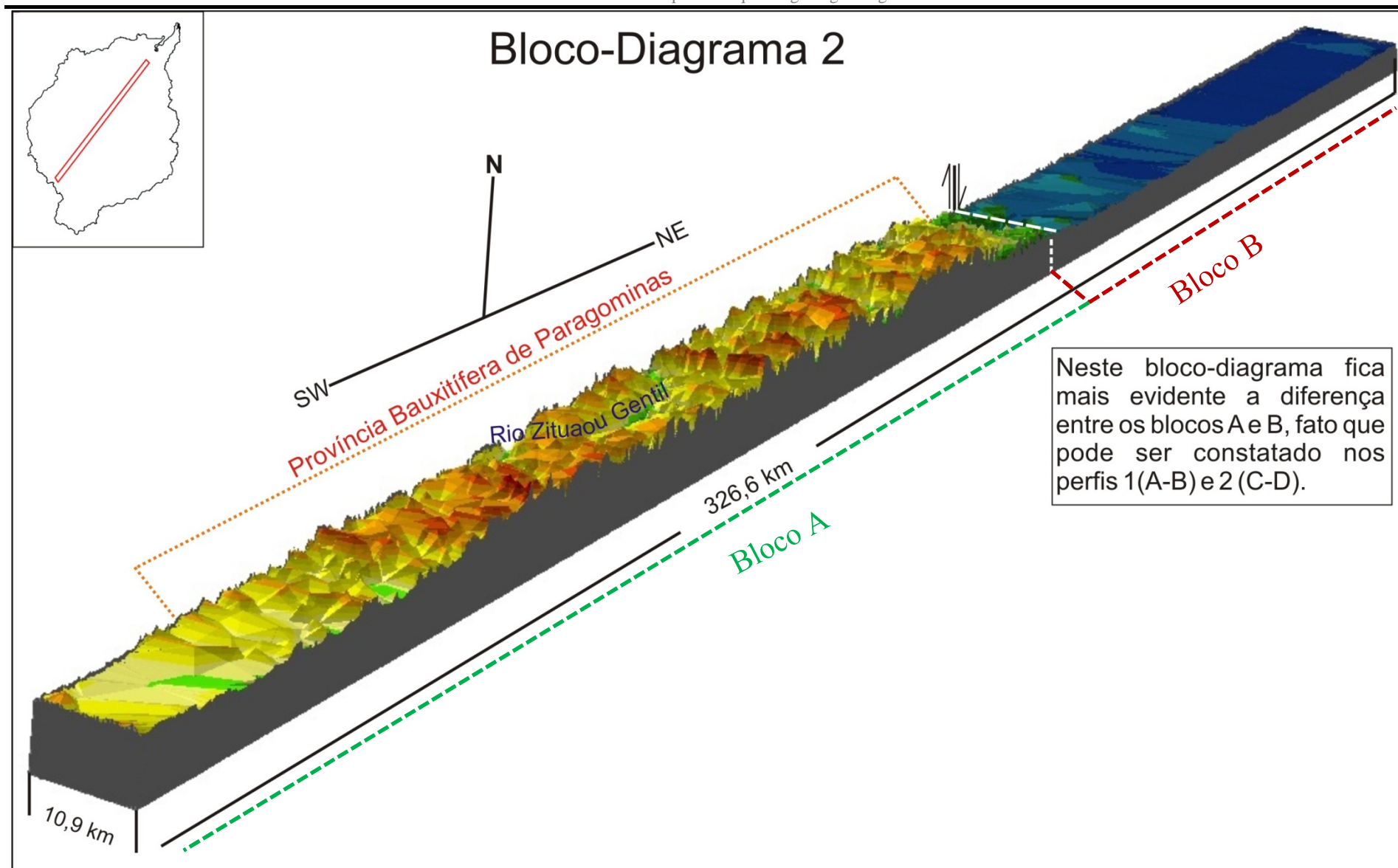


Figura 26: Bloco-Diagrama 2 na área da bacia hidrográfica.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *CorelDraw X4*.

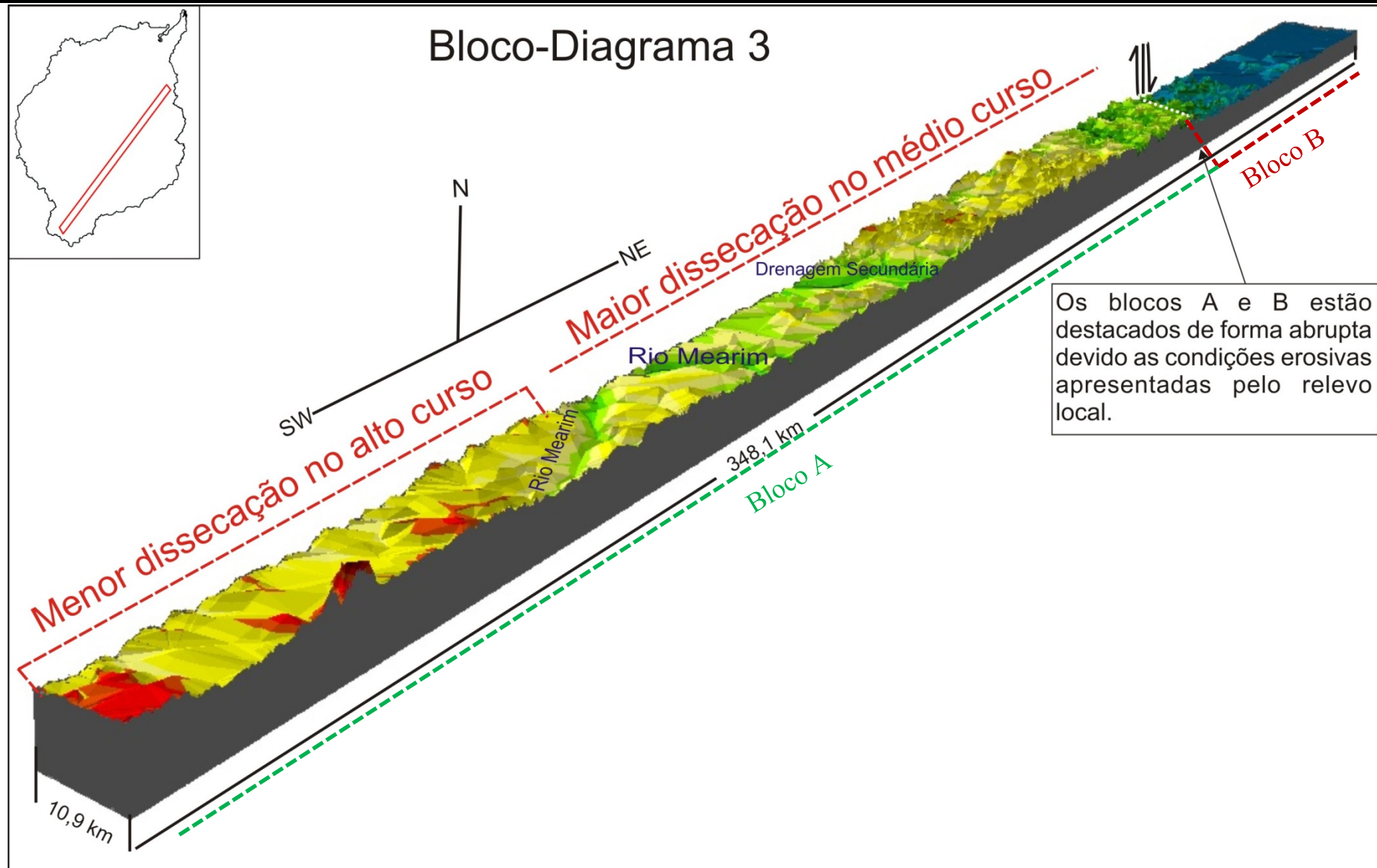


Figura 27: Bloco-Diagrama 3 na área da bacia hidrográfica.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *CorelDraw X4*.

Deve-se, então, presumir que, baseado nas análises feitas nas cartas de Arari (DSG, 1983a) e Lago Açu (DSG, 1983b), nas figuras 15, 17 e 19, além das bibliografias anteriormente citadas, como por exemplo Rodrigues *et al* (1994), que esta é a área de maior subsidência do bloco B devido ao espessamento do pacote sedimentar e por possíveis (re)ativações de falhas. Isso explica, em parte, os problemas enfrentados com a infraestrutura urbana nessa área, sobretudo com relação às cheias. Também justifica a presença de um agrupamento de lagos e ampla área sujeita a inundação.

Constata-se na figura 24 que a divisão entre os dois blocos também se dá de forma abrupta, formando, no Bloco B, a planície fluvial do rio Mearim. Nota-se que o posicionamento do perfil destaca o alto curso com relevo dissecado em nível altimétrico mais elevado e, logo depois das drenagens do rio Mearim, o médio curso apresenta-se bem mais dissecado, comparando-se aos perfis anteriores.

O médio curso, nesta figura, expressa um relevo residual à margem direita do rio Grajaú, não apresentando depósitos ricos em bauxita, mas com fino capeamento laterítico. O Lineamento do Rio Grajaú é divisor de áreas, sendo as porções oeste e leste apresentando dissecações diferenciadas, tanto pelo processo erosivo quanto pela litologia, que são destacadas nas formas dos vales. Na porção oeste os vales, mesmo sem influência de falhamentos, apresentam-se mais encaixados que os da porção leste.

A figura 27 já não traz em si a delimitação da área de abrangência da Província Bauxitífera de Paragominas e percebe-se que as drenagens promovem um rebaixamento gradual do relevo em vales mais abertos, comparando-se aos outros perfis. Infere-se que tal aspecto só acontece devido à composição litológica, pois a inclinação do percurso no alto curso prove a formação de rápidos e correntezas, havendo mais chances de ocorrência de processos de verticalização dos vales. Nota-se que os vales não se configuram como plenamente encaixados.

Os eventos distensivos (SOARES JÚNIOR, 2008) que promoveram a separação dos continentes, americano e africano, trouxeram reflexos diretos e indiretos às bacias sedimentares, dentre eles destacam-se os sistemas de falhas e as ativações e reativações dos arcos estruturais. A exemplo disso, o Arco de Xambioá depois de ter sofrido processo de subsidência foi reativado de forma positiva e dentre os seus efeitos tem-se a constituição da Bacia Sedimentar das Alpercatas (suspensa). Neste sentido, a bacia do rio Mearim possui vertentes de direção S-N, correspondendo ao seu alto curso.

Depois de serem observados os perfis longitudinais e os blocos-diagramas correspondentes na área da bacia será dado destaque aos perfis transversais (Figuras 28, 29, 30 e 31) e aos blocos-diagramas (Figuras 32 e 33), os quais ajudam a destacar melhor as características apontadas anteriormente e a apresentar novas. A figura 28 realça a porção correspondente à área do alto curso da bacia em questão e nela pode-se notar duas porções em graus de dissecação diferenciados, à esquerda e à direita, considerando-se o rio Grajaú.

Observa-se que ganha destaque como drenagem mais pronunciada a do rio Grajaú, correspondendo exatamente ao encaixe com o lineamento homônimo. Segundo Góes (1995), este lineamento se instalou desde o Aptiano (Cretáceo Inferior, período compreendido aproximadamente entre 125 a 113 MA). Infere-se que a drenagem do rio Grajaú seja a mais antiga dessa bacia considerando o seu desenvolvimento ajustado ao lineamento. Desta forma, ter-se-ia encontrado menos dificuldade em escavar, comparando-se às drenagens dos rios Mearim e Pindaré. No alto curso, a referência de nível de base deve ser a do rio Grajaú para os processos de erosão.

A figura 32 destaca o entalhamento dos vales dos rios Pindaré e Grajaú devido às estruturas falhadas. O ajustamento do pacote sedimentar aos processos distensivos elencados por Soares Júnior (2008), promoveu a formação de diversos falhamentos ao longo da Bacia Sedimentar do Grajaú-São Luís, tais aspectos são notados nos falhamentos que condicionam as drenagens dos cursos d'água na Bacia Hidrográfica do Rio Mearim. A presença de tais falhamentos estabeleceu ritmos distintos de processos erosivos na bacia, independentemente da litologia. Entretanto, mesmo condicionando a verticalização dos vales, outros processos podem ter influenciado no ritmo de dissecação de área, por exemplo: a formação de gradientes pluviométricos distintos.

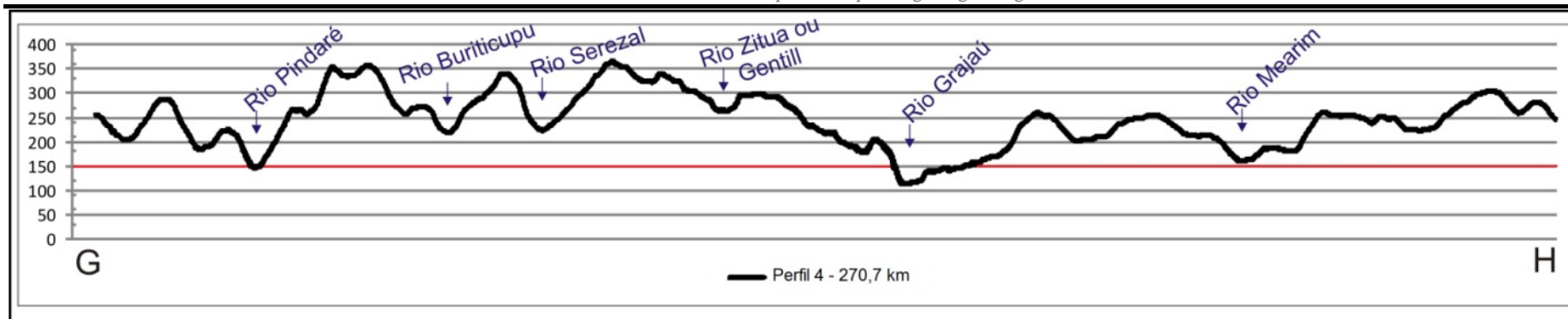


Figura 28: Perfil Transversal 4 na área da bacia hidrográfica.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *Excel 2008* e *CorelDraw X4*.

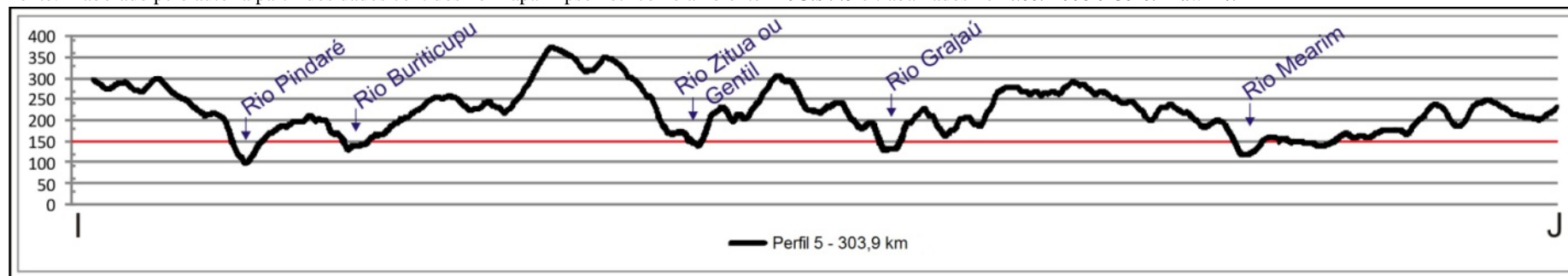


Figura 29: Perfil Transversal 5 na área da bacia hidrográfica.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *Excel 2008* e *CorelDraw X4*.

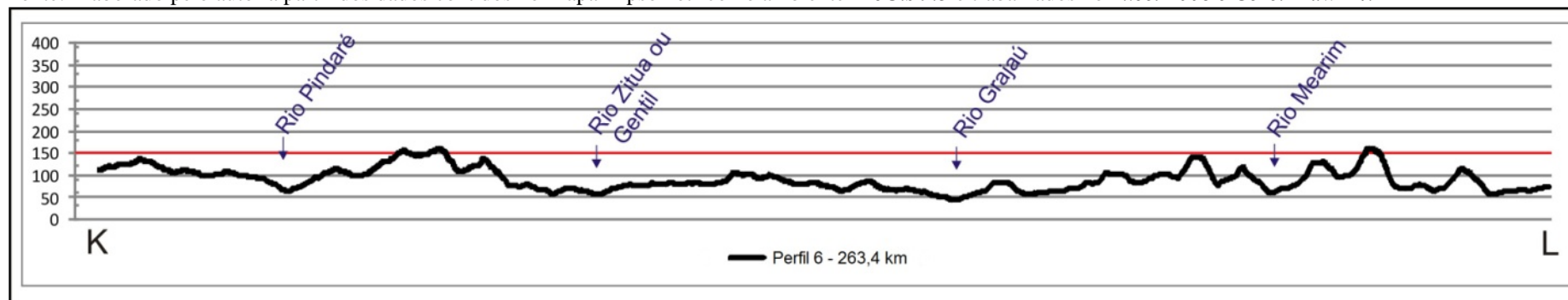


Figura 30: Perfil Transversal 6 na área da bacia hidrográfica.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *Excel 2008* e *CorelDraw X4*.

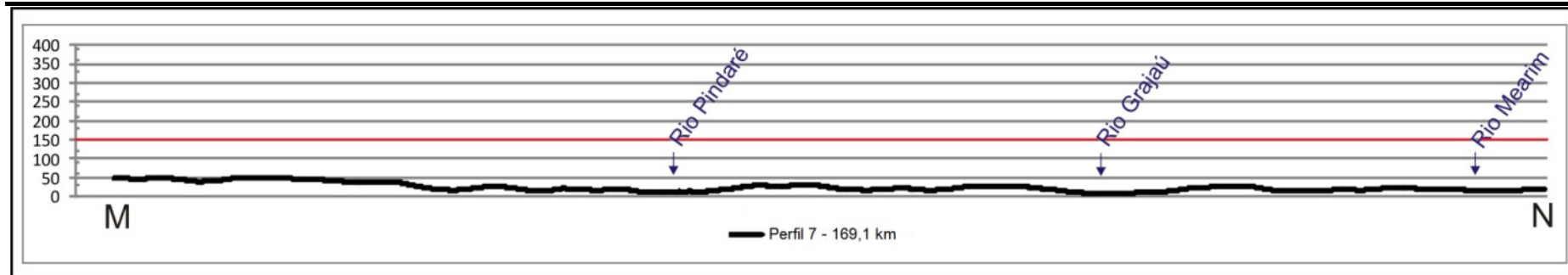


Figura 31: Perfil Transversal 7 na área da bacia hidrográfica.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *Excel 2008* e *CorelDraw X4*.

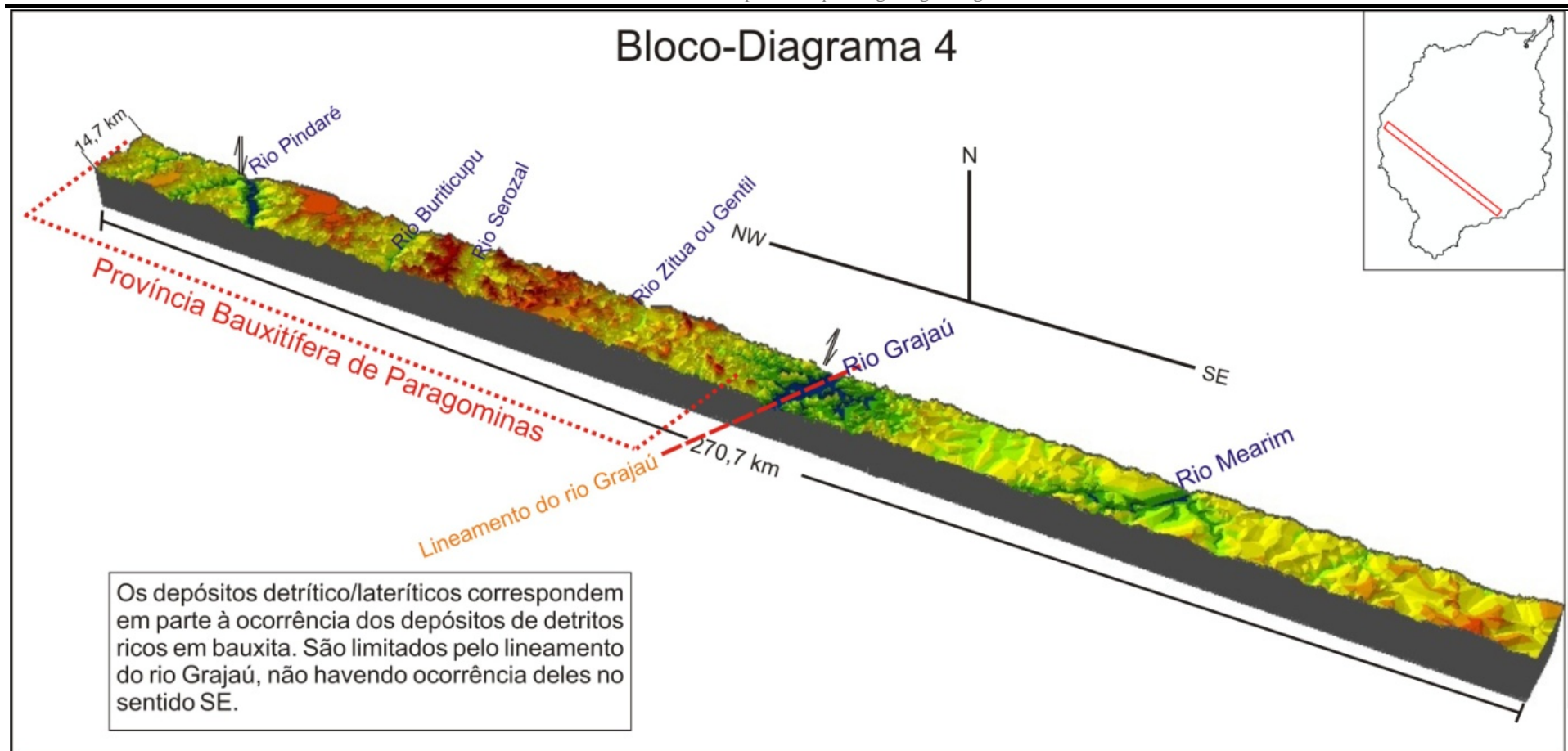


Figura 32: Bloco-Diagrama 4 na área da bacia hidrográfica.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *CorelDraw X4*.

Ao se observar a figura 29 nota-se que há uma dissecação mais acentuada ainda na porção leste, à direita do rio Grajaú, condicionada à drenagem do rio Mearim, que no médio curso assume um papel importante, juntamente com seus tributários, em dissecar o relevo. Lovato *et al* (1994) apresentam, na Folha de Barra do Corda, uma característica reguladora do entalhe do leito do rio Grajaú, os afloramentos dos derrames basálticos. As rochas que afloram no leito acabam por manter o nível de base relativamente estabilizado, assim como o gradiente de inclinação ao longo do tempo.

Nota-se que o leito do rio Pindaré, condicionado a falhamento, conforme destacado na figura 33, imprime um ritmo de dissecação maior que as outras drenagens. Entretanto, considerando a constituição litológica da Província Bauxitífera de Paragominas, há um ritmo menos acelerado de dissecação do relevo, levando-se em conta o que está expresso na figura 29. A partir desse ponto, a jusante, começa um considerável acúmulo de carga sedimentar no leito dos rios, que tem haver com o Ciclo Paraguaçu.

Pode-se inferir que o desmantelamento dos perfis sedimentares que compõem o manto mais argiloso da referida província sejam os responsáveis pelo destaque dado às drenagens secundárias dos rios Buriticupu e Zitua ou Gentil, que neste exemplo, atuam com maior poder de entalhe. Observando-se por essa perspectiva, entende-se que houve ritmos distintos de formação de canais, com aprofundamento e adensamento, tanto na porção oeste quanto na porção leste da bacia. Notadamente, o Lineamento do Rio Grajaú pode ter sido fator limitante desses processos ao longo do tempo e na atualidade.

Observa-se que a partir de certo ponto na bacia hidrográfica, como na figura 30, há a presença de um relevo fortemente dissecado, mas com padrão diferenciado com relação aos demais, pois sua altitude, em raros pontos, ultrapassa os 150 metros. Além disso, destaca pontos comuns aos do baixo curso, discutidos através das figuras 22, 23 e 24, sobretudo com relação à formação da planície fluvial.

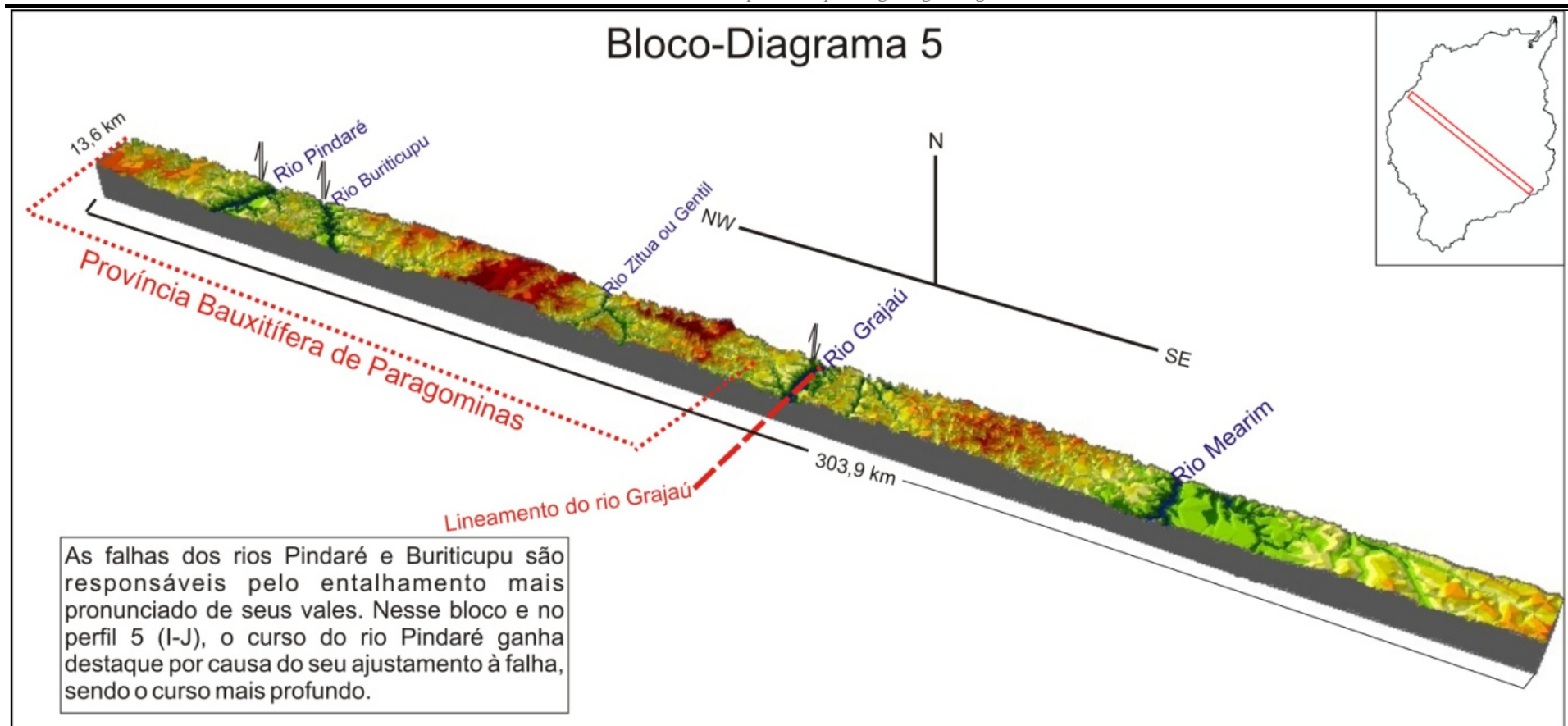


Figura 33: Bloco-Diagrama 5 na área da bacia hidrográfica.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *CorelDraw X4*.

A figura 31 destaca a formação da planície flúvio-lacustre, marcada pelas baixas altitudes (em relação ao restante da área da bacia), sofreu e sofre influência direta do nível do mar. Segundo Ferreira *et al* (1984, *appud* ROSSETTI, 2001) ao final do Oligoceno, estendendo-se ao Mioceno, o mar atingiu cerca de 40 a 50 metros acima do nível atual na porção litorânea norte, conforme registros sedimentares na Plataforma Bragantina. Logo após essa época houve uma constante oscilação no nível do mar, que segundo Rossetti (2001), é difícil precisar se as causas foram tectônicas ou eustáticas.

Considera-se esta uma perspectiva complementar à dada por Soares Júnior (2008) com relação aos eventos distensivos, sobretudo ao terceiro evento. Não se pode precisar se a dissecação no baixo curso possui um elemento de maior controle, se marinho ou fluvial nos dias atuais, mas infere-se que ao longo da constituição dessa área o fator dominante foi o marinho. Não por ele mesmo, mas associado ao controle dos sistemas de falhas normais e às variações do nível do mar ocorridas desde o Mioceno.

Nota-se que a transição do médio ao baixo curso promove um efeito nas drenagens principais que mudam de direcionamento, saindo de um sentido SW-NE, para os rios Grajaú e Mearim e tomando sentido S-N. Já o rio Pindaré sai de uma direção SW-NE para um sentido próximo a W-E.

Nesse sentido, considerando a análise feita na Folha de Arari (Figura 34), isso acaba por reforçar que a energia da bacia para provocar erosão não tem sido suficiente. Entende-se que se a força de erosão fosse um pouco mais intensa isso poderia dar características de carga grosseira em suspensão na carga do leito, o que não ocorre. Dessa forma, os meandros em destaque na referida folha não teriam tamanha sinuosidade. Nesta figura destaca-se um aparente controle estrutural que direciona o fluxo, conforme as linhas tracejadas em vermelho. Essa condição pode indicar que houve neotectônica.



Figura 34: Localização dos meandros na folha de Arari, em destaque os rios Pindaré (esquerda) e Mearim (direita).

Fonte: Recorte da carta de Arari, DSG (1983a).

A partir do que foi discutido acima, buscou-se complementar o entendimento dos processos que atuam na bacia partindo-se da análise dos perfis transversais dos canais principais. Nesse sentido, a figura 35 traz o posicionamento dos cinco perfis dos rios Pindaré (PP), Grajaú (PG) e Mearim (PM) e na figura 36 tem-se a apresentação dos perfis transversais.

Primeiramente, serão abordados os perfis do rio Pindaré, na sequência os do rio Grajaú e, por fim, os do rio Mearim. As análises feitas nas figuras 15, 17, 19, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32 e 33 ajudaram a entender as formas desses vales. O rio Pindaré começa a uma altitude de aproximadamente 259,82 m, com leito condicionado pela influência de falhamentos.

Os perfis PP1, PP2 e PP3 melhor representam esse controle estrutural, o qual recorta o pacote sedimentar da citada província, saindo de pouco mais de 160 m de altitude para 55 m no terceiro perfil. Isso representa um aprofundamento da drenagem de 105 metros em pouco mais de 120 km percorridos.

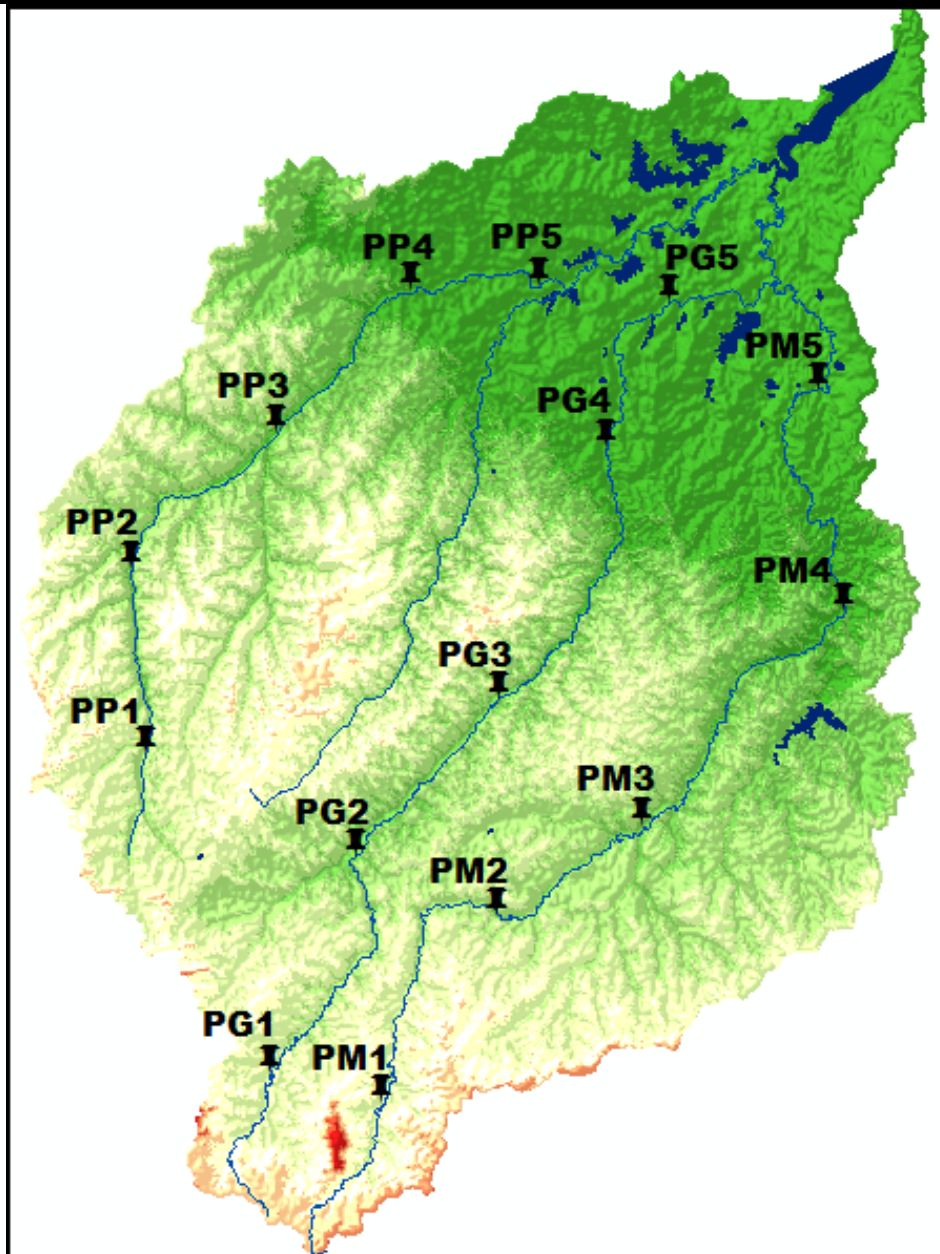


Figura 35: Localização dos perfis transversais nos cursos de água principais: Perfis Pindaré (PP) de 1 a 5; Perfis Grajaú (PG) de 1 a 5; e, Perfis Mearim (PM) de 1 a 5.
Fonte: Elaborado pelo autor, 2013.

Outro aspecto relevante está no fato de as vertentes dos vales ganharem maiores inclinações exatamente nos perfis PP2 e PP3, os quais correspondem à área de maior dissecação da província supracitada. Isso permite inferir que a sua dissecação não tem sido tão eficiente dada a composição litológica da área, que é constituída por material argiloso. Deve-se destacar que as coberturas lateríticas contribuem com a manutenção das formas, sobretudo quando formam crostas laterítico-ferruginosas em topos tabulares, entre outros.

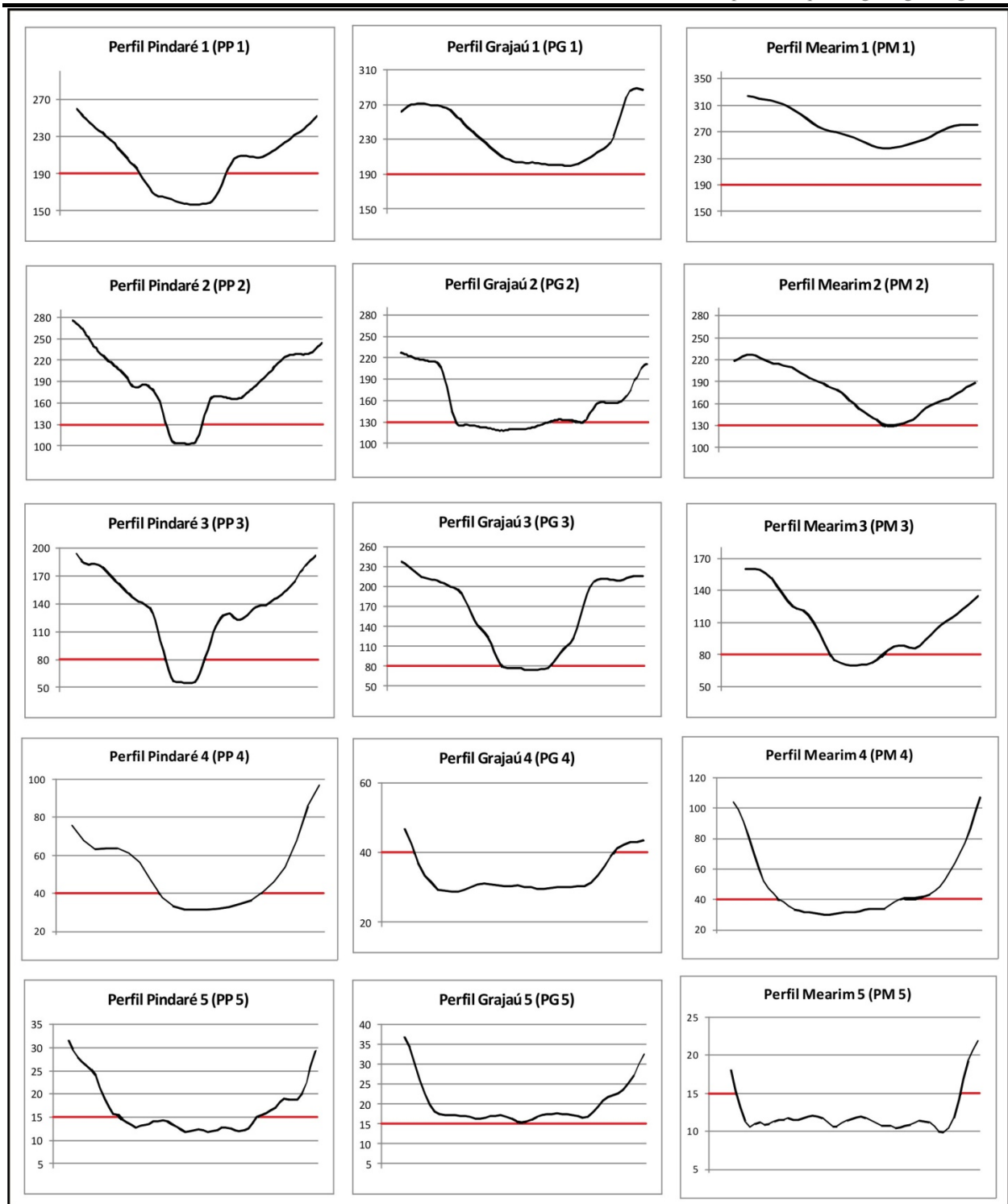


Figura 36: Perfis Transversais dos cursos de água principais.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *Excel 2008* e *CorelDraw X4*.

Os perfis PP4 e PP5 evidenciam dois outros padrões de dissecação para esta drenagem: o primeiro apresenta relevo dissecado abaixo de 100 metros, com alargamento natural de seu vale, com a planície fluvial pouco desenvolvida. O segundo destaca a porção da planície flúvio-lacustre, na qual o leito ganha em largura e profundidade, com vertentes que chegam a altitudes

inferiores a 35 metros. A partir desse último perfil, o curso do rio torna-se cada vez mais sinuoso, nas características apontadas anteriormente.

Os perfis do rio Grajaú destacam um padrão diferenciado, tanto com relação aos perfis do rio Pindaré quanto aos perfis do rio Mearim. Tal aspecto se deve ao lineamento ao qual a drenagem se instalou. O perfil PG1 apresenta-se com vale bem aberto e sem grandes aprofundamentos de seu leito, permanecendo acima de 190 metros. Sua base é composta pelos arenitos das formações Corda e Grajaú e com um relevo suavemente ondulado, como se pode perceber no Mapa de Declividade (Figura 19).

Há um aspecto que deve ser levado em consideração, nas proximidades do perfil PG2, que é o fato de haver afloramentos de basaltos atribuídos à Formação Sardinha (LOVATO *et al*, 1994). Tais afloramentos podem justificar a preservação do nível de base e, conseqüentemente, a manutenção do gradiente de inclinação, retardando o processo de erosão.

O perfil PG2 encontra-se plenamente encaixado ao lineamento, assumindo características de fundo achatado decorrente, segundo Lovato *et al* (1994), tanto da carga do leito, pois há acumulação aluvial, como de afloramentos rochosos. A figura 28 dá um destaque a esse ajustamento da drenagem do rio Grajaú ao lineamento, evidenciando-o também em formato de fundo de vale em “U”.

O PG3 dista aproximadamente 400 km do PG1, o fundo do vale, neste perfil, apresenta algo entorno de 200 m de altitude e naquele perfil chega acerca de 75 m, representando uma dissecação equivalente a 125 m. O afloramento que ocorre próximo ao perfil PG2 garante um controle do ritmo de dissecação, entretanto, a jusante dele o rio aprofunda ainda mais se ajustando ao lineamento, conforme se observa no perfil PG3.

Todavia, mesmo o rio Grajaú tendo escavado mais, comparando-se ao rio Pindaré, levando-se em conta a simples subtração da base do canal dos perfis PP1 e PG1 em relação aos perfis PP3 e PG3, a figura 29, nas proximidades da área, retrata uma relativa estabilidade do seu gradiente de inclinação, considerando o rio Pindaré. Este aspecto, aliado ao que já foi discutido anteriormente acaba por ressaltar o baixo poder de causar erosão que esta bacia apresenta.

O perfil PG4 destaca dois aspectos importantes: o primeiro, seu alargamento e aprofundamento mais pronunciado que os mesmos perfis das outras duas drenagens; e, segundo, a formação da planície flúvio-lacustre, devido ao dissecamento mais agressivo nessa área, como

se pode averiguar na figura 32. Entretanto, ressalta-se que o baixo curso pode estar condicionado a falhamentos, e por isso, sofrer influências na sua configuração.

Comparando-se o perfil PG5 com o PP5, observa-se que aquele não consegue o mesmo ritmo de entalhe. Supõe-se que isso se deve ao volume de seus fluxos e à carga de leito, os quais promovem comportamentos distintos nos canais. Em trecho de aproximadamente mesma distância, entorno de 60 km, os perfis PP4 e PP5 têm suas profundidades variando em 18 metros, já os perfis PG4 e PG5 atingem uma variação entorno de 13 metros. Tal comportamento pode estar relacionado a algum controle estrutural, que faz da porção central do baixo curso assumir altitudes inferiores.

Os perfis do rio Mearim demonstram outras características, distintas dos perfis até agora analisados, pois o condicionamento da drenagem aos sistemas de falhas, ou lineamentos, não é fator relativamente marcante, nem tampouco com relação aos afloramentos rochosos. Acredita-se que a condição de maior relevância seja a litológica, apesar de haver falhas que condicionam a direção do fluxo. Entretanto, tais falhas não marcam o fundo dos canais e dos vales, como nos perfis dos rios Pindaré e Grajaú.

O perfil PM1 destaca uma drenagem mais alta, cerca de 240 metros de altitude em vales com vertentes suaves. Conforme expõe Lovato *et al* (1994), na folha de Barra do Corda, essa área está sob o controle dos arenitos da Formação Grajaú e Corda com certa resistência ao processo de erosão.

No perfil PM2 já há uma incisão maior por parte da drenagem, pois considerando o perfil anterior a diferença chega acerca de 110 metros. Cabe ressaltar que esta área corresponde à porção mais elevada da bacia, conforme a figura 17, e tal comportamento é esperado, mesmo que em curto intervalo, aproximadamente 80 km percorridos, em relação às altitudes da área compreendida.

O perfil PM3 é o único trecho com influência de falhamentos, mas mesmo assim com pouco ajustamento do canal. Considerando a figura 29, que fica nas proximidades deste perfil, pode-se notar que sua drenagem é mais profunda que a do rio Grajaú, proporcionando um nível de base para o relevo dessa área. Deve-se considerar que o relevo, nesse trecho, conta com drenagem bem mais pronunciada, evidenciando um poder maior de dissecação.

Analisando-se o perfil PM4, juntamente com a figura 30, nota-se um encaixamento ao relevo residual da área. Percebe-se que tal característica é semelhante na outra extremidade do

perfil, podendo-se inferir que se trata da área que sofre o ajustamento à erosão, para o Bloco B, mais baixo. Essa área fica no entorno da área de influência do falhamento indicado por Rodrigues *et al* (1994).

O perfil PM5, por sua vez, reflete as características da planície flúvio-lacustre, com relevo marcadamente suave ondulado (0-3%), conforme a figura 19. Apresenta-se como a drenagem mais profunda e com a planície lacustre mais desenvolvida, comparando-se às demais. É desse ponto, a jusante, que o rio desenvolve seus meandros, inclusive alguns lagos se desenvolveram a partir de meandros abandonados. A orientação dos lagos, na figura 37, assim como trechos dos cursos d'água, podem ser interpretados como sinais de neotectônica recente (Plio-Pleistoceno).

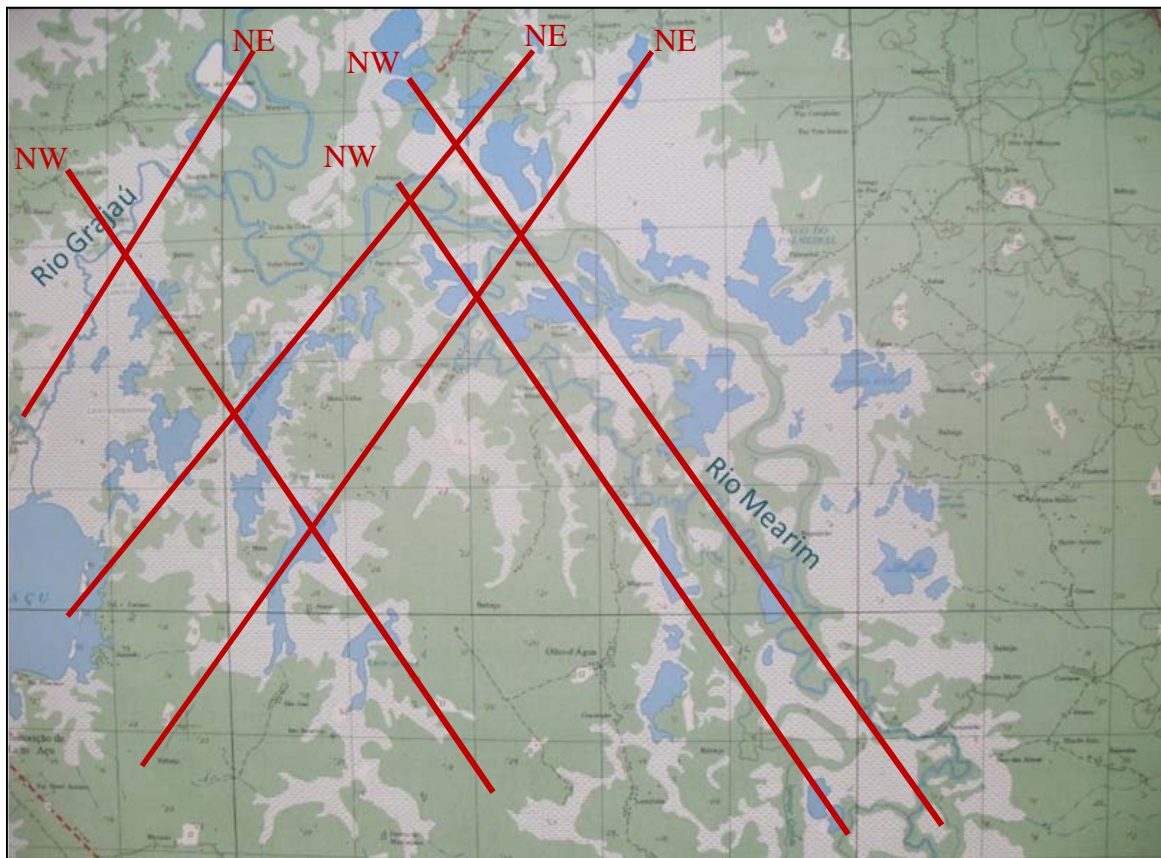


Figura 37: Localização das lagoas e meandros na Folha de Lago Açu no baixo curso do rio Mearim e indicação possíveis controles estruturais.

Fonte: Recorte da carta de Lago Açu, DSG (1983b).

Depois de discutidos os perfis transversais dos cursos d'água principais da bacia hidrográfica do rio Mearim, serão destacadas as análises feitas nos perfis longitudinais dos referidos rios. As análises levam em conta, sobretudo os resultados e as discussões contidas neste capítulo. Na figura 38, pode-se observar a localização dos perfis longitudinais dispostos na bacia em questão.

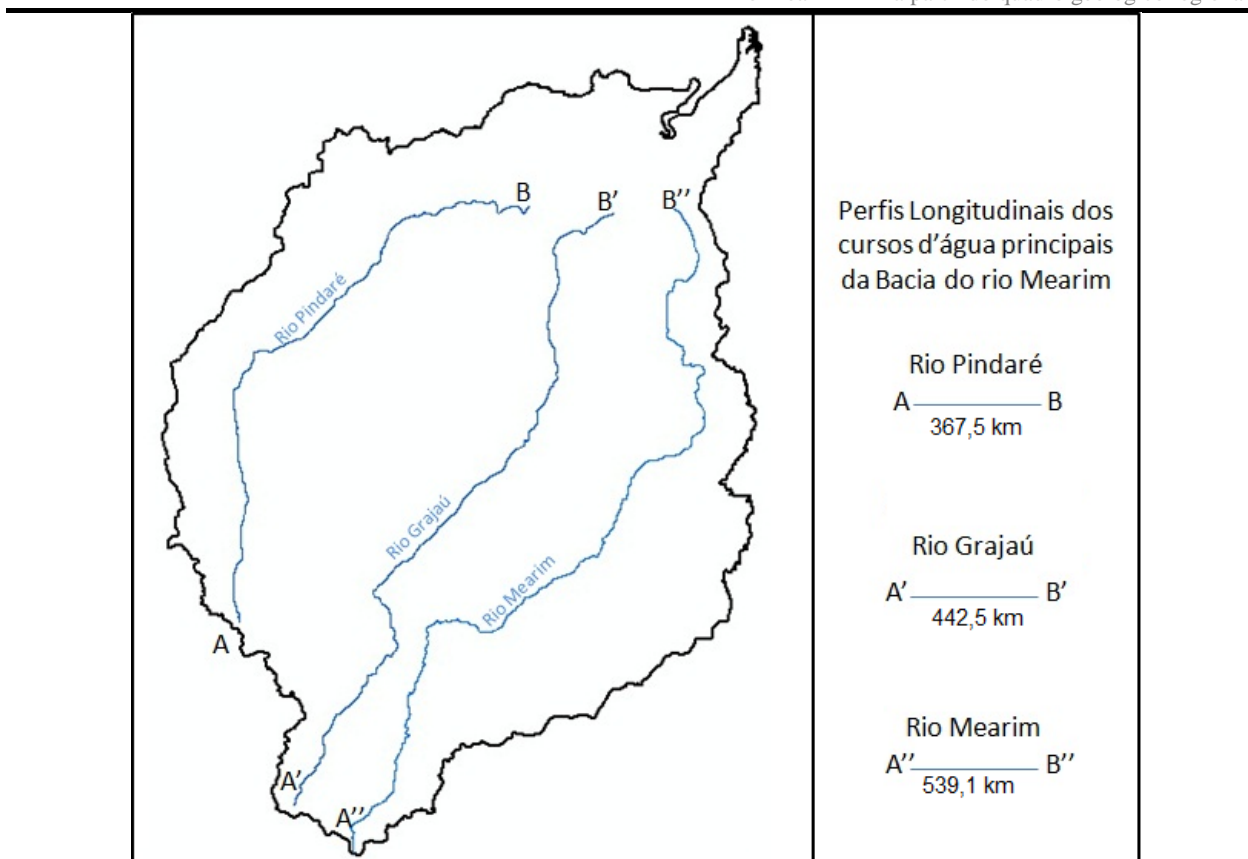


Figura 38: Localização dos Perfis Longitudinais na área da bacia hidrográfica.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *CorelDraw X4*.

Com a preocupação de destacar como os perfis se dispõem em termos de altitude e daí buscar elementos para a discussão comparativa entre eles, elaborou-se a figura 39. Nota-se que a drenagem do rio Mearim ganha destaque por estar muito acima das outras, entretanto, a drenagem mais afetada por rupturas de declive é a do rio Grajaú. A drenagem do rio Pindaré corresponde à que mais erodiu o próprio leito estando muito abaixo das anteriores. Cabe ressaltar que as drenagens possuem comprimentos diferentes e que o objetivo da figura em questão não é alinhá-los conforme iniciam na figura anterior a esta.

Os perfis das drenagens possuem os seguintes valores altimétricos: Rio Pindaré, inicia a 259,82 metros e encerra com 4,99 metros; o Rio Grajaú, dá início com 354,69 metros e termina a seção com 9,49 metros; e, o Rio Mearim com início em 411,74 metros e finalizando o perfil com 1,69 metros. O Mapa de Declividade (figura 19) não destaca amiúde certos detalhes como estes expostos acima, que evidenciam as rupturas de declive.

Inicialmente elaborou-se os perfis e em seguida subdividiu-se em três segmentos iguais para melhorar a visualização dos detalhes contidos em cada trecho. O primeiro perfil analisado foi o perfil do rio Pindaré (Figura 40), começando-se desde a porção oeste à porção leste da bacia.

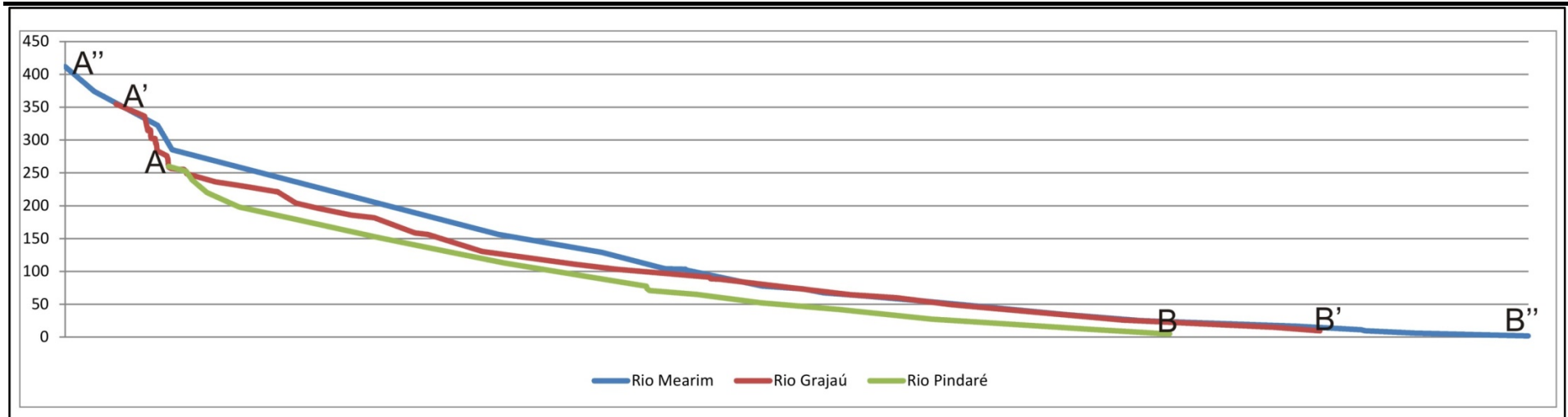


Figura 39: Perfis Longitudinais agrupados.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *Excel 2008* e *CorelDraw X4*.

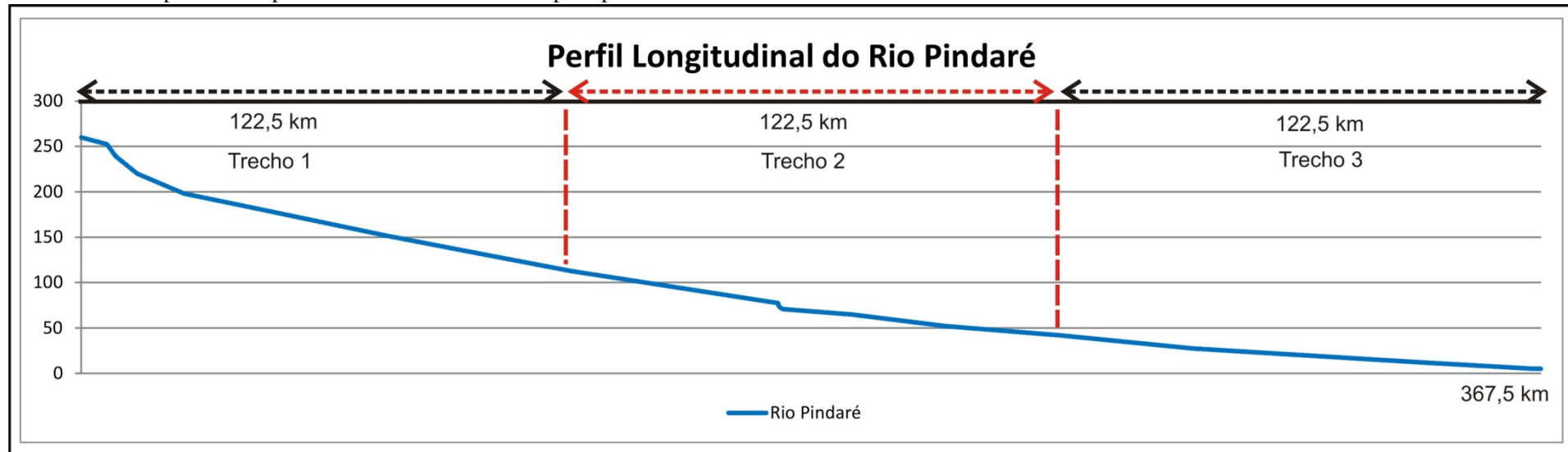


Figura 40: Perfil Longitudinal do rio Pindaré com destaque para as subdivisões em trechos.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *Excel 2008* e *CorelDraw X4*.

O perfil longitudinal do rio Pindaré apresenta-se, no geral, com predominância das características côncavas, havendo alguns pequenos trechos com rupturas de declive, com destaque para o alto curso e o médio curso. Entende-se que os falhamentos, apontados e analisados anteriormente, condicionam a suavidade do seu gradiente de inclinação total.

A figura 41 traz os trechos do rio Pindaré em melhor detalhe, em cada trecho é possível perceber uma linha vermelha tracejada indicando um perfil linear, que serve de base para entender melhor cada perfil. O trecho 1, apresenta seu comportamento associado, inicialmente, à litologia mais preservada de cobertura laterítico-ferruginosa, como aponta Kotschoubey *et al* (2005) quando destaca que as porções mais ao sul da Província Bauxitífera de Paragominas apresentam esse tipo de material, o qual é responsável pela manutenção de pequenos platôs.

A parte subsequente à ruptura está ajustada a estrutura de falha e se mantém como um padrão até o trecho 2. A declividade fica suave até a ruptura, a qual supõe-se está associada ao falhamento do baixo curso (RODRIGUES *et al* 1994). A ruptura, a que se refere, está no trecho 3, abaixo dos 30 metros e marca a entrada da drenagem no baixo curso, onde retoma um padrão suavemente côncavo.

Christofoletti (1980) salienta que não há na literatura um consenso quanto à explicação de como se dá o perfil longitudinal (ou “Perfil de Equilíbrio”), por razões bem complexas, e que toda a drenagem tende a encontrar seu equilíbrio através da forma côncava. Nesses termos, o autor resume em dois aspectos o que ocorre ao longo do perfil, de montante a jusante: o primeiro é de que o débito aumentará, acompanhado da largura e da profundidade do canal e da velocidade média; o segundo refere-se à diminuição do tamanho dos sedimentos, da competência do rio, da resistência ao fluxo e da declividade.

Nesse sentido, características mais específicas não foram elencadas pelo autor, como: controle litológico, influência das estruturas de falhas, entre outras. Para este perfil, a concavidade não é atingida plenamente pelo rio devido a essas características. Isso pode representar, em outras palavras, que o rio Pindaré não está dentro dos padrões de equilíbrio da literatura. Entretanto, cabe ressaltar que isso não impede pensar que ele atingiu o seu perfil de equilíbrio, sobretudo considerando as outras variáveis da bacia já discutidas acima.

O perfil longitudinal do rio Grajaú (Figura 42) no seu todo, apresenta um perfil côncavo, entretanto, com várias partes convexas ao longo do curso. A figura 43 destaca as principais características de cada trecho.

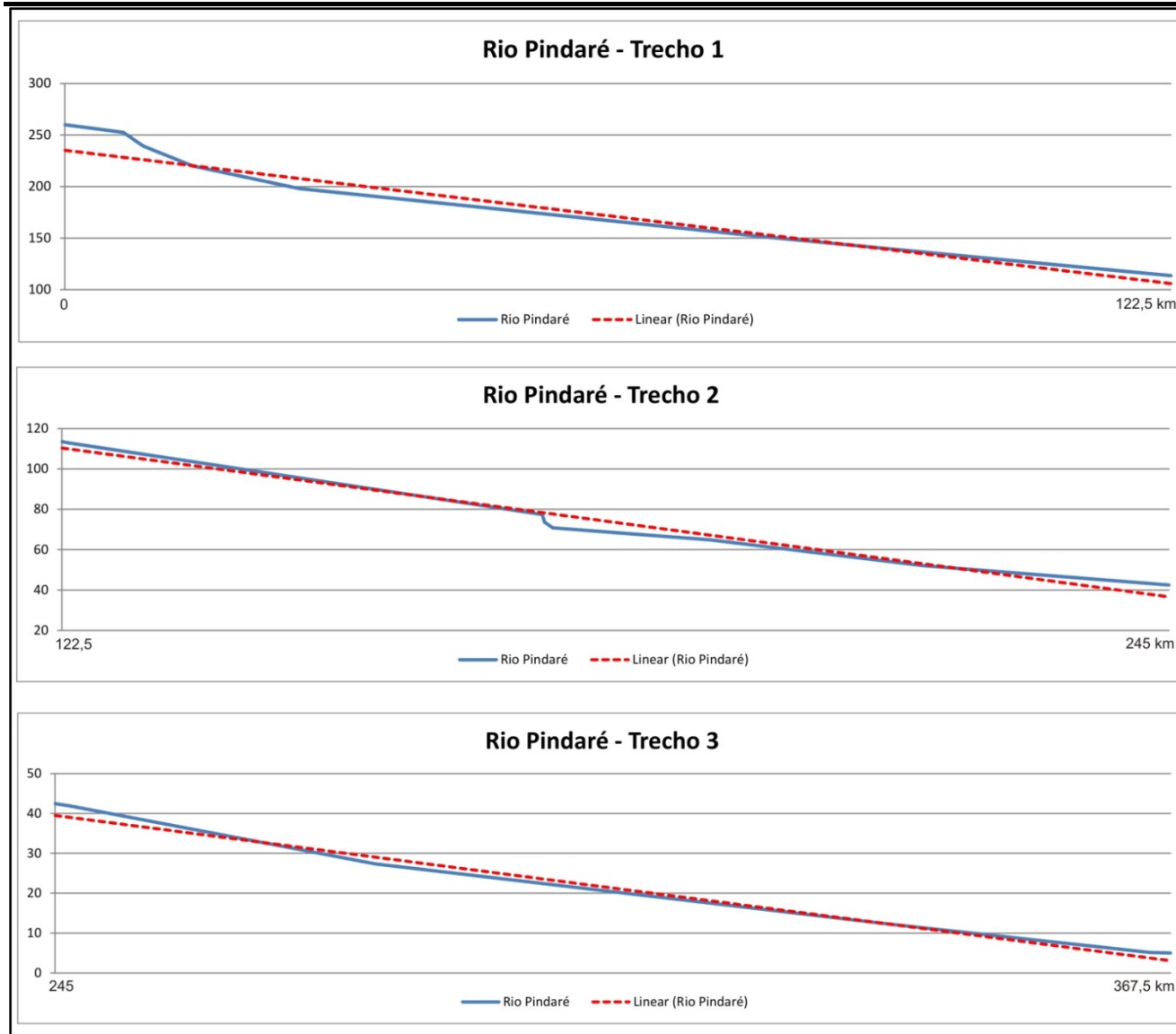


Figura 41: Perfis Longitudinais dos trechos do rio Pindaré.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *Excel 2008* e *CorelDraw X4*.

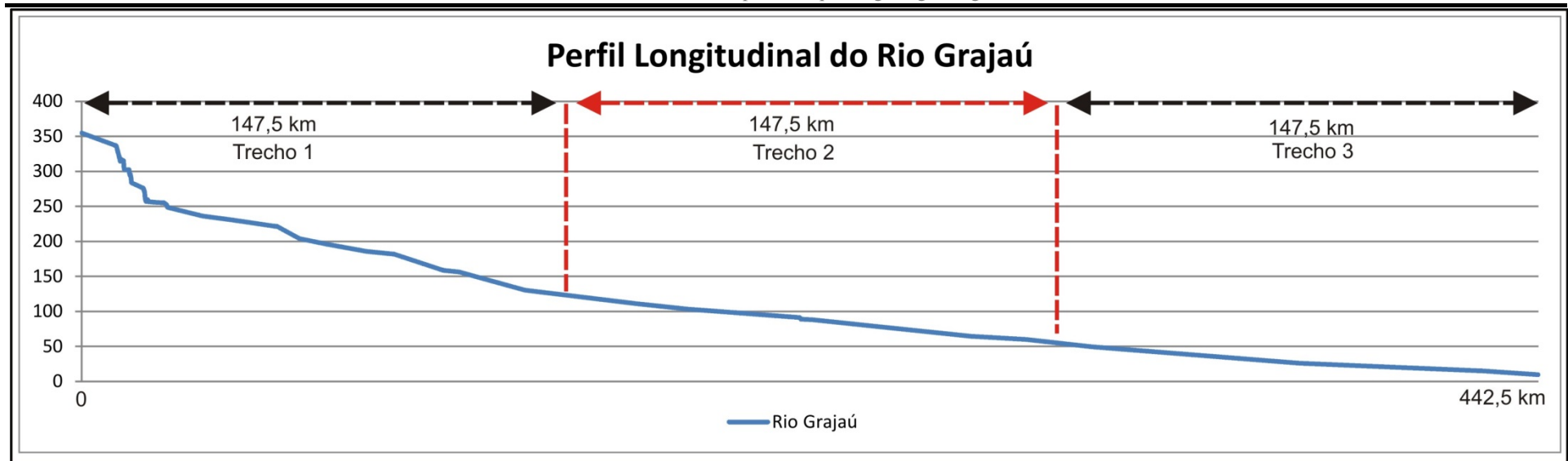


Figura 42: Perfil Longitudinal do rio Grajaú com destaque para as subdivisões em trechos.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *Excel 2008* e *CorelDraw X4*.

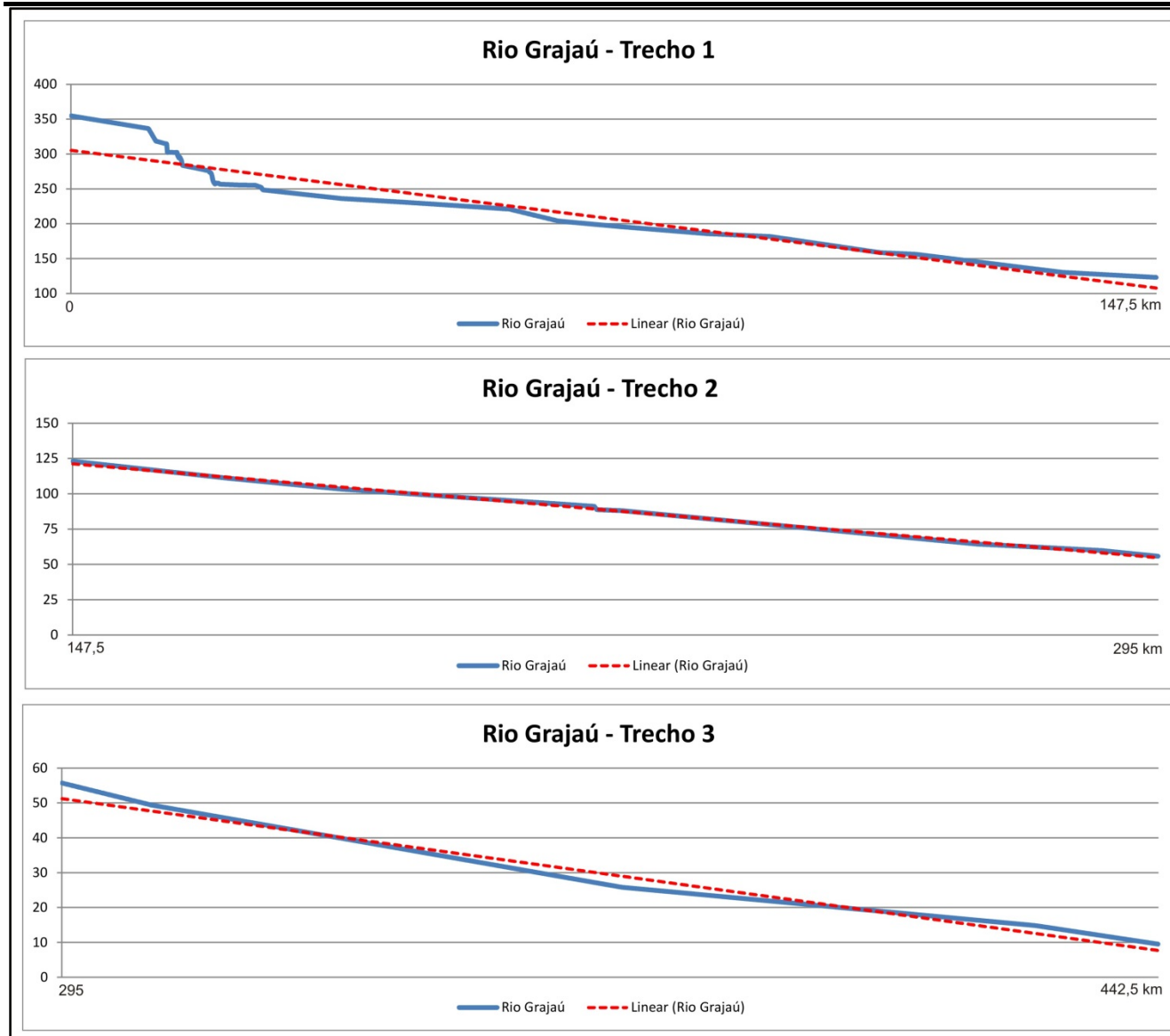


Figura 43: Perfis Longitudinais dos trechos do rio Grajaú.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *Excel 2008* e *CorelDraw X4*.

O trecho 1, da figura 43, apresenta uma sequência de rupturas de declive no alto curso, o qual é marcado por pequenos afloramentos dos basaltos da Formação Sardinha. Tais afloramentos mantêm esta porção do rio bem mais elevada. Pouco depois, a jusante, o curso do rio se ajusta ao controle do Lineamento do Rio Grajaú.

Ressalta-se que isso resulta dos pulsos magmáticos ocorridos durante os eventos distensivos causadores do soerguimento do Arco de Xambioá, que serviu de fonte de sedimentação para a formação da Bacia Sedimentar do Grajaú. Ao longo do tempo os diques de basalto foram sendo exumados pela drenagem. Ou seja, esta característica é herdada pela estrutura geológica que controla o alto curso desse rio.

O trecho 2 apresenta perfil côncavo em dois momentos, na altitude de 110 metros e próximo de 60 metros, sendo que nesse intervalo há uma ruptura de declive com feição convexa que possivelmente trata-se do resultado de processo de erosão diferencial entre litologias. O trecho 3 é o que melhor representa o perfil de equilíbrio, pois sua concavidade é fator dominante até o final do segmento, na planície flúvio-lacustre.

O perfil do rio Mearim (Figura 44) encontra-se bem próximo do perfil de equilíbrio, mais que os anteriores. Suas características indicam controle litológico significativo. O trecho 1 (figura 45) destaca melhor esta observação, tanto pela ruptura de declive, quanto pela forma quase retilínea com que se apresenta logo depois, demonstrando influências das falhas. O alto curso corresponde às características elencadas na discussão do perfil do rio Grajaú, mas sem os afloramentos rochosos.

Deve-se ressaltar que as figuras 44, 45 e 34 são representações diferentes e que os resultados poderiam indicar a mesma direção ou não, para os controles estruturais. Neste caso, os perfis transversais, PM1, PM2 e PM3, não indicam controle litológico ou estrutural, entretanto, o perfil longitudinal dessa drenagem aponta para o contrário. Para as outras drenagens tem-se uma relação mais evidente entre esses perfis, destacada em cada representação.

O trecho 2 apresenta algumas rupturas de declive não acentuadas como no alto curso, mas observa-se que entre as altitudes de 120 e 70 metros há uma ruptura de declive em especial que coincide com o falhamento do baixo curso (NW-SE), demarcando dois comportamentos. Nota-se que depois dele, a jusante, há um decréscimo nas altitudes de maneira branda e rápida que se estende até a primeira parte do trecho 3. Este trecho, final, apresenta uma ruptura de declive em 10 metros de altitude, que se caracteriza como limitador entre dois ambientes distintos: um de domínio fluvial e outro de influência marinha. Nota-se que este perfil destaca características importantes, as quais só foram evidenciadas nessa forma de representação.

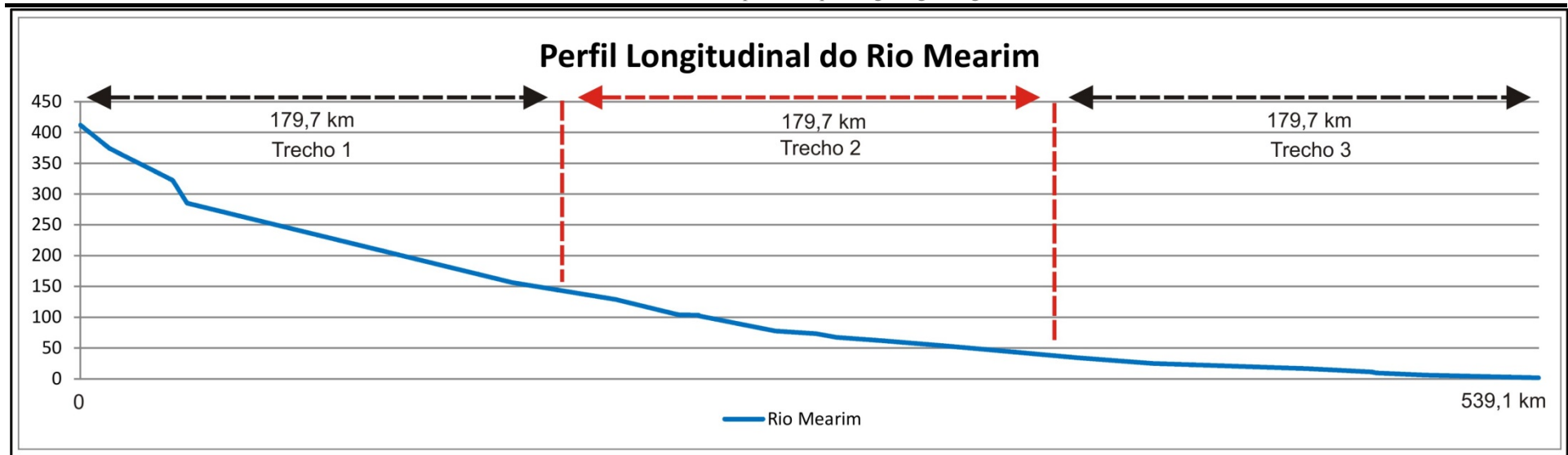


Figura 44: Perfil Longitudinal do rio Mearim com destaque para as subdivisões em trechos.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *Excel 2008* e *CorelDraw X4*.

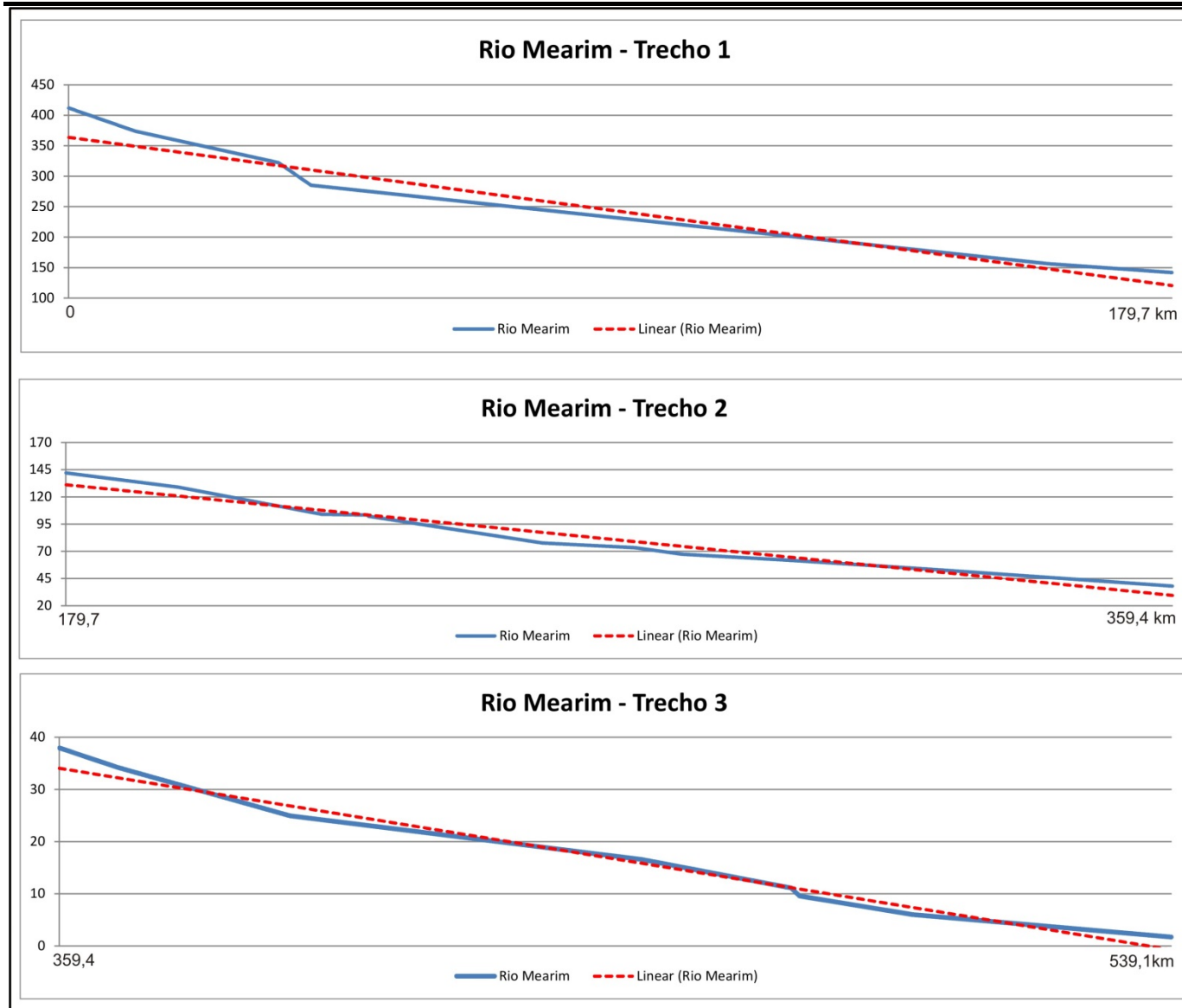


Figura 45: Perfis Longitudinais dos trechos do rio Mearim.

Fonte: Elaborado pelo autor a partir dos dados contidos no Mapa Hipsométrico no ambiente *ArcGis 9.3* e trabalhados no *Excel 2008* e *CorelDraw X4*.

6.3 Morfometria da bacia hidrográfica do rio Mearim

Nesta seção buscou-se elencar algumas características morfométricas da rede de drenagem, pois se compreende que as mudanças geomorfológicas passam pela evolução dos cursos d'água, os quais são ajustados conforme as características geológicas, climáticas, entre outras. Dessa forma, a análise morfométrica possibilita melhor entendimento dos fenômenos envolvidos na formação e evolução do relevo.

Conforme análise da bacia do rio Mearim no ambiente do programa *ArcGis* 9.3, sua área corresponde a 98.397 km², com perímetro de 1.870,28 km, o curso principal tem 739,37 km (rio Grajaú, 541,31 km; rio Pindaré, 575,59 km; rio Zitua ou Gentil, 273,50 km; rio Buriticupu, 161,37 km; rio Santana, 102,90 km; e, rio Serezol, 81,02 km; total do comprimento dos cursos d'águas principais, 2.475,06 km). Sua amplitude altimétrica é de 685 metros, sobretudo pela influência do relevo da Serra das Alpercatas, no alto curso.

i. Hierarquia Fluvial

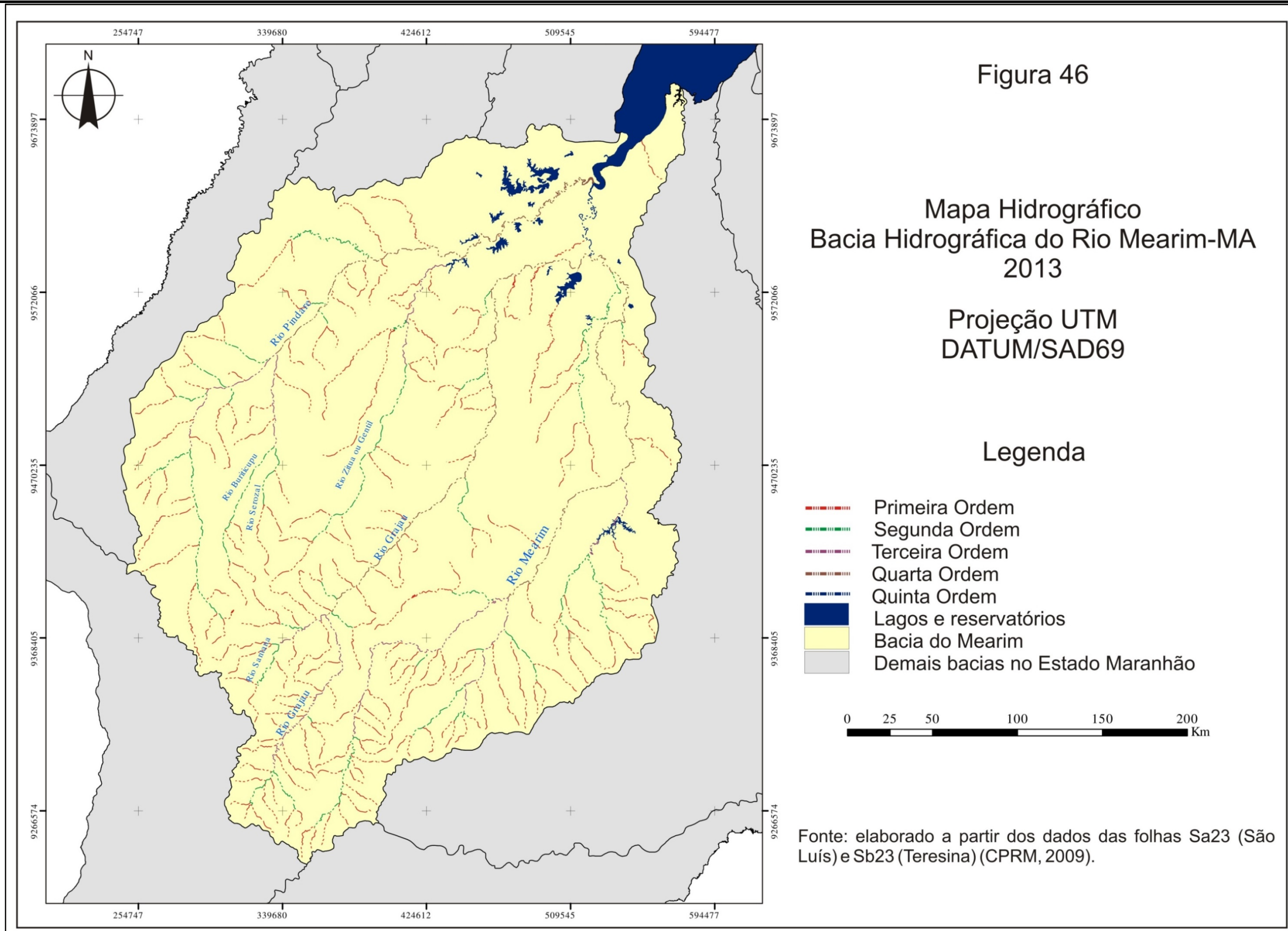
A classificação dos canais foi feita conforme a hierarquia de Strahler (1952), onde os menores canais, sem tributários, são considerados de primeira ordem, indo desde a nascente até a sua conexão com outro canal; os de segunda ordem são formados apenas pela confluência de dois canais de primeira ordem; os de terceira ordem constituem-se pela junção de dois canais de segunda ordem, podendo receber canais de ordem inferior; os de quarta ordem seguem o mesmo raciocínio até que se chegue à ordem geral da bacia hidrográfica. Assim, o grau de desenvolvimento da rede de drenagem é expresso pela ordem geral da bacia, que estão dispostos na tabela 03, mediante o exame da Figura 46.

A referida figura destaca, através das cores, a ordem de cada drenagem, possibilitando a visualização espacial na área da bacia.

Tabela 03: Hierarquia da bacia hidrográfica do rio Mearim, de acordo com Strahler (1952)

Ordem	Frequência de segmentos	%
1 ^a	181	79,04
2 ^a	36	15,72
3 ^a	08	3,49
4 ^a	03	1,31
5 ^a	01	0,44
Total	229	100

Elaboração: Alex Lima, 2013.



ii. Índice de Circularidade (I_c)

Primeiramente proposto por Miller, em 1953, conforme Christofolletti (1980), este índice ajuda na compreensão da forma da bacia, pois, utilizando-se da fórmula, os valores encontrados próximos de 1,0 corresponderão a um formato mais circular da bacia e quando se aproximarem de 0,0 mais alongada será a bacia.

Considerando que o aspecto visual indica maior circularidade, o resultado obtido destaca o contrário, pois o valor foi de 0,35, correspondendo a uma bacia de forma alongada. Entende-se que esse comportamento se explica graças às porções extremas da bacia, alto e baixo curso.

iii. Índice entre comprimento e a área da bacia (IC_o)

Através deste índice é possível descrever e interpretar a forma da bacia quanto aos processos responsáveis pelo alargamento ou pelo alongamento. Para Christofolletti (1980), chega-se a este entendimento a partir do índice proposto David Lee e Tomas Salle, em 1970. Nesse sentido, o valor de referência é 1,0 e quanto mais próximo dele a forma se assemelhará a um quadrado; quando o valor se distanciar acima da unidade mais alongado será o formato; e, quanto mais se distanciar abaixo da unidade, mais alargado o formato. Com a aplicação da fórmula encontrou-se o valor de 1,62, ou seja, formato alongado, corroborando com o índice de circularidade.

iv. Densidade de Drenagem (D_d)

Este parâmetro é uma proposta de Horton (1945), que relacionou o comprimento total dos canais com a área da bacia hidrográfica. Hiruma e Ponçano (1994) reconhecem este parâmetro como um dos mais importantes na análise de bacias hidrográficas, sendo expressa da seguinte forma: $D_d: \sum L/A$, sendo L o total de comprimentos dos canais (km) e A a área da bacia (km^2). Christofolletti (1980) compreende como sendo a relação inversa com o comprimento dos rios, onde, à razão que aumenta o valor numérico da densidade há diminuição equivalente do tamanho dos componentes fluviais das bacias de drenagem.

Através da expressão matemática acima se obteve o valor de 0,1 km/km^2 , que conforme Strahler (1952) é considerado baixo, pois está abaixo de 7,5, ou seja, a bacia do rio Mearim, nesta escala de análise, apresenta-se com baixa drenagem. Tal valor deve ser observado

juntamente com outras variáveis que podem justificá-lo, tais como: litologia, cobertura vegetal, clima, relevo e tipos de solos.

v. Densidade Hidrográfica (Dh)

Este índice, também definido por Horton (1945), expressa a razão entre o número de canais pela área da bacia hidrográfica. Para Christofolletti (1974), o estudo deste índice é importante, pois representa o comportamento hidrográfico de determinada área, sobretudo para um de seus aspectos: a capacidade de gerar novos cursos de água. O valor encontrado para a bacia do Mearim foi de 0,002 canais por km², considerado baixo.

Diante disso, vale lembrar que o potencial energético da bacia varia de Baixo a Muito Baixo em mais de 75% da área. Isso pode ter influências diretas no comportamento deste índice, pois, se a bacia encontra-se em estado de menor poder para causar erosão, então, o relevo manterá suas formas, não gerando novos cursos, até que seja retomado tal processo de erosão.

vi. Coeficiente de Manutenção (Cm)

Este parâmetro foi idealizado por Schumm (1956) com o objetivo de fornecer a área mínima necessária para a manutenção de um metro de canal de escoamento. Pode-se obter o valor deste índice através da expressão matemática $Cm: (1/Dd).1000$, onde busca-se a razão através da Dd expressa em metros e o valor encontrado deve ser o Cm , em m²/m. O valor obtido com a expressão para a bacia do Mearim foi de 10 m²/m.

Quanto maior o valor obtido menor será a quantidade de canais, ou seja, se o valor encontrado fosse 900 m²/m isso representaria uma bacia com deficiência de abastecimento dos seus canais, podendo indicar relação direta com as condições climáticas e litológicas. Entretanto, como o valor para esta bacia foi pequeno, isso pode indicar que a bacia apresenta boa porosidade, quanto à litologia, e boa distribuição pluviométrica.

Com relação à litologia, pode-se dizer que a bacia do rio Mearim permite boa infiltração, pois grande parte de sua área é representada por arenitos, a exemplo disso tem-se o aquífero da Formação Itapecuru. Com base em Montes (1997), as características pluviométricas indicam que as precipitações variam no sentido S-N, de 1.300 mm (alto curso) a 2.000 mm (baixo curso). Desta forma, tais informações corroboram com o resultado obtido para a bacia.

vii. Índice de Sinuosidade (Is)

Apresentado primeiramente por Miller (1953), este parâmetro corresponde à relação da influência da topografia e dos fatores hidráulicos no padrão dos canais. Nesse sentido, através do uso da fórmula, encontrou-se o valor de 1,6, para a Bacia do Mearim. Lana *et al* (2001) entendem que quanto mais próximo de 1,0 indicam que o canal tende a ser retilíneo e quando superiores a 2,0 implicam em canais tortuosos, porém, os valores intermediários apontam para canais transicionais, regulares e irregulares.

Os autores salientam que a observação deste índice reside na análise conjunta dos seguintes fatores: carga sedimentar, compartimentação litológica e declividade dos canais. Entretanto, entende-se que, para a bacia do rio Mearim, o controle estrutural interfere significativamente no resultado do índice, pois, sobretudo as drenagem dos rios Pindaré e Grajaú apresentam longos trechos encaixados a falhas. Considerando os autores, o índice da bacia está compreendido em canais que variam de transicionais a regulares ou até mesmo irregulares.

viii. Relação de Bifurcação (Rb)

Horton (1945) definiu a relação entre o número total de segmentos de uma certa ordem e o número total de ordem imediatamente superior. Para Strahler (1952), os valores nunca poderão ser menores que 2,0. Com o uso da fórmula, o valor encontrado para a bacia do rio Mearim foi de 6,0, que pode ser considerada alta, indicando possivelmente, maior permeabilidade e processo erosivo, dependendo da litologia e da variação da inclinação das vertentes.

Considerando-se os estudos de Castro e Carvalho (2009), sobre este índice, o valor encontrado indica forte dissecação do relevo. Tal aspecto foi discutido nos dois subtítulos anteriores, apontando para uma maior dissecação no médio/alto curso.

ix. Relação de Relevo (Rr)

Para este parâmetro considera-se a relação entre a amplitude altimétrica máxima de uma bacia e a maior extensão da referida bacia, conforme Schumm (1956). Através deste parâmetro obteve-se o valor de 0,0014, ou 1,4 m/km, que de acordo com o autor, valores altos indicam influência das maiores altitudes no comportamento do relevo. Neste caso, a relação destaca que as maiores altitudes não exercem influência direta no comportamento do relevo.

Desta forma, os resultados e as discussões feitas anteriormente, no subtítulo 6.1, indicam que apesar de a bacia ter elevadas altitudes, isso não se traduziu em uma influência no comportamento das declividades. A frequência das maiores altitudes chega a ser irrisória diante das altitudes médias da bacia, refletindo no valor deste índice.

x. Extensão do percurso superficial (Eps)

Tal parâmetro tem por finalidade representar a distância média percorrida pelas enxurradas entre o interflúvio e o canal permanente e que, segundo Christofolletti (1980), corresponde a uma das variáveis independentes mais importantes que afeta no desenvolvimento hidrológico e fisiográfico das bacias de drenagem. O valor encontrado para este índice foi de 5 km.

Considerando-se este valor, entende-se que durante essa distância é possível pensar num comportamento que oscile entre duas situações extremas, a depender das condições de cobertura das vertentes, a primeira, maior infiltração, favorecendo o processo de alimentação lenta dos cursos d'água e, a outra, maior intensidade nos processos erosivos, acarretando no aumento da carga sedimentar dos canais.

Nesse sentido, levando-se em conta o subtítulo 6.1, a bacia apresenta mais de 75% de sua área em condições de Baixo a Muito Baixo potencial para causar erosão, tal valor corrobora com tal perspectiva. Isso se dá porque o percurso é considerado extenso demais. Valores muito inferiores como, por exemplo, 100 m, indicariam maior poder de erosão da bacia, a depender dos valores de declividade.

xi. Coeficiente de Compacidade (Kc)

O parâmetro relaciona o perímetro da bacia com uma circunferência de área igual à da bacia de drenagem. Villela e Mattos (1975) entendem que esse coeficiente não possui unidade de medida e que varia com a forma da bacia, independentemente de seu tamanho. Dessa forma, quanto maior a tendência da bacia em ser irregular, maior será o valor do índice. Quanto mais próximo de 1,0 estiver o valor, mais circular será a bacia, entretanto, os valores significativamente superiores a este valor corresponderão a bacias alongadas.

Nesse sentido, o valor encontrado para a bacia do Mearim foi de 1,68, corroborando com o índice de circularidade, que indica forma alongada. Os valores mais próximos da unidade (ex.: 1,1; 1,2; 1,3) tendem a possibilitar os eventos de enchentes, entretanto, fatores como

declividade, litologia, entre outros, podem exercer influência, potencializando ou minimizando o processo. Todavia, o valor encontrado para esta bacia não indica a possibilidade de cheias, mas a configuração do relevo do baixo curso, sobretudo nas planícies flúvio-lacustres, tornam-se a exceção.

xii. Textura da Topografia (Tt)

É um parâmetro que ajuda a compreender o grau de entalhamento e de dissecação da topografia, o qual é responsável por destacar o poder de energia da drenagem na transformação da paisagem quanto à esculturação do relevo. Para a obtenção deste índice aplicou-se a expressão matemática contida em Rodrigues & Carvalho (2009). Os autores consideraram as classes de textura da seguinte forma: grosseira ($T < 2,5$); média (T entre 2,5 a 6,2); e, fina ($T > 6,2$). O valor encontrado foi 0,10, ou seja, textura grosseira. Quanto maior o valor deste índice, acima de 6,2, maior será o entalhamento do relevo, com vertentes longas e com declividades acentuadas.

Para a bacia em questão, tal valor se reflete, novamente, na declividade da área, que varia de 0-8%, em mais de 75% da área total. Nesse sentido, o caráter grosseiro de sua textura implica em menor grau de entalhamento (dissecação) do relevo.

xiii. Índice de Rugosidade (Ir)

Este índice foi proposto por Melton (1957) e corresponde à combinação entre as variáveis, declividade e comprimento das vertentes com a densidade de drenagem, expressando-se como número sem unidade de medida que resulta do produto entre a amplitude altimétrica (Hm) e a densidade de drenagem (Dd).

Este índice destaca a relação declividade com os comprimentos dos canais, sendo que quanto maior for o índice, acima de 100, por exemplo, implica em relevo mais ondulado e dissecado, isto é, com maiores declividades, portanto, canais mais entalhados.

Os valores de Hm e Dd são, respectivamente, 685 m e 0,1 km/km² e aplicando-se a fórmula obteve o resultado de 68,5. Para os valores extremamente altos no índice de rugosidade tem-se vertentes longas e íngremes. O valor encontrado corresponde a uma força de erosão potencial menor, que pôde-se constatar isso durante a análise dos resultados no subtítulo 6.1, onde o alto e o baixo cursos apresentam valores de declividade na classe de 0-3%.

6.4 Evolução da Paisagem da Bacia Hidrográfica do Rio Mearim

Neste subtítulo propõe-se a evolução da paisagem considerando a literatura e os resultados e as discussões feitas anteriormente neste capítulo. A proposta pauta-se, sobretudo nos aspectos elencados nos perfis longitudinais e transversais, Mapa de Declividade, Mapa Hipsométrico, nas variações litológicas e nos estudos de Rodrigues *et al* (1994), Góes (1995), Kotschoubey *et al* (2005a, 2005b), Dominguez (2011, 2012) entre outros, que auxiliaram na compreensão de como o relevo desenvolveu suas formas.

A figura 47 destaca cinco estágios de evolução da paisagem correspondendo a grande parte da área da bacia hidrográfica do Rio Mearim. O estágio 1 (durante o Albiano), figura 47a, indica a instalação da rede de drenagem na área da proto-bacia hidrográfica do Rio Mearim, a qual se apresenta difusa. Nesse período, conforme Góes (1995), esta área estava posicionada de tal maneira que a Linha do Equador passa próximo onde hoje é a foz da bacia. Infere-se que as porções leste e oeste estiveram, respectivamente, a SE e a NW.

No estágio 2 (durante o Campaniano), figura 47b, conforme Soares Júnior (2007), o sistema de drenagem torna-se mais desenvolvido, ajustando-se aos processos de subsidência com reativações de falhas ocorrido desde o Albiano ao Campaniano. Com a deriva continental a área começava a se afastar da Linha do Equador.

O resultado desse processo marca a distinção entre dois blocos, o A (pelo soerguimento) e o B (pela subsidência). Nota-se que a drenagem começa um novo processo de erosão regressiva, esculpindo a área de contato entre os blocos. Em ambos os estágios o nível do mar permanece relativamente constante, considerando-se que nesta escala não há uma significativa representatividade em termos visuais.

Nesse tempo, segundo o autor, já haviam sido formados os depósitos ferro-aluminosos através dos sedimentos da Formação Itapecuru (Cretáceo Superior), ou seja, o bloco A começava a desenvolver uma litologia que garantiria maior resistência aos processos modeladores do relevo. Um fator que pode ter contribuído para a formação desses depósitos reside no fato de estar em uma área bem próxima da Linha do Equador em condições favoráveis de paleo-gradiente pluviométrico. O desenvolvimento da Província Bauxitífera de Paragominas se estende até o Mioceno Médio. Durante o Oligoceno Superior há significativo rebaixamento do nível do mar e retrabalhamento das drenagens promovendo forte erosão regressiva (estágio 3, figura 47c).

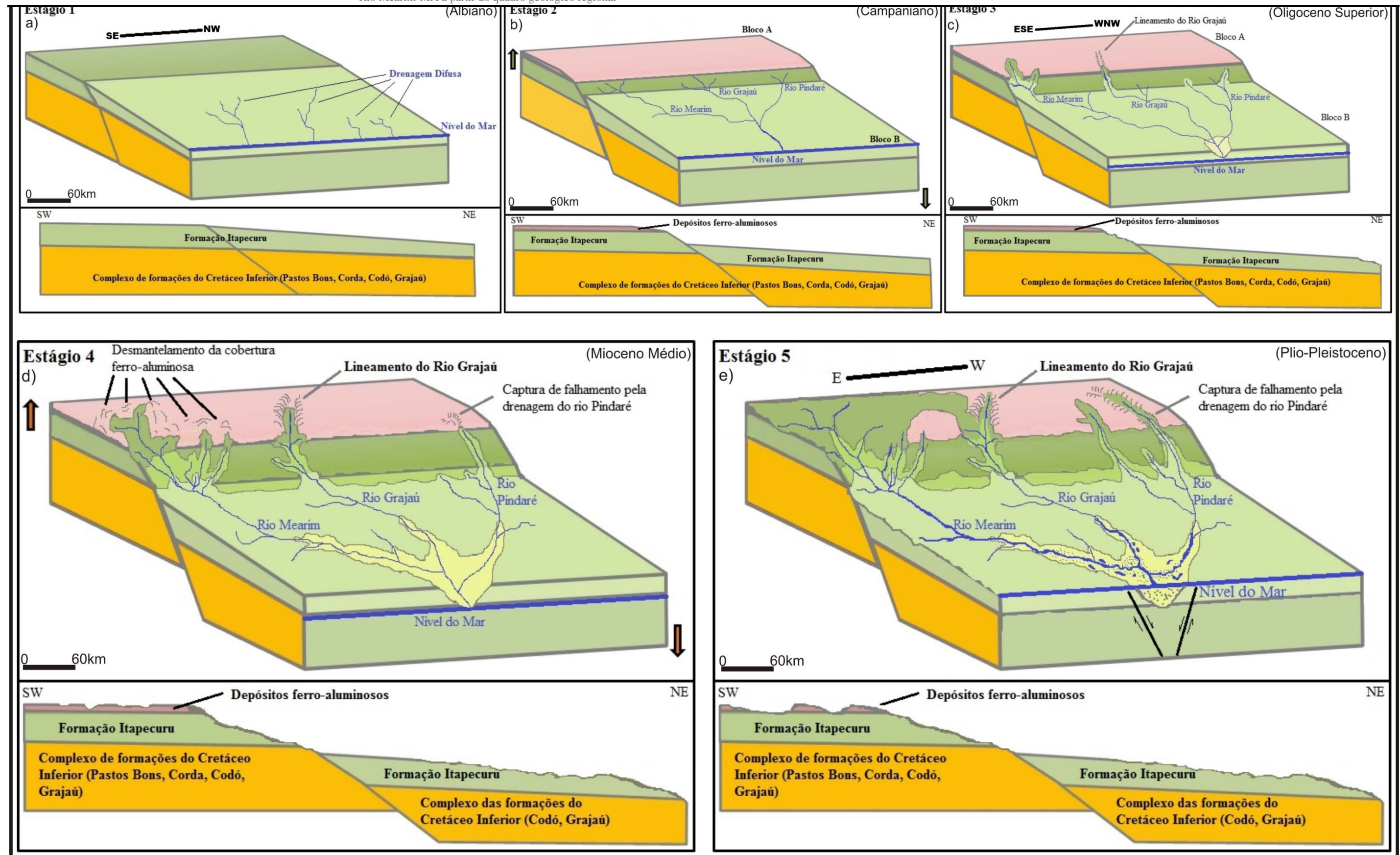


Figura 47: Estágios de Evolução da área da bacia hidrográfica do rio Mearim. (a) Primeiro Estágio: instalação de drenagem difusa. (b) Segundo Estágio: formação dos depósitos ferro-aluminosos e distinção dos blocos A e B. (c) Terceiro Estágio: as mudanças no nível eustático aceleram o processo de erosão regressiva; marca o início da captura do Lineamento do Rio Grajaú pelo rio homônimo. (d) Quarto Estágio: aceleração do processo de erosão regressiva com desmantelamento dos depósitos ferro-aluminosos e o captura do Lineamento do Rio Grajaú pela drenagem. (e) Quinto Estágio: destruturação da cobertura ferro-aluminosa (crosta laterítico/bauxítica) na porção leste por processo erosivo mais acentuado; ativação de falhas no baixo curso da drenagem principal; e, implantação da planície flúvio-lacustre.

O estágio 3 é responsável pela incisão da drenagem no médio curso com mais intensidade, destacando-se a erosão mais acentuada na drenagem do rio Mearim, a qual atinge os arenitos pouco consolidados da Formação Itapecuru, inicialmente, e das formações Codó e Grajaú, promovendo o desmantelamento da sequência Cretáceo-Paleógena, ficando mais evidente depois da subsidência do bloco B. Nesse período, infere-se que o posicionamento das porções leste e oeste, com o afastamento das placas tectônicas, encontravam-se, respectivamente, a ESSE e a WNW.

O Lineamento do Rio Grajaú já começava a ser capturado pela drenagem, destacando um padrão retilíneo do curso fluvial homônimo. Nesse tempo a influência das falhas e dos lineamentos no bloco A ainda não haviam sido destacados pela drenagem, pois outras variações no nível do mar não promoveram o gradiente necessário para a aceleração tão brusca dos processos de erosão regressiva. Também não se deve esquecer que as condições climáticas, na sua maior parte, foram de climas úmidos e de regime hidrológico significativo.

Diante do exposto, nota-se tanto no Mapa Hipsométrico (Figura 17) quanto no Mapa de Declividade (Figura 19) que o falhamento apontado por Rodrigues *et al* (1994) contribui para a configuração do relevo da bacia do Mearim de forma significativa, mas cabe considerar que, conforme Soares Júnior *et al* (2008), quando tratam do Segundo Evento Distensivo (pré-Barremiano ao Albiano), destacam, durante a formação da Plataforma da Ilha de Santana e Bacia de São Luís, que houve o desenvolvimento do sistema de falhas normais que permitiu a ingressão do mar no interior do continente, chegando a atingir a Bacia Sedimentar de Grajaú-São Luís. A instalação dessas falhas proporcionou, não de forma imediata, a subsidência do Bloco B, sendo este preenchido, ao longo de todo o processo até o Terceiro Evento Distensivo (a partir do Albiano) por sedimentos Neocretáceos.

Apoiando-se em Kotschoubey *et al* (2005a), afirma-se que o relevo do baixo curso dessa bacia hidrográfica, durante o final do Oligoceno-Eomioceno, passou por significativa influência da transgressão marinha, a qual foi responsável pela deposição da parte inferior da Formação Barreiras. A exemplo disso, na Ilha de São Luís, há praias que apresentam falésias desta formação.

Nesse sentido, as formas mais preservadas ficaram na porção oeste da bacia devido à formação da bauxita e as mais dissecadas na porção oposta. Entretanto, Kotschoubey *et al* (2005b) salientam que houve um evento transgressivo (final do Paleógeno início do Neógeno) que enfraqueceu o processo de erosão, o qual foi responsável pela sedimentação dos vales com

depósitos areno-argilosos e pequenos seixos de quartzos dos sedimentos da Formação Itapecuru e com contribuição das crostas laterítico/bauxíticas.

Para os autores as mudanças mais significativas na paisagem, na área correspondente ao bloco A, são atribuídas ao Oligoceno, todavia, infere-se, através dos estudos de Dominguez (2011), que foram durante as oscilações eustáticas e movimentos tectônicos ocorridos no Mioceno que se acentuou a dinâmica do processo de erosão. Nesse sentido, o estágio 4 (Figura 47d) marca a entrada do Mioceno Médio, quando ocorrem oscilações eustáticas associadas a movimentos tectônicos que, possivelmente, acentuaram o soerguimento do bloco A e a relativa subsidência do bloco B. Entretanto, o autor recorda que no Mioceno Médio-Inferior ocorreu uma transgressão que foi capaz de depositar a formação Barreiras, mas que durante o Mioceno Médio, o nível do mar recua progressivamente, marcado por um período glacial, o qual foi responsável pelo entalhamento dessa formação.

Dominguez (2011) infere que durante todo o Neógeno houve um rebaixamento do nível do mar, com pontuais e pouco expressivas transgressões na costa brasileira. Esse interstício também marca a formação de algumas baías e da erosão diferencial nas bacias sedimentares do mesozoico ao longo da referida costa. Nesse sentido, entende-se que a formação da foz do rio Mearim se deu antes da deposição da formação Barreiras, por já ter havido uma paleodrenagem na área correspondente, além de estar em nível altimétrico inferior. Quando a formação Barreiras foi depositada o mar adentrou no baixo curso dessa paleodrenagem, ao passo em que ia se constituindo, no litoral. Tal sequência sedimentar posteriormente passaria por processo de entalhamento diretamente relacionado às variações eustáticas.

Nesse estágio é possível notar a captura do Lineamento do Rio Grajaú pela drenagem e a relativa manutenção das formas dos topos. Para Kotschoubey *et al* (2005a), na Província Bauxitífera de Paragominas, já começavam a surgir os primeiros platôs devido à transgressão prolongada. Salienta-se que tais autores consideram que a área da referida província tenha sido alçada por tectonismo e por isso tenha havido forte incisão da drenagem. Entende-se que a porção leste da bacia também sofreu tal processo de soerguimento, entretanto, por apresentar litologia de resistência inferior à da província, ficou sujeita aos processos erosivos mais intensos.

Durante esse processo de erosão diferencial no bloco A, a drenagem do rio Grajaú serviu como agente limitante, evidenciando duas porções distintas em termos de dissecação. Observando-se esse aspecto, percebe-se que o Lineamento do Rio Grajaú pode ser considerado

um elemento estrutural de fundamental importância para a compreensão das formas atuais do relevo, mediante sua função ao longo do tempo.

Ainda no estágio 4, percebe-se que não há a presença de meandros no baixo curso, nem a formação de significativa planície fluvial e das planícies lacustre e marinha, pois a regressão promoveu forte incisão da drenagem. Entretanto, durante esse tempo houve considerável acúmulo de sedimentos no leito dos rios, devido aos eventos transgressivos, responsáveis pela baixa eficiência no transporte sedimentar.

O estágio 5 (Figura 47e) marca o final do Plioceno e o início do Pleistoceno, quando o nível do mar está relativamente próximo ao dos dias atuais. O mar sobe novamente e afoga a foz do rio Mearim, que já havia formado, durante esse processo, o chamado Golfão Maranhense. Entende-se que certas oscilações eustáticas podem gerar, dependendo de sua magnitude, uma pressão ou alívio de pressão sobre os pacotes sedimentares, causando ajustes diversos. Nesse sentido, infere-se que em algum momento, certa transgressão proporcionou um reajuste negativo na foz do rio Mearim, devido ao sistema de falhas na área (herança do Segundo Evento Distensivo de SOARES JÚNIOR, 2007), mas isso de forma bem sutil. Também não se deve descartar a possibilidade de ter ocorrido tectonismo (subsidência) de baixa intensidade como reflexo do soerguimento do bloco A.

Presume-se, então, baseado nas análises feitas nas figuras 15, 17, 19, 34 e 37, além das bibliografias anteriormente citadas, que esta é a área de maior subsidência do bloco B, composta por sedimentos pouco consolidados e de baixa altimetria. Infere-se que esta área passou por processo de movimentação neotectônica, o que justifica a presença de um agrupamento de lagos e ampla área sujeita a inundação, próximos à foz da bacia. Durante esse período, presume-se que a bacia tenha ganhado as direções que atualmente possui, em relação ao posicionamento das porções leste e oeste.

Nota-se que o rio Pindaré, agora condicionado ao falhamento, imprime um ritmo de dissecação maior que as outras drenagens, mas isso não quer dizer que seja mais desenvolvido. Nesse sentido, considerando a constituição litológica da Província Bauxitífera de Paragominas, há um ritmo menor de dissecação do relevo. A partir do médio curso, a jusante, houve intenso acúmulo de carga sedimentar no leito dos rios como já foi salientado anteriormente.

Neste estágio, a formação da planície flúvio-lacustre-marinha se deu em vários contextos geológicos pretéritos discutidos anteriormente: a formação da Plataforma da Ilha de

Santana, a instalação dos sistemas de falhas normais (SOARES JÚNIOR, 2007), a influência do falhamento que delimita o baixo do médio curso (CORDANI, 1984; CUNHA, 1986; RODRIGUES *et al* 1994) e as diversas oscilações do nível do mar (ROSSETTI, 2001; KOTSCHOUBEY *et al* 2005b, DOMINGUEZ, 2011, 2012). Considerando esse contexto e a perspectiva de ajustamento do relevo ao longo do tempo, infere-se que essa área da bacia teve seu relevo arrasado devido, sobretudo às oscilações eustáticas e movimentos tectônicos recentes (neotectonismo).

Considera-se, a partir do estudo de Dominguez (2011) sobre as variações no nível do mar com destaque para o Brasil, que: foi devido à transgressão ocorrida no Mioceno que se depositaram os sedimentos atribuídos à Formação Barreiras; a partir da regressão do Neógeno houve um processo de erosão diferencial incidindo sobre as rochas sedimentares mesozoicas e no embasamento cristalino em diversas partes do país; o último máximo glacial, entre 19 a 20 mil anos atrás, promoveu um recuo de 120 m em relação ao nível atual do mar, expondo a plataforma continental a um intenso processo de erosão, sobretudo nas drenagens principais.

O autor destaca que os efeitos da transgressão holocênica, após o último máximo glacial, há cerca de 10 mil anos atrás, provocaram a subida do nível do mar em torno de 120 metros. Com esse processo, muitos vales foram tomados pela sedimentação e, conseqüentemente, uma diminuição nas taxas de erosão. Entende-se que a zona costeira passou por grandes transformações até chegar ao nível atual. Para o autor, a porção leste da costa brasileira, registra uma descida relativa do nível do mar na ordem de 3-4 metros durante os últimos 5.700 anos e, considerando apenas esse viés, pode-se inferir que o relevo da bacia hidrográfica do rio Mearim esteja iniciando uma nova retomada aos processos erosivos.

Entretanto, vale ressaltar o posicionamento de Valadão (1998), que entende que o rejuvenescimento do relevo continental não está atribuído diretamente ao ritmo eustático, mas ligado diretamente ao ritmo tectônico, embora seja permitido assumir relativo sincronismo. Dominguez (2012) salienta que há falta de testemunhos de níveis de mar mais altos durante o Quaternário na região e que a literatura (SOUZA FILHO, 2000, SOUZA FILHO *et al* 2006) indica processo de subsidência local, mas ressalta que tal posicionamento merece maiores esclarecimentos.

Durante esse estágio se formam as planícies fluviais e lacustres, devido, entre outros aspectos, ao afogamento da foz do rio Mearim. Tal processo aumentou o ritmo de sedimentação no baixo curso e, conseqüentemente, diminuiu o ritmo de erosão para toda a bacia. Com isso, aos

leitos dos cursos principais foram acrescentados consideráveis volumes de sedimentos, sendo que, na atualidade, o mais assoreado é o rio Pindaré.

Um aspecto relevante nesse estágio é o fato de as drenagens dos rios Grajaú e Pindaré estarem devidamente encaixadas aos falhamentos. Isso implicou num maior ritmo de erosão dos seus leitos durante a regressão e, somando-se a isso ao fornecimento modesto de sedimentos em relação à drenagem do rio Mearim. Devido às nascentes do rio Mearim estarem localizadas nas vertentes da Serra das Alpercatas seu gradiente de inclinação manteve-se mais distante do perfil de equilíbrio durante o processo de erosão regressiva e destacados na atualidade.

Considerando o estágio 5 e relacionando-o aos valores encontrados na análise morfométrica e às discussões feitas sobre as mapas de declividade (figura 19) e hipsometria (figura 17) é possível inferir que:

- i. O Índice de Circularidade obtido para a bacia do rio Mearim apresenta indicação para alongada, devendo-se principalmente aos últimos eventos de regressão durante o Pleistoceno, responsáveis pela erosão regressiva mais acentuada sobre as vertentes da Serra das Alpercatas. Também se atribui a este valor às transformações ocorridas na foz dessa bacia, a qual sofreu forte sedimentação durante a transgressão ocorrida no Holoceno. A aparente forma arredondada é atribuída às drenagens dos rios Mearim e Pindaré, as quais dissecaram fortemente no médio curso. De forma geral, a evolução da bacia não denota arredondamento, mas sim alongamento;
- ii. O Índice de Sinuosidade é considerado baixo, indicando uma drenagem com características marcadamente jovens, isto é, com longos trechos de drenagem em formato retilíneo. Entretanto, isso se justifica pelo condicionamento das drenagens aos falhamentos. Levando em conta a subdivisão da bacia em dois blocos pode-se afirmar que há dois padrões de drenagem, um referente ao médio-alto curso e outro no baixo curso. O primeiro denotando maior poder para escavar o leito, refletindo em canais mais retilíneos e, diretamente, influenciados pelos falhamentos. O segundo, apresenta constituição mais recente e canais sinuosos a meandantes, isso como reflexo da transgressão que promoveu mudanças na foz do rio Mearim e no ritmo de sedimentação nessa área;
- iii. O Índice de Bifurcação se deveu ao relevo dissecado, sobretudo do médio curso, entretanto, vale considerar que, conforme a Relação de Relevo, a bacia apresenta um valor que desconsidera relativamente a influência do relevo. Isso pode ser

- complementado através da análise do Mapa de Declividade (Figura 19), o qual aponta, no geral, um processo menos acentuado de erosão, fato este que também é atestado pelo Índice de Rugosidade. O estágio 5 marca o processo de formação da planície fluvial, lacustre e marinha, indicativos fortes de uma redução do potencial de causar erosão para a área da bacia; e,
- iv. O Índice de Compacidade da bacia indica haver relativa possibilidade de ocorrerem enchentes. Notando-se os aspectos concernentes à declividade e à hipsometria percebe-se que a porção de área que engloba o baixo curso apresenta as características mais agravantes para a ocorrência das enchentes. Isso se deve ao processo de formação da própria área, a qual sofreu com tectonismos e oscilações eustáticas desde o Pleistoceno ao Holoceno. Entende-se que a forma “prensada” da foz do rio Mearim contribui com os aspectos relativos às cheias, ao controle geral do processo de erosão e aos efeitos da sedimentação nas planícies fluviais, lacustres e marinha.

6.5 Compartimentação Geomorfológica da Bacia Hidrográfica do Rio Mearim

Conforme o que foi discutido no subtítulo anterior, propôs-se uma subdivisão da Bacia Hidrográfica do Rio Mearim em cinco unidades geomorfológicas: Unidade I, Alto Mearim-Grajaú; Unidade II, Relevo Dissecado do Médio Mearim; Unidade III, Superfície Dissecada do Pindaré; Unidade IV, Relevo Dissecado do Baixo Curso; e, Unidade V, Planície Flúvio-Lacustre e Marinha (Figura 48).

Unidade I – Esta se destaca pelo controle estrutural do Arco de Xambioá, o qual imprime sobre o relevo uma característica singular: relevos dissecados através de drenagens com elevado gradiente de inclinação; composição litológica variável entre arenitos, derrames basálticos e material argilo-ferruginoso. Trata-se da área mais jovem em termos de dissecação, considerando o processo de erosão regressiva, entretanto, na sua porção leste, a dissecação se dá de forma mais acelerada. Isso deve estar relacionado ao desmantelamento das coberturas detrítico-lateríticas, apontadas por Lovato *et al* (1994) e destacados na figura 47e.








Estes autores consideram que há um rápido processo de erosão nas áreas que sofrem tanto o desmantelamento dessas coberturas quanto nas áreas de afloramento da Formação Codó, a qual se apresenta, quando exposta, em condições friáveis. A exemplo disso tem-se a sede do município de Barra do Corda, a qual está envolta a platôs formados pelos arenitos da Formação Grajaú e o vale dos rios Corda e Mearim escavando aquela formação.

Figura 48

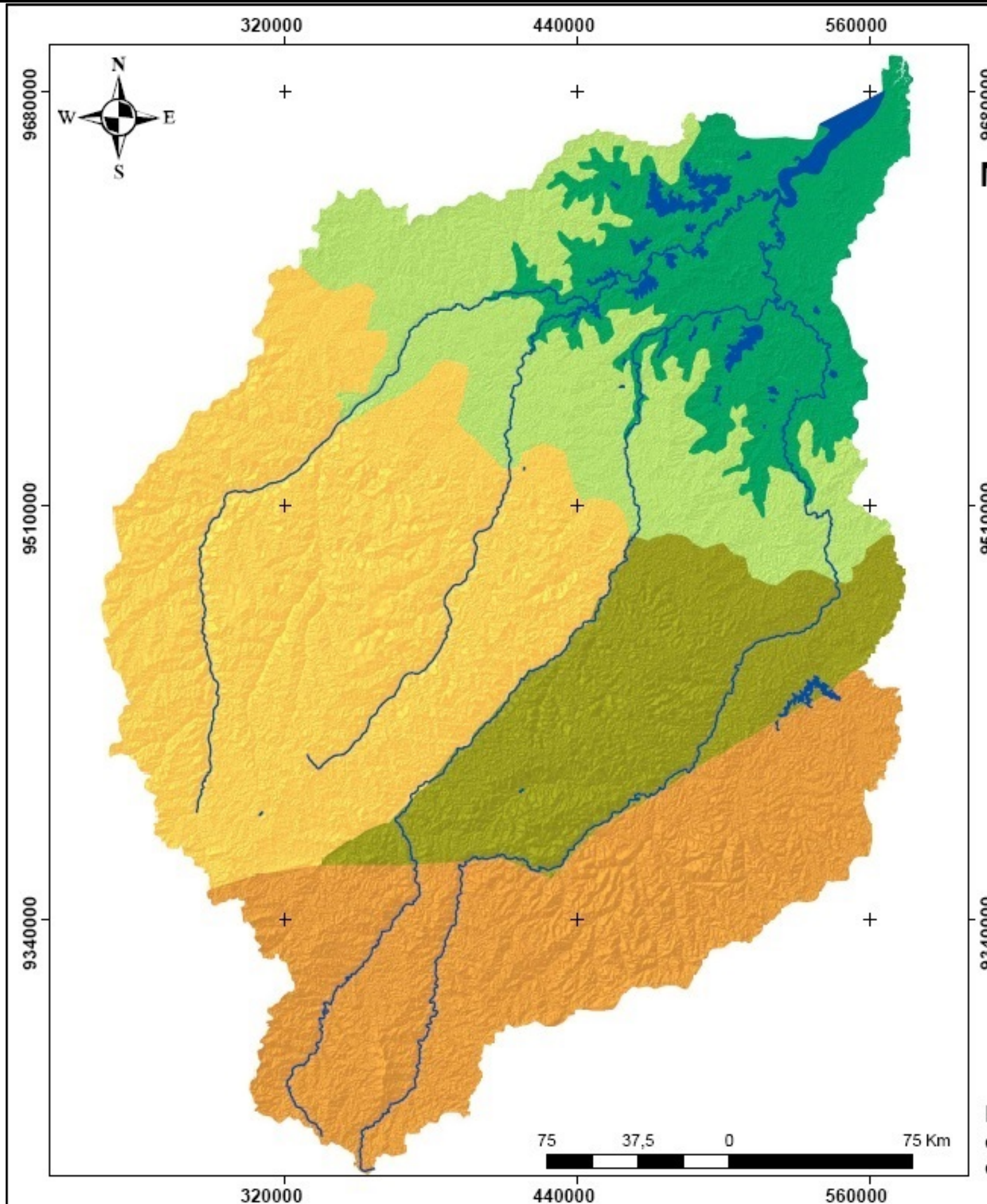
Mapa de Compartimentação Geomorfológica Bacia Hidrográfica do Rio Mearim-MA 2013

Projeção UTM
DATUM/SAD69

Legenda

-  Drenagem Principal
-  Lagos e Reservatórios
-  Planície Flúvio-Lacustre e Marinha
-  Relevo Dissecado do Baixo Curso
-  Superfície Dissecada do Pindaré
-  Relevo Dissecado do Médio Mearim
-  Alto Mearim-Grajaú

Fonte: elaborado a partir da análise bibliográfica, da interpretação dos mapas Geológico, Hipsométrico, de Declividade, dos perfis, dos blocos-diagrama e, sobretudo através dos estágios de evolução.



Analisando-se a drenagem e os falhamentos, apontados na figura 14, nota-se que nesta unidade há influência no comportamento retilíneo dos canais, direcionando a dissecação. Esta área foi delimitada considerando os aspectos litológicos e de dissecação do relevo, pois seu comportamento diferencia-se das demais.

Observando-se os estágios de evolução da paisagem da bacia percebe-se que esta área começa a ganhar contornos a partir do estágio 4 (Figura 47d), quando o processo de erosão diferencial se torna acentuado. Nesse sentido, através da evolução, entre outros aspectos, foi possível delimitar essa área e caracterizá-la como uma unidade diferenciada.

Na classificação do relevo maranhense, segundo Montes (1997), esta unidade aparece desmembrada em: Chapadões do Alto Itapecuru; Patamar de Porto Franco/Fortaleza dos Nogueiras; Patamar das Cabeceiras do rio Mearim; e, Chapada de Barra do Corda. Conforme Feitosa & Trovão (2006) esta área é classificada como Superfície Maranhense com Testemunhos na Unidade Geambiental Relevo Dissecado Mearim/Grajaú.

Unidade II – Através da literatura e da análise dos resultados e das discussões nos subtítulos 6.1 e 6.2 e, 6.4, pôde-se entender como esta unidade se diferenciava das demais. Apresenta dois condicionantes principais em termos de estrutura: o Lineamento do Rio Grajaú e o falhamento do baixo curso. Infere-se que esta unidade tenha sido mais elevada, em altitudes semelhantes à da porção oeste. Durante a formação da Província Bauxitífera de Paragominas, esta área também passou por este processo, entretanto, ao mesmo tempo, à medida que a drenagem se ajustava ao Lineamento do Rio Grajaú, Mioceno Médio (conforme ROSSETTI, 2001) e à drenagem do Mearim, se deu o processo de dissecação do relevo, desmontando toda a estrutura que favoreceria à formação da bauxita.

Neste sentido, quando o processo de formação da província se encerrou já não havia mais um manto sedimentar com características semelhantes ao da porção oeste da bacia. Ressalta-se que o processo de dissecação foi mais agressivo na porção leste exatamente por não possuir a proteção de uma cobertura sedimentar mais resistente. Entende-se que o desmonte dessa cobertura exumou sedimentos mais friáveis, como os arenitos da Formação Itapecuru e os arenitos e siltitos da Formação Codó.

Através do processo evolutivo, entende-se melhor a dinâmica da drenagem do rio Mearim na esculturação da paisagem na porção leste da bacia. Ao se analisar as figuras 15 e 17, percebe-se que há uma individualização de um relevo residual mais elevado entre as drenagens

dos rios Grajaú e Mearim, com topos preservados por uma fina cobertura argilosa da Formação Itapecuru. No extremo leste, encontra-se um relevo mais arrasado conferido pelos aspectos citados anteriormente. As oscilações eustáticas potencializaram a erosão dos arenitos, promovendo uma relativa preservação das camadas sedimentares mais argilosas (coberturas lateríticas, ferruginosas e bauxíticas) (ROSSETTI, 2001). Desta maneira, esta unidade fica limitada, a norte, por um relevo dissecado em nível altimétrico inferior e, a leste, pela unidade controlada pela supracitada província.

Conforme as classificações do relevo para o Maranhão, esta área, segundo Montes (1997), corresponde ao Planalto Dissecado do Pindaré/Grajaú; Planalto Dissecado do Itapecuru; e, Chapada de Barra do Corda. Segundo Feitosa & Trovão (2006), abrange as unidades geoambientais Relevo Dissecado Mearim/Grajaú e Planície Fluvial. Nota-se que a parte de abrangência desta unidade geoambiental é muito genérica, pois assume uma porção com características muito distintas de uma planície.

Unidade III – Corroborando-se com o exposto acima, esta unidade apresenta comportamento geomorfológico influenciado pela cobertura sedimentar dos depósitos detrítico-lateríticos e/ou bauxíticos, havendo grande contribuição ao processo de dissecção dos falhamentos nos cursos dos rios Pindaré e Buriticupu. Durante a análise dos perfis transversais e longitudinais na área da bacia, notou-se a individualização dessa área, sobretudo considerando o Lineamento do Rio Grajaú e o falhamento do baixo curso.

Considerando-se a evolução da paisagem, entende-se que a individualização dessa área se inicia com subsidência do bloco B, que ocorreu durante parte do processo de constituição dessa área. Notou-se que a individualização esteve relacionada também com o processo de erosão diferencial, o qual destacou esse bloco oeste na bacia.

Devido a sua composição litológica ter resistido mais ao processo de erosão e, considerando que, as variações climáticas desde o Oligoceno Superior destacaram a ocorrência de climas mais secos que o atual, essa área manteve-se mais preservada. Nesse intervalo de tempo, conforme Rossetti (2001), houveram seguidas transgressões e regressões, as quais contribuíram com a deposição das coberturas de idades atribuídas ao Plio-Pleistoceno, sendo depósitos areno-argilosos continentais (Pós-Barreiras) sedimentados sobre a couraça laterítica.

Tais depósitos não são encontrados na porção leste, depois do lineamento, reforçando a ideia de que este elemento estrutural proporcionou a divisão entre as áreas. No entanto,

Kotschoubey *et al* (2005b), analisando a porção paraense da província, inferem que também pode ter ocorrido outro aspecto, o de soerguimento apenas na porção oeste, daí resultando na formação de vales profundos cortando a superfície paleógena e a individualização dos platôs. De certo, é que não há elementos que possam sustentar essa perspectiva. Portanto, assume-se que a referida unidade, concordando com Góes & Feijó (1994), se formou em relativa calma tectônica. Dessa forma, atribui-se às considerações anteriormente destacadas como sendo a possibilidade mais coerente frente à evolução geológica da Bacia Sedimentar do Grajaú-São Luís.

No que tange à classificação do relevo do Maranhão, compreendendo esta área, Montes (1997) denomina-a de Planalto Dissecado do Pindaré/Grajaú e, Feitosa & Trovão (2006) de Relevo Dissecado do Pindaré. Tais classificações consideram essa porção da bacia como sendo diferenciada em relação a outras áreas, sobretudo pelas características singulares apresentadas na dissecação do relevo.

Unidade IV – considerando-se os resultados e discussões feitas no subtítulo 6.2, percebeu-se que uma área assumiu características distintas, no contato entre o baixo e o médio curso. Tal área encaixa-se bem na posição, inferida por Rodrigues *et al* (1994), do falhamento que destaca dois blocos, o A e o B.

Considerando-se os aspectos evolutivos, esta área apresenta as formas residuais do contato entre os blocos A e B e dos divisores a leste e oeste. Tais formas foram constituídas na primeira fase de instalação dos processos de erosão regressiva, sobretudo na porção central, durante a subsidência da área do baixo curso. A figura 49 traz uma proposta de evolução do bloco B, no sentido de entender as formas de relevo da área e de como se deu a instalação das drenagens e das planícies.

Infere-se que esta unidade tenha sido formada, conforme Rossetti (2001), conjuntamente pela atuação das forças de erosão fluviais e marinhas durante o Plio-Pleistoceno, demarcando a atuação mais forte das oscilações do nível do mar. Conforme os estudos relacionados à subsidência desta área, entende-se que pode ter ocorrido primeiramente uma subsidência do bloco B como um todo, mas o processo deve ter causado uma subsidência dentro do próprio bloco. Tal perspectiva é possível, mediante a análise do comportamento da drenagem, que concentra, nesta área, a planície lacustre.

Na classificação do relevo maranhense, essa área aparece como sendo Superfície Maranhense com Testemunhos, nas Unidades Geoambientais Relevo Dissecado Gurupi/Turiaçu, a oeste, Planície Fluvial, ao centro e Relevo Dissecado Mearim/Grajaú, a leste (FEITOSA & TROVÃO, 2006). No estudo de Montes (1997) essa área está dividida em três compartimentos, a oeste, Superfície do Gurupi, ao centro, Superfície Sublitorânea de Bacabal e a leste, Planalto Dissecado do Itapecuru.

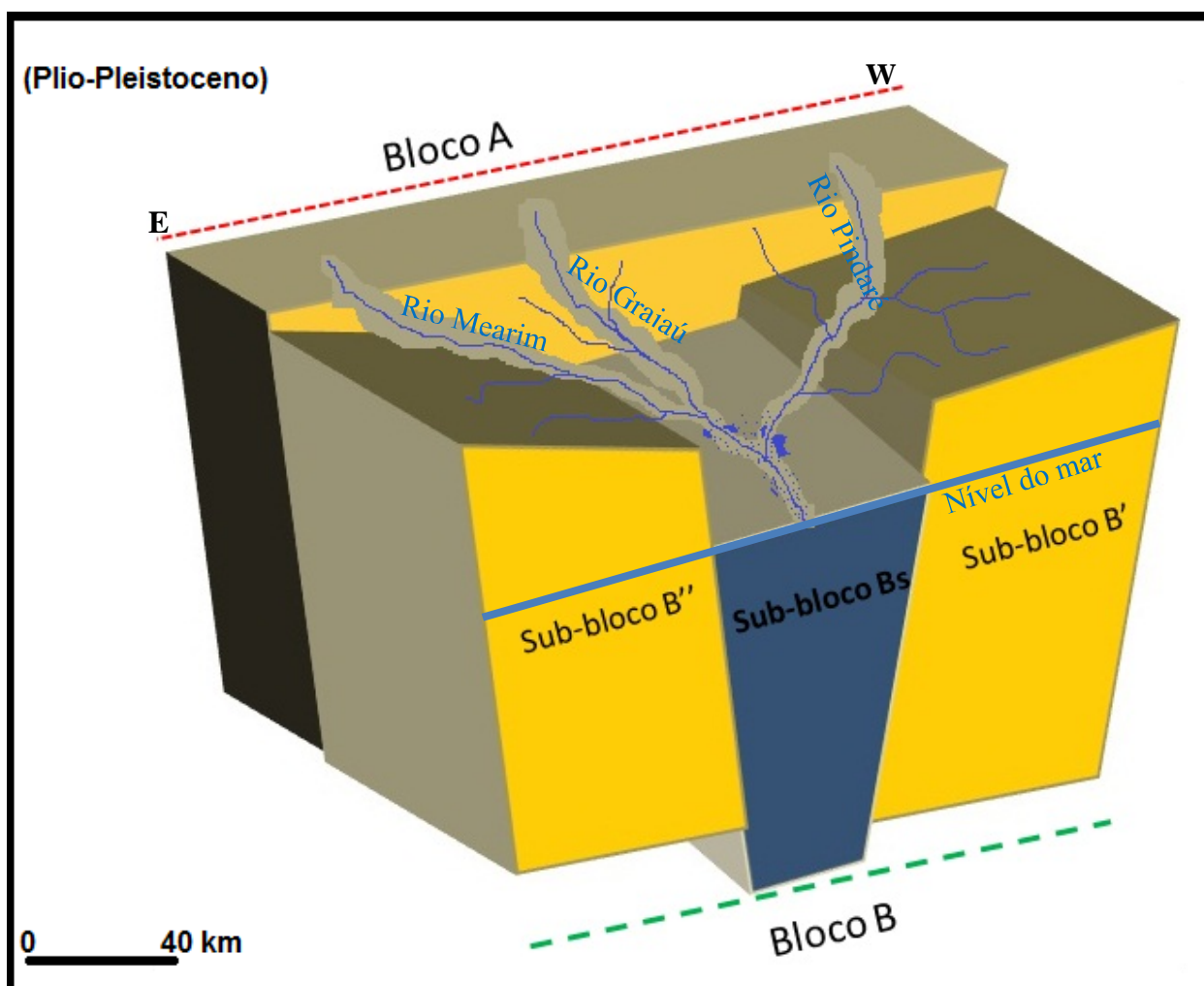


Figura 49: Subsidência do bloco B em forma de flor durante o Plio-Pleistoceno, com destaque para os sub-blocos B', a oeste da bacia; B'', a leste, e Bs ao centro.

Fonte: Elaborado pelo autor (2013).

Ambas as propostas de classificação destacam o que foi discutido acima com relação à figura 49, pois o sub-bloco B', a oeste, corresponde à Superfície do Gurupi, de Montes (1997) e ao Relevo Dissecado Gurupi/Turiaçu de Feitosa & Trovão (2006). O sub-bloco B'', a leste, refere-se ao Planalto Dissecado do Itapecuru, de Montes (1997) e ao Relevo Dissecado Mearim/Grajaú, de Feitosa & Trovão (2006). A porção central corresponde à Superfície Sublitorânea de Bacabal, em Montes (1997) e à Planície Fluvial, para os outros autores, referente ao sub-bloco Bs.

Unidade V – esta por apresentar uma singularidade quanto às suas características de formação da Bacia Sedimentar do Grajaú-São Luís, atribuídos aos eventos distensivos de separação dos continentes americano e africano, oscilações eustáticas (sobretudo no Quaternário) constituiu-se em um ambiente de maior dinâmica (geológica). Trata-se da área que recebe influências múltiplas, as quais se traduzem em dinâmicas: fluvial, lacustre, marinha, eólica e as características de dinâmica conjunta.

Esta unidade apresenta relevo baixo, com pequenos testemunhos que se perdem na paisagem, que varia entre 1 a 50 metros. É constituída por depósitos holocênicos variando de material siltico-argiloso, nas planícies flúvio-lacustres, a arenoso e areno-argiloso, nas margens próximas à foz da bacia. A planície marinha se estabelece na margem direita da desembocadura, caracterizada pelos cordões arenosos e pelo mangue.

Propôs-se, através das discussões acerca da figura 47e, uma perspectiva evolutiva quanto à sua constituição e na figura 49, dispôs-se de uma proposta mais detalhada da possível constituição do relevo dessa área, considerando a drenagem e os aspectos hipsométricos. Ressalta-se a carência de estudos específicos sobre a evolução da paisagem litorânea maranhense que possam reforçar este estudo.

Entretanto, tal perspectiva, apontada no bloco Bs, da figura 49, estabelece a formação dessa unidade, reforçando os resultados e discussões nos subtítulos anteriores. A possibilidade de ter ocorrido neotectonismo no baixo curso garante um novo olhar sobre as características morfométricas dessa área, sobretudo no entendimento dos meandros e da formação da planície lacustre.

Considerando os estudos de Montes (1997) sobre o relevo dessa área, classifica-a como Baixada Maranhense, entendendo sua variação altimétrica entre 20 a 55 m. Isso foi descartado, sobretudo considerando o perfil traçado nesta área, que evidencia outra perspectiva. Feitosa & Trovão (2006) classificam essa área em duas unidades geoambientais, uma mais elevada, Baixada Maranhense, e outra mais próxima da foz, denominada de Golfão Maranhense.

A área que compreende a unidade Baixada Maranhense corresponde à porção das planícies flúvio-lacustres, que na figura 49, aparecem antes da bifurcação dos Rios Mearim e Pindaré e a unidade Golfão Maranhense corresponde ao percurso a jusante, que logo se encontra com o mar. Nesse sentido, a compreensão dos autores é de que há uma diferenciação nessa unidade, nas proximidades da foz.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Ao final de tudo, pode-se considerar que a pesquisa desenvolvida traz novos elementos para o entendimento da dinâmica geomorfológica, principalmente da bacia do rio Mearim, por propor uma nova visão da área através de um modelo evolutivo. Isto porque as regiões Norte e Nordeste do Brasil apresentam um quadro de escassez de estudos que versam tanto sobre tal perspectiva quanto a outras.

A pesquisa teve início quando da obtenção das bases teóricas referentes à área de estudo, que não são muitas, devido à carência de estudos. A bibliografia reunida servirá de base para estudos futuros, tanto na área quanto para seu entorno. A sistematização dos documentos cartográficos contribuirá com os estudos geomorfológicos continentais para o Estado do Maranhão, tendo em vista as tímidas contribuições acadêmicas.

O procedimento adotado satisfaz às necessidades de investigação proposta para a área da bacia do rio Mearim. Entretanto, trabalhar com escalas diferentes e relacioná-las às literaturas que elencam as características do quadro geológico regional, propondo algo novo, se mostrou extremamente complexo, mas entende-se que foi o caminho certo para sair das repetições de classificações genéricas do relevo.

As análises das informações hipsométricas e de declividade demonstraram que havia uma diferença, notória nos mapas, entre o baixo e o médio curso. O falhamento apontado na literatura, que divide tais áreas em dois blocos distintos, mostrou-se atuante no controle dos processos dinâmicos do relevo nesta porção da bacia. Desta forma, notou-se que tal aspecto influencia na morfometria da bacia.

O aspecto que permitiu essa compreensão foi a distribuição das classes de declividade, as quais indicaram, segundo a convenção adotada nesta pesquisa, que a bacia está em processo forte de agradação, em detrimento da degradação do relevo. O fato de mais de 75% dos valores de declividade se concentrar em apenas duas classes, 0-3% e 3-8%, permitiu classificar a bacia em Baixo a Muito Baixo para o potencial de causar erosão.

Entretanto, o mapa de declividade realçou, no contato entre o baixo e o médio curso da bacia, a possibilidade de ter havido processos tectônicos de ativação e reativação de falhas, que influenciaram na configuração do relevo. A literatura indicou haver dois blocos, um a SW, mais

elevado, e outro a NE, com altitudes inferiores, possivelmente na área de influência do Lineamento Picos-Santa Inês. A literatura geomorfológica aponta para a influência desse lineamento apenas no curso das drenagens, diferente da literatura geológica, que indica processos de subsidência e soerguimento. Com a análise das informações hipsométricas e de declividade aceitou-se esta possibilidade como sendo determinante nos processos de constituição do relevo.

No entanto, o entendimento da litologia da bacia não permitiu que se chegasse a tal compreensão, pois o pacote sedimentar detrítico e/ou laterítico respondeu apenas às feições do relevo na porção oeste, mas não as da porção leste. A porção oeste destaca-se pela Província Bauxitífera de Paragominas, a qual corresponde à distribuição dessa cobertura sedimentar. Por ser composta por material argiloso e ferro-aluminoso, que oferece mais resistência aos processos de erosão. Contudo, isso não explicava o contato brusco entre os blocos mencionados anteriormente.

Desta forma, a utilização dos perfis e dos blocos-diagramas permitiu compreender o relevo através de suas representações. Os perfis indicaram a distinção do relevo, a grosso modo, em dois blocos, A e B, possibilitando o entendimento da dinâmica da bacia. O bloco A apresentando um relevo fortemente dissecado e o bloco B indicando a formação de uma planície fluvial. Todavia, os perfis transversais da bacia traziam perspectivas que denotavam um comportamento diferenciado no bloco A, ou seja, uma diferenciação no ritmo de dissecção do relevo de E-W. Tais aspectos haviam sido notados através dos mapas de declividade e hipsometria, entretanto, ficaram mais evidentes e possibilitaram melhor entendimento da morfologia.

Nesse sentido, considerando a literatura sobre os ciclos geomorfológicos, é possível entender que a formação da bacia hidrográfica do rio Mearim sofreu influência de três ciclos: o Sul-Americano, que possibilitou a constituição das coberturas lateríticas; o Velhas, responsável pela dissecção que originou as chapas e os vales; e, o Paraguaçu, que permitiu o desenvolvimento de ampla área sedimentar que deu origem às planícies, no baixo curso. Entretanto, nenhuma teoria ou estudo, geológico ou geomorfológico, apontava para um entendimento de como isso se refletia na constituição do relevo.

As análises dos perfis longitudinais, dos perfis transversais dos cursos d'água principais e das cartas de Arari e Lago Açu permitiram encontrar elementos que distinguiam comportamentos dentro do próprio bloco B, como: alinhamentos dos cursos d'água e das lagoas

e o nível altimétrico inferior no centro do bloco B. Tais elementos indicam controle estrutural, possivelmente relacionado à neotectônica. Entretanto, isso não garantia o entendimento de como isso pode ter influenciado no relevo do baixo curso.

Os índices referentes à Densidade de Drenagem e à Densidade Hidrográfica indicam que a bacia tem pouca energia para formar novos canais, reflexo da declividade da bacia. Entretanto, através do modelo evolutivo e das discussões, constatou-se que a bacia esteve em processo de erosão acentuado, mas que durante a transgressão ocorrida no Holoceno este processo se inverteu. Nesse sentido, a densidade de drenagem passa a ser afetada consideravelmente, assim como os índices de Bifurcação e de Relação de Relevo.

O índice de Bifurcação apresenta valor que corresponde a um relevo dissecado, isso foi comprovado através das análises dos perfis. No entanto, o processo evolutivo destacou que a área mais recente a ser afetada pelo processo de erosão corresponde à província bauxitífera. A Relação de Relevo não apresentou características de uma influência significativa, sobretudo, porque o mapa de declividade apresentou um relevo, em mais da metade da área, suave a suave ondulado. Isso relativiza a ação dos processos de erosão como um todo.

O Índice de Sinuosidade corresponde ao caráter considerável do número de falhamentos, ao qual a drenagem se ajustou. O falhamento que divide o baixo e o médio curso distingue dois padrões na bacia: o primeiro, do médio ao alto curso, tem o predomínio dos canais retilíneos, enquanto que no baixo curso há um padrão que expressa maior sinuosidade. Isso é comprovado mediante a análise das Folhas de Arari e Lago Açu.

O valor do Coeficiente de Compacidade expressa uma chance considerável de ocorrerem enchentes. Nesse sentido, dada a configuração do relevo, sobretudo no baixo curso, há boas possibilidades de elas ocorrerem em maior frequência, principalmente, pela forma rasa da Plataforma Oceânica junto à foz. Isso promove uma ação constante nas águas fluviais, possibilitando em épocas com altos valores de precipitação muitas enchentes, destacando-se recentemente a ocorrida em 2009, atingindo cidades como Arari, Itapecuru Mirim, entre outras.

O valor encontrado para o Índice de Rugosidade destaca uma possibilidade reduzida, não nula, de causar erosão. Este aspecto foi reforçado através da análise do Mapa de Declividade, o qual apontou para uma baixa irregularidade do relevo. Nesse sentido, partiu-se para uma averiguação dos dados encontrados para a bacia hidrográfica através dos mapas e tabelas referentes à declividade e a hipsometria.

Neste sentido, a análise feita sobre a hipsometria permitiu constatar que há quatro padrões a serem considerados, os quais influenciaram nos resultados dos índices de bifurcação, de rugosidade e de relação de relevo. O primeiro, a baixa influência das maiores altitudes, considerando a frequência de ocorrência; o segundo aponta para um relevo concentrado em altitudes que variam de 78 a 308 metros; terceiro, as altitudes que variam entorno de 130 a 60 metros. E quarto, as altitudes inferiores a 77 metros. Relacionando-as aos valores obtidos para as classes de declividade, afirma-se que: o primeiro padrão concentra-se em um relevo pouco dissecado, com exceção para algumas encostas íngremes. O segundo representa o comportamento de maior dissecação do relevo. O terceiro destaca um relevo menos dissecado e em menor altitude. E por fim, o quarto padrão traz a influência das formas mais suaves do relevo, por sinal, agrupam-se na classe de 0-3%.

Conforme a hipótese deste estudo, constatou-se que as áreas apresentaram, ao longo da sua evolução, um quadro poligênico. Esse aspecto se deveu aos eventos de constituição das coberturas sedimentares em associação com a separação dos continentes e seus efeitos diretos e indiretos. As oscilações eustáticas logo após o Mioceno Médio, em associação com as variações climáticas, possibilitaram a dissecação irregular da área. Os ajustes na crosta, refletidos também pelos diversos falhamentos, potencializaram o processo de individualização entre os processos de erosão mais atuantes.

Nesse sentido, a evolução proposta para a área da bacia contemplou cinco estágios, sendo que nos dois primeiros estágios a evolução se processa desde o Albiano ao Campaniano, destacando a instalação das drenagens e a ativação do sistema de falhas responsável por subdividir a área em dois blocos. O estágio inicial é marcado pela influência de um oceano recém formado, que exerce controle sobre um ritmo de dissecação relativamente fraco.

O segundo estágio permite compreender que a (re)ativação das falhas se deve aos efeitos da deriva continental, que foram responsáveis pela subsidência de uma área e o soerguimento de outra. Desta forma, este estágio marca o início da incisão da drenagem no bloco A, inferindo-se que a bacia ganha suas drenagens principais nesse período.

O terceiro estágio, durante o Oligoceno Superior, é marcado pela forte incisão da drenagem sobre o bloco A, dando início ao processo de erosão diferencial responsável por diferenciar as porções oeste e leste da bacia. Do Campaniano ao Mioceno Médio a porção oeste da bacia desenvolvia a cobertura laterítico-bauxítica, a qual foi “recortada” bem antes de seu pleno desenvolvimento. Com a rotação da placa Sul-Americana, devido aos efeitos da deriva

continental, a bacia muda de direcionamento e inicia-se nova reativação das falhas no estágio seguinte.

O quarto estágio, a partir do Mioceno Médio, destaca a acentuação do soerguimento do bloco A e a subsidência do bloco B. Nesse estágio dá-se início à deposição da formação Barreiras, logo depois de um evento transgressivo. Entende-se que a constituição da foz do rio Mearim, se dá nesse tempo, promovendo o período inicial de desenvolvimento do Golfão Maranhense. No bloco A, o Lineamento do Rio Grajaú está plenamente capturado pela drenagem, e funciona como um agente fundamental na individualização das porções leste e oeste. Durante este estágio nota-se que não houve a formação de uma planície fluvial e lacustre.

No estágio 5, Plio-Pleistoceno, ocorre um processo de subsidência diferenciado que promove a formação da planície lacustre, acompanhado por um ritmo mais lento de dissecação e de maior sedimentação devido a transgressão. Nota-se que o bloco A praticamente destaca dois processos de dissecação que tem como limite o Lineamento do Rio Grajaú, ao centro. A rotação da placa Sul-Americana promoveu uma mudança no posicionamento geográfico da bacia, que no estágio inicial encontrava-se próxima à Linha do Equador e no último estágio distava cerca de 250 km.

Desta forma, é possível inferir que, durante tal processo de separação continental, tenha ocorrido a distinção de áreas na bacia através de zoneamentos climáticos, que possibilitaram ritmos de dissecação diferentes. Nesse sentido, a porção leste pode ter sofrido maior dissecação tanto pela sua constituição litológica quanto pela intensidade de seu paleo-gradiente pluviométrico.

Mediante o exposto acima, foi possível propor uma classificação do relevo para a bacia do rio Mearim que, entretanto, não justificou a hipótese da tese, pois o entendimento mais detalhado dos processos denotou maior complexidade na área de estudo. Assim sendo, não apenas havia uma distinção entre o baixo e o médio curso e dentro do médio/alto curso no sentido E-W, mas sim, outras diferenciações.

A hipótese indicava a divisão da bacia em três áreas distintas, mas a classificação destacou a diferenciação de cinco unidades. A proposta de evolução do relevo, a partir da literatura, das análises dos resultados e das discussões, foi decisiva para a compartimentação geomorfológica nesses termos.

Nesse sentido, a unidade Alto do Mearim-Grajaú, iniciava a configuração de seus contornos durante o Mioceno Médio. Os processos erosivos foram mais acentuados na unidade Relevo Dissecado do Pindaré, atingida pela disseção durante o Oligoceno Superior. Aquela unidade, herdava a estrutura arqueada do Arco de Xambioá, responsável pelas maiores altitudes da bacia durante esse período.

Como a dissecação na porção leste da bacia, através destas duas unidades, foi mais acentuada, possivelmente pela junção entre os aspectos litológicos e climáticos, infere-se que seus sedimentos foram responsáveis pela composição da planície fluvial e lacustre. Os ritmos de dissecação mais acelerados estiveram presentes nesta porção da bacia, entretanto, ressalta-se que a rotação da placa Sul-Americana tenha contribuído com a diferenciação de gradientes pluviométricos, devido ao afastamento da Linha do Equador, por exemplo.

A unidade Superfície Dissecada do Pindaré foi a primeira a ser classificada, exatamente pela perspectiva atual de comportamento da drenagem. Todavia, faltavam elementos que pudessem destacar como ela sofrera tal individualização ao longo do tempo geológico. A Província Bauxitífera de Paragominas adquiriu como limite leste o Lineamento do rio Grajaú, entretanto, a proposta de evolução destaca que ela foi mais abrangente, mas que a dissecação se deu de maneira diferenciada. Como os estudos sobre os paleo-climas, para a região que engloba a área de estudo, são escassos e generalistas, e que, o gradiente pluviométrico não indica influencia atual, apenas conjectura-se sobre tais efeitos.

Através dos resultados e das discussões, propôs-se a classificação do baixo curso em duas unidades, pois se percebeu dinamismos distintos, sobretudo na área central do bloco B. A literatura apontava, através das classificações geomorfológicas, tal distinção, entretanto, a proposta desta pesquisa salienta que são áreas distintas devido aos falhamentos (re)ativados durante o Plio-Pleistoceno. Assume-se, desta forma, a ideia de que houve neotectonismo no baixo curso, responsável pela configuração das drenagens e das planícies flúvio-lacustres. Também afirma-se que a bacia pode estar se encaminhando para uma nova retomada do processo erosivo, sobretudo pelas informações sobre as oscilações eustáticas.

Apesar de ser uma proposta de evolução do relevo da bacia do rio Mearim, entende-se que as contribuições desta pesquisa, na perspectiva regional da área, trazem avanços ao conhecimento científico relacionado à geomorfologia continental. O conhecimento produzido indica novos rumos aos trabalhos acadêmicos no interior do Estado do Maranhão, principalmente, através de análises verticalizadas.

Por fim, esta pesquisa traz uma visão mais ampla e complexa sobre o desenvolvimento do relevo no Meio-Norte. Nesse sentido, espera-se que outros estudos sobre a geomorfologia maranhense possam tomar como norte a perspectiva regional, sobretudo no que concerne à evolução do relevo, pois se entende que é a partir dela que o conhecimento geomorfológico avança.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. Depressões periféricas e depressões semi-áridas do nordeste do Brasil. **Boletim Paulista de Geografia**. São Paulo, 22: 3-18, 1956.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS – ANA. Estudo de Disponibilidade e Demandas de Recursos Hídricos nas Regiões Hidrográficas Brasileiras – SPR/ANA (**Mapa impresso**), Brasília, março de 2005.
- AGUIAR, G. A.. Revisão Geológica da Bacia do Paleozóico do Maranhão. **Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia**. 1971, v.3, pág.113-122.
- ALENCAR, B.V. & PACCA, I.I.G. Paleomagnetismo da Formação Piauí da Bacia do Parnaíba: influência de rochas vulcânicas na região de Floriano. In: **Simpósio de Geologia do Nordeste**, 10., Recife, 1981. SBG-Núcleo Nordeste, p.213-231.
- ARANHA, L.G. de F.; LIMA, H.P.; SOUZA, J.M.P. de; MAKINO, R.K. Origem e evolução das bacias sedimentares de Bragança-Viseu, São Luis e Ilha Nova. In: De RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (Eds.) **Origem e evolução das bacias sedimentares**. Rio de Janeiro, Petrobrás. P.221-233, 1990.
- ARGENTO, M. S. F. Mapeamento Geomorfológico. In: Guerra, A. J. T.; Cunha, S. B. (Orgs). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 9ª Ed., Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2009.
- ASMUS, H.E. & PORTO, R. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica das placas. **Anais do XXVI Congr. Bras. Geol.**, 2, Belém, PA, 1972, 67-90.
- ASMUS, H.E. Geologia da margem continental brasileira. In: SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D.A., DERZE, G.R., ASMUS, H.E. (Eds.). **Geologia do Brasil**. Brasília: MME/DPNPM, p. 443-472, 1984.
- BARBOSA, O. Vegetais fósseis do Devoniano do Brasil e da Bolívia. **Min. e Met.**, vol. 14, n.81, p.81-84, 1949.
- BEURLIN, K. A estrutura geológica do nordeste do Brasil. **Anais do XXI Congresso Brasileiro de Geologia**. Curitiba-PR, 1967, pág.151-158.
- BOTELHO, R.G.M. Planejamento ambiental em microbacia hidrográfica. In: GUERRA, A.J.T., SILVA, A.S., BOTELHO, R.G.M. **Erosão e conservação dos solos; conceitos, temas e aplicações**. Editora Bertrand Brasil, 1999.
- BRANDÃO, J.A.S.L. & FEIJÓ, F.J. Bacia da Foz do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, p. 91-99, 1994.

- BRASIL. **Projeto Radam**. Levantamento de Recursos Naturais. Vol. 3. Folha SA.23-São Luís (escala 1:1.000.000). Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro, 1973.
- CALDASSO, A. L. A sedimentação mesozóica e seu relacionamento com a evolução geomorfológica na Bacia do Parnaíba. **Anais do XXX Cong. Bras. Geol.** 2: Recife-PE, 1978, 784-792.
- CALAF, J. M. C. Evolução geológica no Cenozóico da região entre Açailândia (MA) e Ligação (PA). **Dissertação de Mestrado**, Centro de Geociências, UFPA, 112 p.
- CAMPANHA, V. A. & MABESOONE, J. M. Paleoambiente e paleoecologia do Membro Picos, Formação Pimentairas (Devoniano do Piauí), **Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia**, v. 2, p.221-225, 1974.
- CAMPBELL, D. F., SILVA, S. O. e ALVES, L. Relatório preliminar sobre a bacia sedimentar da Bacia do Maranhão. **Cons. Nas. Petr.**, Bol. n.1, 1949.
- CAPUTO, M. V., RODRIGUES, R. & VASCONCELOS, D.N.N. Nomenclatura estratigráfica da bacia do Amazonas: Histórico e atualização. **Anais do XXVI Congresso Brasileiro de Geologia**, v.3, p.35-46, 1972.
- CAPUTO, M. V. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. **Tese de doutorado**, University of California, 1984, 583p.
- CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; ZALÁN, P. V.; TEIXEIRA, J. B. G. Estágios evolutivos do Brasil Fanerozóico. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; F.F.M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012, pág. 131-136, 900p.
- CASTRO, S. B.; CARVALHO, T. M. Análise morfométrica e geomorfologia da bacia hidrográfica do rio Turvo-GO, através de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento. **Scientia Plena**, vol.5, n.2, 2009. Acesso em 14 de abril de 2010. Disponível em: http://www.scientiaplenu.org.br/sp_v5_025401.pdf.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo. Edgar Blücher, 1974.
- _____. **Geomorfologia**. São Paulo. Edgar Blücher, 1980.
- _____. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo, Edgar Blücher, 1981, 313p.
- CLARKE, J. M. Devonian Fossils of the States of Paraná and Pará. In White, I.C., **Relatório Final da Companhia de Minas e Carvão de Pedra do Brasil**, p.21-27, 1908.
- CLARKE, J.M. Fósseis devonianos do Paraná. Serv. Geol. Min. **Monografia** 1, 1913.
- CONDIE, K. C. Plate Tectonics and How the Earth Works. **CD-ROM**, Tasa Graphic Arts, Albuquerque, New Mexico-USA, 1999.

- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; FILHO, A.T. & CUNHA, F.M.B. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Revista Ciência Técnica Petróleo**, Rep. 15, 70pp., PETROBRÁS, CENPES, Rio de Janeiro, Brasil, 1984.
- COSTA, M. L. A dinâmica de formação de lateritas: o exemplo do NE do Pará e NW do Maranhão. In: CONGR. BRAS. GEOL. 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG. v. 10, p. 4823-4837.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; IGREJA, H.L.S.; HASUI, Y. Aspectos da evolução tectônica da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço pré-cambriano. In.: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3., Rio Claro, 1991. **Boletim de Resumos**. Rio Claro, SBG-Núcleo São Paulo, p.96-98, 1991.
- CPRM. **Mapa Geodiversidade do Brasil**. Folha SA.23 (São Luís) e Folha SB.23 (Teresina). Escala 1:1.000.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: <<http://geobank.sa.cprm.gov.br/>>. Acesso em setembro de 2009.
- CPRM – **Serviço Geológico do Brasil**. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/>>. Acesso em março de 2010.
- CUNHA, F. M. B. Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. **Dissertação de Mestrado**, Instituto de Geociências. Rio de Janeiro-RJ, 1986, 107p.
- DENNEN, W. H. & NORTON, H. A. Geology and geochemistry of bauxite deposits in the lower Amazon basin. **Econ. Geol.**, 72:82-89, 1977.
- DOMINGUEZ, J. M. L. A Evolução Pós-Barreiras da Zona Costeira Leste do Brasil. **Anais do XII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, ABEQUA, III Encontro do Quaternário Sulamericano, XIII ABEQUA Congress – The South American Quaternary: Challenges and Perspectives**. 2011. Disponível em: <http://www.abequa.org.br/trabalhos/landim2011.pdf>. Acesso em: 27/10/2012.
- DOMINGUEZ, J. M. L. Ambientes Geológicos da Costa Brasileira. In.: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; F.F.M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012, pág. 642-650, 900p.
- DSG. Diretoria de Serviço Geográfico do Exército. 3ª Divisão de Levantamento. 1ª. ed. Recife-PE: DSG, **Folha Arari SA.23-Z-C-I** (MI-609). Escala 1: 100.000, 1983a.
- DSG. Diretoria de Serviço Geográfico do Exército. 3ª Divisão de Levantamento. 1ª. ed. Recife-PE: DSG, **Folha Laço Açu SA.23-Z-C-IV** (MI-672). Escala 1: 100.000, 1983b.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. In: Reunião Técnica de Levantamento de Solos, 10, 1979, Rio de Janeiro. **Súmula...**Rio de Janeiro, 1979. 83p.

- FEITOSA, A. C. **O Maranhão primitivo: uma tentativa de constituição**. São Luís. Ed. Augusta, 1983.
- FEITOSA, A. C. & TROVÃO, J. R. **Atlas Escolar do Maranhão: Espaço Geo-Histórico e Cultural**. João Pessoa, Editora Grafset, 2006.
- FERNANDES, L.A. A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá. **Dissertação de Mestrado/IGC-USP**, 129p, 1992.
- FERREIRA, C.S.; VICALVI, M.A.; MACEDO, A.C.M. Os limites meridionais da bacia de Pirabas, Estado do Pará. **XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia** (Rio de Janeiro), vol.1, p. 326-329, 1984.
- FLORENZANO, T. G. Introdução a Geomorfologia (capítulo 1). In: FLORENZANO, T. G. (Org). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008, p11-30.
- GÓES, A. M.. A formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. **Tese de Doutorado**. Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, USP, Instituto de Geociências. São Paulo-SP, 1995, 171p.
- GÓES, A. M. & COIMBRA, A. M. As bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte. In: **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 5, Belém-PA. Boletim de Resumos Expandidos, pp. 186-187, 1996.
- GÓES, A. M.; COIMBRA, A. M.; NOGUEIRA, A. C. R. Depósitos costeiros influenciados por tempestades e marés da Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. In.: COSTA, M. L. & ANGÉLICA, R. S. (Coord.). Contribuições à Geologia da Amazônia. Vol.1. Belém, FINEP/SBG-NO, 285-306, 1997.
- GÓES, A. M. & FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 8. Pag. 57-67, 1994.
- GÓES, A. M. & ROSSETTI, D.F. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In.: D.F. Rossetti, A.M. Góes & W. Truckenbrodt (eds.). **O Cretáceo de São Luís-Grajaú**. Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, pp.: 15-30, 2001.
- GÓES, A. M.; SOUZA, J.M.P.; TEIXEIRA, L.B. Estágio de exploração e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 1990, v.4, p.55-64.
- GONÇALVES, D. F.; ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBRODT, W.; MENDES, A. C. Argilominerais da formação Codó (Aptiano Superior), bacia de Grajaú, Nordeste, Brasil. **Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis**. Vol.13 (1), 2006, 59-75.

- GROHMANN, C. H. & RICCOMINI, C. Análise digital de terreno e evolução de longo-termo de relevo do centro-leste brasileiro. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 12, n. 2, p. 129-150, 2012.
- GUERRA, A. T. & GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 9ª Ed., Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011, 648p.
- HIRUMA; S. T.; PONÇANO, W. L. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfológicos na área de alto do rio Pardo, SP e MG. **Revista IG.**, São Paulo, 15(1/2), 49-57, jan./dez. 1994.
- HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geol. Soc. America Bulletin**, 56(3): 275-370, 1945.
- KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, 18 (2): 147-265, 1956.
- KOTSCHOUBEY, B.; CALAF, J.M.C.; LOBATO, A.C.C.; LEITE, A.S.; AZEVEDO, C.H.D. Caracterização e gênese dos depósitos de bauxita da Província Bauxitífera de Paragominas, Noroeste da Bacia do Grajaú, Nordeste do Pará/Oeste do Maranhão. In: MARINI, O.J.; QUEIROZ, E.T.; RAMOS, B.W. (Eds) **Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia**. Brasília, DF, Brasil. Cap.11, p.691-782, VGarTe, 2005a.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W. Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas – Açailândia (estados do Pará e Maranhão). **Rev. Bras. Geoc.**, 11:193-202, 1981.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W.; CALAF, J.M.C. Evolução Geológica Meridional da Província Bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (Noroeste da Bacia do Grajaú, Nordeste do Pará e Extremo Oeste do Maranhão). **Revista Brasileira de Geociências**, Volume 35, p. 263-272, junho de 2005b.
- LANA, C. E.; ALVES, J. M. de P.; CASTRO, P. de T. A. Análise morfométrica da bacia do rio do Tanque, MG-Brasil. **Revista Escola de Minas**. Vol.54, n.2, Ouro Preto, abr./jun., de 2001. Acesso em: 22 de fevereiro de 2010. Disponível em: http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S0370-44672001000200008&script=sci_arttext.
- LEE, D. R. & SALLE, G. T. A method of measuring shape. **Geographical Review**. 1(2): 555-563, 1970.
- LEMES, D. P. & PIRES, C. A. F. Relação entre a compartimentação geomorfológica e a ocorrência de ágata e ametista no município de Quaraí, RS. **Ciência Natura**, UFSM, 31 (2), 141-154, 2009.

- LIMA, A. G. Controle geológico e hidráulico na morfologia do perfil longitudinal em rio sobre rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral no Estado do Paraná. **Tese de Doutorado** em Geografia, UFSC, Florianópolis-SC, 2009, 240p.
- LIMA, M. I. C.; COSTA, J. B. S. Radargeologia na Sinéclise do Parnaíba e em seu Embasamento. **Anais VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Salvador, Brasil, 1996, p.633-636.
- LOVATO, O. G; CAYE, B.R.; ARAÚJO, C.C. de; CAMOZZATO, E. **Programa Levantamentos Geológicos do Brasil**. Carta Geológica de Barra do Corda. Folha SB.23-V-D. Estado do Maranhão. Escala: 1:250.000. Brasília, CPRM. 1994, 96 p.
- LOVATO, O.G.; CAYE, B.R.; ARAÚJO, C.C. de. **Programa Levantamentos Geológicos do Brasil**. Carta Geológica de Itapecuru-Mirim Folha SA.23-Z-C. Estado do Maranhão. Escala: 1:250.000. Brasília, CPRM. 1995, 100p.
- MABESSONE, J. M. História Geológica da Província Borborema, NE, Brasil. **Revista de Geologia**, vol. 15, pg. 119-129, 2002.
- MARZOLLI, A.; RENNE, P. A.; PICCIRILLO, E. M. ERNESTO, M.; BELLINI, G.; DE MIN, A. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the central atlantic magmatic province. **Science**, 284:616-618, 1999.
- MELTON, M. A. **An analysis of the relations among elements of climate, surface properties and geomorphology**. Technical Report. Dept. Geology, Columbia University, 1957.
- MESNER, J.C. e L.C. WOOLDRIDGE. Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous Coastal Basins, north Brazil. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists**, 48, 1964, 1475-1512.
- MILLER, V. C. **A quantitative geomorphic study of drainage basins characteristic in the Clinch Mountain area**. Technical Report, Dept. Geology, Columbia University, 1953.
- MPO. MINISTÉRIO DO PLANEJAMENTO E ORÇAMENTO. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. **Folha São Luís SA.23**, escala de 1:1.000.000, 3ª Ed., Rio de Janeiro, 1998.
- MONTES, M. L. **Zoneamento Geoambiental do Estado do Maranhão**. Ministério do Planejamento, IBGE, Salvador, 1997.
- PROJETO RADAM. **Folhas SA.23 São Luís e SB.23 Teresina: geologia, geomorfologia, pedologia e vegetação e uso potencial da terra**. (Levantamento de Recursos Naturais) Rio de Janeiro, 1973.
- PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. **Geologia do Brasil (Fanerozóico)**. São Paulo: T.A. Queiroz: Ed. Da universidade de São Paulo, 1983, 631p.

- PLUMMER, F.B.; PRINCE, L.I.; GOMES, F.A. Estados do Maranhão e Piauí. Rio de Janeiro, Conselho Nacional de Petróleo. **Relatório**. 1948, 87-134p.
- REZENDE, W. M.; PAMPLONA, H.R.P. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano-Santos. **Boletim Técnico da Petrobrás**. v.13, p.5-14, 1970.
- REZENDE, W. M. O mecanismo de intrusões de diabásio nas bacias do Amazonas e do Maranhão. **Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia**. 1971, v.3, pág.123-137.
- RODRIGUES, V. A. & CARVALHO, W. A. Morfometria da microbacia do córrego Água Limpa. **IF Sér. Reg.**, São Paulo, n.39, p.15-24, 2009.
- RODRIGUES, T. L. das N.; FAVILLA, C. A. C.; CAMOZZATO, E.; VERÍSSIMO, L. S. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Carta Geológica de Bacabal. Folha SB.23-X-A. Estado do Maranhão. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 1994, 152 p.
- ROSS, J. S. S. Geomorfologia aplicada aos EIAs-RIMAs. In.: **Geomorfologia e Meio Ambiente**. (Orgs.) GUERRA, A.J.T. e CUNHA, S.B. Ed.Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 1996, p.291-336.
- ROSSETTI, D. F. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. **Jour. South American Earth Sciences**, 14: 77-89, 2001.
- ROSSETTI, D. F. & GÓES, A. M.. Evidences of paleoseismicity in the Codó Formation (Aptian), Maranhão State, Brazil.. In: **SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCIO DO BRASIL**, 5; **SIMPÓSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR**, 1., 1999, Serra Negra. Boletim de Resumos Expandidos. Serra Negra: UNESP, 1999. p. 457-463.
- ROSSETTI, D. F. & GÓES, A. M. 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, 2003.
- ROSSETTI, D. F. & TRUCKENBRODT, W. Revisão estratigráfica para os depósitos do Albiano-Terciário Inferior(?) na Bacia de São Luís, Maranhão. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra**, 9: 29-41, 1997.
- ROSSETTI, D. F. & TRUCKENBRODT, W. Nomenclatura estratigráfica de depósitos cretáceos expostos na Bacia de São Luís (Ma). In.: **Simp. Cretáceo do Brasil, 5, Boletim UNESP**, p. 485-490, 1999.
- SAMPAIO, J. V.; ANDRADE, M. C. de; DUTRA, A. J. B. **Rochas e Minerais Industriais: usos e especificações**. Centro de Tecnologia Mineral – CETEM, Ministério da Ciência e Tecnologia. Capítulo 13: Bauxita. Rio de Janeiro, Dezembro de 2005, pág. 279-304.
- SANTOS, M. A. P. S. dos; DALBEN, A. I. L. F; COSTA, T. M. L. **Monografia: a pesquisa ao alcance de todos**. Belo Horizonte, UFMG, Faculdade de Educação, 2010, 40 p.

- SANTOS, M. E. de C. M & CARVALHO, M. S. S. de. **Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís**. Rio de Janeiro: CPRM – Serviços Geológicos do Brasil – DGM/DIPALE – 2009, 215p.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A. A Evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D. A.; Derze, G. R.; Asmus, H. E. **Geologia do Brasil: texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo depósitos Minerais**. Brasília, 1984.
- SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy. **Geol. Soc. America Bulletin**, 67: 597-646, 1956.
- SILVA, A. J. P.; LOPES, R. da C.; VASCONCELOS, A. M.; BAHIA, R. B. C. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In.: BIZZI, Luiz A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG**. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2003, 692p.
- SILVA, T. I.; RODRIGUES, S. C. Tutorial de Cartografia Geomorfológica. Manuais Técnicos. **Revista de Geografia Acadêmica**, v3, n2, 2009.
- SLOSS, L.L. & SPEED, R.C. Relationships of cratonic and continental-margin tectonics episodes. In: W.R. Dickinson (ed) Tectonics and sedimentation, **Soc. Econ. Paleont. Min.** (Special Publication), p. 98-119, 1974.
- SOARES JÚNIOR, A. V. A fragmentação do Gondwana na Região Meio-Norte do Brasil durante o Mesozóico. Universidade Federal do Pará (**Tese de doutorado**). Belém, 2007. 193p.
- SOARES JÚNIOR, A. V.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: três fases distensivas. São Paulo, UNESP, **Rev. Geociências**, v. 7, n. 4, p. 427-437, 2008. Disponível em: <<http://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/geociencias/article/view/3371/2829>> Acesso em: 27 de junho de 2010.
- SOUZA FILHO P.W.M. Tectonic control on the coastal zone geomorphology of northeastern Pará state. **Rev. Bras. Geoc.**, 30:527-530, 2000.
- SOUZA FILHO P.W.M., COWEN M.C.L., LARA R.J., LESSA G.C., KOCH B., BEHLING H. Holocene coastal evolution and facies model of the Bragança macrotidal flat on the Amazon Mangrove Coast, Northern Brazil. **J. Coast. Res.**, SI 39:306-310, 2006.
- STRAHLER, A. N. Dynamics basis of Geomorphology. **Geol. Soc. America Bulletin**. 63:923-938, 1952.

-
- SUGUIO, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998, 1.222p.
- TARDY, Y. & ROQUIN, C. **Derive continents, paleoclimats et alterations tropicales**. BRGM, Orleans, France. 473 p., 1998.
- VALADÃO, R. C. Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais). **Tese de Doutorado** em Ciências Geologia, UFBA, Instituto de Geociências. Salvador-BA, 1998, 242p.
- VASCONCELOS, P. M.; RENNE, P. R.; BRIMHALL, G. H. & BECKER, T. A. Direct dating of weathering phenomena by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. **Geochim. Cosmoch. Acta**, 58:1635-1665, 1994.
- VEIGA JÚNIOR, J. P. **São Luís NE e São Luís SE, Folhas SA.23-X e SA.23-Z**. Escala 1:500.000. CPRM: Brasília, 2000. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil – PLGB.
- VILLELA, S. M. & MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo, McGraw-Hill, 1975. 245p.