



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**LITOFÁCIES E MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO ALTER DO
CHÃO (CRETÁCEO), REGIÃO DE ÓBIDOS-PA, PARTE CENTRAL
DA BACIA DO AMAZONAS**

Dissertação apresentada por:

ANDERSON CONCEIÇÃO MENDES

Orientador: Prof. Dr. Werner Truckenbrodt (UFPA)

Coorientador: Prof. Dr. Jean-Michel Lafon (UFPA)

**BELÉM
2010**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

M5381 Mendes, Anderson Conceição

Litofácies e minerais pesados da Formação Alter do Chão (Cretáceo), região de Óbidos-PA, parte central da bacia do Amazonas / Anderson Conceição Mendes – 2010
x, 51 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2010.

Orientador: Werner Truckenbrodt

Coorientador: Jean-Michel Lafon

1. Minerais Pesados. 2. Formação Alter do Chão. 3. Bacia do Amazonas. 4. Óbidos (PA). I. Universidade Federal do Pará. II. Truckenbrodt, Werner, *orient.* III. Lafon, Jean-Michel, *coorient.* IV. Título.

CDD 20. ed.: 552.5098115



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

**LITOFÁCIES E MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO
ALTER DO CHÃO (CRETÁCEO), REGIÃO DE ÓBIDOS-
PA, PARTE CENTRAL DA BACIA DO AMAZONAS**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

ANDERSON CONCEIÇÃO MENDES

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de **GEOLOGIA**

Data de Aprovação: **09 /05/2010**

Banca Examinadora:

Prof. WERNER TRUCKENBRODT (UFPA)
(Orientador-UFPA)

Prof. CLAUDIO RICCOMINI (USP)
(Membro)

Prof. AFONSO CESAR R. NOGUEIRA (UFPA)
(Membro)

À minha família:

Maria Leonice Conceição Mendes, minha mãe

Aurélio da Conceição de M.M. Filho, meu pai

e

Rodrigo Conceição Mendes, meu irmão

AGRADECIMENTOS

- ✓ A **Deus**, por tudo agradeço a Ele;
- ✓ A **Universidade Federal do Pará (UFPA)** e ao **Programa de pós-graduação em geologia e geoquímica (PPGG)** pela infra-estrutura disponibilizada para realização deste trabalho;
- ✓ Ao CNPq pela concessão de bolsa;
- ✓ Ao meu orientador **Werner Truckenbrodt**, pela amizade, conhecimento transmitido, dedicação, paciência nos momentos difíceis e incentivos durante todas as fases deste trabalho;
- ✓ Ao prof. **Afonso Nogueira**, pela ajuda no campo bem como no manuscrito do artigo que compõe essa dissertação;
- ✓ À prof. **Adriana Horbe (UFAM)** que através de seu projeto financiou, parte dessa pesquisa;
- ✓ À minha mãe, **Maria Leonice Mendes** pelo exemplo de perseverança, determinação, humildade e companheirismo além de todo apoio, carinho, compreensão e incentivo;
- ✓ Ao meu pai, **Aurélio Mendes** por toda educação, incentivos e apoio durante minha vida;
- ✓ Ao **Rodrigo** que além de meu irmão é o meu melhor amigo e quem sempre incentivou, acreditou, criticou, apoiou e por muito esperou a chegada desse dia;
- ✓ À **minha família** que além do carinho e apoio acreditaram mais que eu em algumas vezes;
- ✓ À técnica do laboratório de laminação da UFPA **Joelma Lobo** pela ajuda com a confecção das seções delgadas e **Cláudio Lamarão (UFPA)** pela ajuda com as imagens de microscopia eletrônica de varredura;
- ✓ Aos amigos do grupo de sedimentologia (GSED), **Rick, Igor, Lucindo, Hozerlan, Pedro, Joelson, César, JB, Isaac, Humberto**, e dos amigos geólogos, **Luís Gustavo (Guga), Kleyver Lenno e Livaldo**, por terem sido aqueles que sempre estiveram presentes e dispostos a ajudar;
- ✓ Aos meus amigos de eternas farras e sacanagens que por muitas vezes entenderam minhas ausências nos “eventos oficiais” por motivo do meu trabalho: **André (dede), Daniel (risada), Fábio (“impena”), Renato (negão), Fábio (fabinho), Heraldo (loverboy), Pablo (mogly), Harim (babu), Améico (fala fino), Alexandre (seco), Ramses (anão), Joelson (broto), Breno (taboka), Júlio (mamão), Joelson (vizinho), Rubens (guinho), Ricardo (bola de arraial), e Ricardo (japonês)**;
- ✓ À **Nice Melo**, por ter compartilhado momentos importantes de sua vida comigo além de dar-me forças e incentivos;
- ✓ E a todos aqueles que sempre torceram, acreditaram e me ajudaram de alguma maneira para realização desse trabalho.

RESUMO

Depósitos cretáceos expostos em barrancos do rio Amazonas, próximos da cidade de Óbidos-Pará, registram uma sucessão formada por arenitos, conglomerados e pelitos. Sete litofácies, que compreendem conglomerado maciço (Cm), arenitos com estratificações cruzadas tabular (At) e acanalada (Aa), arenito com laminação cruzada (Al) e, pelitos maciço (Pm), bioturbado (Pb) e deformado (Pd) foram reconhecidas e estão organizadas em ciclos de granodecrescência ascendente que variam de 1 a 6 m de espessura, cada um. Essas litofácies foram agrupadas em duas associações: 1- Preenchimento de canal, constituído de barras conglomeráticas, formas de leitos arenosas e barra de acreção lateral; e 2- Depósitos externos ao canal, formados por dique marginal, canal de *crevasse* e planície de inundação. Medidas de paleocorrente nas fácies At e Aa indicam paleofluxo preferencial para SW. A análise faciológica permitiu interpretar que a Formação Alter do Chão foi depositada em um sistema fluvial do tipo meandrante com variação de sinuosidade do canal e de carga mista (*mixed-load*). Estudos petrográficos classificam os arenitos como quartzo-arenitos com matriz caulínica, sendo essa última de origem intempérica. Os quartzo-arenitos variam, em geral, de grossos a finos, moderadamente selecionados, com grãos, principalmente, angulosos a subangulosos, e secundariamente, subarredondados. A assembléia de minerais pesados apresenta elevada maturidade composicional, com índice ZTR médio de 85%, sendo formada por zircão, turmalina, cianita, rutilo, estauroлита, monazita e, esporadicamente andaluzita e espinélio. Fraturas conchoidais e marcas de impacto são comuns aos zircões e turmalinas enquanto feições de dissolução química ocorrem em grãos de cianita e estauroлита. Os grãos de quartzo, bem como de minerais pesados, são provenientes de rochas ígneas e metamórficas. Além disso, embaiamentos e vacúolos, em grãos de quartzo, sugerem também origem vulcânica, pelo menos em parte, para este mineral. As informações de minerais pesados, aliadas aos dados de paleocorrentes e à datação U-Pb de zircões (Mappes, 2009), sugerem como áreas-fontes para Formação Alter do Chão, na região de Óbidos-PA, regiões localizadas a norte/nordeste da área de estudo, sendo a Província Maroni-Itacaiúnas, caracterizada por rochas metavulcânicas, metassedimentares, além de gnaisses e granitos, considerada como principal fonte potencial para os arenitos da Formação Alter do Chão.

Palavras-chave: Formação Alter do Chão; Minerais Pesados; Bacia do Amazonas; Óbidos.

ABSTRACT

Cretaceous deposits exposed in riverbanks of the Amazon River, near the town of Óbidos (state of Pará), record a succession of sandstones, conglomerates and mudstones. Seven lithofacies types including massive conglomerate (Cm), trough cross-bedded sandstone (St), planar cross-bedded sandstone (Sp), cross-laminated sandstone (Sl), massive mudstone (Mm), bioturbated mudstone (Mb) and deformed mudstone (Md) have been recognized that are organized in fining-upward cycles each 1 to 6 m thick. These lithofacies have been arranged in two associations: 1-Channel fill, composed of gravel bars, sandy bedforms and lateral-accretion deposits and, 2- Overbank deposits composed of levee, crevasse splay and floodplain sediments. Cross-bed measurements in the facies St and Sp indicate a general flow system to SW. The facies analysis evidenced that the Alter do Chão formation was deposited in a fluvial meandering system, with sinuosity and mixed-load variation. Petrographic studies classified the sandstones as quartz-sandstones with kaolinitic matrix, the latter being generated by weathering. The quartz-sandstone generally consists of moderately sorted, fine to coarse, angular to subangular, and secondly, subrounded grains. The heavy mineral assemblage has high compositional maturity, with average ZTR index of 85%, represented by zircon, tourmaline, kyanite, rutile, staurolite, monazite and occasionally andalusite and spinel. Conchoidal fractures and impact marks are common to zircon and tourmaline while dissolution features occur in kyanite and staurolite. The quartz grains as well as the heavy mineral originated from igneous and metamorphic rocks. Additionally, embayments and vacuoles in quartz grains suggest volcanic origin for, at least one part of this mineral. The informations from heavy minerals, combined with paleocurrent data and U-Pb ages (Mappes, 2009), suggest as source areas for the Alter do Chão formation near Óbidos, regions located north/northeast of the study area. The Maroni-Itacaiúnas Province characterized by metavolcanic and metasedimentary rocks, as well as gneisses and granites may be considered as the main potential source for the sandstones of the Alter do Chão formation.

Keywords: Alter do Chão formation; Heavy minerals; Amazon basin; Óbidos.

LISTA DE IUSTRAÇÕES

FIGURAS

- Figura 1.1. A-C, Localização da área de estudo, estado do Pará, norte do Brasil. Exposição da Formação Alter do Chão ao longo do rio Amazonas, próxima a Óbidos-PA* _____ 2
- Figura 1.2. Mapa esquemático das províncias geocronológicas associadas com o Cráton Amazônico. A) Modelo de Cordani et al. (1979) e B) Modelo de Santos et al. (2000).* _____ 4
- Figura 1.3. Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas. Modificada de Eiras, 1998.* _____ 6
- Figura 2.1. A-B) Localização da área de estudo, Estado do Pará, norte do Brasil. C) Localização da cidade de Óbidos-PA e dos perfis estudados.* _____ 14
- Figura 2.2. Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas. Modificada de Eiras (1998).* _____ 16
- Figura 2.3. A) Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas. Modificada de Eiras (1998); B) Carta litoestratigráfica proposta para Formação Alter do Chão na região de Óbidos-PA.* _____ 19
- Figura 2.4. Perfis estratigráficos representativos da Formação Alter do Chão, região de Óbidos-PA, mostrando as relações verticais entre as fácies.* _____ 20
- Figura 2.5. Litofácies identificadas da Formação Alter do Chão, Óbidos-PA. A) conglomerado maciço e seixos de argila, fácies Cm; B) arenito com estratificação cruzada tabular, fácies At; C) arenito com estratificação cruzada acanalada, fácies Aa. Notar contato com a fácies Cm na parte superior da foto; D) arenito com laminação cruzada, fácies Al; E) Pelito maciço, fácies Pm e; F) Pelito deformado, fácies Pd.* _____ 26
- Figura 2.6. A) Barranco do rio Amazonas expondo a Formação Alter do Chão. B) Desenho esquemático mostrando canal abandonado preenchido com argila. C) Detalhe do canal preenchido. Observar camadas de conglomerado e arenitos com sentido de paleocorrentes, no perfil.* _____ 29
- Figura 2.7. A) Fácies arenosas sobrepostas a depósitos de planície de inundação. B) Detalhe dos depósitos da planície de inundação; C) Desenho esquemático a partir de B; D e E) Detalhe e desenho esquemático da fácies Aa; e F) Perfil estratigráfico com medidas de paleocorrentes.* _____ 33
- Figura 2.8. A) Foto e B) Desenho esquemático de uma barra de acreção lateral. Observar depósitos de planície de inundação recobrando a barra de acreção lateral e sentido de paleocorrentes, onde P1 é interpretado como medições em laminações parasíticas e P4 medido na barra.* _____ 34
- Figura 2.9. A) Foto em campo e B) Desenho esquemático do canal de crevasse e do dique marginal; C) Detalhe da forma acunhada da borda do canal sobreposta ao dique marginal; D) desenho esquemático a partir de C. Observar perfil estratigráfico da porção interna ao canal.* _____ 35
- Figura 2.10. Bloco diagrama do modelo deposicional proposto para Formação Alter do Chão, região de Óbidos-PA. A) Sistema meandrante com grande sinuosidade (parte inferior dos perfis) e B) Sistema meandrante pouco sinuoso (parte superior dos perfis). Para legenda ver figura 2.4.* _____ 37
- Figura 3.1. Quartzo-arenito da Formação Alter do Chão ilustrando: A e B) visão geral do arcabouço dominado por quartzo monocristalino, além de poros (P) e zircão (Zr); C) arcabouço dominado por matriz caulínica (Mt) e D) Grão de quartzo com embaçamento preenchido por caulinita.* _____ 45
- Figura 3.2. Difratograma de raios-x em rocha total de arenito da Formação Alter do Chão (P1SO1). Qz=quartzo e K=caulinita.* _____ 45
- Figura 3.3. Fotomicrografias de minerais pesados da Formação Alter do Chão, Óbidos-PA.* _____ 47

Figura 3.4. Imagens de microscópio eletrônico de varredura (MEV) de zircão (A), turmalina (B), cianita (C), estauroлита (D), monazita (E) e rutilo (F). _____ 47

Figura 3.5. A) Mapa geológico e medidas de paleocorrente ao longo do rio Amazonas. Localização das medidas: 1- Monte Alegre, 2 - Alter do Chão, 3 - Serra de Óbidos, 4 - Serra de Parintins, 5 - Serra do Pio, 6 - rodovia BR-174, 7 - Manaus, 8 - Manacapuru-Iranduba. Modificado de Mapes (2009); B) Mapa esquemático das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico. Modificado de Cordani et al. (1979); C) Idades U-Pb de zircões detríticos da Formação Alter do Chão, próximo a Óbidos-PA. Modificado de Mapes (2009). _____ 49

TABELAS

Tabela 2.1. Sumário das feições características das litofácies identificadas da Formação Alter do Chão, na região de Óbidos-PA. _____ 21

Tabela 2.2. Sumário das feições características dos elementos arquiteturais identificados pra Formação Alter do Chão, Óbidos-PA. _____ 28

Tabela 3.1. Frequência percentual relativa dos minerais pesados transparentes não micáceos de arenitos e conglomerados da Formação Alter do Chão, próximo a Óbidos, Bacia do Amazonas. Fração 62–125 μm . Zir = Zircão, Tur = Turmalina, Cia = Cianita, Rut = Rutilo, Est = Estauroлита, And= Andaluzita, Mon = Monazita; ZTR = Somatória de zircão, turmalina e rutilo; PC= Preenchimento de canal; DEC= Depósitos externos ao canal; Tr= Traços (<1%); --- = Não presente. Para localização das amostras, ver figura 2.4. _____ 46

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	III
AGRADECIMENTOS	IV
RESUMO	V
ABSTRACT	VI
LISTA DE IUSTRAÇÕES	VII
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. OBJETIVOS	1
1.2. CONTEXTO GEOLÓGICO	2
1.2.1. BACIA DO AMAZONAS	2
1.3. MÉTODOS	6
1.3.1. TRABALHOS DE CAMPO	6
1.3.2. TRABALHOS DE LABORATÓRIO	7
1.4. FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO	8
1.4.1. TRABALHOS ANTERIORES	8
REFERÊNCIAS	10
2. ANÁLISE FACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO (CRETÁCEO, BACIA DO AMAZONAS), PRÓXIMO A CIDADE DE ÓBIDOS, PARÁ, BRASIL	13
2.1. INTRODUÇÃO	14
2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO	15
2.2.1. BACIA DO AMAZONAS	15
2.2.2. FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO	16
2.3. MATERIAIS E MÉTODOS	18
2.4. LITOFÁCIES	18
2.4.1. ASPECTOS GERAIS	18
2.4.2. CONGLOMERADO MACIÇO - CM	22
2.4.3. ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA - AA	22
2.4.4. ARENITO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR - AT	23
2.4.5. ARENITO COM LAMINAÇÃO CRUZADA CAVALGANTE - AL	24
2.4.6. PELITO MACIÇO - PM	24
2.4.7. PELITO DEFORMADO - PD	25
2.4.8. PELITO BIOTURBADO - PB	25
2.5. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES	27
2.5.1. PREENCHIMENTO DE CANAL	27
2.5.2. DEPÓSITOS EXTERNOS AO CANAL	31
2.6. MODELO DEPOSICIONAL	36
2.7. CONCLUSÕES	38
REFERÊNCIAS	39

3. MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO (CRETÁCEO), REGIÃO DE ÓBIDOS-PA, BACIA DO AMAZONAS	43
3.1. ARCABOUÇO	43
3.2. MINERAIS PESADOS	43
3.3. DISCUSSÃO	48
3.4. CONCLUSÕES GERAIS	50
REFERÊNCIAS	51

1. INTRODUÇÃO

Avanços no conhecimento sobre o Cretáceo têm como causa o fato de tais rochas terem grande potencial econômico devido a suas reservas de hidrocarbonetos. No Brasil, apesar dos progressos significativos nos estudos de depósitos cretáceos nas bacias ao longo da margem atlântica, existem áreas pouco entendidas sob o ponto de vista paleoambiental e de proveniência. Os depósitos cretáceos na Bacia do Amazonas, cujo conhecimento foi produzido, principalmente, por estudos de cunho regional, se enquadram nesse contexto.

Estudos enfocando aspectos sedimentológicos e paleontológicos nos depósitos cretáceos da Bacia do Amazonas foram abordados, de maneira detalhada, pela primeira vez na Ilha de Careiro, próximo de Manaus (Rossetti & Netto, 2006). Esse estudo atribuiu influência marinha à Formação Alter do Chão, fato este observado primeira vez na literatura, uma vez que tais depósitos tinham sua gênese relacionada com ambiente flúvio-deltáico-lacustre (Kistler, 1954, Wanderley Filho, 1991, Caputo, *et al.* 1972, Cunha, *et al.* 1994, Dino, *et al.* 1999, Nogueira, *et al.* 1999).

Estudos de fácies, associados com análises de minerais pesados são uma excelente ferramenta para determinação da proveniência de sedimentos. Mesmo sendo os minerais pesados susceptíveis a fatores que os fracionam (transporte, intemperismo e diagênese), seu uso para determinação de áreas fontes tem sido utilizado com relativo sucesso em pesquisas (Morton, 1994; 1999).

1.1. OBJETIVOS

O objetivo a que esse trabalho se propõe é fornecer descrição detalhada das feições sedimentares, incluindo composição mineralógica, e estratigráfica da Formação Alter do Chão, em barrancos expostos ao longo do rio Amazonas nas proximidades da cidade de Óbidos (PA), parte leste da Bacia do Amazonas (Fig.1.1), tendo em vista:

- Caracterização de fácies e ambientes deposicionais;
- Caracterização (mineralógica e morfológica) de minerais pesados e indicação de possíveis área(s)-fontes para os sedimentos da Formação Alter do Chão.

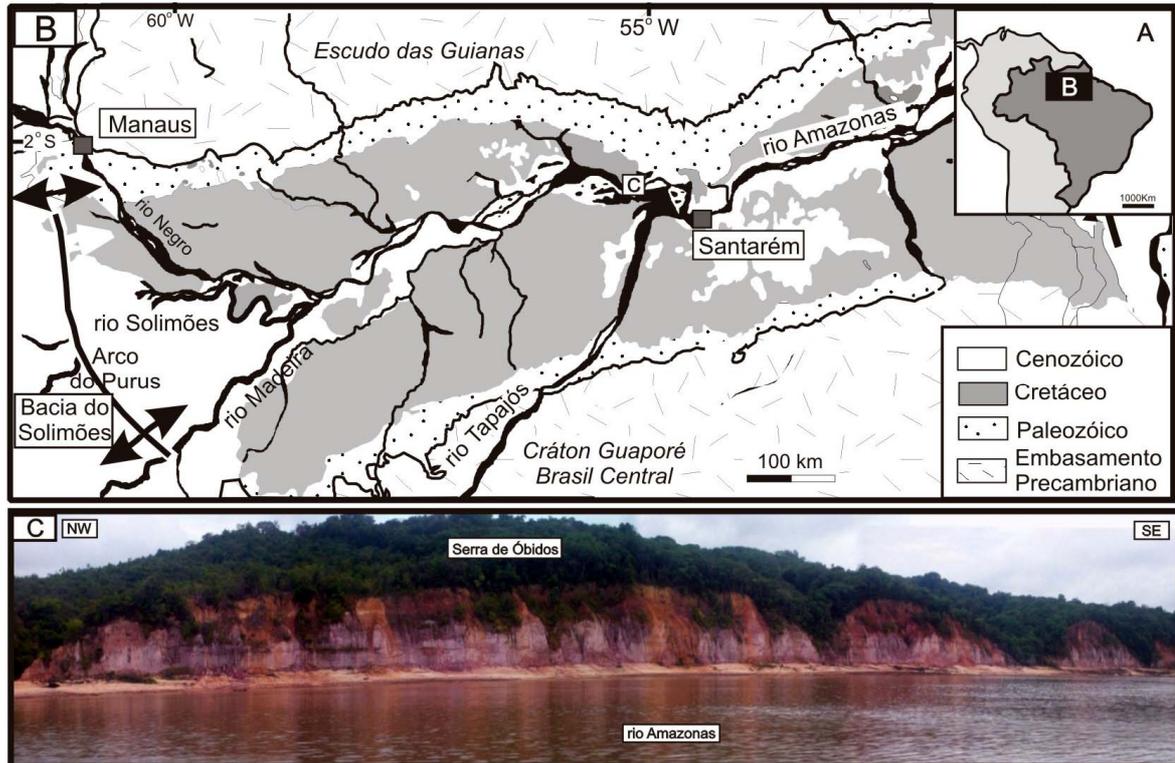


Figura 1.1. A-C, Localização da área de estudo, estado do Pará, norte do Brasil. Exposição da Formação Alter do Chão ao longo do rio Amazonas, próxima a Óbidos-PA.

1.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

1.2.1. Bacia do Amazonas

1.2.1.1. Generalidades

A Bacia do Amazonas é do tipo intracratônica com preenchimento predominante de rochas siliciclásticas, essencialmente paleozóicas, intrudidas no Mesozóico por diques e soleiras de diabásio. Estas rochas atingem espessura máxima de 5000 m (Caputo, 1984). A bacia abrange uma área de aproximadamente 500.000 km², tem forma alongada e eixo deposicional orientado W/SW-E/NE, sendo limitada pelos arcos Purus e Gurupa a oeste e leste, respectivamente, que separam a Bacia do Amazonas das Bacias do Solimões e Marajó (Fig.1.1), bem como pelo Escudo das Guianas, ao norte e pelo Escudo Brasileiro a sul.

O tectonismo da bacia é de natureza cratônica, essencialmente rúptil, de pouca expressão vertical, mas com deformações regionais de grande escala, que mantêm relações espaciais estreitas com as principais faixas orogênicas do embasamento, através de processos de reativação ao longo de antigas discontinuidades durante o Fanerozóico (Resende & Brito, 1973).

Segundo Wanderley Filho (1991), as principais falhas NW-SE são de transferência e seccionam quase todas as unidades litológicas e deslocam os depocentros da bacia.

Nepomuceno & Theodoro (1985) descreveram três fases de tectonismo, com base em dados de linhas sísmicas, na Bacia do Amazonas: a) eventos tectônicos responsáveis pela implantação de falhamentos normais, de idade Permo-Carbonífera, provavelmente ligados à Orogenia Herciniana; b) tectonismo distensivo com intensa atividade ígnea durante o Permo-Triássico, coincidente com a abertura do Atlântico Norte; e c) tectonismo transpressivo e transtensivo do Juro-Cretáceo até hoje, aparentemente relacionado à abertura do Atlântico Sul.

1.2.1.2. Embasamento

O embasamento principal da Bacia do Amazonas é o Cráton Amazônico gerado pela fragmentação do supercontinente Rodínia (Brito Neves & Almeida, 2003). Existem dois grandes modelos para subdivisão do Cráton em províncias tectônico-geocronológicas (Fig. 1.2).

O modelo de Santos *et al.* (2000) descreve o Cráton com um mosaico de doze blocos ou paleo-placas Arqueanas (ou Paleoproterozóico), com características de granitos-*greenstones*. Esse modelo é baseado em dados geofísicos, não utilizando efetivamente dados geocronológicos, e considera somente os processos colisionais, continente contra continente, durante a evolução do Cráton. Tais colisões teriam ocorrido no Paleoproterozóico com reativações inclusive no Fanerozóico. O outro modelo (Tassinari & Macambira, 1999; Tassinari *et al.*, 2000), baseado na proposta de Cordani *et al.* (1979), é uma abordagem mais mobilística, fortemente baseada em dados geocronológicos. Nesse modelo o Cráton é dividido em seis províncias, incluindo quatro cinturões móveis, acrescido a um núcleo antigo (Província Amazônia Central).

O embasamento da Bacia do Amazonas, na área de estudo, é representado por rochas ígneas, metamórficas e vulcano-sedimentares. Segundo o modelo de Cordani *et al.* (1979) corresponde às províncias Amazônia Central (> 2.3 Ga) e Maroni-Itacaiunas (2.2–1.95 Ga) (Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari & Macambira, 1999) e, segundo Santos *et al.* 2000 à província Transamazônica.

A Província Amazônia Central (>2.3 Ga) é um núcleo cratônico composto de granitos anorogênicos e seqüências vulcano-sedimentares fracamente ou não deformadas, de idade paleoproterozóica/mesoproterozóica. São registradas ainda rochas alcalinas associadas a eventos magmáticos anorogênicos, datadas pelo método K-Ar com idades de 450 ± 100 Ma (Cordani *et al.*, 1984) e de 570 ± 70 Ma pelo método Sm-Nd (Caputo, 1984), que poderiam estar ligadas à fase *rift* gerador da bacia.

A Província Maroni-Itacaiúnas (Tassinari & Macambira, 1999) compreende uma sequência de rochas metavulcânicas e metassedimentares intercaladas, deformadas e introduzidas por rochas granitóides do Ciclo Transamazônico. É fortemente estruturada na direção NW-SE, na porção sul do Cráton, e inflete para W-NW, ao norte, após ultrapassar a porção oriental da bacia. Forma o embasamento da porção oriental da bacia (Fig. 1.2).

Estas províncias foram geradas por acreção crustal relacionada à orgênese e por processos de reciclagem da crosta continental, segundo dados de isótopos Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar, U-Pb e de SHRIMP (Santos *et al.* 2000).

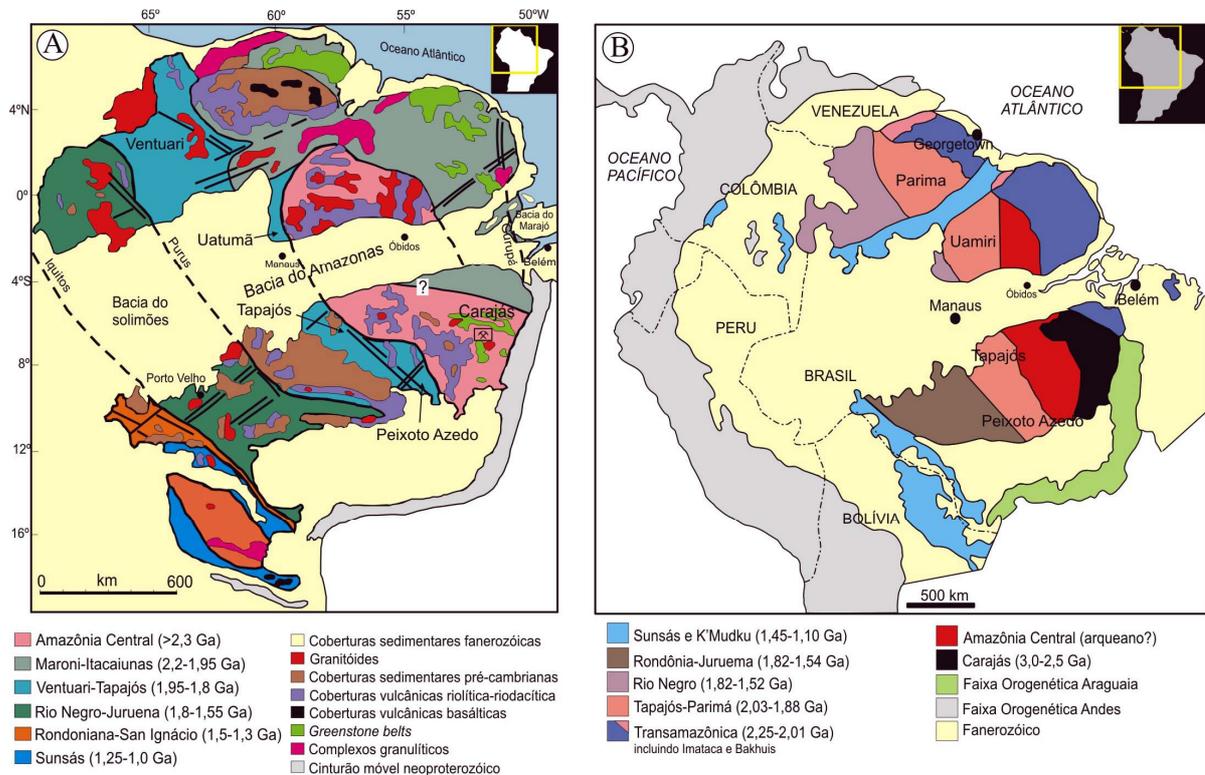


Figura 1.2. Mapa esquemático das províncias geocronológicas associadas com o Cráton Amazônico. A) Modelo de Cordani *et al.* (1979) e B) Modelo de Santos *et al.* (2000).

1.2.1.3. Preenchimento sedimentar

O preenchimento da bacia durante o Proterozóico é relacionado à fase *rift* da Bacia do Amazonas (Castro *et al.*, 1988; Cunha *et al.*, 1994) representado pelo Grupo Purus. Tal grupo é representado pelas formações Prosperança e Acari (Eiras & Matsuda, 1995).

No Fanerozóico a Bacia do Amazonas é dividida em quatro sequências deposicionais (Cunha *et al.*, 1994), separadas por discordâncias nas bordas e por conformidades na parte central da bacia (Fig.1.3). Essas sequências são: Ordoviciano Superior-Devoniano Inferior (Grupo Trombetas); Devoniano Inferior-Carbonífero Inferior (Grupo Curuá e Urupadi) e Carbonífero Superior-Permiano (Grupo Tapajós). A geração da última sequência, com

aproximadamente 500 m de espessura representada pelo Cretáceo Superior-Terciário (Grupo Javari) (Cunha *et al.*, 1994; Eiras *et al.*, 1994) é relacionada a uma extensão leste-oeste associada com a evolução do Oceano Atlântico Sul e com a Cordilheira dos Andes.

A Sequência Ordoviciano Superior-Devoniano Inferior representa uma sequência transgressiva-regressiva e está truncada por uma discordância decorrente da Orogenia Caledoniana responsável pelo rebaixamento do nível do mar na região. Essa sequência é representada pelo Grupo Trombetas que engloba as formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru.

A Sequência Devoniano Inferior-Carbonífero Inferior inclui os grupos Urupadi e Curuá e tem grande semelhança com a primeira. É constituída pelas formações Maecuru, Ererê, Barreirinha, Curiri, Oriximiná e Faro.

A Sequência Carbonífero Superior-Permiano é formada pelo Grupo Tapajós. Representa uma fase transgressiva-regressiva e foi depositada sob condições de clima quente e árido, bem diferente do clima frio durante o Paleozóico Inferior. Este grupo inclui as formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá.

Na Sequência Jurássico-Cretáceo não há registro sedimentar até o Cretáceo Inferior, uma vez que a Bacia do Amazonas foi palco de intrusões magmáticas básicas que soergueram a bacia durante a separação das placas Africana e Sul-Americana. São intrusões basálticas toleíticas denominadas de Diabásio Penatecaua (Issler *et al.*, 1974).

A última sequência, de idade neocratócea-terciária, reunida no Grupo Javari é composta de depósitos flúvio-lacustre-deltáicos das formações Alter do Chão e Solimões, que cobrem grande parte das formações paleozóicas. A Formação Alter do Chão, objeto desse trabalho, será abordada em capítulo específico à frente.

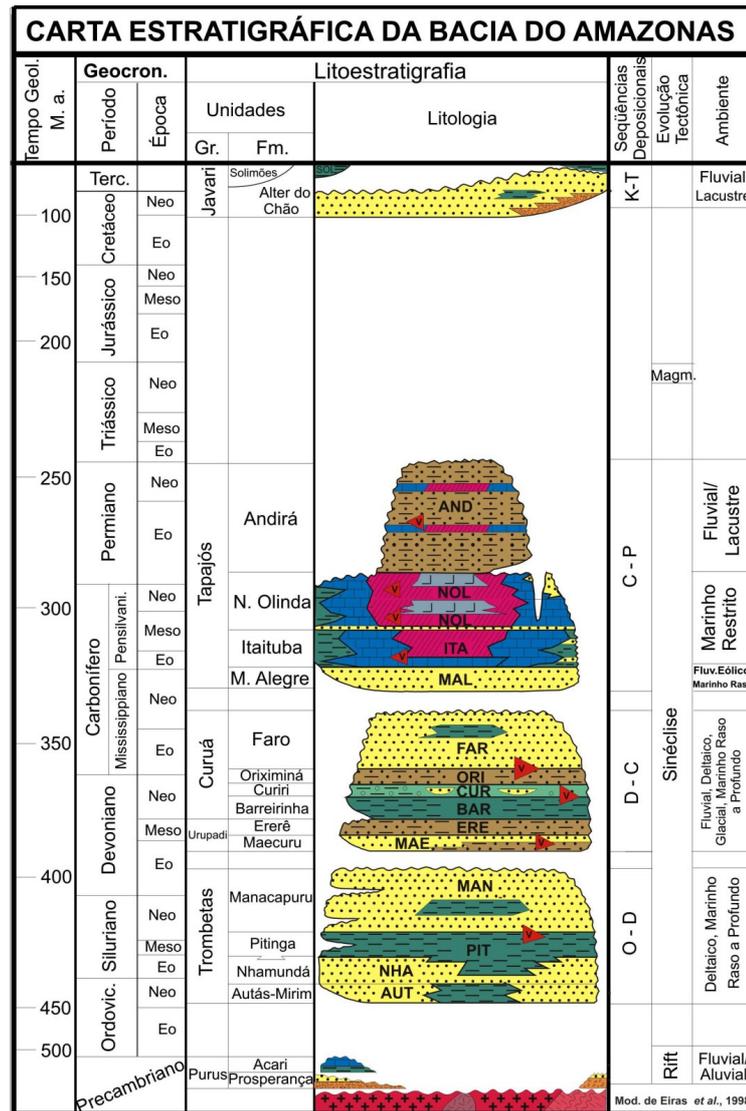


Figura 1.3. Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas. Modificada de Eiras, 1998.

1.3. MÉTODOS

Nesse trabalho foram utilizadas técnicas de campo e laboratoriais. A descrição dessas etapas de trabalho está detalhada a seguir.

1.3.1. Trabalhos de campo

1.3.1.1. Análise de fácies e estratigráfica

A análise de fácies embasou nas seguintes etapas, 1) reconhecimento em campo das fácies sedimentares, de acordo com geometria, texturas, estruturas sedimentares e o padrão de paleocorrentes; 2) entendimento dos processos sedimentares que revelam a gênese dos elementos faciográficos e; 3) associação de fácies, que congrega o conjunto de fácies contemporâneas e cogenéticas, com diferentes padrões de empilhamento, geometria e posição

relativa dentro da seqüência, que são característicos dos diferentes ambientes e sistemas deposicionais. (Walker, 1992; 2006).

Depois de descritas, as fácies foram representadas em perfis colunares e seções panorâmicas. As seções panorâmicas foram elaboradas a partir de fotomosaicos, baseados no trabalho de Arnot *et al.* (1997).

1.3.2. Trabalhos de laboratório

1.3.2.1. Minerais pesados – Preparação e microscopia óptica

Para a determinação de proveniência sedimentar 19 amostras de arenitos médios a grossos foram analisadas. As amostras foram lavadas, secas e peneiradas e, em seguida os minerais pesados foram extraídos da fração areia muito fina (0,125–0,062 mm) com bromofórmio e montados em lâminas de vidro com araldite. O intervalo granulométrico referido foi escolhido por concentrar, geralmente, a maior parte destes minerais (Morton & Hallsworth, 1994; 1999).

A identificação e caracterização dos minerais pesados transparentes não micáceos foram realizadas com base em suas características óticas, cor, forma e grau de arredondamento sob microscópio petrográfico. A quantificação dos minerais seguiu a contagem mínima de 100 grãos por amostra, ao longo de diversos transectos procurando-se abranger toda a lâmina. O grau de maturidade mineralógica foi determinado pelo índice ZTR (Hubert, 1962) que consiste na somatória das percentagens de zircão, turmalina e rutilo.

1.3.2.2. Minerais pesados – Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Imagens de MEV para caracterização de texturas superficiais de minerais pesados foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da Universidade Federal do Pará (LabMEV/UFGPA), utilizando-se o microscópio eletrônico LEO modelo 1450VP. Foram separados 20 grãos, por espécie mineral, de cinco amostras com ajuda de lupa binocular, e posteriormente os grãos foram montados em suportes de alumínio, com 10 mm de diâmetro, e em seguida, metalizados com ouro (Au) por 2':30''.

1.3.2.3. Difração de raios-X

Análises de raios-X foram realizadas pelo método do pó, em rocha total, para identificar os constituintes do arcabouço dos arenitos, e em concentrado de minerais pesados, para identificar esses minerais.

As análises foram realizadas no Laboratório de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, e utilizaram um difratômetro modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60), da PANalytical, com Goniômetro PW3050/60 (Theta/Theta) e com tubo de raios-x cerâmico de anodo de Cu ($K\alpha_1$ 1,540598 Å), com voltagem de 40Kv e corrente de 40mA. O detector utilizado é do tipo RTMS, X'Celerator.

A aquisição de dados foi feita com o software *X'Pert Data Collector*, versão 2.1a, e o tratamento dos dados com o software *X'Pert HighScore* versão 2.1b, também da PANalytical.

1.4. FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO

1.4.1. Trabalhos anteriores

A Formação Alter do Chão foi primeiramente definida por Kistler (1954), como sendo composta de arenitos avermelhados, argilitos, conglomerados e brechas intraformacionais, tradicionalmente atribuídos a sistemas fluvial e lacustre/deltáico (Daemon, 1975).

Esta unidade é relativamente pobre em fósseis, representados por plantas dicotiledôneas na região de Monte Alegre e vértebras de dinossauros (Dino *et al.*, 1999). Em bacias intracratônicas a litologia predominantemente é siliciclástica e a deposição em condições de paleoclimas quentes com semi-aridez dominante, naturalmente restringiam a biota sobrevivente e não ofereciam condições adequadas de preservação fóssilífera.

A idade cretácea da formação foi, primeiramente, sugerida com base em um dente de Theropoda (Price, 1960), e depois datações palinológicas atribuíram idades mesoalbiana e eocenomaniana à porção basal dessa formação e neocenomaniana a turoniano à porção média (Daemon & Contreras, 1971), enquanto não há registros fóssilíferos da parte superior.

A partir de informações de subsuperfície (dados sísmicos e perfis elétricos), aliadas a informações sedimentológicas e palinoestratigráficas, foram reconhecidas duas sucessões sedimentares na Formação Alter do Chão (Dino *et al.*, 1999): Sequência 1 (inferior), caracterizada por influxo de terrígenos associados a um sistema fluvial meandrante que evolui para um sistema anastomosado, com retrabalhamento eólico, de idade neoptiana/eoalbiana e; Sequência 2 (superior), composta de ciclos progradacionais flúvio-deltáicos-lacustre, de idade cenomaniana. Essa sequência contém arenitos avermelhados com icnofósseis e estruturas pedogenéticas (*peds*, *slickensides*), atribuídas a silcretes (Nogueira *et al.*, 1999).

Estudos geoquímicos realizados nos arenitos vermelhos da Formação Alter do Chão indicam que houve variações de rocha fontes e mudança na seleção granulométrica durante o transporte e deposição e pedogênese pós-deposicional. Estas variações ocorreram em

paleambiente de planícies abandonadas e rios entrelaçados sob condições de clima seco com tendência a úmido durante o Cretáceo na Bacia do Amazonas (Horbe *et al.* 2006).

O contato entre a Formação Alter do Chão e as unidades paleozóicas é representado por uma expressiva discordância erosiva. Na borda norte da bacia, próximo a Manaus, foram caracterizadas, em seções sísmicas, feições evidentes de corte e preenchimento de canais na base dessa formação (Costa, 2002). Nesta mesma região, um sistema deltaico, dominado por onda e com influência marinha, tem sido proposto para os depósitos da Formação Alter do Chão (Rossetti & Netto, 2006).

REFERÊNCIAS

- Andersen, T. 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, **216**: 249– 270
- Annot, M.J.; Good, T.R.; Lewis, J.J.M. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *Jour. of Sedim. Res.* **67**:984-987.
- Brito Neves, B.B. & Almeida, F.F.M. 2003. A evolução dos crátons Amazônico e São Francisco comparada com homólogos do hemisfério norte – 25 anos depois. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 8. *Resumo expandido – CD ROM*.
- Caputo, M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. PhD thesis, University of California, 583p.
- Caputo, M.V; Rodrigues, R , D.N.N. 1972. Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Rio Amazonas. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 26, Anais... v.3, p. 35-46.
- Castro, J.C.; Eiras, J.F.; Caputo, M.V. 1988. Paleozóico do Rio Tapajós. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35, Roteiro das excursões, p.: 27-44.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S. & Kawashita, K., 1979. *Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos*. II Congresso Geológico Chileno. Arica. Chile, Actas, p.: 137-148.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G. & Kawashita, K.1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**: 6-11.
- Costa, A.R.A. 2002. *Tectônica Cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 238p.
- Cunha, F.M.B.; Gonzaga, F.G.; Coutinho, L.F.C. Feijó, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Bol. Geoc. Petrob.*, **8**: 47-55.
- Daemon, R.F., 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Rev. Bras. Geo.* **5**: 58 84.
- Daemon, R.F. & Contreiras C.J.A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 26, Anais... v.3, p.79-92.
- Dino R, Silva OB & Abrahão D. 1999. Palynological and stratigraphic characterization of the Cretaceous strata from the Alter do Chão Formation, Amazonas Basin. In: *Simp. sobre o Cretác. do Brasil e Simp. sobre el Cretác. de América del Sur* .5, p. 557-565.
- Dodson, M.H.; Compston, W.; Williams, I.S. & Wilson, J.F. 1988. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *Jour. of the Geol. Soc. London*. **145**: 977-983.
- Eiras, J.F, Becker, C.R., Souza, E.M, Gonzaga, F.G. Silva. J.G.F, Daniel, L.M.F.; 1994. Bacia do Solimões. *Bol. Geoc. Petrob.***8**: 17-45.
- Eiras, J.F. & MATSUDA, N.S. 1995. *Roteiro Geológico do Paleozóico do Rio Tapajós, Borda Sul da Bacia do Amazonas, Pará*. Belém: PETROBRÁS/E & P – AM. Relatório interno.

- Eiras, J.F. 1998 Geology and petroleum system of the Solimões Basin, Brazil. *In: Rio'98 AAPG, International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, Extended Abstracts*. P. 446.
- Horbe, A.M.C.; Vieira, L.C. & Nogueira, A.C.R. 2006. Geoquímica de camadas vermelhas bioturbadas da Formação Alter do Chão, Cretáceo da Bacia do Amazonas. *Rev. Bras. Geoc.*, **36**: 13-20.
- Hubert, J.E. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the cross composition and texture of sandstones. *Jour. Sediment. Petrol.* **32**: 440-450.
- Issler, R.S.; Andrade, A.R.F.; Montalvão, R.M.G.; Guimarães, G.; Silva, G.G.; Lima, M I.C. 1974. Geologia da folha SA 22 Belém. *In: DNPM: Projeto RADAM BRASIL*. Rio de Janeiro, v. 5, p.: 1-60.
- Kistler, P., 1954. *Historical resume of the Amazon Basin*. PETROBRAS/RENOR, Belém, Relatório interno (inédito).
- Morton, A.C., Hallsworth, C. 1994. Identifying provenience-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedim. Geology*, **90**: 241-256.
- Morton, A.C., Hallsworth, C. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedim. Geology*, **124**: 3-29.
- Nepomuceno Filho, F & Theodoro, C.E. 1985. Evolução tecnológica e conseqüente aumento na resolução dos dados sísmicos na Bacia do Amazonas. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 2. Anais..3*, p.: 267-283.
- Nogueira, A.C.R.; Vieira, L. C.; Suguio, K. 1999. *Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, regiões de Presidente Figueiredo e Manaus*. *In: V Simp. Sobre o Cretáceo do Brasil*, v. 1. p.: 261-266.
- Price, L.I., 1960. Dentes de Theropoda num testemunho de sonda no Estado do Amazonas. *Anais da Acad. Bras. Ciên.* **32**: 79-84.
- Rezende, W.M. & Brito, C.G. 1973. Avaliação geológica da Bacia paleozóica do Amazonas. *In: SBG, Cong. Brasil. Geol. 27. Anais...v. 3*, p.: 227-245.
- Rossetti, D.F. & Netto, R.G. 2006. First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. *Cretaceous Res.* **27**: 513-528
- Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Gaudette, H.E.; Groves, D.I.; Mcnaughton, N.J. & Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: 174-182.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S. Gerales, M.C. Macambira, M.J.B & Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. *In: U.G. Cordani; E.J. Milani; A. Thomaz Filho & D.A. Campos (eds.) 2000. Tectonic Evolution of South America*. Acad. Bras. de Ciên. Rio de Janeiro. p.: 41-96
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G. & Kashawita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.

Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: R.G. Walker & N.P. James (eds.) Facies Models – Response to sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canadá. p.:1-14.

Walker, R.G. 2006. Facies models revisited. *In: H.W. Posamentier &, R.G. Walker (eds.) Facies models revisited*. Tulsa, Oklahoma, U.S.A, Society for Sedimentary Geology. SEPM Special Publication 84: 1-17

Wanderley Filho, J.R. 1991. Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua correlação com o embasamento. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 125p.

2. ANÁLISE FACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO (CRETÁCEO, BACIA DO AMAZONAS), PRÓXIMO A CIDADE DE ÓBIDOS, PARÁ, BRASIL*

Anderson C.Mendes, Werner Truckenbrodt & Afonso C.R.Nogueira

Resumo

Depósitos cretáceos da Formação Alter do Chão, expostos em barrancos do rio Amazonas, próximos da cidade de Óbidos-PA, são caracterizados por arenitos, conglomeratos e pelitos. Sete litofácies foram reconhecidas que compreendem conglomerado maciço (Cm), arenitos com estratificações acanalada (Aa) e tabular (At), arenito com laminação cruzada cavalgante (Al) e pelitos maciço (PM), bioturbado (PB) e deformado (Pd). Essas fácies, organizadas em ciclos de granodecrescência ascendente, que variam de 1 a 6 m de espessura, foram agrupadas nas associações preenchimento de canal e depósitos externos ao canal de um sistema fluvial meandrante. O preenchimento de canal envolve barras conglomeráticas, com geometria lenticular a acunhada, compostas das fácies Cm e Aa; formas de leito arenosas, com geometria lenticular, tabular ou acunhada, constituídas pelas fácies Aa, At e Al; e barra de acreção lateral, formada pelas fácies Aa, At e Pm, mas com migração distinta com relação à das formas de leito arenosas. Enquanto as medidas de paleocorrente obtidas das formas de leito arenosas indicam paleofluxo preferencial para SW e subordinado para S, a barra de acreção lateral migra para E/ESE, perpendicularmente ao sentido do paleofluxo principal. Os seguintes depósitos externos ao canal principal foram reconhecidos, baseados em suas relações geométricas: depósitos pelíticos da planície de inundação, inclusive canal abandonado preenchido com pelitos; canal de crevasse, composto das fácies Aa e At; e depósitos de dique marginal, constituído das fácies Aa, Al e Pm. Enquanto o canal abandonado com pelitos se sobrepõe a arenitos, o canal de crevasse está em contato com pelitos da planície de inundação e corta também arenitos finos e pelitos interpretados como depósitos de dique marginal. Lentes pelíticas alinhadas no mesmo nível sobre arenitos, mas com largura menor que a do canal abandonado, são atribuídas a depressões preenchidas, durante enchentes, no topo de barra com acreção lateral.

Palavras-chave: Formação Alter do Chão. Cretáceo. Bacia do Amazonas. Óbidos

Abstract

Cretaceous deposits of the Alter do Chão Formation, exposed on the banks of the Amazon River, near the town of Óbidos-PA, record a succession of sandstones, conglomerates and mudstones. Seven lithofacies have been recognized which comprise massive conglomerate (Cm), trough cross-bedded sandstone (St), planar cross-bedded sandstone (Sp), climbing cross-laminated sandstone (Sl), massive mudstone (Mm), bioturbated mudstone (Mb) and deformed mudstone (Md). These facies are organized in fining-upward cycles, 1 to 6 m thick, and have been grouped into two associations: channel fill and overbank deposits belonging to a fluvial meandering system. The channel-fill deposits include lenticular gravel bars composed of facies Cm and St, sandy bedforms with facies St, Sp and Sl, and lateral accretion bar, consisted of facies St, Sp and Mm, but with distinct migration with regard to that of the sandy bed forms. While paleocurrent measurements from facies St and Sp of sandy bedforms indicate a preferred orientation of paleoflow to SW and a subordinate flow to S, the lateral accretion bar migrates to E/ESE. The following overbank elements have been recognized based on their geometric relationships: muddy floodplain deposits including abandoned channel plug, crevasse splay channel filled with facies St and Sp and natural levee deposits composed of facies St, Sl and Mm. While the muddy channel plug overlies sandstones, the crevasse channel fill is in contact with mudstones of the floodplain and also cuts through fine-grained sandstones and mudstones interpreted as natural levee deposits. Adjacent muddy lenses in the same stratigraphic level on sandstone but with smaller width than that of the abandoned channel are attributed to swales, filled during floods, capping lateral accretion bar.

Keywords: Alter do Chão formation. Cretaceous. Amazon basin. Óbidos

* Artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências

2.1. INTRODUÇÃO

Depósitos siliciclásticos da Formação Alter do Chão afloram, na região de Óbidos-PA, em barrancos ao longo do rio Amazonas (Fig.2.1). Esses depósitos são constituídos, principalmente, de arenitos bem estruturados, além de conglomerados e pelitos limitados no topo por um paleossolo laterítico de idade paleógena (Boulangé & Carvalho, 1997). Estudos enfocando aspectos sedimentológicos e paleontológicos nos depósitos cretáceos da Bacia do Amazonas foram abordados, de maneira detalhada, pela primeira vez na Ilha de Careiro, próximo de Manaus (Rossetti & Netto, 2006). Esse estudo atribuiu, naquele lugar, influência marinha à Formação Alter do Chão, fato este observado pela primeira vez na literatura, uma vez que tais depósitos tinham sua gênese relacionada com ambiente flúvio-deltáico-lacustre (Kistler, 1954; Caputo, *et al.* 1972; Wanderley Filho, 1991; Cunha, *et al.* 1994; Dino, *et al.* 1999; Nogueira, *et al.* 1999).

Os objetivos deste trabalho são prover descrição e interpretação detalhada das fácies, elementos arquiteturais e variação no estilo do fluvial para determinação de modelo deposicional para Formação Alter do Chão na região de Óbidos, Pará.

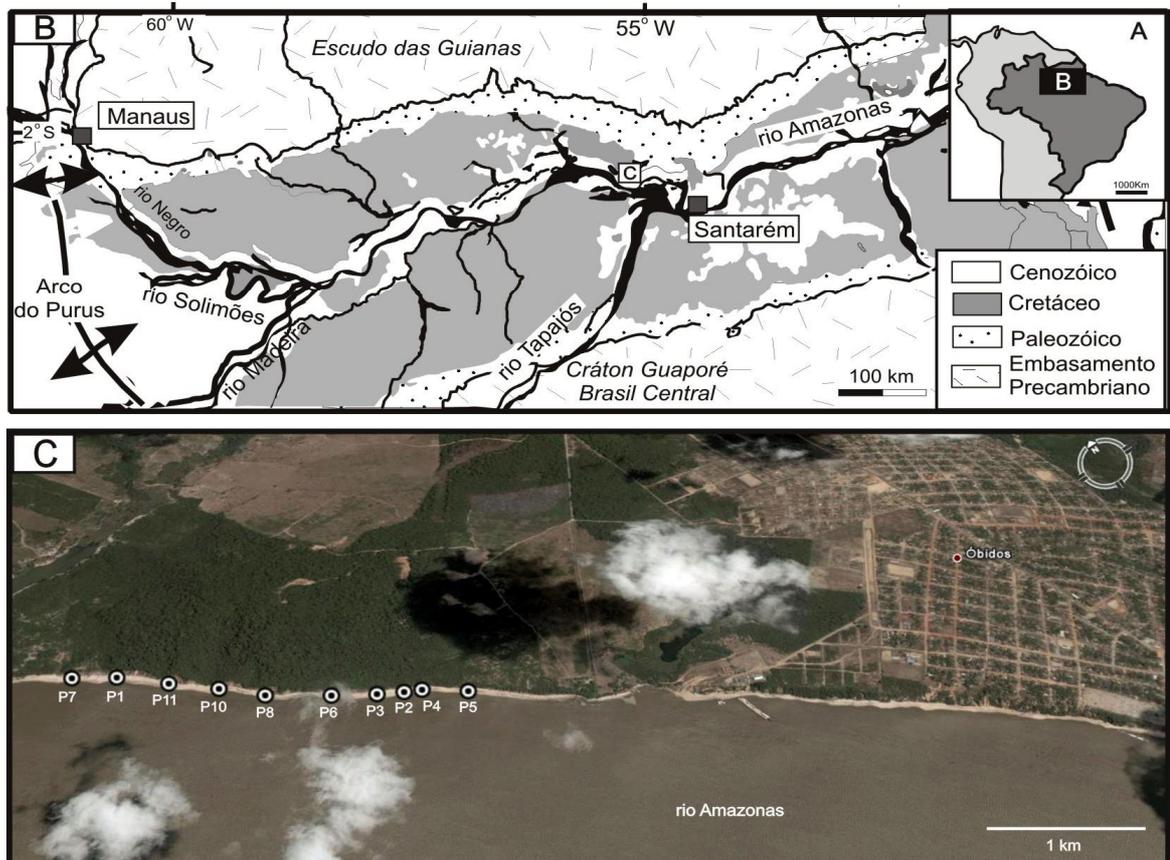


Figura 2.1. A-B) Localização da área de estudo, Estado do Pará, norte do Brasil. C) Localização da cidade de Óbidos-PA e dos perfis estudados.

2.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.2.1. Bacia do Amazonas

A Bacia do Amazonas é do tipo intracratônica com área de aproximadamente 500.000 km², e preenchimento predominante de rochas siliciclásticas, essencialmente paleozóicas, intrudidas no Mesozóico por diques e soleiras de diabásio. Estas rochas atingem espessura máxima de 5000 m (Caputo, 1984). A bacia tem forma alongada e eixo deposicional orientado W/SW-E/NE, limitada pelos arcos Purus e Gurupa a oeste e leste, respectivamente, bem como pelo Escudo das Guianas, ao norte pelo Escudo Brasileiro a sul.

O tectonismo na bacia é essencialmente rúptil, de pouca expressão vertical, mas com deformações regionais de grande escala, que mantêm relações espaciais estreitas com as principais faixas orogênicas do embasamento, através de processos de reativação ao longo de antigas descontinuidades durante o Fanerozóico (Resende & Brito, 1973). Segundo Wanderley Filho (1991), as principais falhas NW-SE são de transferência e seccionam quase todas as unidades litológicas e deslocam os depocentros da bacia. Nepomuceno & Theodoro (1985) descreveram três fases de tectonismo, com base em dados de linhas sísmicas, na Bacia do Amazonas, a) eventos tectônicos responsáveis pela implantação de falhamentos normais, de idade Permo-Carbonífera, provavelmente ligados à Orogenia Herciniana; b) tectonismo distensivo com intensa atividade ígnea durante o Permo-Triássico, coincidente com a abertura do Atlântico Norte; e c) tectonismo transpressivo e transtensivo do Juro-Cretáceo até hoje, aparentemente relacionado à abertura do Atlântico Sul.

O preenchimento da bacia durante o Proterozóico é representado pelo Grupo Purus que, em parte, é relacionado à fase *rift* da Bacia do Amazonas (Cunha *et al.*, 1994). Tal grupo é representado pelas formações Prosperança e Acari (Eiras & Matsuda, 1995). No Fanerozóico a Bacia do Amazonas é dividida em quatro sequências (Cunha *et al.*, 1994) que são separadas por discordâncias nas bordas e por conformidades na parte central da bacia (Fig. 2.2). Essas sequências são: Ordoviciano Superior-Devoniano Inferior (Grupo Trombetas); Devoniano Inferior-Carbonífero Inferior (Grupo Curuá e Urupadi) e Carbonífero Superior-Permiano (Grupo Tapajós). A geração da última sequência, com aproximadamente 500 m de espessura representada pelo Cretáceo Superior-Terciário (Grupo Javari) (Cunha *et al.*, 1994; Eiras *et al.*, 1994) é relacionada a uma extensão leste-oeste associada com a evolução do Oceano Atlântico Sul e com a Cordilheira dos Andes. O Grupo Javari é composto de depósitos flúvio-lacustre-deltáicos das formações Alter do Chão e Solimões, que cobrem grande parte das formações paleozóicas. A Formação Alter do Chão, objeto desse trabalho é detalhada abaixo.

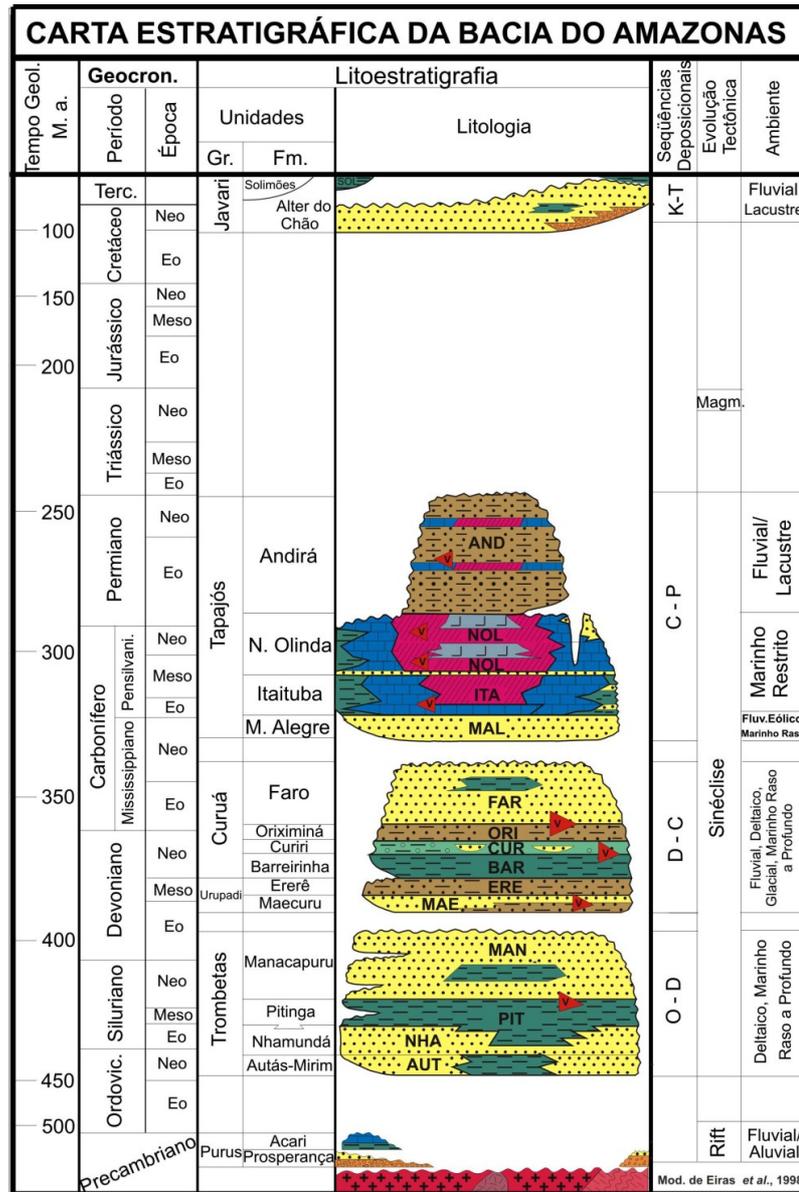


Figura 2.2. Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas. Modificada de Eiras (1998).

2.2.2. Formação Alter do Chão

2.2.2.1. Aspectos gerais

A Formação Alter do Chão foi primeiramente definida por Kistler (1954), como sendo composta de arenitos avermelhados, argilitos, conglomerados e brechas intraformacionais, tradicionalmente atribuídos a sistemas fluvial e lacustre/deltaico (Daemon, 1975).

Esta unidade é relativamente pobre em fósseis, representados por plantas dicotiledôneas na região de Monte Alegre e vértebras de dinossauros (Dino *et al.* (1999). Em bacias intracratônicas a litologia predominantemente é siliciclástica e a deposição em condições

de paleoclima quente com semi-aridez dominante, naturalmente restringiam a biota sobrevivente e não ofereciam condições adequadas de preservação fóssilífera.

A partir de informações de subsuperfície (dados sísmicos e perfis elétricos), aliadas a informações sedimentológicas e palinoestratigráficas, foram reconhecidas duas sucessões sedimentares na Formação Alter do Chão (Dino *et al.* 1999): Sequência 1 (inferior), caracterizada por influxo de terrígenos associados a um sistema fluvial meandrante que evolui para um sistema anastomosado, com retrabalhamento eólico, de idade neoaptiana/eoalbiana e; Sequência 2 (superior), composta de ciclos progracionais flúvio-deltáicos-lacustre, de idade cenomaniana. Essa sequência contém arenitos avermelhados com icnofósseis e estruturas pedogenéticas (*peds*, *slickensides*), atribuídas a silcretes (Nogueira *et al.* 1999).

Estudos geoquímicos realizados nos arenitos vermelhos da Formação Alter do Chão indicam que houve variações de rocha fontes e mudança na seleção granulométrica durante o transporte, deposição e pedogênese pós-deposicional. Estas variações ocorreram em paleambiente de planícies abandonadas e rios entrelaçados sob condições de clima seco com tendência a úmido durante o Cretáceo na Bacia do Amazonas (Horbe *et al.* 2006).

O contato entre a Formação Alter do Chão e as unidades paleozóicas é representado por uma expressiva discordância erosiva. Na borda norte da bacia, próximo a Manaus, foram caracterizadas, em seções sísmicas, feições evidentes de corte e preenchimento de canais na base dessa formação (Costa, 2002). Nesta mesma região, um sistema deltaico, dominado por onda e com influência marinha, tem sido proposto para os depósitos da Formação Alter do Chão (Rossetti & Netto, 2006).

2.2.2.2. Idade

Depósitos sedimentares pós-paleozóicos na Bacia do Amazonas têm sido descritos por diversos autores que atribuíram tanto idades mesozóicas quanto cenozóicas. Moura (1938) correlacionou os sedimentos arenosos aflorantes nas escarpas do rio Amazonas aos depósitos do Grupo Barreiras, de idade cenozóica, aflorante na região costeira do Estado do Pará. A idade cretácea da formação foi, primeiramente, sugerida com base em um dente de Therapoda (Price, 1960), e depois datações palinológicas atribuíram idades mesoalbiana e eocenomaniana à porção basal dessa formação e neocenomaniana a turoniano à porção média (Daemon & Contreras, 1971, Daemon 1975), enquanto não há vestígios fóssilíferos da porção superior. Posteriormente, trabalhos de mapeamento litoestratigráfico pelo serviço geológico do Brasil (CPRM) têm utilizado a idade cretácea obtida pela assembléia de palinomorfos de subsuperfície para todos os depósitos pós-paleozóicos aflorantes da Bacia do Amazonas,

relacionando-os como Formação Alter do Chão (Petri & Fúlfaro 1983, Cunha *et al.* 1994, Dino *et al.* 1999). Com as recentes descobertas de depósitos de idade miocena na região centro-oeste da Bacia do Amazonas por Rozo *et al.* (2005), os depósitos atribuídos à Formação Alter do Chão tem sido melhor separados como unidades silicificadas e caulíníticas. A ocorrência de perfis de alteração laterítica, principalmente com horizonte bauxítico, sugere para os depósitos sotopostos, considerados como Formação Alter do Chão, idade pré-eocena, provavelmente cretácea, em função do evento bauxítico, datado com pólen em subsuperfície, como Eoceno-Oligoceno (Wijmstra & van der Hammen, 1964). Mesmo que essa datação tenha sido realizada no cinturão bauxítico de Guyana, a idade de bauxitização na Bacia do Amazonas é provavelmente a mesma (Krook, 1979; Truckenbrodt *et al.* 1982; Boulangé & Carvalho, 1997; Lucas, 1997).

2.3. MATERIAIS E MÉTODOS

A análise de fácies da Formação Alter do Chão foi baseada na determinação de geometria, textura e estruturas sedimentares, além dos padrões de paleocorrente (Walker, 1992; 1996). Depois de identificadas, as mesmas, foram representadas em perfis colunares e seções panorâmicas. As seções panorâmicas foram elaboradas a partir de fotomosaicos, seguindo o trabalho de Arnot *et al.* (1997).

2.4. LITOFÁCIES

2.4.1. Aspectos gerais

Os perfis estudados da Formação Alter do Chão contém conglomerados, arenitos e pelitos. Foram identificadas sete litofácies (Fig.2.4; Tab.2.1) que são discutidas com base na classificação de Miall (1985; 1996).

Os arenitos são ricos em grãos de quartzo e com menor frequência ocorrem fragmentos líticos de pelitos, granitos e gnaisses. A granulometria varia de fina a grossa, com grãos angulosos a subarredondados e seleção pobre a moderada. São bastante friáveis e geralmente vermelhos, mas ocorrem também, arenitos esbranquiçados. A matriz é constituída de caulinita, produto de intemperismo do feldspato. Os pelitos apresentam estruturas maciças, bioturbações e deformação. Dominam pelitos de coloração roxa, mas, também encontram-se pelitos vermelhos e brancos. Apresentam grande frequência por todos os perfis estudados.

Os perfis têm, em média, 10 m de espessura, mas podem atingir até 25 m. Estão organizados em ciclos distintos de granodecrescência ascendente (*fining-upward cycles*) que

variam de 1 a 6 m de espessura. Alguns desses perfis encontram-se capeados por bauxita e perfis lateríticos feruginosos.

Na região de Óbidos foi possível dividir a Formação Alter do Chão em duas porções, uma inferior e outra superior. A porção inferior é formada por camadas tabulares de arenitos finos a médios com até 3 m de espessuras, onde pequenas intercalações lenticulares de pelitos ocorrem e camadas tabulares de pelitos maciços e bioturbados com até 3 m de espessura. A porção superior é dominada por arenitos médios a grossos com geometria tabular que atingem até 20 m de espessura e podem conter intercalados pelitos maciços de pouca espessura. Na porção NW dos perfis não foi possível observar essa divisão, isso pode ser função de: corte e exposição dos barrancos, neotectônica e/ou não deposição nessa porção. Níveis de conglomerado são observados nessa porção.

A análise de fácies e estratigráfica, abordadas nesse trabalho, permitiu a proposição da carta litoestratigráfica (Fig.2.3), para região de Óbidos, a qual demonstra variação e distribuição lateral das fácies da Formação Alter do Chão, nessa região.

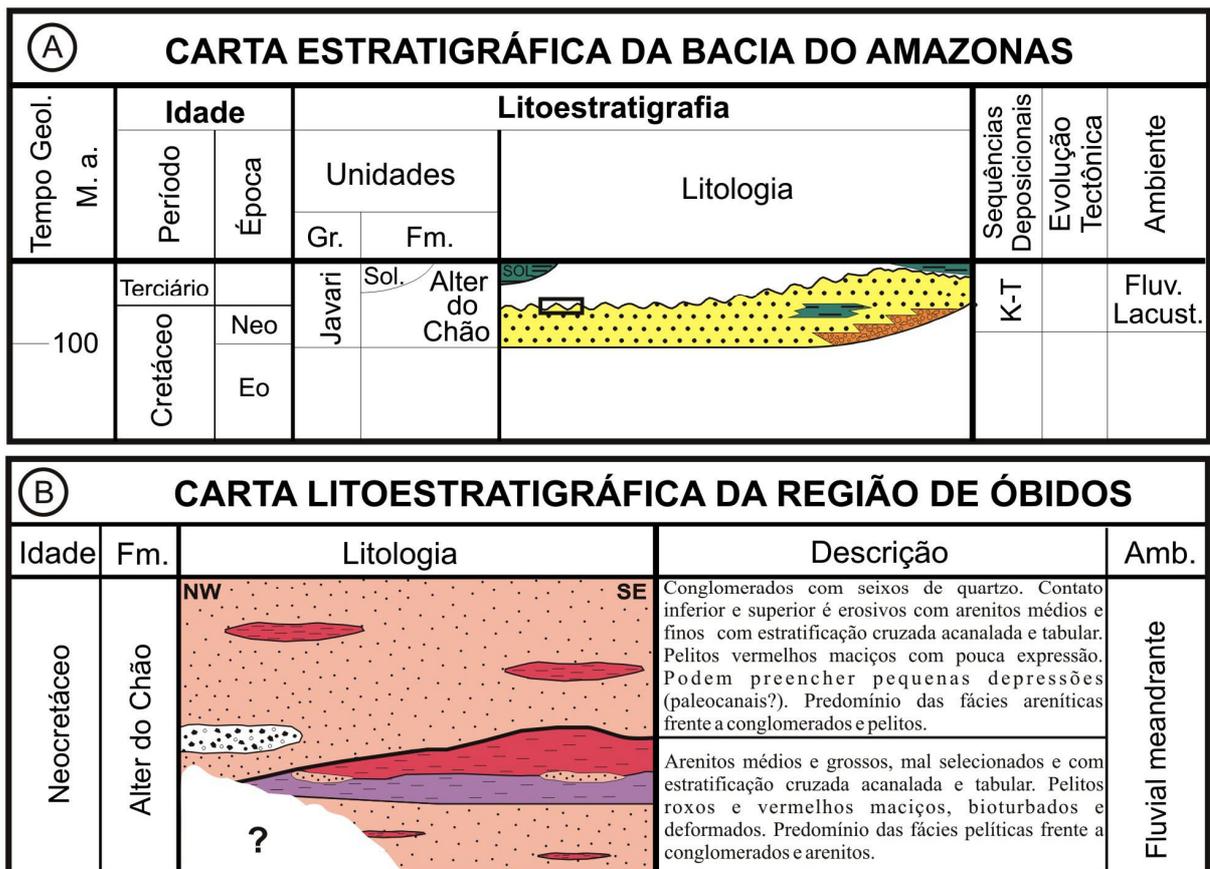


Figura 2.3. A) Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas. Modificada de Eiras (1998); B) Carta litoestratigráfica proposta para Formação Alter do Chão na região de Óbidos-PA.

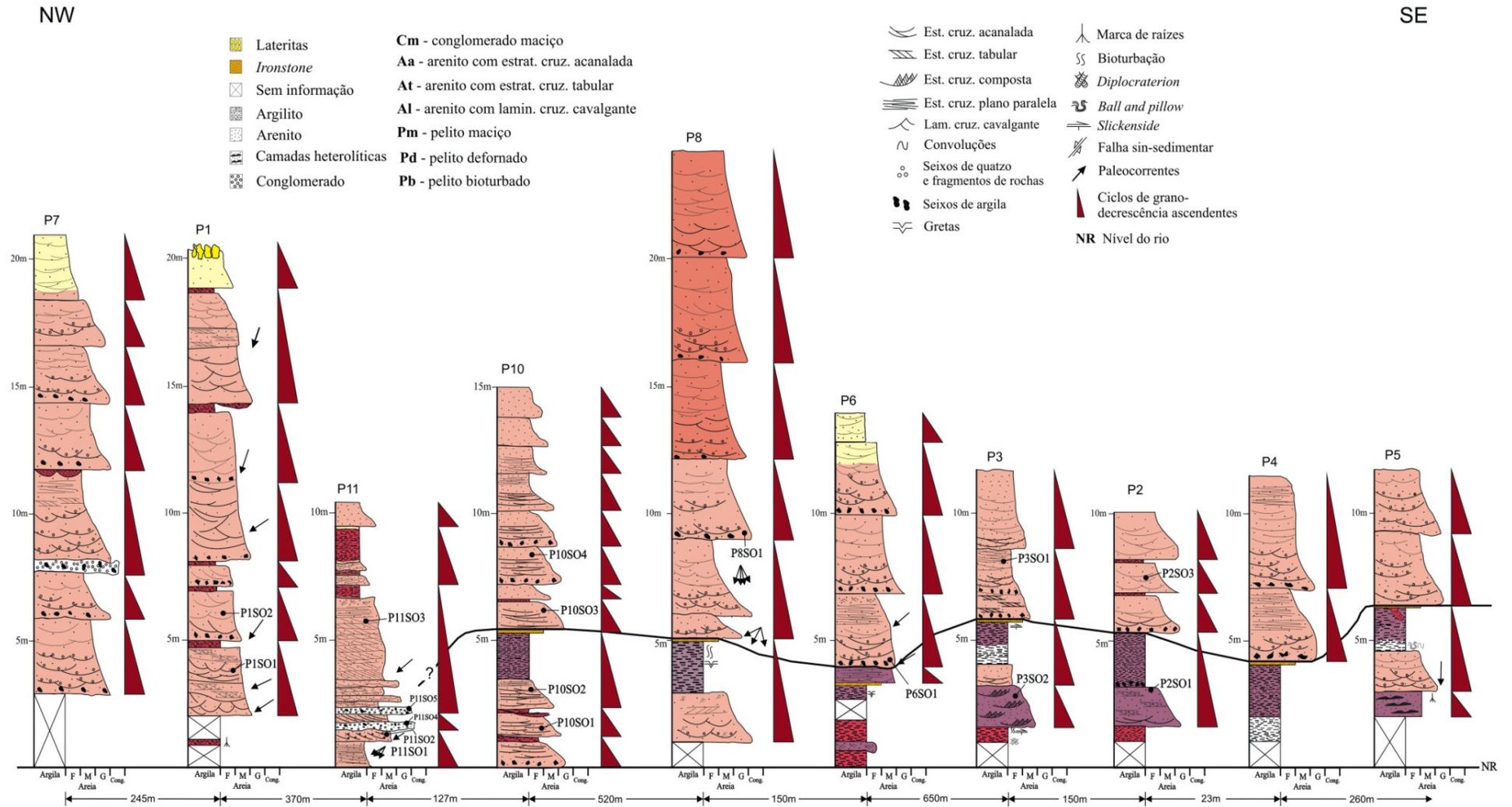


Figura 2.4. Perfis estratigráficos representativos da Formação Alter do Chão, região de Óbidos-PA, mostrando as relações verticais entre as fácies.

Tabela 2.1. Sumário das feições características das litofácies identificadas da Formação Alter do Chão, na região de Óbidos-PA.

Fácies	Cm	At	Aa	Al	Pm	Pb	Pd
Litologia	Conglomerado grosso a muito grosso, com <i>Clay balls</i> e raros clastos de granitos e gnaisses	Arenito médio a grosso, com seixos de argila e clastos de granitos. Seleção moderada	Arenito médio a grosso, caulínico, com clastos de granito, gnaisses e pelitos. Seleção moderada	Arenito fino a médio, no geral, bem selecionado	Pelito maciço com cores variadas (vermelhos, roxos, verdes) intrcalado com a fácies Al	Pelito com cores variadas	Pelito roxo
Estruturas sedimentares	Maciço a fracamente estratificado	Estratificação cruzada tabular com espessura entre 0.3 a 2 m	Estratificação cruzada acanalada de médio e grande porte com espessura de até 0.7 m.	Laminação cruzada é dominante, com esporádicas ocorrências de estratificações cruzadas tabulares e acanalada	Maciço ou fracamente laminado, nódulos ferruginosos	Bioturbação e estruturas de sobrecarga?	<i>Slickensides</i> ; <i>Convoluções</i> ; <i>Ball and pillow</i>
Feições internas	Organizado em <i>cosets</i> exibindo uniformidade vertical ou discreta granodecrescência ascendente	Granulometria vertical uniforme. Foresets coincidentes com a fácies Aa. Segregação de grãos de quartzo nos foresets.	Granulometria uniforme com segregação de grãos de quartzo nos foresets	Laminações internas	Granulometria uniforme nos perfis. Feições pedogenéticas locais		
Contatos	O limite inferior é erosivo com a fácies Pm, o superior é transicional e plano com a fácies At.	O limite inferior é erosivo e irregular com as fácies Cm e Aa e superior adelgado com a fácies Pm e/ou Pb	O contato inferior é erosivo com a fácies At ou com a fácies Cm; e superior transicional com a fácies At	O limite inferior é erosivo com a fácies At; e superior é plano com as fácies Pm e Pd	O limite inferior é erosivo com a fácies Aa; e superior plano com a fácies Pd e Al	Irregular com fácies At e plano com Pm.	Limite inferior erosivo com a fácies Aa, e plano com a fácies Pm
Geometria	Lenticular ou tabular	Lenticular ou tabular	Em forma de cunha	Pequenas cunhas finas e descontínuas	Tabular	Tabular	Tabular
Extensão lateral	Os corpos arenosos se estendem por centenas de metros.	Os corpos arenosos se estendem entre dezenas até centena de metros.	Estendem-se entre dezenas até centena de metros.	Corpos arenosos descontínuos com <i>pinch-out</i> de até 10 m	Observada e traçada por até 1000 m	Desenvolvida por até 50 m	Moderada por até 200 m
Interpretação	Depósitos residuais (<i>lags</i>)	Migração de barras ou dunas com cristas retas por fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior	Migração de dunas de cristas sinuosas por fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior	<i>Ripples</i> geradas em regime de fluxo inferior. Recobrem barras e caracterizam depósitos de <i>crevasse</i> e planície de inundação	Deposição a partir de suspensão em área externa ao canal e, localmente, alteração por processos pedogenéticos	Deposição a partir de suspensão em área externa ao canal e perda de estrutura gerada por atividade biogênica	Deposição a partir de suspensão e processos de sobrecarga e/ou atividade tectônica

2.4.2 Conglomerado maciço - Cm

Descrição: Esta fácies é formada por clastos de argilito além de fragmentos de granitos e gnaisses. Os clastos, medindo 3 a 10 cm no seu eixo maior, são subangulosos e subarredondados e pobremente selecionados (Fig. 2.5A). O conglomerado é geralmente suportado por matriz argilosa caulínica à areno-quartzosa, de granulometria média a grossa e mal selecionada. A maioria dos clastos apresenta disposição paralela ao acamamento, embora seixos imbricados também ocorram. As camadas mostram textura maciça e exibem contato inferior sempre erosivo e, superior geralmente gradacional.

Em muitos casos essa fácies é sobreposta por arenitos médios a grossos da fácies Aa e sotoposta por pelitos maciços da fácies Pm, que representa a parte superior dos ciclos granodecrescentes ascendentes. A fácies Cm está presente na base dos ciclos sob forma de *lag* que alcança até 0,5 m de espessura, preenchendo superfícies basais erosivas côncavas.

Interpretação: A forma maciça das camadas e a má seleção dos clastos que são, em partes, imbricados sugerem uma sedimentação relativamente rápida com fluxo de alta energia. As características dessa fácies são consistentes com deposição em canais fluviais com alta velocidade de fluxo nas partes internas do canal sob forma de *lag* (Allen, 1970; Miall, 1992; Collinson, 1996).

2.4.3 Arenito com estratificação cruzada acanalada - Aa

Descrição: Essa fácies é formada por arenitos com grãos subangulosos a subarredondados, médios a grossos, moderados a pobremente selecionados arranjados em *sets* com estratificação cruzada acanalada, de médio a grande porte, cujos *foresets* apresentam segregação de grãos grossos de quartzo. Medidas de paleocorrentes realizadas nessa fácies indicam paleofluxos preferenciais para SW (média=240°Az) e subordinado para S (média=182°Az).

Essa fácies ocorre em *sets* únicos ou compostos, sendo que ambos têm padrão único de paleocorrente (Fig. 2.5C). A inclinação dos *foresets* varia de 8 a 16° e geralmente em direção a sudoeste e oeste. Ocorrem, com certa frequência, seixos líticos arredondados-subarredondados de argilitos com até 2 cm de diâmetro, que estão expostos na base das fácies. Geometricamente, essa fácies ocorre como corpos lenticulares ou adelgaçados e comumente organizados em camadas com estratificação cruzada acanalada com extensão lateral por varias

dezenas de metros. O limite inferior é erosivo com a fácies Cm, enquanto o contato superior é gradacional e irregular com os arenitos da fácies At.

Interpretação: A seleção moderada a pobre dos arenitos, sua geometria lenticular e a predominância de orientação unimodal dos sentidos dos estratos cruzados favorecem uma interpretação de formas de leito fluviais (Collinson, 1996; Miall, 1996). A suave inclinação dos *foresets* e a granulometria grosseira sugerem que grandes *sets* dessa fácies provavelmente se formaram em frentes de barras com baixo ângulo de inclinação (Smith, 1970), enquanto estratificações menores foram geradas por dunas ou *megaripples* que migraram sobre ou cruzando as margens dessas barras (Collinson, 1996), como indicado pela presença de *cosets* compostos de estratos cruzados, com a inclinação das superfícies dos *cosets* representando a frente da barra.

A ausência de plantas fósseis e detritos vegetais (marcas e/ou fragmentos) provavelmente refletem a prevalência de condições climáticas semi-áridas que não favorecem preservação de restos vegetais. A extensão lateral considerável da fácies Aa, sua relação com outras fácies e o espalhamento no sentido de mergulho dos estratos cruzados (Figs. 2.7 e 2.8) sugerem que essas fácies foram depositadas em uma ampla e levemente inclinada planície de rio.

2.4.4 Arenito com estratificação cruzada tabular - At

Descrição: Essa fácies consiste em arenitos finos a grossos, mal selecionados com estratificação cruzada tabular, cujos *sets* atingem até 2 m de espessura (Fig. 2.5B). Ocorrem ainda, segregação de seixos de quartzo nos *foresets*. O acamamento planar da fácies At apresenta baixo ângulo (5 a 15°). A espessura dos *foresets* diminui em direção ao topo das seções juntamente com a granulometria e a orientação dos *foresets* nos estratos cruzados indica paleofluxo preferenciais para S e SE (Fig.2.7, P2 e Fig. 2.8, P4). O contato inferior dessa fácies é gradacional e plano, enquanto o superior é tipicamente erosivo, podendo ser localmente ondulado, com as fácies Al e Pm.

Interpretação: A fácies At é interpretada como sendo formada por migração de barras com cristas retas (Collinson, 1996; Miall, 1996) depositadas em regime de fluxo inferior. A formação de estratificação cruzada de baixo ângulo dentro dos *sets* de maior escala da fácies At indica que esses *sets* foram produtos de migração de barras (Cant & Walker, 1976; Sharma *et al.*, 2002). Ao contrário, a inclinação mais íngreme da estratificação cruzada tabular é característica de *sets* em pequena escala, sendo considerados produtos de migração de dunas

2-D com cristas retas (Ashley, 1990), possivelmente, associado com barras fluviais (Collinson, 1996).

O contato superior da fácies At com a fácies Al e o estilo lateralmente adelgado da barra indicam que sua altura pode ter sofrido progressiva redução, possivelmente em direção às margens do rio (Mazumder & Sarkar, 2004). Em alguns casos, pequenos cortes (*scours*) ocorrem no topo das barras (Walker, 1978) e, embora muitos desses cortes tenham sido preenchidos com areia, logo após a formação, alguns foram preenchidos com argila durante períodos de menor energia.

A divergência de orientação dos sentidos das paleocorrentes entre as fácies At e Aa é, provavelmente, reflexo da deposição primária na frente ou na parte oblíqua das barras do canal principal e barras transversais de canais secundários onde, as fácies de avalanche das camadas estão oblíquas a orientação predominante do canal (Cant & Walker, 1978). Medidas de paleocorrentes nas partes oblíqua das barras (Fig. 2.8, P4) indicam paleofluxo perpendicular ao fluxo de canal, permitindo interpretá-la como uma barra em pontal.

2.4.5 Arenito com laminação cruzada cavalgante – Al

Descrição: Essa fácies (Fig. 2.5D) usualmente ocorre associada às fácies de pelitos e consiste em arenito fino que, no geral, é bem selecionado. Possui geometria em forma de cunha que, lateralmente ocorre por poucos metros e contém abundantes marcas assimétricas, laminação plano-paralela, *sets* cruzados em pequena escala e estratificação cruzada planar. O sentido de mergulho das lâminas cruzadas é o mesmo da fácies Aa. Essa fácies atinge poucas espessuras (<0,5 m) e grada lateral e verticalmente a sedimentos mais finos das fácies Pm e Pd.

Interpretação: A presença de marcas assimétricas e estratificação cruzada cavalgante recoberta por argila indica deposição tanto por suspensão como por tração (Miall, 1996). Essa fácies provavelmente representa o abandono temporário da migração das barras e/ou produto de deposição, entre as barras, ou em áreas externas ao canal (Bose & Chakraborty, 1994; Collinson, 1996).

2.4.6 Pelito maciço - Pm

Descrição: Essa fácies é frequente em todos os perfis sendo formada por pelitos de cores variadas (Fig. 2.5E) (vermelhos, roxos, verdes escuros), que podem ocorrer intercalados com a fácies Al. A fácies Pm é maciça com contato inferior gradacional, enquanto o superior é

erosivo com a fácies Aa. As camadas de pelito variam entre 0,3 a 2 m de espessura e apresentam geometria tabular.

Interpretação: A fácies Pm representa deposição a partir de suspensão em planícies inundadas em áreas próximas ao canal principal constituídas por dique marginal e espraiamento de *crevasse*. Finas camadas de arenitos são comumente associadas com os pelitos e representam depósitos de canal de *crevasse* adjacentes ao canal principal do rio e/ou porções do dique marginal. Exposições subaéreas dos pelitos são indicadas pela presença de gretas de dissecação. Pelitos vermelhos e roxos, associados com gretas de dissecação são, provavelmente, o resultado de intemperismo atual ou subatual, embora a interpretação como *red beds* desenvolvidos em condições semi-áridas não possa ser descartada (Van Houten, 1973; Turner, 1980; Bridge, 2006; Cain & Mountney, 2009).

2.4.7 Pelito deformado - Pd

Descrição: Esta fácies (Fig. 2.5F) assim como fácies Pm é frequente. Formada por pelito deformado de cor avermelhada e geometria tabular, atinge até 0,7 m de espessura. As deformações são suaves com formas côncavas para baixo. Marcas de raízes ocorrem disseminadas. O contato superior do pelito é gradacional com a fácies Pm.

Interpretação: A fácies Pd é interpretada como deposição a partir de suspensão em planícies inundadas. Sobrecarga e/ou atividade tectônica, indicadas por *slickensides*, causaram a perda da estrutura primária bem como exposições subaéreas registradas por gretas de dissecação.

2.4.8 Pelito bioturbado - Pb

Descrição: A fácies Pb, se comparada as demais fácies de pelitos (Pm e Pd) é menos representativa. É formada por pelito com bioturbação (icnofósseis e marcas de raízes), com espessura variando entre 0,2 e 1 m, onde gretas de dissecação são frequentes.

Interpretação: A fácies Pb foi depositada em ambiente de planície de inundação. Sua pouca espessura e representatividade poderiam estar ligadas à limitada área de vegetação ou ao grau de atividade restrita biogênica.

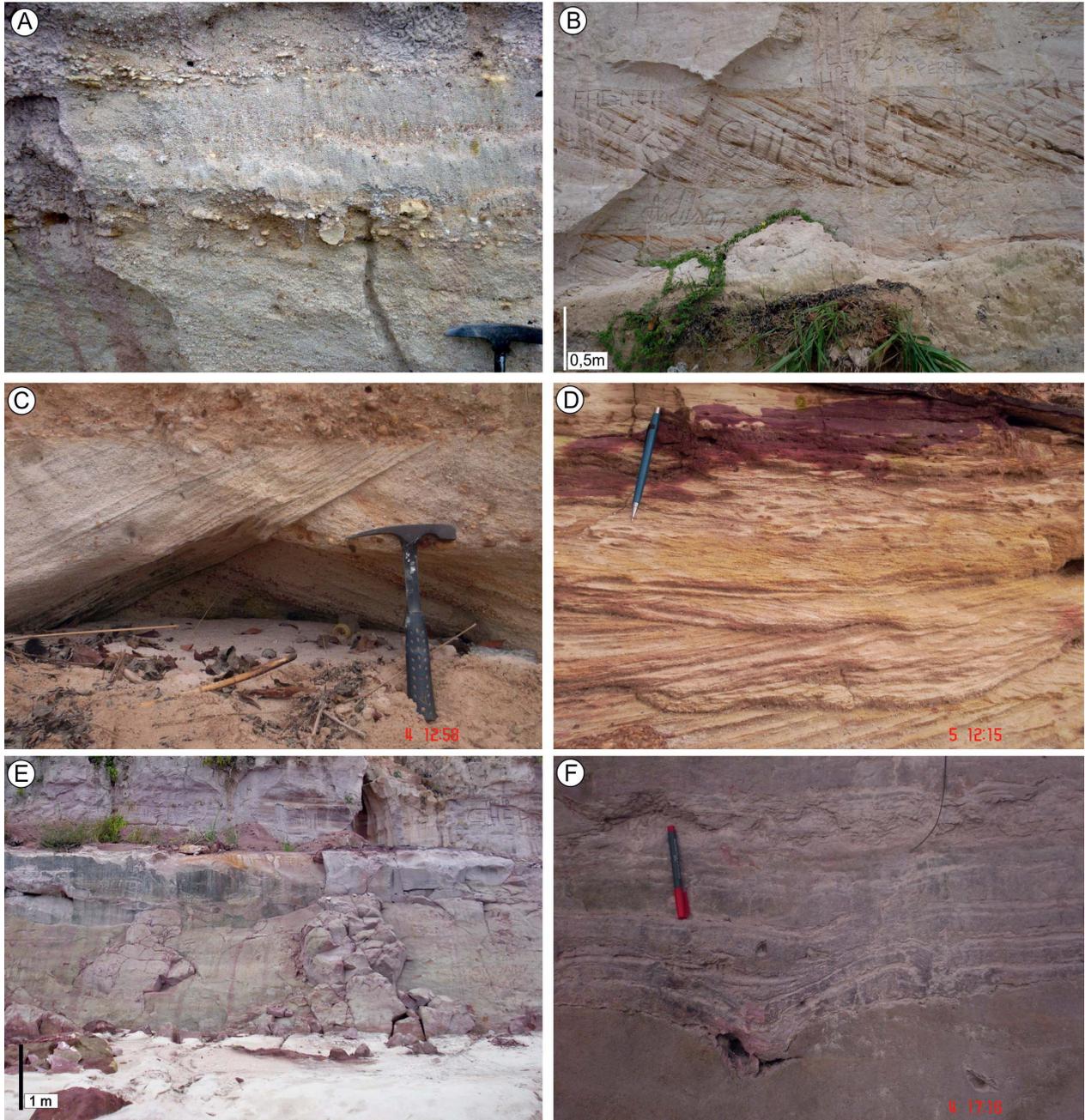


Figura 2.5. Litofácies identificadas da Formação Alter do Chão, Óbidos-PA. A) conglomerado maciço e seixos de argila, fácies Cm; B) arenito com estratificação cruzada tabular, fácies At; C) arenito com estratificação cruzada acanalada, fácies Aa. Notar contato com a fácies Cm na parte superior da foto; D) arenito com laminação cruzada, fácies Al; E) Pelito maciço, fácies Pm e; F) Pelito deformado, fácies Pd.

2.5. ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

As litofácies foram organizadas em duas associações (preenchimento de canal e depósitos externos ao canal), as quais agrupam sub-ambientes característicos das mesmas (Tab.2.2). Os depósitos de preenchimento de canal são constituídos de: barra conglomerática, macroformas arenosas e barras de acreção lateral enquanto os depósitos externos ao canal incluem dique marginal, espriamento de *crevasse* e planície de inundação.

2.5.1 Preenchimento de canal

2.5.1.1 Aspectos gerais

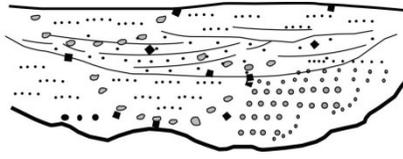
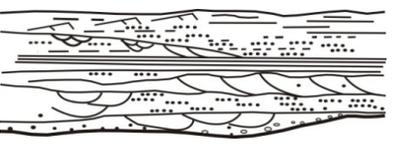
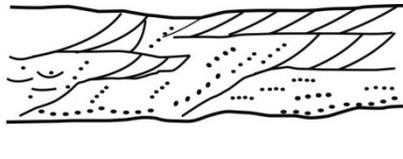
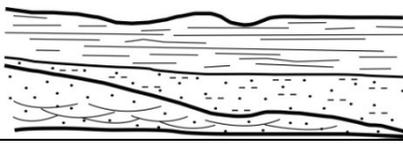
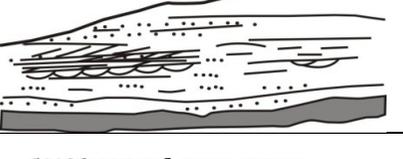
O canal é caracterizado por base erosiva que corta os depósitos de planície de inundação (Fig. 2.6). Sua base tem forma irregular à côncava com até 2 m de profundidade. Os elementos que preenchem o canal compreendem barras sob forma de conglomerados maciços a fracamente estratificados (Cm), formas de leitos arenosas constituídos de arenitos grossos das fácies Aa e At e barras de acreção lateral. O contato erosivo entre pelitos (subjacente) e a fácies Cm é uma superfície de 5ª ordem (Miall, 1985) que marca o início de cada ciclo granodecrescente ascendente nas sucessões.

Nos perfis de Óbidos foram reconhecidos até onze ciclos de granodecrescência ascendente, que variam de 1-6 m de espessura, cada um. Os canais podem ser traçados lateralmente por dezenas de metros. Sua margem, quando exposta, mostra geometria acunhada indicando pequenas incisões. Nestas margens, as fácies Cm e Aa apresentam-se com geometria em *pinch-out*.

2.5.1.2 Barra conglomerática

Esse elemento é formado pelas fácies Cm e Aa. Possuem geometria lenticular traçáveis, lateralmente, por vários metros. Internamente, exibem mudanças verticais e laterais entre as fácies Cm e Aa; são caracterizados por superfícies de baixo relevo e limites erosivos. A geometria lenticular a acunhada e incipientes camadas de Cm e Aa associadas com superfícies escavadas indicam deposição de *lag* (Allen, 1970; Leeder, 1973).

Tabela 2.2. Sumário das feições características dos elementos arquiteturais identificados pra Formação Alter do Chão, Óbidos-PA.

Ass. de fácies	Elemento	Geometria	Descrição	Fácies	Interpretação
Preenchimento de canal	Barra conglomerática		Geometria adelgada ou tabular com até 0,5 m de espessura. Camadas com limites irregulares e erosivos. Comum na base dos ciclos granodécrescentes ascendentes. Mudanças abruptas de litofácies, na base.	Cm Aa	Carga de fundo movida durante correntes fortes de inundação.
	Formas de leitos arenosas		Corpos tabulares a adelgados com até 2 m de espessura. Formado por <i>sets</i> com estratificação cruzada tabular e acanalada, organizadas em ciclos granodécrescentes ascendentes.	At Aa Al	Deposição e acumulação por migração de dunas 2-D e 3-D, nas frentes ou flancos dos canais.
	Barra de acreção lateral		Corpos com geometria lenticular, variando de 2-6 m de extensão. Estratificação cruzada tabular inclinada de 0,5 a 1 m de espessura, com superfícies limitantes paralelas ao eixo deposicional do canal.	At Aa Pm	Depositado por acreção lateral canal que sofreu altas taxas de migração lateral.
Depósitos externos ao canal	Dique marginal		Corpos adelgados com até 2 m de espessura. Consistem de arenito médio silteico e pelitos.	Aa Al Pm	Depósitos de acreção vertical desenvolvidos entre o canal e áreas adjacentes à planície de inundação.
	Canal de <i>crevasse</i>		Corpos em forma de lobos e canais de 2 a 10 m de extensão. Delgadas camadas de pelitos intercaladas com arenitos.	At Aa Al Pm	Deposição como <i>crevasse splay</i> e próximo ao canal na planície de inundação.
	Planície de inundação		Corpos tabulares, maciços, bioturbados ou deformado atingindo até 5 m de espessura, intercalado com arenitos finos laminados. Gretas de dissecação, <i>slickensides</i> e pedras de ferro (<i>ironstones</i>) são comuns.	Pm Pb Pd Al	Depósitos de planície de inundação intercalados com pedras de ferro (<i>ironstones</i>) e paleosolo. Depositados em áreas distantes do canal principal em ambiente árido/semi-árido e oxidante.

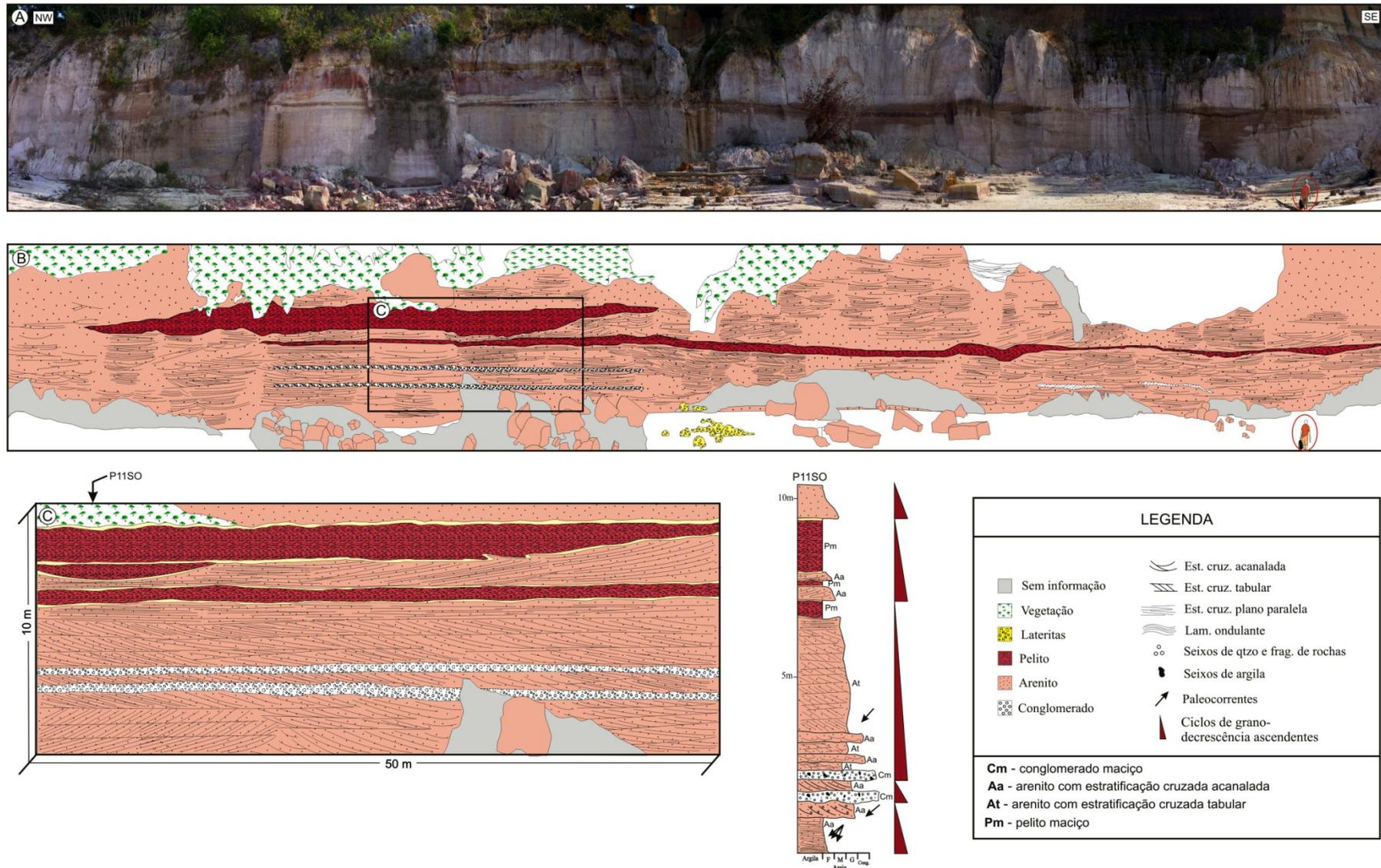


Figura 2.6. A) Barranco do rio Amazonas expõe a Formação Alter do Chão. B) Desenho esquemático mostrando canal abandonado preenchido com argila. C) Detalhe do canal preenchido. Observar camadas de conglomerado e arenitos com sentido de paleocorrentes, no perfil.

2.5.1.3 Formas de leitos arenosas

Essas formas são os elementos mais comuns e registrados em todas as seções estratigráficas dos arenitos de Formação Alter do Chão (Fig.2.6). Apresentam geometria lenticular, tabular ou acunhada com espessura entre 1 e 5 m e extensão lateral por até 150 m. Eles são compostos de camadas organizadas em ciclos de granodecrescência ascendentes, caracterizados por passagem de areias seixosas (Cm) as quais, seção a cima, passam gradualmente a arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada (Aa) ou arenitos médios a grossos com estratificação cruzada tabular (At), os quais são recobertos por sedimentos finos (Pm, Pd, Pb e Al) da planície de inundação. Os arenitos tabulares predominam nas partes médias dos ciclos de granodecrescência. A base dos leitos arenosos é composta de arenitos ricos em clastos de argila, que são produto de retrabalhamento dos pelitos da planície de inundação (fenômeno conhecido como ‘terra caída’). A espessura das camadas das fácies Aa e At diminuem para o topo dos ciclos granodecrescentes.

Dados de paleocorrente, obtidos em estratificações cruzadas das fácies At e Aa, mostram uma dispersão moderada e um *trend* unimodal para sul-sudoeste (Figs. 2.6 e 2.7). A diminuição da espessura dos *sets* cruzados comumente indica mudanças nas formas de leito, de dunas para marcas onduladas, que refletem um decréscimo na energia de transporte do canal (Halfar *et al.*, 1998).

2.5.1.4 Barra de acreção lateral

Esse elemento possui forma lenticular com 3 m de espessura e 10-15 m de extensão dominado por arenitos finos a médios sobrepostos a arenitos intercalados com pelitos (Fig.2.8). Os *sets* com estratificação cruzada tabular são mais abundantes que os com estratificação cruzada acanalada. As superfícies inclinadas dos estratos tabulares são oblíquas ao sentido do canal indicado pelo sentido do mergulho da fácies Aa.

A interpretação como barra de acreção lateral ou em pontal é baseada no tamanho da barra, sua extensão lateral bem como no sentido das paleocorrentes (90-110°Az) oblíquos ao canal principal (Fig. 2.8-P4). As ocorrências de arenito com laminações parasíticas juntamente com ocorrência lateral desenvolvida também suportam a hipótese de uma barra em pontal. Medidas de paleocorrentes realizadas nos estratos das laminações parasíticas indicam sentido para 320-330°Az (Fig, 2.8-P1). Pequenas lentes de pelitos (*mud plugs*) no

mesmo nível documentam preenchimento de depressões (*swales*) no topo da barra em pontal durante enchentes.

2.5.2 Depósitos externos ao canal

2.5.2.1 Aspectos gerais

Esses depósitos caracterizam-se, principalmente, por sua geometria tabular que se desenvolve por vários metros (Fig. 2.7), mas corpos lobados e pequenos canais ocorrem. Os elementos que constituem os depósitos externos ao canal compreendem dique marginal, que atinge até 2 m de espessura e formado por arenitos silticos que gradam, para o topo, a finos e são sobrepostos por pelitos, canais de *crevasse* formados pelas fácies Aa e At, na base, e Pm e Al, no topo e planície de inundação, que é o elemento melhor desenvolvido na área de estudo. Formado pelas fácies Pm, Pb, Pd e Al apresentam geometria tabular e feições pedogenéticas. Nos perfis de Óbidos esses elementos podem ser traçados lateralmente por dezenas de metros.

2.5.2.2 Dique marginal

Este elemento apresenta formas tabulares com bordas delgadas que se estendem por algumas dezenas de metros e atingem até 2 m de espessura (Fig. 2.9). São formados por arenitos silticos que gradam para arenitos finos, sendo estes sobrepostos por pelitos. A borda desse elemento ocorre em associação com a planície de inundação, sendo que esta recobre os depósitos do dique.

O reconhecimento como dique marginal foi baseado na relação com a margem do canal, interpretado como canal de *crevasse* (Fig. 2.9) e com a planície de inundação sugerindo interpretar este elemento como depósitos de diques marginais (Brierley *et al.*, 1997). Os arenitos silticos e finos são interpretados como depósitos que romperam os diques marginais (canal de *crevasse*) sobre a planície de inundação (Aslan & Blum, 1999).

2.5.2.3 Canal de *crevasse*

Este elemento consiste em lóbulos a canais, com arenitos de granulometria média, na base, e fina, para o topo (Fig. 2.9), que formam corpos côncavos de 3 m de espessura por até 10 m de largura. Internamente, este elemento, apresenta estratificações cruzadas acanaladas e tabulares e laminação cruzada cavalgante. Além de pequenas marcas de raízes, gretas de dissecação e feições de bioturbação que ocorrem na parte superior desse elemento.

As camadas de pelito, cortadas por esse elemento, representam depósitos da planície de inundação. Com base no adelgaçamento lateral, redução granulométrica e relacionamento lateral com pelitos da planície de inundação, este elemento é interpretado como canal de *crevasse* (Capuzzo & Wetzel, 2004) que rompeu durante as cheias o dique marginal do canal.

2.5.2.4 Planície de inundação

A parte superior dos ciclos da Formação Alter do Chão é caracterizada por sucessões de até 3 m de espessura de pelitos roxos, avermelhados e amarelos interacamadados com arenitos finos da fácies Al (Fig. 2.7). Esses depósitos, de geometria tabular, podem ser traçados lateralmente por distâncias de até 300 m em direções paralelas e perpendicular aos canais. Partes dos argilitos com gretas de dissecação e dos arenitos finos são sotopostos por camadas de até 0.2 m de espessura de ‘pedras de ferro’ (*ironstones*). Essas ‘pedras de ferro’ (*ironstones*) indicam mobilização de Fe^{3+} e Fe^{2+} que sugerem frequentes flutuações no nível freático (Turner, 1993). Podem ocorrer também feições pedogenéticas que incluem envelopes de argila e oxi-hidróxido de ferro nos grãos de quartzo, estruturas *blocky (peds)*, marcas de raízes, bioturbação e *slickensides* (Retallack, 1988, Kraus & Aslan, 1999).

Os elementos reconhecidos sugerem depósitos argilosos de planície de inundação com finos depósitos arenosos, canal abandonado e peleossolo incipiente. A presença de horizontes de paleossolos sugere tempo suficiente entre as inundações periódicas para o desenvolvimento de feições pedogenéticas, pelo menos, incipientes.

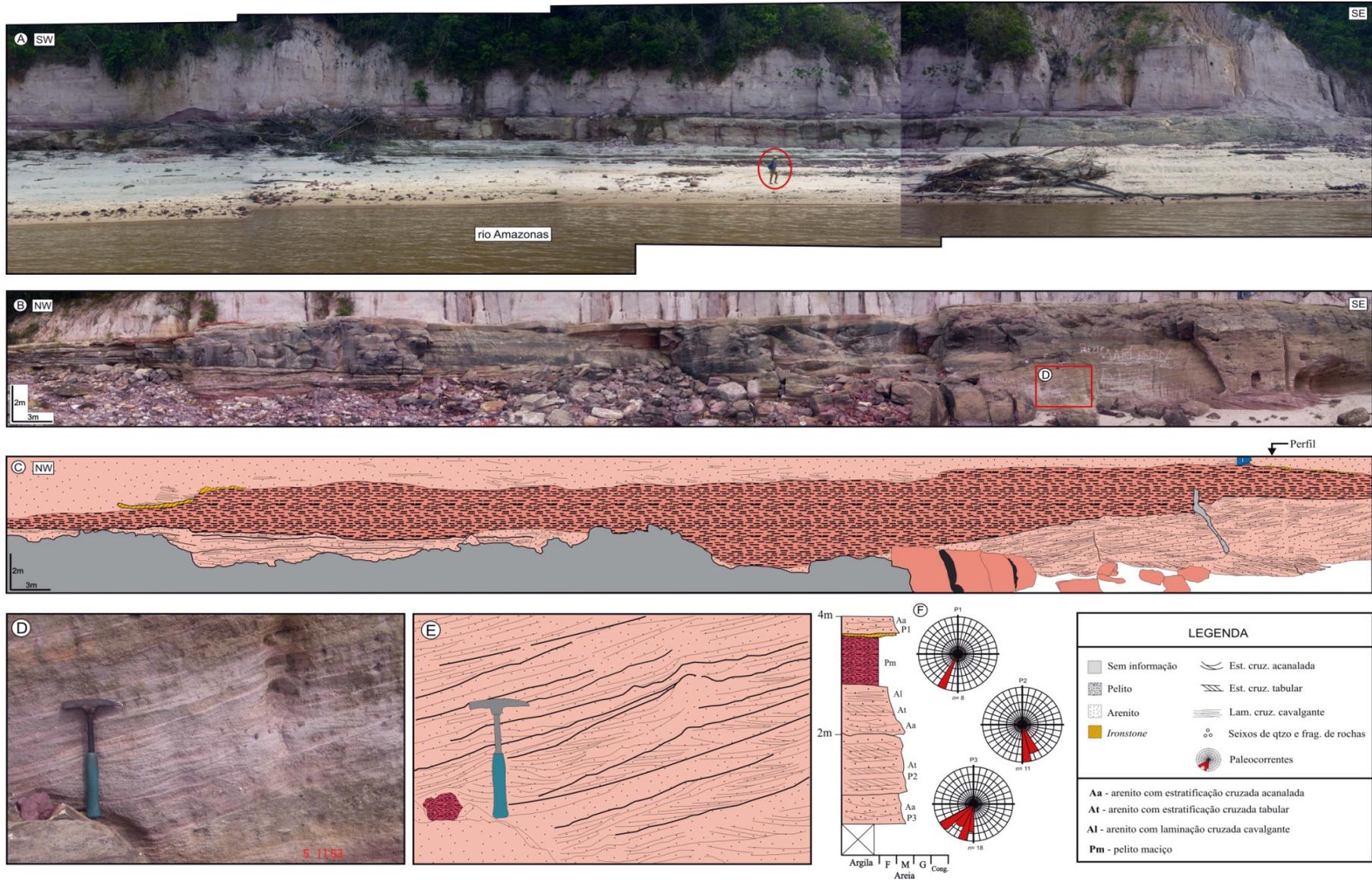


Figura 2.7. A) Fácies arenosas sobrepostas a depósitos de planície de inundação. B) Detalhe dos depósitos da planície de inundação; C) Desenho esquemático a partir de B; D e E) Detalhe e desenho esquemático da fácies Aa; e F) Perfil estratigráfico com medidas de paleocorrentes.

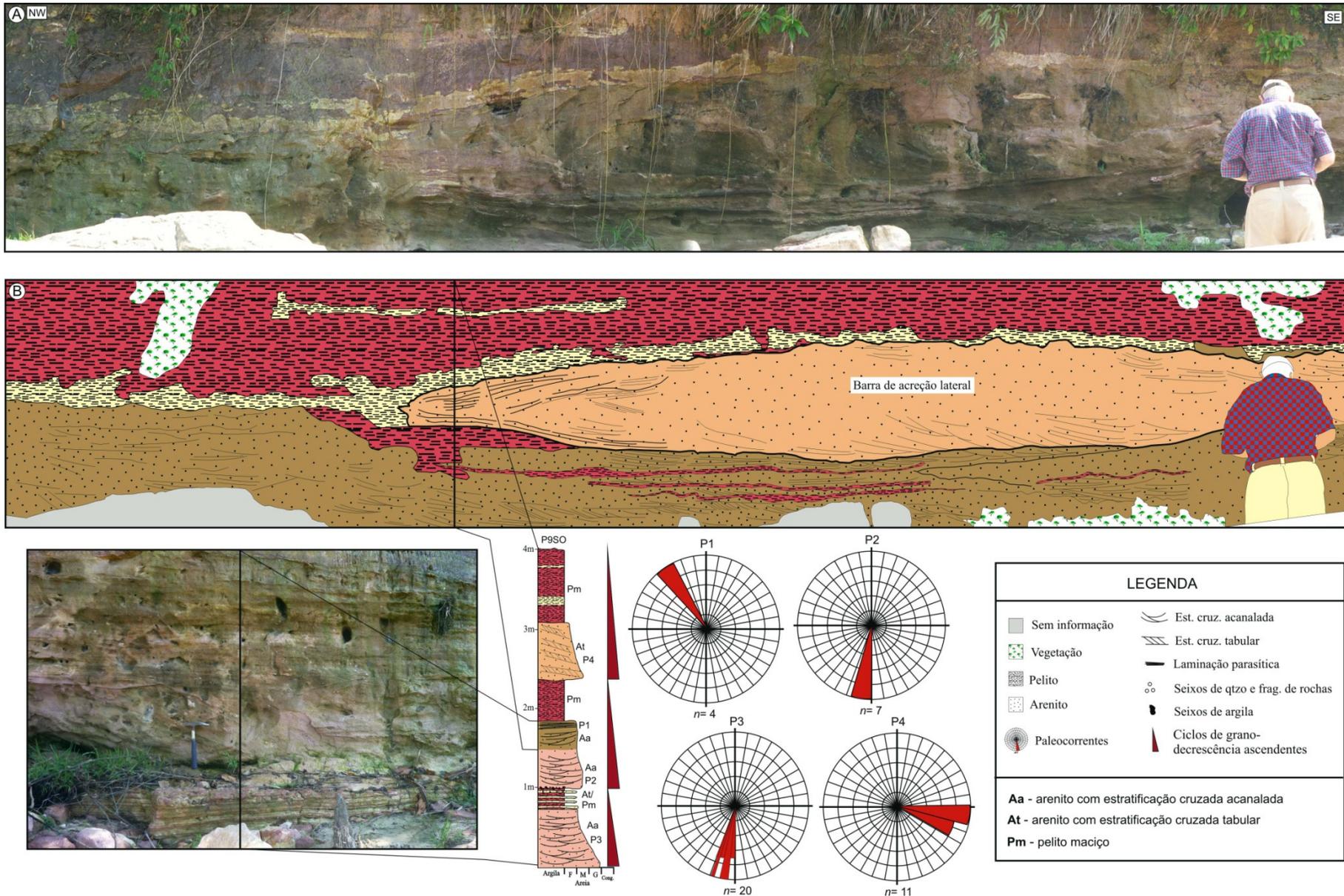


Figura 2.8. A) Foto e B) Desenho esquemático de uma barra de acreção lateral. Observar depósitos de planície de inundação recobrendo a barra de acreção lateral e sentido de paleocorrentes, onde P1 é interpretado como medições em laminações parasíticas e P4 medido na barra.

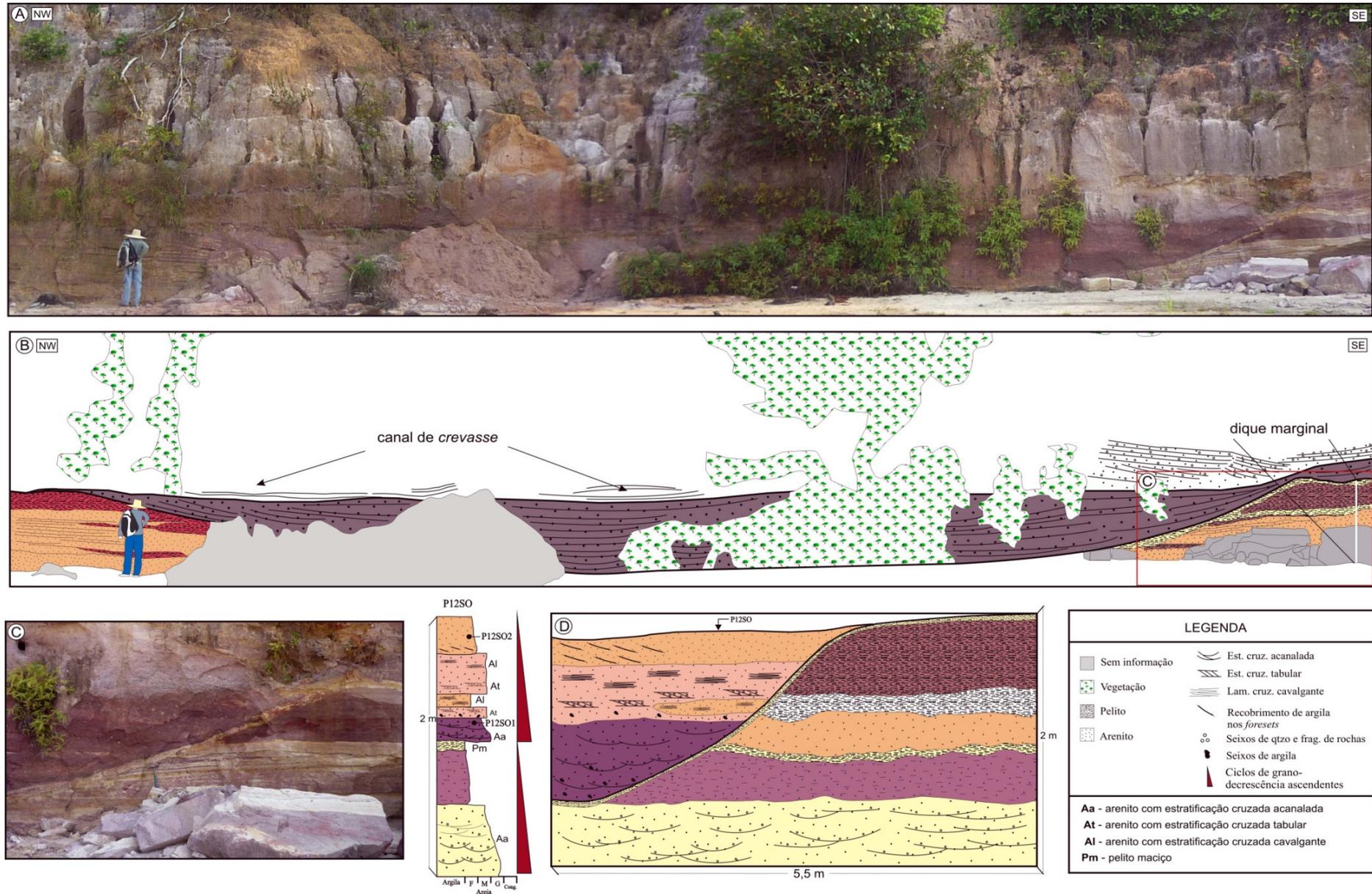


Figura 2.9. A) Foto em campo e B) Desenho esquemático do canal de *crevasse* e do dique marginal; C) Detalhe da forma acunhada da borda do canal sobreposta ao dique marginal; D) desenho esquemático a partir de C. Observar perfil estratigráfico da porção interna ao canal.

2.6 MODELO DEPOSICIONAL

Os perfis da Formação Alter do Chão, na área em estudo, são contínuos lateralmente, por mais de 3,5 Km. São constituídos, principalmente de arenitos e, secundariamente, pelitos e conglomerados. As litofácies estão organizadas em ciclos de granodecrescência ascendente com predomínio das fácies Aa e At, atribuídas à migração de formas de leito com cristas sinuosas e retas, respectivamente, e à acreção lateral de arenitos, além de conglomerados da fácies Cm, representando depósitos de *lag* no fundo dos canais. Os pelitos das fácies Pm, Pd e Pb, em partes intercalados com arenitos finos a médios, na porção superior dos ciclos, são depósitos externos ao canal (*overbank* fácies).

Essas características aliadas à distribuição unimodal e mudança no sentido dos padrões de paleocorrente apontam para a Formação Alter do Chão, próximo a Óbidos, um sistema fluvial meandrante com variação em sinuosidade do canal e/ou carga de fundo. As fácies pelíticas são mais abundantes e espessas na parte inferior dos perfis, que nas partes superiores, sugerindo um sistema meandrante dominado por carga mista (*mixed-load*; Fig. 2.10).

A baixa proporção de fácies pelíticas, na parte superior dos perfis, pode ser função de: 1) gradiente fluvial intermediário (*uplift*) impedindo maior acumulação de pelitos; 2) clima moderado a seco com pouca vegetação permitindo rápida migração do canal favorecendo, em menor proporção, a geração e deposição de argila.

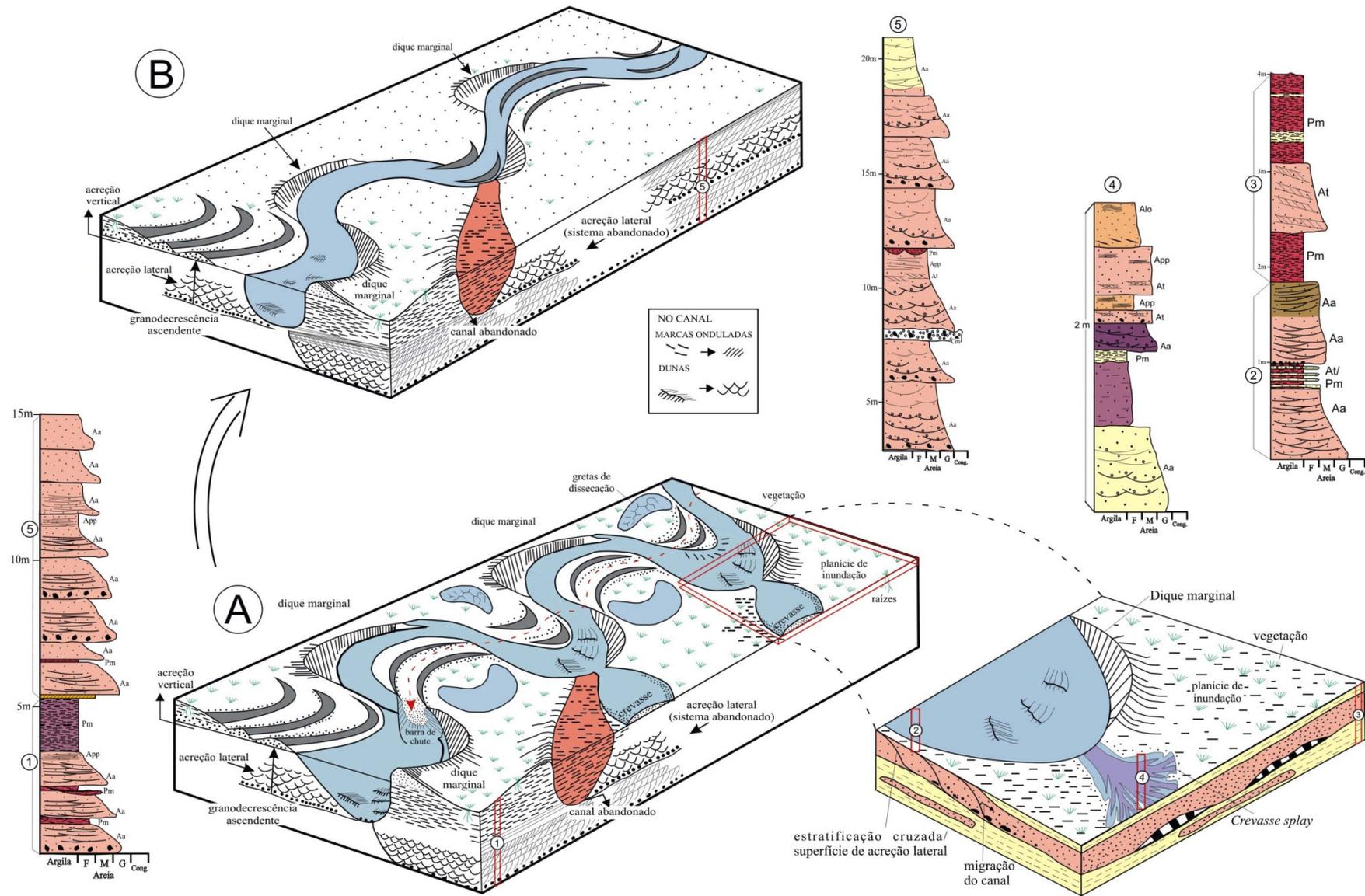


Figura 2.10. Bloco diagrama do modelo deposicional proposto para Formação Alter do Chão, região de Óbidos-PA. A) Sistema meandrante com grande sinuosidade (parte inferior dos perfis) e B) Sistema meandrante pouco sinuoso (parte superior dos perfis). Para legenda ver figura 2.4.

2.7 CONCLUSÕES

Os arenitos da Formação Alter do Chão, próximo a cidade de Óbidos-PA, foram depositados em um sistema fluvial meandrante com variação de sinuosidade (alta, na base dos perfis e baixa, no topo) e com carga mista (*mixed-load*). Essas características da Formação Alter do Chão podem ser comparadas com as do modelo fluvial 6 de Miall (1996). Foram reconhecidas sete litofácies (Cm, Aa, At, Al, Pm, Pb e Pd) organizadas em ciclos granodecrescentes ascendentes que variam de 1 a 6 m de espessura, cada um. A diversidade de estruturas sedimentares indica deposição sob condições subaquosas em regime de fluxo inferior enquanto gretas de dissecação estão relacionadas com exposições subaéreas. Análises de paleocorrentes indicam predomínio de fluxos unimodais com direções preferenciais para S/SW.

As litofácies foram organizadas em duas associações de fácies representadas por: **Preenchimento de canal**, formado por barra conglomerática; formas de leitos arenosas e barra de acreção lateral e **depósitos externos ao canal**, formados por dique marginal, canal de *crevasse* e planície de inundação. Na associação de preenchimento de canal ocorre predomínio das fácies arenosas que se destacam nas partes superiores dos perfis estudados, enquanto os depósitos externos ao canal predominam as litofácies pelíticas, com destaque nas partes inferiores dos perfis.

REFERÊNCIAS

- Allen, J.R.L., 1970. Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining upwards cyclothems, with particular reference to coarse member composition and interpretation. *Jour. Sed. Petrol.* **40**: 298–323.
- Annot, M.J.; Good, T.R.; Lewis, J.J.M. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for correlation of large-scale outcrop data. *Jour. of Sedim. Res.* **67**:984-987.
- Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale sub-aqueous bedforms: a newlook at an old problem. *Jour. Sed. Petrol.* **60**: 160–172.
- Aslan, A., Blum, M.D., 1999. Contrasting style of Holocene avulsion, Texas Gulf Coastal Plain, USA. In: Smith, N.D., Rogers, J. (eds.) *Fluvial Sedimentology VI*: Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ., 28, p.: 193–209.
- Bose, P.K., Chakraborty, P.P., 1994. Marine to fluvial transition: Proterozoic Upper Rewa Sandstone, Maihar, India. *Sed. Geol.* **89**: 285–302.
- Boulangé B & Carvalho A. 1997. The bauxite of Porto Trombetas In: A. Carvalho, B. Boulangé, A.J. Melf, Y. Lucas (eds.) *Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/FAPESP/ORSTOM, p.: 55-73.
- Bridge, J.S., 2006. Fluvial facies models: recent developments. In: H. Posamentier & R.G. Walker (eds.). *Facies Models Revisited*. Soc. Eco. Pal. Min. Spec. Pub., 84, p.: 85–170.
- Brierley, G.J., Ferguson, R.J., 1997. What is a fluvial levee? *Sed. Geol.* **114**: 1–9.
- Cain, S.A., Mountney, N.P., 2009. Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South East Utah, USA. *Sedimentology*, **56**: 1774–1800
- Cant, D.J., Walker, R.G., 1976. Development of a braided fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. *Can. Jour. Earth-Sci.* **13**: 102–119.
- Cant, D.J., Walker, R.G., 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River. Canada. *Sedimentology* **25**: 625–648.
- Caputo, M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. ThD Thesis, University of California, 583p.
- Caputo, M.V; Rodrigues, R , D.N.N. 1972. Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Rio Amazonas. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 26, Anais... v.3, p. 35-46.
- Capuzzo, N., Wetzel, A., 2004. Facies and basin architectural of the Late Carboniferous Salvan-Dorénaz continental basin (Western Alps, Switzerland/France). *Sedimentology*, **51**: 675–697.
- Collinson, J.D., 1996. Alluvial Sediments, In: H.G. Reading (Ed.) *Sedimentary Environments and Facies*, 3rd ed. Blackwell Publishing, Oxford, p.: 37–82.

- Costa, A.R.A. 2002. *Tectônica Cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 238p.
- Cunha, F.M.B.; Gonzaga, F.G.; Coutinho, L.F.C. Feijó, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Bol. Geoc. Petrob.*, **8**: 47-55.
- Daemon, R.F., 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Rev. Bras. Geo.* **5**: 58-84.
- Daemon, R.F. & Contreiras C.J.A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 26, Anais... v.3, p.79-92.
- Dino R, Silva OB & Abrahão D. 1999. Palynological and stratigraphic characterization of the Cretaceous strata from the Alter do Chão Formation, Amazonas Basin. *In: Simp. sobre o Cretác. do Brasil e Simp. sobre el Cretác. de América del Sur* .5, p. 557-565.
- Eiras, J.F, Becker, C.R., Souza, E.M, Gonzaga, F.G. Silva. J.G.F, Daniel, L.M.F.; 1994. Bacia do Solimões. *Bol. Geoc. Petrob.***8**: 17-45.
- Eiras, J.F. & MATSUDA, N.S. 1995. *Roteiro Geológico do Paleozóico do Rio Tapajós, Borda Sul da Bacia do Amazonas, Pará*. Belém: PETROBRÁS/E & P – AM. Relatório interno.
- Eiras, J.F. 1998 Geology and petroleum system of the Solimões Basin, Brazil. *In: Rio'98 AAPG, International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, Extended Abstracts*. P. 446.
- Halfar, J., Riegel, W., Walther, H., 1998. Facies architecture and sedimentology of a meandering fluvial system: a Palaeogene example from the Weissenster Basin, Germany. *Sedimentology* **45**: 1–17.
- Horbe, A.M.C.; Vieira, L.C. & Nogueira, A.C.R. 2006. Geoquímica de camadas vermelhas bioturbadas da Formação Alter do Chão, Cretáceo da Bacia do Amazonas. *Rev. Bras. Geoc.*, **36**: 13-20.
- Krook, L. 1979. *Sediment petrographical studies in Northern Suriname*. Academisch Proefschrift, Universiteit Amsterdam, 154p.
- Leeder, M.R., 1973. Fluvial fining-upward cycles and the magnitude of palaeo-channels. *Geol. Mag.* **110**: 265–276.
- Lucas Y. 1997. The Bauxite of Juruti. *In: A. Carvalho, B. Boulangé, A.J. Melf, Y. Lucas (eds.) Brazilian Bauxites*. São Paulo, USP/FAPESP/ORSTOM, p.107-133
- Mazumder, R., Sarkar, S., 2004. Sedimentary history of the Palaeoproterozoic Dhanjori Formation, Singhbhum, eastern India. *Precambrian Res.* **130**: 267–287
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.* **22**: 261–308.
- Miall, A. 1992. Alluvial deposits *In: R.G Walker & N.P. James (eds). Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada. First edition. p.: 119-142.

- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, New York. 582p.
- Moura, P. 1938. *Geologia do baixo Amazonas*. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico. Rio de Janeiro: n. 91, 94 p. il.
- Kistler, P., 1954. *Historical resume of the Amazon Basin*. PETROBRAS/RENOR, Belém, Relatório interno (inédito).
- Nepomuceno Filho, F & Theodoro, C.E. 1985. Evolução tecnológica e conseqüente aumento na resolução dos dados sísmicos na Bacia do Amazonas. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 2. Anais..3, p.: 267-283.*
- Nogueira, A.C.R.; Vieira, L. C.; Suguio, K. 1999. *Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, regiões de Presidente Figueiredo e Manaus*. *In: V Simp. Sobre o Cretáceo do Brasil, v. 1. p.: 261-266.*
- Petri, S. & Fúlfaro, V.J (eds). 1983. *Geologia do Brasil (Fanerozóico)*. São Paulo: USP. 631p.
- Price, L.I., 1960. Dentes de Theropoda num testemunho de sonda no Estado do Amazonas. *Anais da Acad. Bras. Ciên.* **32**: 79-84.
- Retallack, G.J., 1988. Field recognition of palaeosols. *In: J. Reinhardt, W.R. Sigelo (eds.). Palaeosols and Weathering Through Geological Time: Principles and Applications: Geol. Soc. Am. Spec. Publ., 216: 1-20.*
- Rezende, W.M. & Brito, C.G. 1973. Avaliação geológica da Bacia paleozóica do Amazonas. *In: SBG, Cong. Brasil. Geol. 27. Anais...v. 3, p. 227-245.*
- Rossetti, D.F. & Netto, R.G. 2006. First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. *Cretaceous Res.* **27**: 513-528
- Rozo, J.M.G; Nogueira, A.C.R & Carvalho, A.S. 2005. Análise multitemporal do sistema fluvial do Amazonas entre a ilha do Careiro e a foz do rio Madeira. *In: Simp. Brasil. Sens. Rem., XII, p. 1875-1882.*
- Sharma, M., Sharma, S., Shukla, K.U., Singh, B.I., 2002. Sandstone body architecture and stratigraphic trend in the Middle Siwalik Succession of the Jammu area. India. *J. Asian Earth. Sci.* **20**: 817-828.
- Smith, N.D., 1970. The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks: north-central Appalachians. *Geol. Soc. Am. Bull.* **81**: 2993-3041.
- Turner, P. 1980. *Continental red beds*. Developments in sedimentology, 29. Elsevier, Amsterdam. 562 p.
- Turner, B.R., 1993. Palaeosols in Permo-Triassic continental sediments from Prydz Bay, East Antarctica. *J. Sediment. Petrol.* **63**: 694-706.

Truckenbrodt, W., Kotschoubey, B. & Góes, A.M. 1982. Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte leste da região amazônica. *In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 1, Anais*, p. 201-209

Van Houten, F.B., 1973. Origin of red beds: a review 1961–1972. *Rev. Earth Plant. Sci.* **1**: 39–61.

Walker, R.G., 1978. Facies models. *Geo. Sci. Can. Rep. Ser.* **1**: 171–188.

Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In: R.G. Walker & N.P. James (eds.) Facies Models – Response to sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canadá. p.:1-14.

Walker, R.G. 2006. Facies models revisited. *In: H.W. Posamentier & R.G. Walker (eds.) Facies models revisited*. Tulsa, Oklahoma, U.S.A, Society for Sedimentary Geology. SEPM Special Publication 84: 1-17

Wanderley Filho, J.R. 1991. *Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua correlação com o embasamento*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 125p.

Wijmstra, T.A & van der HAMMEN, T. 1964. Palynological data on the age of the bauxite in British Guiana and Surinam. *Geol. en Mijnb.* 43, P.143.

3. MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO (CRETÁCEO), REGIÃO DE ÓBIDOS-PA, BACIA DO AMAZONAS

3.1. ARCABOUÇO

A Formação Alter do Chão é composta, principalmente, de arenitos bem estruturados (i.e. estratificação cruzada acanalada, tabular, laminação cruzada, etc.) pelitos e conglomerados, sendo os arenitos mais frequentes. Os arenitos foram classificados como quartzo-arenito porosos (Fig.3.1), com matriz caulínica (Fig.3.2), e variam, em geral, de grossos a finos, moderadamente selecionados, com grãos, principalmente, angulosos a subangulosos, e secundariamente, subarredondados.

A composição dos grãos do arcabouço é formada por quartzo (50-70%), e secundariamente, feldspatos, alterados para caulinita, e fragmentos líticos (<5%). Os grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos, fragmentados, e com sobrecrecimento sintaxial. Grãos de quartzo com formas bipiramidais e cuneiformes com forte extinção ondulante, bem como frequentes vacúolos e embaiamentos preenchidos por caulinita ocorrem com menor expressão (Fig. 3.1D). Os fragmentos líticos são, principalmente, constituídos de pelitos e, secundariamente, de granitos e gnaisses alterados.

3.2. MINERAIS PESADOS

Os minerais pesados de diferentes fácies arenosas demonstram similaridades mineralógicas e mudanças percentuais pouco significativas. A assembléia de minerais pesados é formada por zircão, turmalina, cianita, rutilo, estauroilita, monazita e, esporadicamente, andaluzita, sillimanita e espinélio (Tab.3.1 e Fig. 3.3). Estes minerais, bastantes estáveis, apresentam forma e texturas superficiais variáveis (Fig. 3.4).

Os grãos de zircão apresentam frequência de 60 a 87,5%; são os mais abundantes na assembléia e, em geral, possuem formas prismáticas, terminações bipiramidais, com arestas mais ou menos desgastadas. Vários grãos contêm inclusões de minerais e apresentam zoneamento. Ocorrem ainda grãos equidimensionais arredondados a subangulosos, incolores e levemente castanhos. Como texturas superficiais foram observadas marcas de impacto e fraturas conchoidais. A distribuição dos grãos de zircão, no nível de fácies, demonstra uma ligeira homogeneidade, não sendo significativas suas mudanças, apesar de ligeiro aumento, em percentual, na fácies Cm. A turmalina, com frequência de 1 a 28,1%, apresenta formas prismáticas, com cores verdes e marrom-escuras e grãos equidimensionais subangulosos, que são mais abundantes, com cor marrom-esverdeada. Fraturas conchoidais e marcas de impacto

são comuns enquanto feições de dissolução ocorrem mais raramente. Os teores de turmalina são elevados nos arenitos finos com estratificação cruzada acanalada ($\approx 17\%$), enquanto nas demais fácies apresenta média pouco abaixo de 8%. A cianita varia entre 3 e 17,2% exibindo formas prismáticas e irregulares sendo bastante frequentes feições de corrosão. É muito representativa das fácies areníticas finas com estratificação cruzada tabular e acanalada bem como em fácies areníticas grossas com estratificação cruzada acanalada com aproximadamente 12%. Os grãos de rutilo, com frequência de 1 a 4,9%, são, na maioria, vermelhos e mostram formas irregulares, baixo grau de arredondamento e comumente fraturas conchoidais. Sua distribuição pelas fácies não demonstra variações significativas em termos percentuais. A monazita tem frequência entre 1 e 10,1%, de cor amarela pálida, e geralmente com formas equidimensionais (subarredondada). Presente, principalmente, nos arenitos médios e grossos e subordinada na fácies Cm. Os grãos de estaurolita, com frequência de 1 a 5%, são irregulares (angulosos) e apresentam diversos tons de amarelo. Fraturas conchoidais são frequentes bem como feições de dissolução em formas de marcas mamilares. Sua mudança percentual, assim como o rutilo e zircão, não apresenta valores significativos.

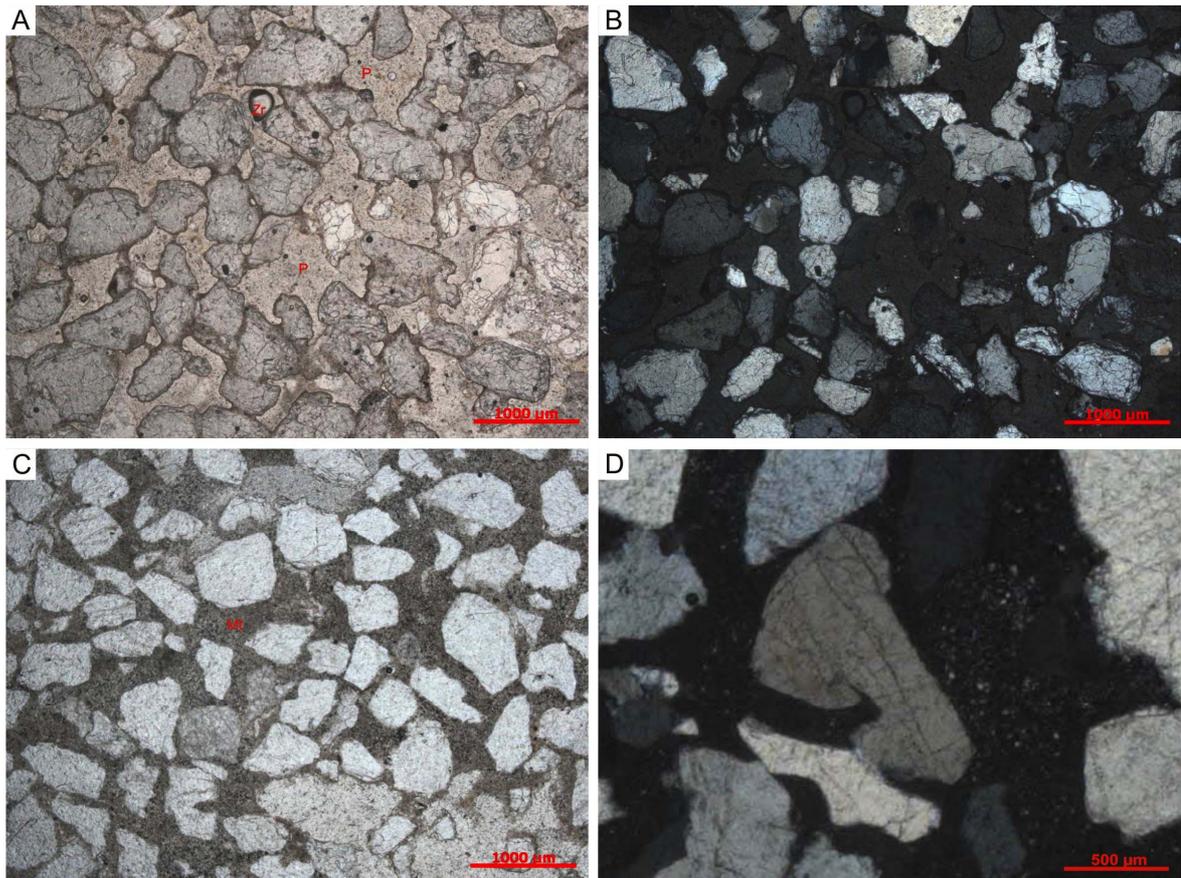


Figura 3.1. Quartzo-arenito da Formação Alter do Chão ilustrando: A e B) visão geral do arcabouço dominado por quartzo monocristalino, além de poros (P) e zircão (Zr); C) arcabouço dominado por matriz caulínica (Mt) e D) Grão de quartzo com embaimento preenchido por caulinita.

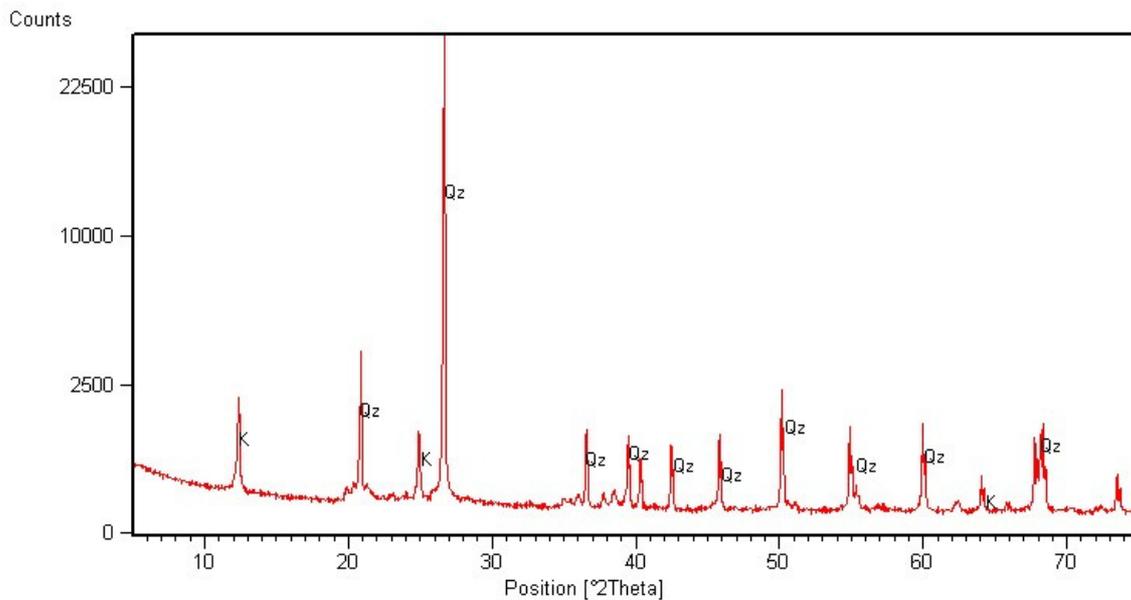


Figura 3.2. Difratograma de raios-x em rocha total de arenito da Formação Alter do Chão (PISO1). Qz=quartzo e K=caulinita.

Tabela 3.1: Frequência percentual relativa dos minerais pesados transparentes não micáceos de arenitos e conglomerados da Formação Alter do Chão, próximo a Óbidos, Bacia do Amazonas. Fração 62–125 µm. Zir = Zircão, Tur = Turmalina, Cia = Cianita, Rut = Rutilo, Est = Estauroлита, And= Andaluzita, Mon = Monazita; ZTR = Somatória de zircão, turmalina e rutilo; PC= Preenchimento de canal; DEC= Depósitos externos ao canal; Tr= Traços (<1%); --- = Não presente. Para localização das amostras, ver figura 2.4.

Ass. de fácies	Elem. arquitetural	Fácies	Amostras	Zir	Tur	Cia	Rut	Est	And	Mon	ZTR	
PC	Formas de leito arenosas	Arenito fino com estratificação cruzada tabular	P10SO2	78,6	6	10,2	2,6	2,6	---	---	87,2	
			P10SO3	79	9	7,4	3,6	---	---	1	91,6	
			P11SO1	64	10	19	4	3	---	---	78	
			Média	73,9	8,3	12,2	3,4	1,9	---	0,3	85,6	
		Arenito fino com estratificação cruzada acanalada	P2SO1	60	28,1	7,3	1	2,8	1	---	---	89,1
			P10SO1	65	11,3	17,2	3,4	3,4	---	---	79,7	
			P11SO3	65,3	16,3	11,5	4,9	1	1	---	---	86,5
			P12SO2	76,6	10,9	10,9	1,2	2,4	---	2	84,7	
			Média	66,7	16,7	11,7	2,6	2,4	0,5	0,5	85,0	
			P2SO3	85,7	1	7,4	1	1	---	3,9	87,7	
PC	Formas de leito arenosas	Arenito médio com estratificação cruzada acanalada	P3SO1	83	5	5	2	2	---	3	90	
			P3SO2	71	10	13	2	1	1	2	83	
			P6SO1	84	1,1	3,7	1,1	Tr	---	10,1	86,2	
			P10SO4	74	8	12	3	3	---	---	85	
			Média	79,5	5,0	8,2	1,8	1,4	0,2	3,8	86,4	
			P1SO1	69,7	4,3	20	1	1,4	---	3,6	75	
DEC	Canal de crevasse	Arenito grosso com estratificação cruzada acanalada	P1SO2	73,3	1,8	15,9	1,8	1	---	6,2	76,9	
			P8SO1	74,6	5,4	8,6	3,1	Tr	---	8,3	83,1	
			P11SO2	75	8	10	1	5	1	---	84	
			P12SO1	81	3	7	4	1	---	4	88	
			Média	74,7	4,5	12,3	2,2	1,7	0,2	4,4	81,4	
			P11SO4	79,9	4,2	8,5	Tr	2,5	---	4,2	84,8	
PC	Barra conglomerática	Conglomerado maciço	P11SO5	87,5	2	3	1	3,5	---	3	90,5	
			Média	83,7	3,1	5,8	0,5	3,0	---	3,6	87,7	

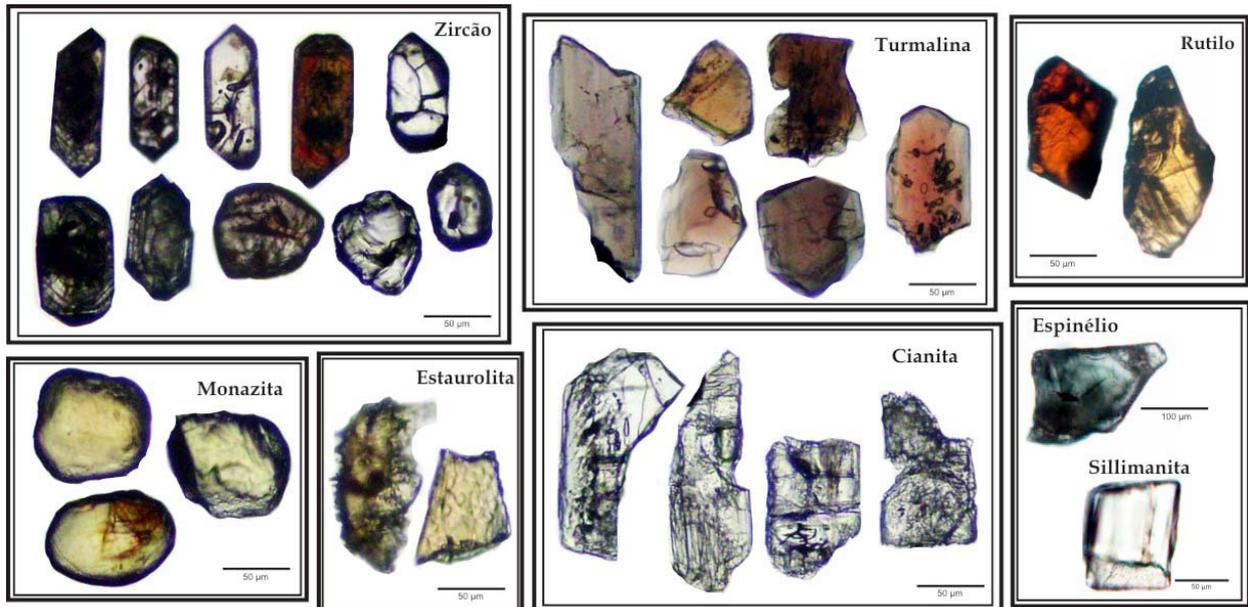


Figura 3.3. Fotomicrografias de minerais pesados da Formação Alter do Chão, Óbidos-PA.

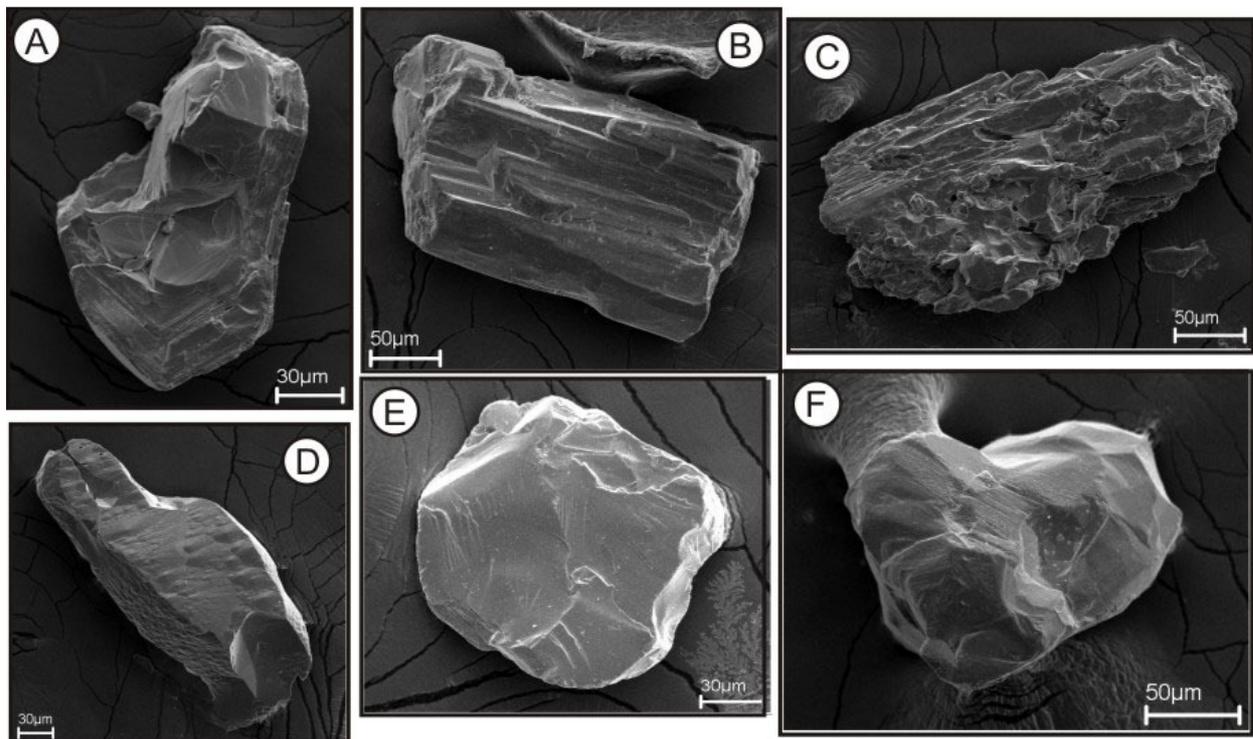


Figura 3.4. Imagens de microscópio eletrônico de varredura (MEV) de zircão (A), turmalina (B), cianita (C), estauroлита (D), monazita (E) e rutílo (F).

3.3. DISCUSSÃO

Determinar proveniência de arenitos, em geral, é problemático. Isso ocorre devido à influência de vários fatores (p.e. tipo de rocha-fonte, relevo, clima, tectônica, fluxo dinâmico e ambiente deposicional) que atuam diretamente na área fonte, bem como durante o transporte, deposição e diagênese (Morton & Hallsworth, 1994, 1999; Basu, 1975; Young, 1975). Adicionalmente a esses fatores, o intemperismo tropical atual e/ou subatual contribui de maneira significativa para modificar a composição mineralógica da Formação Alter do Chão levando a hidrólise de feldspatos e neoformação de caulinita. Apesar dessa alta complexidade, as informações apresentadas aqui, em conjunto com os dados faciológicos e estratigráficos, ajudam na contribuição para indicar as possíveis fontes desta formação.

Os arenitos ricos em quartzo apresentam grãos regulares de quartzo derivados de rochas graníticas ou metamórficas, ou ambas. Entretanto, se considerar somente fontes ígneas, o volume os grãos de quartzo deveria ter sido constante (Tortosa *et al.*, 1991). Adicionalmente, o predomínio de grãos de quartzo monocristalino sobre quartzo policristalino é mais típico em altos graus metamórficos (Young, 1975). Por outro lado, a ocorrência de grãos de quartzo bipiramidais com forte extinção ondulante, embaiamentos e vacúolos atestam proveniência de rochas vulcânicas félsicas (Folk, 1974; Scholle, 1979).

Os minerais pesados, por sua vez, apresentam elevada maturidade composicional, com índice ZTR, de aproximadamente 85%. Esse índice, provavelmente, sugere dissolução de minerais menos estáveis em função de intenso intemperismo químico que afetou os depósitos de Formação Alter do Chão.

Os minerais ultraestáveis de zircão e turmalina exibem, em parte, grãos arredondados a subarredondados que apontam origem (multi)cíclica. Já os grãos euédricos destes minerais indicam origem primária a partir de rochas ígneas/metamórficas. A contribuição de fontes ígneas é também evidenciada por grãos euédricos de zircão com zoneamento concêntrico (Corfu *et al.* 2003) e por monazita, que ocorre em rochas magmáticas bem como em pegmatitos. Rutilo é mineral típico de rochas metamórficas (xistos, gnaisses e anfibolitos) sendo raramente encontrado em rochas ígneas e pegmatitos. Estauroлита é incontestável mineral indicativo de fácies metamórficas de médio a alto grau, estando presente em micaxistos, granada-xistos e, raramente em paragnaisses pobres em feldspatos. Outro mineral que indica rochas-fontes metamórficas é a cianita que é a fase estável de Al_2SiO_5 a pressões altas e ocorre em gnaisses, granulitos e xistos (Tröger, 1969, Mange & Maurer, 1992).

As informações de minerais pesados, aliadas aos dados de paleocorrentes, sugerem como áreas-fontes para Formação Alter do Chão, regiões localizadas a norte/nordeste da área

de estudo. Datações em grãos de zircão detríticos pelo método U-Pb, realizadas por Mappes (2009) nas proximidades de Óbidos, indicam idades entre 2.0 e 2.2 Ma (Fig.3.5).

Ao aliar todas estas informações é possível atribuir como área-fonte potencial dos arenitos da Formação Alter do Chão a Província Maroni-Itacaiúnas (Fig. 3.4B). Esta província é caracterizada por unidades metavulcânicas e metassedimentares que foram metamorfizadas em fácies xisto verde a anfíbolito, além de terrenos gnáissicos e graníticos (Tassinari & Macambira, 1999).

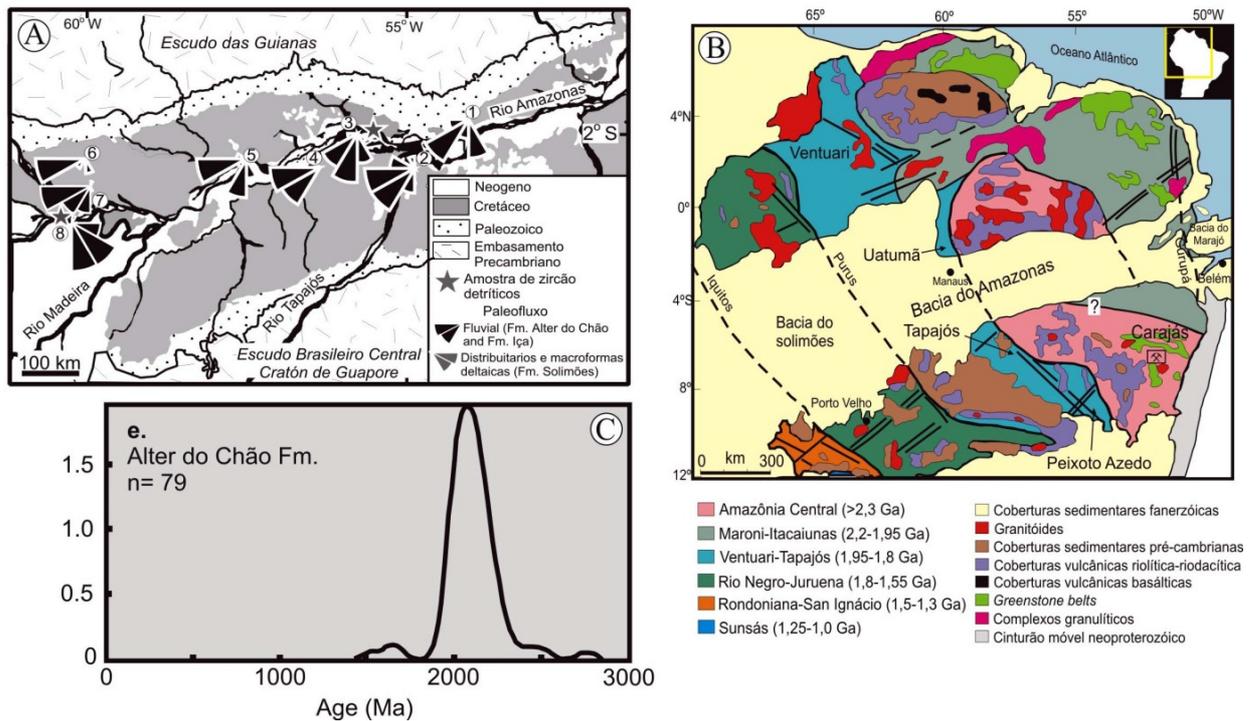


Figura 3.5. A) Mapa geológico e medidas de paleocorrente ao longo do rio Amazonas. Localização das medidas: 1- Monte Alegre, 2 - Alter do Chão, 3 - Serra de Óbidos, 4 - Serra de Parintins, 5 - Serra do Pio, 6 - rodovia BR-174, 7 - Manaus, 8 - Manacapuru-Iranduba. Modificado de Mappes (2009); B) Mapa esquemático das províncias geocronológicas do Cráton Amazônico. Modificado de Cordani *et al.* (1979); C) Idades U-Pb de zircões detríticos da Formação Alter do Chão, próximo a Óbidos-PA. Modificado de Mappes (2009).

3.4. CONCLUSÕES GERAIS

1- Foram reconhecidas sete litofácies organizadas em ciclos granodecrescentes ascendentes para a Formação Alter do Chão, próximo a Óbidos. Estas litofácies foram agrupadas em duas associações de fácies: **1- preenchimento de canal**, constituído por barras conglomeráticas, formas de leitos arenosas e barras de acreção lateral e, **2- depósitos externos ao canal**, compostos por dique marginal, canal de *crevasse* e planície de inundação. As medidas de paleocorrentes, obtidas de estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, indicam paleofluxos preferenciais para S/SW sugerindo fontes localizadas a norte/nordeste da área.

2- As litofácies bem como suas associações indicam que a Formação Alter do Chão foi depositada em um sistema fluvial do tipo meandrante com variação em sinuosidade do canal e carga mista (*mixed-load*).

3- A associação mineralógica empobrecida dos arenitos compostas de quartzo, caulinita, fragmentos de rochas e minerais pesados, esses com elevado índice ZTR indica processos intempéricos intensos recentes e/ou passados.

4- A análise de minerais pesados, medidas de paleocorrentes e datações de grãos de zircão sugerem a Província Maroni-Itacaiúnas como a principal fonte potencial dos arenitos da Formação Alter do Chão.

REFERÊNCIAS

- Basu, A., 1975. *Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implication to provenance interpretation*. M.Sc. Dissertation, Indiana University, 138p.
- Corfu, F.; Hanchar, J. M; Hoskin, P. W. O. & Kinny, P. 2003. Atlas of zircon textures. In: J. M. Hanchar & P. W. O. Hoskin (Eds.): *Zircon: Reviews in mineralogy & geochemistry*. Mineralogical Society of America Geochemical Society, **53**: 469-500.
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas. p.: 65–145.
- Mange, M. A. & Maurer, H. F. W. 1992. *Heavy mineral in colour*: Chapman & Hall, London. p.: 1-147.
- Mappes, R.W. 2009. *Past and present provenance of the Amazon River*. PhD thesis, University of North Carolina at Chapel Hill, 195p.
- Morton, A.C., Hallsworth, C. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, **90**: 241-256.
- Morton, A.C., Hallsworth, C. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, **124**: 3-29.
- Scholle, P.A., 1979. *A color illustrate guide to constituents, textures, cements and porosity of sandstones and associated rocks*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 201p.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: 174-182.
- Tröger, W. E., 1969. *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Teil 12 Textband: 1-822. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Tortosa, A., Palomares, M., Arribas, J., 1991. Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis. In: A. C. Morton, S. P. Todd, & P. D.W. Haughton. *Development in Sedimentary Provenance Studies*, vol. 57. Geological Society Special Publication, p.: 47–54.
- Young, S.W., 1975. *Petrography of Holocene fluvial derived from regional metamorphic source rocks*. M.Sc. Dissertation, Indiana University, 93p