



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

TESE DE DOUTORADO N°110

**FÁCIES E PROVENIÊNCIA DE DEPÓSITOS SILICICLÁSTICOS CRETÁCEOS E
NEÓGENOS DA BACIA DO AMAZONAS: IMPLICAÇÕES PARA A HISTÓRIA
EVOLUTIVA DO PROTO-AMAZONAS**

Tese apresentada por:

ANDERSON CONCEIÇÃO MENDES

Orientador: Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

**BELÉM
2015**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Mendes, Anderson Conceição, 1983-

Fáceis e proveniências de depósitos siliciclásticos cretáceos e neógenos da Bacia do Amazonas : implicações para a história evolutiva do Proto-Amazonas / Anderson Conceição Mendes. – 2015

xv, 113 f.: il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira

Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2015.

1. Geologia estratigráfica. 2. Sedimentação e depósitos - Amazonas, Rio, Bacia. 3. Traços fósseis - Amazonas, Rio, Bacia. 4. Fácies (Geologia) - Amazonas, Rio, Bacia. I. Título.

CDD 22. ed. 551.7



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


**FÁCIAS E PROVENIÊNCIA DE DEPÓSITOS SILICICLÁSTICOS CRETÁCEOS E
NEÓGENOS DA BACIA DO AMAZONAS: IMPLICAÇÕES PARA A HISTÓRIA
EVOLUTIVA DO PROTO-AMAZONAS**

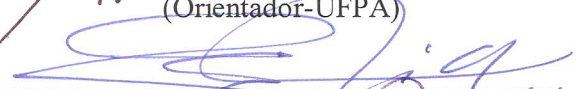
**TESE APRESENTADA POR
ANDERSON CONCEIÇÃO MENDES**

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de GEOLOGIA
SEDIMENTAR E ESTRATIGRAFIA.

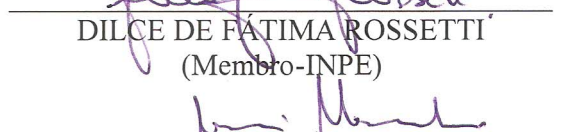
Data de Aprovação: 23/06/2015

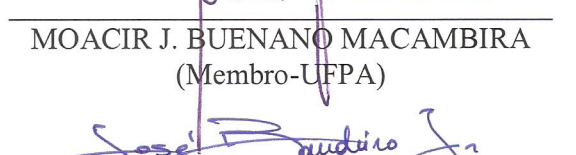
Banca Examinadora:


AFONSO CÉSAR RODRIGUES NOGUEIRA
(Orientador-UFPA)


CLAUDIO RICCOMINI
(Membro-USP)


DILCE DE FÁTIMA ROSSETTI
(Membro-INPE)


MOACIR J. BUENANO MACAMBIRA
(Membro-UFPA)


JOSÉ BANDEIRA C. DA SILVA JUNIOR
(Membro-UFPA)

Belém
2015

À minha família:
Maria Leonice Conceição Mendes, minha mãe
Aurélio da Conceição de M.M. Filho, meu pai
Rodrigo Conceição Mendes, meu irmão
Kamilla Cavalcante Mendes, minha esposa.

AGRADECIMENTOS

- ✓ A Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de pós-graduação em geologia e geoquímica (PPGG) pela infraestrutura disponibilizada para realização deste trabalho;
- ✓ Ao CNPq pela concessão de bolsa;
- ✓ Ao meu orientador Afonso Nogueira, pela amizade, conhecimento transmitido, dedicação, paciência nos momentos difíceis e incentivos durante todas as fases deste trabalho;
- ✓ A Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA) pela liberação na parte final desta tese.
- ✓ A quem me deu o prazer de conhecer e aprender sobre geologia sedimentar, meus primeiros orientadores Dilce de Fátima Rossetti, Ana Maria Góes e Werner Truckenbrodt;
- ✓ A minha esposa, Kamilla Mendes, por toda paciência e companheirismo durante todo esse trabalho;
- ✓ 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;
- ✓ Aos professores Vírginio Neumann (UFPE), Elton Dantas (UnB), Cláudio Lamarão (UFPA), Rômulo Angélica (UFPA); Joelma Lobo e Gabriel Salomão pela ajuda com trabalhos de laboratório.
- ✓ Aos amigos do grupo de Análise de bacias sedimentares da Amazônia (GSED) por terem sido aqueles que sempre estiveram presentes e dispostos a ajudar;
- ✓ E a todos aqueles que sempre torceram, acreditaram e me ajudaram de alguma maneira para realização desse trabalho.

RESUMO

Depósitos siliciclásticos expostos principalmente próximo à calha do rio Amazonas e sobrepostos por unidades do Neógeno têm sido atribuídos à idade cretácea e denominados de Formação Alter do Chão. Estudos integrados de sedimentologia, estratigrafia, icnofósseis, petrografia de arenitos e minerais pesados, além de datação por U-Pb de grãos de zircão, permitiram reconstituir o paleoambiente deposicional e inferir as prováveis áreas-fonte destes depósitos cretáceos na Bacia do Amazonas. Estes depósitos registram a evolução de um amplo sistema fluvial ou “Big River” com padrão meandrante na porção centro-oriental da bacia, que variou lateralmente em direção ao oeste, para um estilo anastomosado onde predominava grandes áreas de inundação com proliferação de animais e plantas registrados por uma rica ichnofauna representada por traços de *Taenidium*, *Planolites*, *Diplocraterion*, *Beaconites*, *Thalassinoides*, escavações meniscadas de adesão, de insetos e de vertebrados, além de marcas de raízes. A sucessão fluvial consiste em conglomerados, arenitos e pelitos, caolinizados e localmente silicificados, agrupados em oito elementos arquiteturais, *Gravel Bar*, *Sand bedforms*, *Lateral Accretion Bar*, *Levee*, *Channels*, *Crevasse Splay Lobes*, *Abandoned Channel Fills* e *Overbank Fines*. O aporte significativo de terrígenos foi fornecido por áreas soerguidas adjacentes ao Arco de Gurupá, limite leste da bacia, e idades dos grãos de zircão entre 1.8 a 2.9 Ga, indicam as províncias Maroni-Itacaúnas e Amazônia Central como principais fontes crônicas de sedimentos. O aporte maciço de sedimentos, refletido na espessura de centenas de metros dos depósitos cretáceos, extensos por milhares de quilômetros, sugere expressivas drenagens provenientes do cráton, alimentando esse “Big River” de direção aproximada leste-oeste. Provavelmente, a configuração do Neocretáceo teria sido similar à encontrada no atual rio Amazonas, porém com migração inversa, em direção ao Oceano Pacífico. A discordância entre a Formação Alter do Chão e os depósitos neógenos atesta um longo período de exposição subaérea na Bacia do Amazonas durante o Paleógeno, coincidente com o desenvolvimento dos perfis laterítico-bauxíticos. As medidas de paleocorrentes mostram uma reversão do fluxo para leste durante o Neógeno. Além disso, idades de grãos de zircão entre 0.5 até 2.7 Ga, comparável àquelas obtidas para os depósitos do Quaternário, indicam fontes crônicas e principalmente andinas, registrando o início do rio Amazonas. Os resultados obtidos nesta pesquisa, permitiram, pela primeira vez, propor um modelo transcontinental de drenagem para o Neocretáceo, bem como registrar o início de sedimentação do proto-Amazonas durante o Neógeno.

Palavras-chave: Depósitos Cretáceos e Neógenos. Proveniência. Icnofósseis. Formação Alter do Chão. Bacia do Amazonas.

ABSTRACT

Siliciclastic deposits exposed near the channel of the modern Amazon River and overlaid by Neogene units have been attributed to the Cretaceous, formally named as Alter do Chão Formation. Integrated studies based on sedimentology, stratigraphy, trace fossils, petrography of sandstones and heavy minerals, as well as, U-Pb dating of zircon grains allowed reconstitute the depositional paleoenvironment and infer the probable source areas of these Cretaceous deposits in the Amazon Basin. Despite its wide geographical distribution throughout the Amazonas Basin, stratigraphic and sedimentological studies of Alter do Chão Formation were located in areas where there was not allowed a better paleoenvironmental and paleogeographic reconstruction. These deposits record the evolution of a large-scale fluvial system or “Big River”, with meandering pattern in the central-eastern Amazonas Basin, while in the western portion of the basin, predominate an anastomosed configuration with large overbank zones colonized by animals and plants. The recorded of this biologic activity are traces fossil of *Taenidium*, *Planolites*, *Diplocraterion*, *Beaconites*, *Thalassinoides*, adhesive meniscate burrows and excavations of insects and vertebrates, as well as, root marks. The fluvial succession consists of kaolinitized and locally silicified conglomerates, sandstones and pelites, grouped in eight architectural elements, *Gravel Bar*, *Sand edforms*, *Lateral Accretion Bar*, *Levee*, *Channels*, *Crevasse Splay Lobes*, *Abandoned Channel Fills* and *Overbank Fines*. The expressive terrigenous supply probably came of uplifted areas related to Gurupá Arch, eastern limit of the basin, and zircon grains ages range from 1.8 to 2.9 Ga, indicate the Maroni-Itacaiúnas and Central Amazon provinces as main cratonic sources of sediments. The massive sediment input reflected in the hundreds of meters thick of cretaceous deposits, extense for thousands of kilometres, suggests expressives drainages from the craton, feeding an approximate E-W-oriented “Big River”. Probably, the Late Cretaceous paleogeography will be similar to current configuration of the modern Amazon River, but with opposite migration, directioned to the Pacific Ocean. The unconformity between Alter do Chão Formation and Neogene deposits attests long period of subarial exposure in the Amazon Basin during the Paleogene, coincident with the development of lateritic-bauxitic profiles. Paleocurrent measures confirms the flow reversion to the east, in direction of Atlantic, during the Neogene. Additionally, the spectrum of zircon grains ages, ranging from 0.5 to 2.7 Ga, comparable to obtained for Quaternary deposits, indicates cratonic and mainly Andean sources, recording the beginning of the Amazon River. The results obtained here allowed, by first time, to propose a transcontinental drainage model for the Late Cretaceous, as weel as, to record the initial sedimentation of proto-Amazon river during the Neogene.

Keywords: Cretaceous and Neogene deposits. Provenance. Ichnofossils. Alter do Chão Formation. Amazonas Basin.

LISTA DE IUSTRAÇÕES

1. INTRODUÇÃO

- Figura 1 - Mapa de localização com as principais áreas estudadas, porção centro-oeste da Bacia do Amazonas. 1. Alter do Chão, 2. Óbidos, 3. Parintins, 4. Itacoatiara, 5. Ilha do Carairo (próximo de Manaus), 6. Manacapuru e regiões e 7. Alforamentos ao longo da Br 174 entre os km 11 e 45. 2
- Figura 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). 5
- Figura 3 - Carta litoestratigráfica da Bacia do Amazonas. (A) Cunha *et al.*, (1998) e (B) Cunha *et al.*, (2007). 7

3. PALEOENVIRONMENTAL RECONSTITUTION OF UPPER CRETACEOUS DEPOSITS IN THE AMAZONAS BASIN, BRAZIL: LATERAL VARIATION OF MEANDERING TO ANASTOMOSING FLUVIAL STYLE

- Figura 1 - Exposição estudadas da Formação Alter do Chão ao longo do rio Amazonas nos estados do Amazonas e Pará, nas cidades de Manaus-AM (C), Parintins-AM (D) e Óbidos-PA (E). 16
- Figura 2 - Seção colunares (perfis estratigráficos) da Formação Alter do Chão, estudadas nas áreas de Óbidos/PA e Parintins/AM. 19
- Figura 3 - Descrição das fácies. A) Facies Cm; B) Facies Aa; C) Fácies At; D) Fácies As com marcas de icnofósseis (setas); E) Fácies As com icnogênero *Taenidium* e preenchimento meniscado; F) Fácies As com icnogênero *Thalassinoides*. 26
- Figura 4 - A) Facies Ab com marcas de madeira petrificada (coffee grounds); B) Facies Aba com laminação cruzada de baixo ângulo (setas); C) Facies Pm; D) Facies Pd; E) Facies Apd com estrutura de sobrecarga e; F) Facies Apd com estruturas em Ball-and- Pillow (setas). 27
- Figura 5 - A) Exposição da Formação Alter do Chão próximo de Óbidos indicando depósitos de preenchimento de canal e overbank. B) desenho representativo da seção exposta. 30

- Figura 6 - A) Exposição da Formação Alter do Chão próximo de Manaus indicando depósitos de barra de desembocadura/crevasse splay organizadas em ciclos e lobos sigmoidais. B) desenho representativo da seção exposta. 31
- Figura 7 - Exposições e perfil representativo da Formação Alter do Chão próximo de Manaus. A) corpos tabulares amalgamados extensos e geometria lobada com até 3m de espessura e organizados em ciclos granodecrescentes (setas); B) Detalhe dos corpos tabulares. No Perfil, setas indicam paleocorrentes e números interpretação de paleoambientes. 1- *channel*; 2- *levee*; 3- *Oxbow lake*; 4- *Crevasse splay lobe*; 5- *floodplain*..... 32
- Figura 8 - Ilustração esquemática do padrão geomorfológico de canal-planície de inundação proposto para os depósitos fluviais cretáceos da Formação Alter do Chão (Baseado em Mertes *et al.*, 1996)..... 33
- Figura 9 - Modelo deposicional proposto para Formação Alter do Chão. A-B) Localização da área estudada. C) Modelo fluvial anastomosado com desenvolvimento de múltiplos canais; Modelo de um sistema fluvial meandrante com carga mista, proposto para os depósitos Cretáceos da Formação Alter do Chão, nas áreas de Parintins (D) e Óbidos (E)..... 37

4. NON-MARINE TRACE FOSSILS OF THE LATE CRETACEOUS ALTER DO CHÃO FORMATION, AMAZONAS BASIN, BRAZIL

- Figure 1 - Geological and location map of studied area. Purus Arch is the western limit of Amazonas Basin. The main analysed outcrops of Cretaceous rocks indicated in red circles are: 1- Alter do Chão Village; 2- Tapajós Rivermouth; 3- Parintins Island; 4- Paricatuba Village; 5- Bela Vista; 6- Cacau-Pirera; 7- Left margin of Amazon River near Careiro Island; 8- Ponta das Lajes; 9- Port of Estaman Company; 10- Port of São Raimundo; 11- Ponta Negra beach; 12- Sandstone quarry in km 11; 13- Cabeça Branca River and 14-Óbidos. 45
- Figure 2 - Measured sections of Cretaceous deposits and trace fossils distribution in the localities of Port of Estaman Company (9), Ponta Negra Beach (11), Bela Vista (5), outcrops in the left margin of Amazon River, near Careiro Island (7a and 7b; outcrops described by Rossetti and Netto, 2006) and sandstone quarry in the BR-174 highway (13). The sections are located in the figure 1. 48
- Figure 3 - Fining upward cycles (white arrows in A) in point bar/channel deposits in the outcrop located in the left margin of Amazon River, in front of Careiro Island

- (Section 7B in Figure 2). B) Detail of A showing erosional surface in the base of cycles. The top of the cycles is bioturbated (A) and locally occur silicified root marks (C), developing iron oxide reduction halo (black arrows)..... 49
- Figure 4 - General aspects of fluvial channel and point bar deposits. A) Port of São Raimundo outcrop with inclined beds related to point bar/channel deposits and mud plug filling bar morphology. B) Detail of A with point bar deposits bioturbated by a complex tube system (arrows) observed in transverse and (C) plain views. D) Coarse-grained to pebbly sands in the foresets disturbed by conical collapse structure, probably associated to shaft/gallery breakage. E) Circular to elliptical borings in transverse and (F) plain views locally developed in the top of fining upward cycles. Note the matrix-supported pebbly to coarse-grained sediments filling borings. The figures D-F are features observed in the Parintins hill. 50
- Figure 5 - Crevasse channel and levee deposits in Alter do Chão Formation, left margin of Amazon River, near of Óbidos city. 51
- Figure 6 - Sigmoidal lobes of composite crevasse splay/subdeltaic deposits in Bela Vista Village, Iranduba region. A) General view of overbank deposits in contact, upsection, with channel deposits marked by whitish beds. B) Longitudinal (detail of A) and C) transversal view of lobes with burrows system cf. *Thalassinoides* (enlarging view in circle). D) Detail of A exhibiting sigmoidal cross bedding with vertical tube systems (white arrows). 53
- Figure 7 - Sedimentary facies of overbank deposits. A) Siltites interbedded with thin fine-grained sandstone laminae with ripple bedding. B) Deformed mudstone beds bioturbated by simple tube. C) Quartz-filled veins in fine-grained sandstone mimetizing diminutes ripple marks (white arrows) and laterally develop interconnected networks forming a box-work pattern (D). E) Deep cracks in siltstone filled by laminated sandstone (arrows in F). A, C and D are features observed in the outcrops located in the left margin of Amazonas River, in front of Careiro Island, B and E observed, respectively, in Bela Vista and Cacau Pirera villages..... 54
- Figure 8 - Bioturbated crevasse splay lobes in the outcrop located in the left margin of Amazon River, in front of Careiro Island. A) Sigmoidal lobes internally bioturbated by complex system burrows like *Thalassinoides* (Th, black arrow). B) Detail of A showing inhomogeneous distribution of the burrows

- system. C) *Thalassinoides* associated with probable *Planolites* (Pl). D) “Y” shape *Thalassinoides* in kaolinized sandstone occurring in right margin of the Cabeça Branca River that crosses the BR-174 highway..... 58
- Figure 9 - Vertical to subhorizontal burrows in overbank deposits interpreted as insect traces. A) Subhorizontal tunnel in siltstone with chamber at the terminous (Port of Estaman Company). B) and D) Vertical J-shape tube in fine-grained sandstone (Paricatuba Village). C) Mosaic patterns of spatially distributed networks of galleries and hemispherical to oblate polydomal chambers (Ponta Negra Beach)..... 59
- Figure 10 - Meniscate trace fossils in overbank deposits. A) Adhesion Meniscate Burrows (AMB) in kaolinized sandstone exhibiting packets containing indistinct and different angles of meniscate backfill (Cabeça Branca River). B) Isolated *Taenidium* in coarse grained-sandstone (Bela vista Village). C) *Taenidium* cutting obliquely and subhorizontally the sandstone beds (Port of Estaman Company). D) *Taenidium* siltstone of floodplain deposits (Port of São Raimundo)..... 62
- Figure 11 - Meniscate trace fossils in overbank deposits. A) Horizontal meniscate (Bela Vista Village). B) Detail of A showing thin, texturally heterogenous, meniscate backfills cf. *Beaconites* outlined by iron oxide and cutting on crevasse splay lobe. C) Bilobate trace with central furrow and irregular ferruginized wall classified as cf. *Cruziana* associated with *Beaconites* (left margin of Amazon River, in front of Careiro Island). D) U-shaped burrow of *Diplocraterion* in plain and E) transversal views (Port of Estaman Company).... 63
- Figure 12 - Root traces in overbank deposits. A) Upper portion of fining upward cycles exhibiting paleosol marked by root traces and cilindric pediform structures, truncated by planar cross-bedded sandstone of channel. The dashed line marks the contact between paleosol and channel deposits. B) Mottled and reddish muddy sandstone. C) Pediform structure in plain view. D) Deep dissection cracks filled by sandstone truncated by tectonic fractures. E) Intricately network of roots. F) Detail of D showing root in plain view with silica (white color) filling the traces. G) Silicified wood fragment in cross bedded sandstone. H) Slickensides in silicified siltstone..... 66
- Figure 13 Diagrams showing the main taphonomic pathways of channel and overbank deposits of the Alter do Chão Formation..... 70

Figure 14 Depositional model for Upper Cretaceous Alter do Chão deposits in the Manaus region. Anastomosing subenvironments are showed with indication of identified ichnofauna.	72
---	----

5. SEDIMENTARY EVOLUTION OF UPPER CRETACEOUS AND MIOCENE DEPOSITS OF AMAZONAS BASIN, BRAZIL: AN INTEGRATED STUDY OF FACIES, SANDSTONES AND HEAVY MINERALS PETROGRAPHY, PALEOCURRENTS AND U-PB ZIRCON GEOCHRONOLOGY

Figure 1 - Geological map with indication of studied localities (numbers in circle). Igneous and high-grade metamorphic rock age provinces of the Amazonas and Solimões basins and surrounding areas (Tassinari and Macambira, 1999). Described units in the respective localities: 1- Alter do Chão and Novo Remanso formations, and Quaternary deposits near Santarém; 2- Alter do Chão Formation at Óbidos hill; 3- Alter do Chão Formation at Parintins hill; Alter do Chão Formation at near Manaus.....	81
Figure 2 - Geological map and paleocurrent measures in fluvial deposits of Novo Remanso and Alter do Chão formations, along the Tapajós and Amazon rivers. Localities: 1- Alter do Chão Village (at near Santarém); 2- Óbidos hill; 3- Parintins Island; 4- Careiro Island (at near Manaus).....	85
Figure 3 - A) Alter do Chão Formation outcrops riverbanks in the Santarém region. A) and B) panoramic section showing weathering whitish and reddish colors. Note the presence of lateritic crust blocks in the floor. B) Detail of Figure 2A showing channel deposits and overbank sediments.....	86
Figure 4 - A) Outcrop riverbanks of Novo Remanso Formation along of Tapajós River. B) Unconformity separating Novo Remanso Formation of the Quaternary deposits. C) Detail of B, tabular cross stratification. D) Detail of B, unconformity marked by stone layer (arrows).	84
Figure 5 - Quartz-sandstone of Alter do Chão Formation illustrating: A and B) overview of the framework dominated by monocrystalline quartz; C) silica cement – red arrows; D) monocrystalline quartz, pores (P) and zircon grain (Zr); E) kaolinitic matrix (Mt) and F) quartz grain with fracture filled by matrix (Mt); G) Polycrystalline quartz grains, stretched and with multiple extinction; H) embayments filled by kaolinite.	88

Figure 6 - Measured lithostratigraphic profiles (figure 1 - point 4) of Alter do Chão and Novo Remanso formations, with frequencies of main heavy minerals.	91
Figure 7 - Main characteristics heavy minerals photomicrographies of Alter do Chão and Novo Remanso formations.	91
Figure 8 - Heavy minerals SEM photomicrography of the Alter do Chão Formation. A) Zircon grains. Arrow indicates fractures; B) Kyanite grain with chemistry dissolution (arrow); C) Tourmaline grain with chemistry dissolution (arrow); D) Staurolite grain. Arrow indicates chemistry dissolution; and E) Rutile grain.	92
Figure 9 - SEM cathodoluminescence zircons images of the Alter do Chão and Novo Remanso formations. White circles represent the ablasion point.s	93
Figure 10 - Histogram and probability density plot combined with concordia diagram of detrital zircon ages of samples from the Alter do Chão Formation. Numbers indicate the studied localities showed in the figure 1.	94
Figure 11 - Measured vertical profile representative of Alter do Chão and Novo Remanso formations. The histogram and density probability were combined with concordia diagram plotted from the detrital zircon ages.	95
Figure 12 - Paleogeography reconstruction of Upper Cretaceous deposits of Alter do Chão Formation. This new proposal assume the presence of a transcontinental drainage (Big River) during Late Cretaceous	98

LISTA DE TABELAS

3. PALEOENVIRONMENTAL RECONSTITUTION OF UPPER CRETACEOUS DEPOSITS IN THE AMAZONAS BASIN, BRAZIL: LATERAL VARIATION OF MEANDERING TO ANASTOMOSING FLUVIAL STYLE

Tabela 1. Sumário das fácies sedimentares da Formação Alter do Chão organizadas nas áreas de estudo com interpretação dos processos deposicionais	20
Tabela 2. Características das associações de fácies das áreas estudadas com interpretação do ambiente deposicional	21

4. NON-MARINE TRACE FOSSILS OF THE LATE CRETACEOUS ALTER DO CHÃO FORMATION, AMAZONAS BASIN, BRAZIL

Table 1. Distribution of trace fossils according studied localities	55
Table 2. Distribution and abundance of trace fossils, according Alter do Chão facies associations.....	56

5. SEDIMENTARY EVOLUTION OF UPPER CRETACEOUS AND MIOCENE DEPOSITS OF AMAZONAS BASIN, BRAZIL: AN INTEGRATED STUDY OF FACIES, SANDSTONES AND HEAVY MINERALS PETROGRAPHY, PALEOCURRENTS AND U-PB ZIRCON GEOCHRONOLOGY

Table 1: Percentage of heavy minerals composition with size ranging from 63 to 125 micron from sandstones and conglomerate Alter do Chão Formation, Amazonas Basin. TR = trace (< 1%), ZTR = Zircon + Tourmaline + Rutile, Zir = Zircon, Tou = Tourmaline, Kya = kyanite, Sta = staurolite, Rut = Rutile, Mon = Monazite, And = Andalusite, Sil = Sillimanite and --- = absent.....	89
---	----

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
LISTA DE IUSTRAÇÕES	VIII
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 ORGANIZAÇÃO DA TESE.....	2
1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO	3
1.3.1 Bacia do Amazonas	3
1.4 OBJETIVOS	9
2 MATERIAIS E MÉTODOS	11
2.1 TRABALHOS DE CAMPO.....	11
2.1.1 Análise de fácies e estratigráfica	11
2.1.2. Icnofósseis	11
2.2. TRABALHOS DE LABORATÓRIO	12
2.2.1. Petrografia de arenitos	12
2.2.2. Geocronologia	12
2.2.3. Minerais pesados – Preparação e microscopia óptica	12
2.2.4. Minerais pesados – Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	13
2.2.5. Difração de raios-X	13
3 O SISTEMA FLUVIAL MEANDRANTE-ANASTOMOSADO DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO: REGISTRO DE UMA DRENAGEM TRANSCONTINENTAL DURANTE O NEOCRETÁCEO NA AMAZÔNIA	14
1. Introdução	15
2. Contexto geológico	16
2.1. <i>Bacia do Amazonas</i>	16
2.2 <i>Formação Alter do Chão</i>	17
3. Análise faciológica	18
4. Descrição e interpretação das fácies	22
5. Associação das fácies	27
5.1. <i>Fácies nas proximidades de Óbidos/PA</i>	27
5.2. <i>Fácies nas proximidades de Parintins/AM</i>	28

5.3. <i>Fácies nas proximidades de Manaus/AM</i>	28
6. Modelo deposicional	33
Agradecimentos	38
4. NON-MARINE TRACE FOSSILS OF THE LATE CRETACEOUS ALTER DO CHÃO FORMATION, AMAZONAS BASIN, BRAZIL	43
1. Introduction.....	44
2. Geological setting	45
3. The Alter do Chão Formation	46
4. Trace fossils	54
5. Interpretation of fossil traces.....	67
6. Final remarks and conclusions	72
Acknowledgements	73
References	74
5 SEDIMENTARY EVOLUTION OF UPPER CRETACEOUS AND MIOCENE DEPOSITS OF AMAZONAS BASIN, BRAZIL: AN INTEGRATED STUDY OF FACIES, SANDSTONES AND HEAVY MINERALS PETROGRAPHY, PALEOCURRENTS AND U-PB ZIRCON GEOCRONOLOGY	79
1. Introduction.....	80
2. Geological framework.....	81
3. Materials and methods.....	83
4. Faciologic and general aspects of Cretaceous and Cenozoic deposits	83
5. Sandstones petrography.....	86
6. Heavy minerals.....	89
7. U-Pb zircon geochronology	92
8. Discussions.....	96
9. Paleogeographic considerations.....	97
10. Provenance	99
11. Conclusions.....	100
Acknowledgements	101
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS	115
REFERÊNCIAS	117

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O final do Mesozóico foi marcado por grandes transformações em escala global e regional, dentre as quais se destaca a deriva de massas continentais que, conseqüentemente, impulsionaram a origem e evolução dos oceanos atuais. O desenvolvimento do Oceano Atlântico iniciado aproximadamente há 100 milhões de anos, do Jurássico ao Cretáceo, ocorreu em função da desagregação do Pangeia relacionado à separação das placas continental Sul-americana e Africana (Soares Jr. et al. 2011). Este evento foi acompanhado de expressivas incursões marinhas principalmente sobre extensas áreas marginais aos continentes. Na porção norte da América do Sul, enquanto se formava um sistema de bacias marginais, na região da atual Ilha do Marajó, que acolhia as águas do proto-Atlântico, as áreas intracratônicas soerguidas desde o Triássico tornaram-se subsidentes no Neocretáceo, concomitante com a colisão da placa de Nazca a oeste, iniciando a tectônica andina (Soares Júnior *et al.* 2008). Enquanto a história relacionada à evolução do Leque do Amazonas (Mioceno ao Recente) encontra-se bem documentada (Hoorn *et al.* 1995, Campbell *et al.* 2006, Figueiredo *et al.* 2009, Nogueira *et al.* 2013), os eventos Pré-Amazonas (Aptiano ao Mioceno, 125 a 11 Ma), relacionados a evolução sedimentar dos depósitos cretáceos e do proto-Amazonas registrados na Bacia do Amazonas ainda é pouco discutida. Com exceção dos trabalhos pontuais sobre reconstituição paleoambiental e icnológica (Rossetti & Netto, 2006; Mendes *et al.* 2012), a abordagem sobre os eventos Pré-Amazonas são ainda de cunho regional calcados em dados litoestratigráficos (Cunha *et al.* 1994, 2007).

O entendimento paleoambiental e paleogeográfico da Amazônia central, anterior ao estabelecimento da drenagem transcontinental do rio Amazonas, passa pela leitura estratigráfica não só dos depósitos cenozoicos como também pela análise da sucessão cretácea, que é o principal objetivo desta pesquisa. Dentre as perguntas mais veiculadas sobre esta história é como a drenagem evoluiu na Bacia do Amazonas durante o Cretáceo, e como foi a transição para o Neógeno. Trabalhos prévios aventam que durante o Neocretáceo/Paleógeno a drenagem corria para o oeste em direção ao Oceano Pacífico e que este padrão mudou com a tectônica andina (Mégard, 1987; Hoorn, *et al.* 1995; Costa, 2002). Até o momento, a hipótese da reversão da drenagem nunca foi comprovada com dados de paleocorrentes e os estudos de proveniência, com base em datações de zircões detríticos dos depósitos cretáceos da Formação Alter do Chão, apesar de mostrar áreas fonte a leste, ainda são pontuais (Mappes, 2009). Embora haja um consenso geral sobre o paleoambiente

continental destes depósitos, ainda falta um modelo deposicional que integre os dados disponíveis, bem como correlaciona-los aos eventos do Cretáceo. Desta forma, para preencher esta lacuna, esta pesquisa integra dados sedimentológicos, estratigráficos, icnológicos, petrográficos e de minerais pesados, em combinação com datação por U-Pb de grãos de zircão, obtidos da sucessão cretácea-cenozóica aflorante na Bacia do Amazonas, entre as cidades de Manaus, no estado do Amazonas e Santarém, no estado do Pará (Figura 1). É apresentada a reconstituição paleoambiental dos depósitos cretáceos e como evoluíram as prováveis áreas-fonte até o Neógeno na Bacia do Amazonas, abrindo uma discussão sobre a configuração paleogeográfica da Amazônia desde o Neocretáceo.

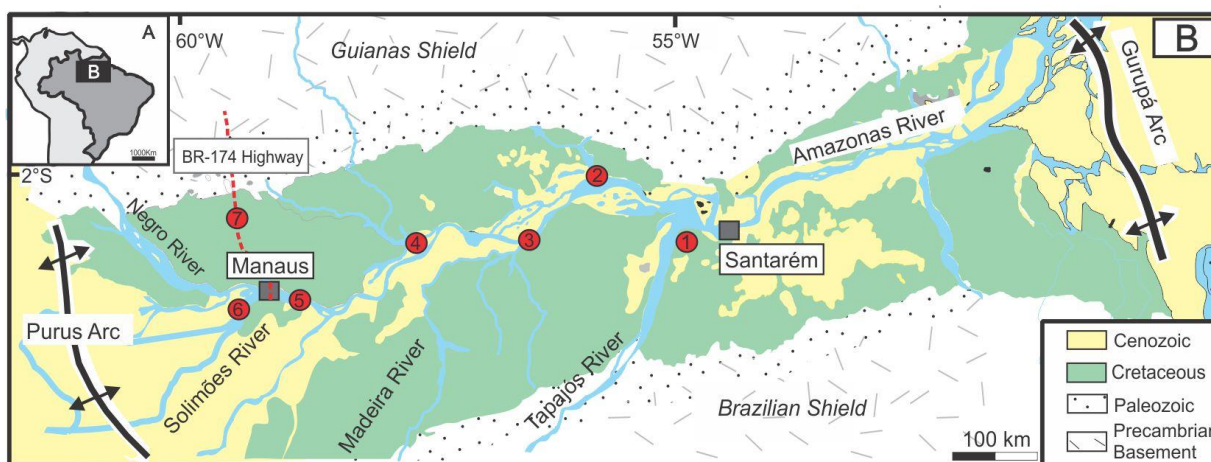


Figura 1 - Mapa de localização com as principais áreas estudadas, porção centro-oeste da Bacia do Amazonas. 1. Alter do Chão, 2. Óbidos, 3. Parintins, 4. Itacoatiara, 5. Ilha do Careiro (próximo de Manaus), 6. Manacapuru e região e 7. Alforamentos ao longo da BR 174 entre os km 11 e 45.

1.2 ORGANIZAÇÃO DA TESE

A história paleoambiental e paleogeográfica dos depósitos siliciclásticos cretáceos e neógenos da Bacia do Amazonas são discutidas na forma de seis capítulos que abordaram temas introdutórios, resultados e interpretações e conclusões finais.

O Capítulo I corresponde à parte introdutória da tese onde estão abordadas: apresentação do tema, caracterização geológica e localização das áreas em estudo, uma discussão sobre a Formação Alter do Chão e sua idade, além dos objetivos que motivaram o desenvolvimento desta tese. No capítulo II são apresentados os métodos e materiais utilizados, bem como uma breve abordagem dos princípios teóricos relacionados à aplicabilidade destes métodos de investigação na abordagem da proveniência dos depósitos. O capítulo III: “*O Sistema Fluvial Meandrante-anastomosado da Formação Alter do Chão: registro de uma drenagem Transcontinental durante o Neocretáceo na Amazônia*” indica

visão geral das unidades estudadas e propõe um reconstituição paleoambiental; O capítulo IV: *Non-marine Trace Fossils of the Cretaceous Alter do Chão Formation, Amazonas Basin, Brazil*, versa sobre as características icnológicas e sua relação com ambientes de deposição; O capítulo V: “*Sedimentary evolution of Upper Cretaceous and Miocene deposits of Amazonas Basin, Brazil: an integrated study of facies, sandstones and heavy minerals petrography, paleocurrents and U-Pb zircon geochronology*” aborda estudo integrado de técnicas que permitiram indicar áreas fonte dos sedimentos e discute sobre a evolução do proto-Amazonas. Para finalizar o capítulo VI foi destinado para considerações finais.

1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO

1.3.1 Bacia do Amazonas

1.3.1.1 Generalidades

A Bacia do Amazonas é do tipo intracratônica com preenchimento predominante de rochas siliciclásticas essencialmente paleozóicas, que foram intrudidas no Mesozóico, por diques e soleiras de diabásio, formando 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 Gurupá a oeste e leste, respectivamente, que separam a Bacia do Amazonas das bacias do Solimões e Marajó (Figuras 1 e 2), bem como pelo Escudo das Guianas, ao norte e pelo Escudo Brasileiro a sul (Caputo, 1984, Cunha *et al.* 1994, Eiras *et al.* 1998).

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, reativadas ao longo de antigas descontinuidades durante o Fanerozóico (Resende & Brito, 1973).

As principais falhas NW-SE são de transferência e seccionam quase todas as unidades litológicas e foram responsáveis pelo deslocamento dos depocentros da bacia (Wanderley Filho, 1991). 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 ligada 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.

1.3.1.2 Embasamento

O embasamento principal da Bacia do Amazonas é o Cráton Amazônico gerado pela fragmentação do supercontinente Rodínia (Brito Neves, 2003). Existem dois grandes modelos para subdivisão do Cráton em províncias tectônico-geocronológicas (Figura 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 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 sequências 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 compreende uma sequência de rochas metavulcânicas e metassedimentares intercaladas, deformadas e introduzidas por rochas granitóides do Ciclo Transamazônico (Tassinari & Macambira, 1999). Esta província 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 (Figuras 1 e 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).

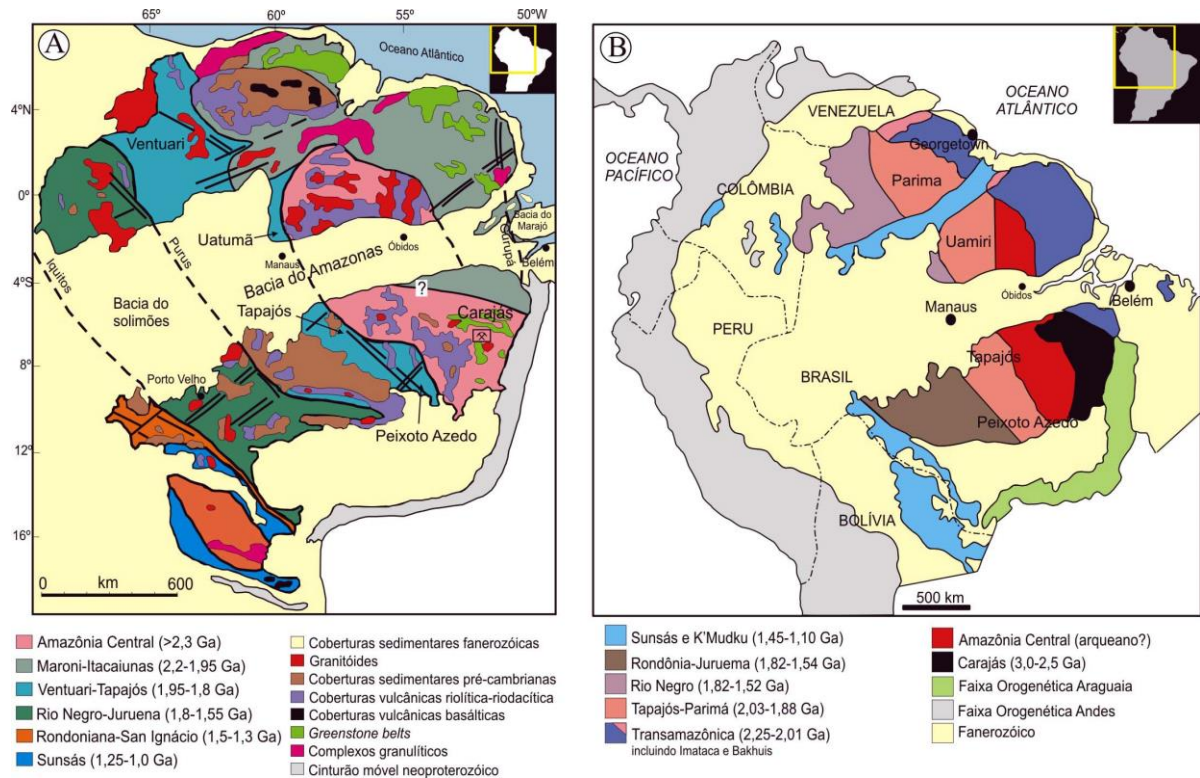


Figura 2 - Mapa esquemático das províncias geocronológicas associadas com o Cráton Amazônico. (A) Modelo de Cordani *et al.* (1979) e (B) Modelo de Santos *et al.* (2000).

1.3.1.3 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). Uma nova proposta de divisão para a Bacia do Amazonas foi proposta por Cunha *et al.* (2007) inferindo como principais modificações, a retirada do Grupo Purus como unidade da Bacia do Amazonas, incluiu uma nova unidade, a Formação Jatapu, no topo do Grupo Trombetas, retirou a Formação Faro do Grupo Curuá considerando-a como uma única sequência neodevoniana-eocarbonífera e incluiu uma nova unidade cenozoica na bacia, a Formação Marajó. Neste trabalho adotamos a carta estratigráfica proposta por Cunha *et al.* (1994)

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 (Figura 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 sequência. 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 em 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.

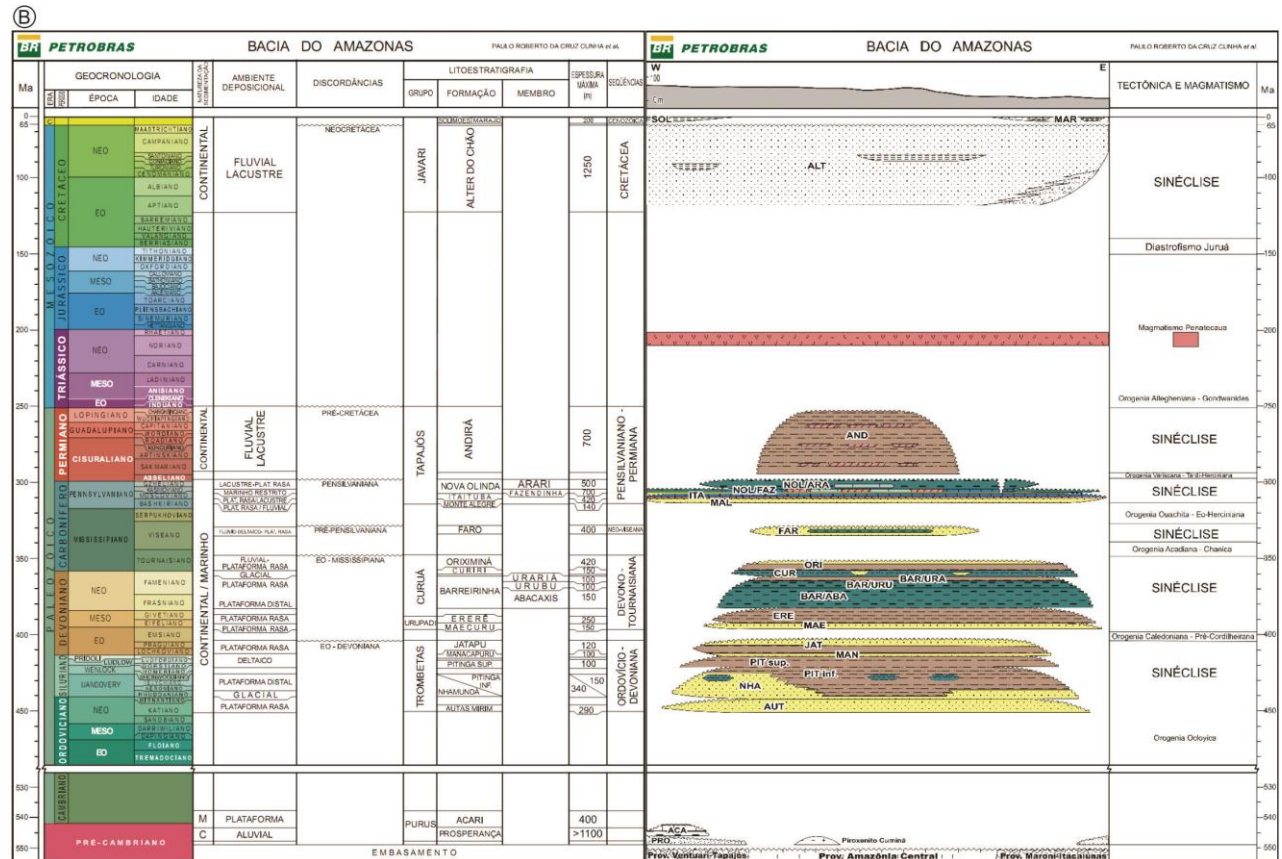
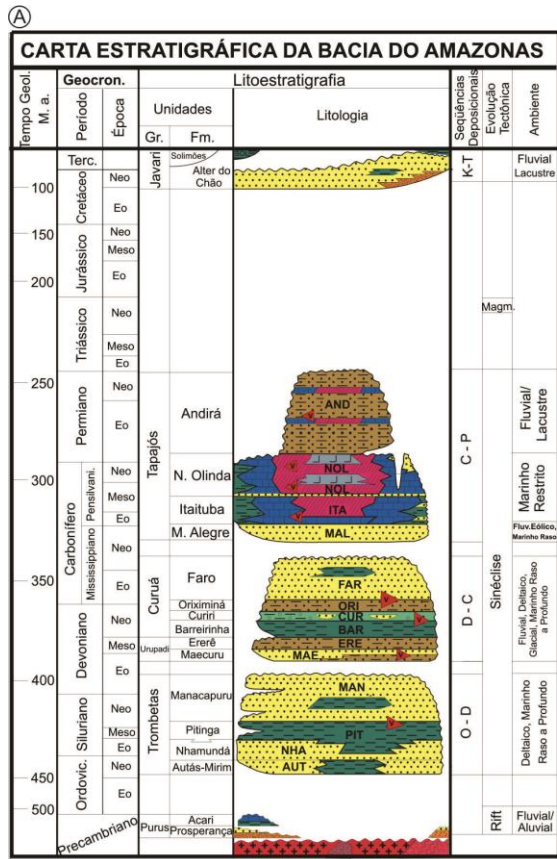


Figura 3 - Carta litoestratigráfica da Bacia do Amazonas. (A) Cunha *et al.*, (1998) e (B) Cunha *et al.*, (2007).

1.3.1.4 Formação Alter do Chão

A Formação Alter do Chão foi formalizada por Kistler (1954), sendo composta de arenitos avermelhados, argilitos, conglomerados e brechas intraformacionais, tradicionalmente atribuídos a sistemas fluvial e lacustre/deltaico (Caputo, 1984). Dino *et al.* (1999), a partir de dados de subsuperfície (dados sísmicos e perfis elétricos), aliadas a informações sedimentológicas e palinoestratigráficas, reconheceram duas sucessões sedimentares na Formação Alter do Chão: 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 progradacionais flúvio-deltaicos-lacustre, de idade cenomaniana. A sequência 2 contém arenitos avermelhados que apresentam diversas estruturas de origem biogênica (icnofósseis) e pedogenética (*peds*, *slickensides*), interpretadas como silcretes (Nogueira *et al.* 1999).

O contato entre a Formação Alter do Chão e as unidades paleozoicas, na Bacia do Amazonas, é representado por uma expressiva discordância erosiva sendo recoberta por depósitos Neógenos da Formação Novo Remanso (Rozo *et al.* 2005). Na Bacia do Solimões, a Formação ocorre somente em subsuperfície sendo recoberta por depósitos Cenozóicos da Formação Solimões (Eiras *et al.* 1994; Eiras & Wanderley Filho, 2006; Milani & Zalán, 1999).

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).

A seção tipo da Formação Alter do Chão é o poço 1-AC-1-PA, perfurado pela Petrobrás, e localizado à margem direita do rio Tapajós, próximo da vila de Alter do Chão (Caputo *et al.* 1971).

1.3.1.5 Idade da Formação Alter do Chão

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 Alter do Chão 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 turoniana à porção média (Daemon & Contreras, 1971; Daemon, 1975), enquanto não há vestígios fossilíferos da porção superior. Posteriormente, trabalhos de mapeamento litoestratigráfico pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) têm utilizado a idade cretácea obtida pela assembleia 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 recentes descobertas de depósitos de idade miocena na região centro-oeste da bacia do Amazonas (Rozo *et al.* 2005), os depósitos atribuídos a Formação Alter do Chão têm sido melhor separados como unidades silicificadas e caulíníticas possivelmente de idade paleógena ou mais antiga. Esses depósitos miocenos contem esporos de *Elaterosporites klaszii* (Albiano-Cenomaniano) indicando fortemente rochas do Cretáceo como fontes da Formação Novo Remanso (Guimarães *et al.* 2015).

A ocorrência de perfis de alteração laterítica, principalmente com horizonte bauxítico, geralmente desenvolvido sobre rochas cretáceas sugere pelo menos idade paleógena para a bauxitização (Truckenbrodt *et al.* 1982; Boulangé & Carvalho, 1997; Lucas, 1997). A dificuldade em datar estas rochas, por palinologia, em superfície deve-se ao fato das exposições ao longo do rio Amazonas encontrarem-se intemperizadas, principalmente pelo desenvolvimento dos perfis laterítico-bauxítico. Assim, a idade da Formação Alter do Chão pode ser inferida como mais antiga que Paleógeno a Cretáceo.

Estudos recentes baseados em publicações que abordam paleontologia e palinoestratigrafia, particularmente com dados de Dino *et al.* (1999, 2006), têm proposto mudanças significativas na estratigrafia da Bacia do Amazonas (Caputo, 2011). A Formação Alter do Chão, tradicionalmente considerada de idade cretácea (Daemon & Contreiras, 1971; Daemon, 1975; Dino *et al.* 1999) é considerada como de idade Paleocena e Miocena e uma nova formação (Jazida da Fazendinha) é proposta sendo essa de idade Cretácea (Caputo, 2011).

1.4 OBJETIVOS

Dada à importância do período Cretáceo, tanto para fins acadêmicos quanto para o estudo de hidrocarbonetos, faz-se necessário maior entendimento geológico sobre a Formação Alter do Chão abordada, até o momento, de forma geral e superficial. Embora esta unidade seja amplamente documentada em subsuperfície, o acesso a estas informações é restrito às

empresas privadas que exploram as bacias amazônicas. Por outro lado, as exposições às margens dos rios Negro e Amazonas, são as principais fontes de informações para o entendimento dos eventos deposicionais do final do Cretáceo, um objetivo geral e motivador desta tese.

Os objetivos deste trabalho foram: 1) Reconstituir o paleoambiente da Formação Alter do Chão, propondo um modelo deposicional para Amazônia Central, durante o Neocretáceo; 2) definir áreas fonte dos depósitos cretáceos e unidades neógenas, propondo uma reconstituição paleogeográfica, complementando o modelo paleoambiental; 3) identificar a icnofauna da Formação Alter do Chão e relacionar sua origem paleoambiental; e 4) testar a hipótese da drenagem transcontinental com migração para oeste, durante o Neocretáceo, usando os dados paleoambientais e de proveniência.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 TRABALHOS DE CAMPO

2.1.1 Análise de fácies e estratigráfica

A análise de fácies foi realizada em afloramentos localizados nas margens dos rios Negro e Amazonas, bem como ao longo da rodovia BR 174. Os barrancos estudados ao longo dos rios com até 20 m de altura e, por vezes, contínuos lateralmente por até 2 km, permitiram a análise de fácies conforme: 1) o reconhecimento em campo das fácies sedimentares, de acordo com geometria, texturas, estruturas sedimentares e o padrão de paleocorrentes; 2) o entendimento dos processos sedimentares que revelam a gênese dos elementos faciológicos e; 3) a associação de fácies, que congrega o conjunto de fácies contemporâneas e cogenéticas, com diferentes padrões de empilhamento, geometria e posição relativa dentro da sequência, 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).

2.1.2. Icnofósseis

O reconhecimento dos traços fósseis foi realizado em campo juntamente com análise de fácies e estratigráfica o que permite melhor compreensão dos paleoambientes (Carvalho & Fernandes, 2000; Frey, 1975; Seilacher, 2007; Buatois & Mángano, 2011). Para o cálculo do índice de biotubarção (*bioturbation index-BI*) foi considerado o método de planos horizontais, com cálculo de áreas (Taylor & Goldring, 1993; Miller & Smail, 1997).

Apesar de comuns, pouca atenção foi dada aos icnofósseis da Formação Alter do Chão. No geral, eram reportados apenas como mera evidência de bioturbação, com exceção do trabalho de Rossetti & Netto (2006) que detalhou a taxonomia e a identificação precisa de gêneros. Nesse trabalho buscou-se descrição detalhada dos icnofósseis e foram utilizados no auxílio para reconstrução do modelo paleoambiental.

2.2. TRABALHOS DE LABORATÓRIO

2.2.1. Petrografia de arenitos

Foram analisadas 30 lâminas de arenitos das diversas áreas de abrangência do trabalho. O estudo foi realizado no laboratório de petrografia do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) na Universidade Federal do Pará (UFPA). Foram caracterizados componentes do arcabouço e constituintes principais seguindo a classificação de Folk (1954; 1968).

2.2.2. Geocronologia

Para a datação de grãos de zircão detríticos foram analisadas nove amostras. As amostras foram separadas de forma clássica, com bromofórmio, e utilizadas à fração areia muito fina (125–62 μm) e areia fina (250 -125 μm).

Sete amostras foram datadas no Laboratório de estudos geocronológicos, geodinâmicos e ambientais da Universidade de Brasília (UnB) utilizando o método ICPMS-MC-LA e equipamento Finnigan Neptune. Duas amostras foram analisadas na Universidade de Adelaide (Austrália), também utilizando o método ICPMS-LA com instrumentos Agilent ICP-MS. Em ambos os sistemas é utilizado o laser com New Wave UP-213 e área analisada foi <30 μm . Para obtenção de imagens de catodoluminescência, nesse caso, foi utilizado Microsonda CAMECA SX com cinco detectores de comprimento de onda e catodoluminescência aclopada.

2.2.3. Minerais pesados – Preparação e microscopia óptica

Para a determinação de proveniência sedimentar 46 amostras de arenitos e/ou conglomerados foram analisadas. As amostras foram lavadas, secas e peneiradas e, em seguida os minerais pesados foram extraídos da fração areia muito fina (125–62 μm) 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.

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

Imagens de MEV para caracterização de texturas superficiais de minerais pesados (elétrons secundários) e para imagens de catodoluminescência de grãos de zircão, datados na UnB, foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da Universidade Federal do Pará (LabMEV/UFPA), 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''.

2.2.5. 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.

3 O SISTEMA FLUVIAL MEANDRANTE-ANASTOMOSADO DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO: REGISTRO DE UMA DRENAGEM TRANSCONTINENTAL DURANTE O NEOCRETÁCEO NA AMAZÔNIA

Anderson C. Mendes¹, Afonso C. R. Nogueira² & Antônio Emídio A.S. Júnior³

1- Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, CP 1610 - CEP 66.075-110, Belém, PA. anderson.mendes@ufopa.edu.br

2- Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, CP. 1610 - CEP 66.075-110, Belém, PA, anogueira@ufpa.br

3- Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará- UNIFESSPA

Resumo Depósitos Cretáceos da Formação Alter do Chão possuem ampla distribuição geográfica na Bacia do Amazonas, porém estudos faciográficos e estratigráficos enfocando esta unidade são pontuais dificultando entendimento de sua gênese. Este trabalho buscou determinar o ambiente deposicional e propor uma reconstituição paleoambiental e paleogeográfica para esses depósitos. Para alcançar esta meta, foram estudadas exposições desta formação em barrancos do rio Amazonas entre as cidades de Manaus/AM e Óbidos-PA, parte central e oeste da Bacia do Amazonas. Duas associações de fácies atribuídas ao preenchimento de canal fluvial e depósitos de *overbank fines* foram organizadas e indicam um ambiente fluvial meandrante com alta sinuosidade e carga mista na região entre Óbidos e Parintins, parte central da bacia do Amazonas. Na região de Manaus, oeste da bacia foram reconhecidos duas associações de fácies atribuídas às barras espraiamento de canal com geometria de lobo (*crevasse splay lobes*) e depósitos de *oxbow lake/floodplain*, associados a um ambiente deposicional fluvial anastomosado. Nesses depósitos é grande a ocorrência de icnofósseis *Taenidium Barretti*, *Beaconites* e *Planolites*, e ocasionais galerias de *Thalassinoides* e *Diplocraterion*. As mudanças causadas no estilo do ambiente fluvial da parte central da bacia para a porção oeste estão relacionadas com mudanças climáticas e/ou tectônicas que causariam maior subsidência e aumento das áreas de *overbank*. Além disso, as mudanças no gradiente topográfico foi responsável por variações nas descargas do rio. A integração de informações faciográficas obtidas de diversos afloramentos da parte centro-oeste da Bacia do Amazonas, permitiu propor um modelo paleoambiental e paleogeográfico mais representativo caracterizado por sistema fluvial meandrante-anastomosado que migrava preferencialmente para S-SW em direção ao Oceano Pacífico. Embora as porções proximais e distais deste sistema não terem sido avaliadas, o registro na porção central da Bacia do Amazonas abre uma perspectiva de entendimento paleogeográfico inferindo drenagem transcontinental na Amazônia durante o Neocretáceo.

Palavras-chave: Formação Alter do Chão. Análise de fácies. Bacia do Amazonas. Drenagem transcontinental Cretácea.

Abstract Cretaceous deposits of Alter do Chão Formation have wide geographic distribution in the Amazon Basin, but stratigraphic and faciologic studies focusing this unit are rare, hindering the understanding of their genesis. This study aimed to determine the depositional environment and propose a paleoenvironmental and paleogeographic reconstitution for these deposits. Outcrop-based facies and stratigraphic analysis were carried out the margins of modern Amazon River between the cities of Óbidos, State of Pará, and Manaus in the State of Amazonas, respectively the central and western part of the Amazonas Basin. Two facies associations attributed to fluvial channel fill and overbank fines deposits were organized and indicate meandering fluvial environment with high sinuosity and mixed load in the region between Obidos and Parintins. In the region of Manaus, occur two facies associations attributed the channel spreading bars with lobate geometry (*crevasse splay lobes*) and oxbow lake / floodplain deposits, associated with an anastomosing fluvial channel environment. In this overbank deposits, occur abundant trace fossils such as *Taenidium Barretti*, *Beaconites* and *Planolites*, and occasional galleries of *Thalassinoides* and *Diplocraterion*. The changes caused in the fluvial style since central part of the basin until to western portion, are attributed to climatic fluctuations and/or tectonics that will caused subsidence increase and enlarging of overbank areas. In addition, changes in topographic gradient responsible for variations in river discharges. The integration of facies information from various outcrops of the Central-western part of the Amazonas Basin, allowed to propose a paleoenvironmental and paleogeographic model most representative, characterized by meandering to anastomosing river system that migrated preferentially to S-SW toward the

Pacific Ocean. Although the proximal and distal portions of this system has not been evaluated, the studied record open a better paleogeographic understanding inferring a transcontinental drainage in the Amazonia during the Late Cretaceous.

Keywords: Alter do Chão Formation. Facies analysis. Amazonas Basin. Cretaceous transcontinental drainage.

1. Introdução

Depósitos siliciclásticos da Formação Alter do Chão tem boas exposições ao longo das margens dos rios Negro e Amazonas próximo das cidades de Manaus, Parintins e Óbidos (Figura 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 estratigráficos e sedimentológicos são pontuais (Caputo, 1975; Mendes *et al.*, 2012), o que não permite uma reconstrução ampla dos ambientes de deposição. Rossetti & Netto (2006) estudaram esses depósitos, sob o ponto de vista sedimentológico e icnológico, pela primeira vez em detalhe. Nesse estudo foi atribuída 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). Mendes *et al.*, (2012) descreveram, em detalhe a formação, nas proximidades da cidade de Óbidos e atribuíram um sistema fluvial meandrante de carga mista.

Ao observar que estudos realizados sobre reconstrução paleoambiental e paleogeográfica até o momento são localizados, o que não permite um entendimento mais representativo da formação Alter do Chão e podem gerar interpretações localizadas equivocadas, este trabalho buscou como principal objetivo a descrição detalhadas das principais características estratigráficas e sedimentológicas dos depósitos cretáceos na porção central da Bacia do Amazonas, relacionando-os e propondo modelo deposicional regional integrado permitindo melhor compreensão do sistema deposicional e sobre a deposição da Formação Alter do Chão.

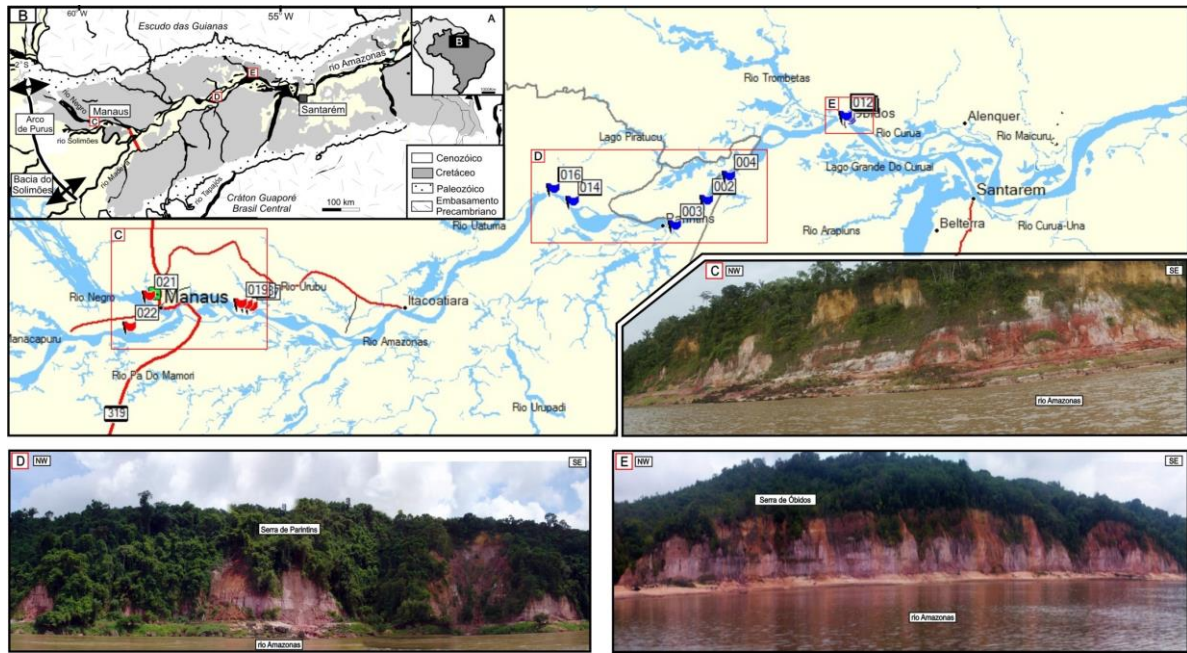


Figura 1. Exposição estudadas da Formação Alter do Chão ao longo do rio Amazonas nos estados do Amazonas e Pará, nas cidades de Manaus-AM (C), Parintins-AM (D) e Óbidos-PA (E).

2. Contexto geológico

2.1. Bacia do Amazonas

A Bacia intracratônica do Amazonas abrange área de 500.000km², com preenchimento predominante de rochas siliciclásticas, essencialmente paleozóicas, intrudidas no Mesozóico por diques e soleiras de diabásio (Eiras *et al.*, 1994; Cunha *et al.*, 2007). Estas rochas atingem espessura máxima de 5000m (Caputo, 1984). A bacia tem forma alongada e eixo deposicional orientado W/SW-E/NE, limitada pelos arcos Purus e Gurupá 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, e deformações regionais em 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). As principais falhas NW-SE são de transferência e seccionam quase todas as unidades litológicas e deslocam os depocentros da bacia (Wanderley Filho, 1991). 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 ligada 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.

A história de evolução e preenchimento da Bacia do Amazonas durante o Proterozóico é representado pelo Grupo Purus que, em parte, é relacionado à fase *rift* da bacia (Cunha *et al.*, 1994). Tal grupo é representado pelas formações Prosperança e Acari (Eiras & Matsuda, 1995). O mesmo autor propõe nova divisão e história evolutiva para a bacia, tornando-a bem mais complexa (Cunha *et al.*, 2007).

No Fanerozóico a bacia é dividida em quatro sequências separadas por discordâncias nas bordas e por conformidades na parte central da bacia (Cunha *et al.*, 1994). 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 500m 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 à 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.

2.2 Formação Alter do Chão

A Formação Alter do Chão possui ampla ocorrência geográfica ocorrendo nas bacias do Amazonas e Solimões. Na Bacia do Solimões, esta formação só é reconhecida em subssuperfície em contato discordante com a sequência paleozóica e é recoberta pela Formação Solimões (Eiras *et al.*, 1994; Eiras & Wanderley Filho, 2006). Na bacia do Amazonas, ela ocorre ao longo das margens dos rios Amazonas e Negro (Cunha *et al.*, 1994; Wanderley Filho *et al.*, 2005) de maneira descontínua e com suas melhores exposições próximas a Manaus, Santarém e Óbidos (Mendes *et al.*, 2012).

A Formação Alter do Chão é limitada, no topo, por um perfil laterítico com horizonte bauxítico de idade paleógena (Truckenbrodt *et al.*, 1982; Boulangé & Carvalho, 1997; Lucas, 1997). Sobre a Formação Alter do Chão ocorre, de forma discordante, depósitos siliciclásticos de idade Mioceno médio-Plioceno da Formação Novo Remanso (Rozo *et al.*, 2005; Dino *et al.*, 2006; Guimarães *et al.*, 2015).

O nome Formação Alter do Chão foi formalizado por Kistler (1954), para arenitos avermelhados, argilitos, conglomerados além de brechas intraformacionais e recobre todas as formações paleozóicas da Bacia do Amazonas (Caputo, 1984). Em afloramentos, sua

espessura máxima atinge até 40m nas proximidades de Parintins, estado do Amazonas (Mendes *et al.*, 2012).

Estudos em subssuperfície nas proximidades de Manaus reconheceram duas sequências para a Formação Alter do Chão (Dino *et al.*, 1999). Uma inferior, que representa sistema meandrante e anastomosado de idade neoptiana/eoalbiana e uma superior formada por ciclos flúvio-deltaicos-lacustre, de idade cenomaniana. Nessa região, em superfície, foi reconhecido um sistema deltaico, dominado por onda e com influência marinha (Rossetti & Netto, 2006), um sistema fluvial anastomosado com desenvolvimento de paleossolos (Nogueira *et al.*, 1999) e um sistema fluvial meandrante (Mendes *et al.*, 2012).

A idade da Formação Alter do Chão foi definida Cretácea por Price (1960) com base na datação de dente de dinossauro. Depois, Daemon & Contreras (1971) e Daemon, (1975), através de datações palinológicas atribuíram idades mesoalbiana e eocenomaniana à porção basal e Neocenomaniano a Turoniano à porção média da formação. A idade cretácea é confirmada pela idade paleógena das crostas lateríticas e bauxíticas desenvolvidas no topo da Formação Alter do Chão. Idade essa é consistente com dados paleomagnéticos que indicam 50 a 70 Ma para as crostas (Trindade *et al.*, 2006; Horbe, 2014). Além disso, a presença de esporos de *Elaterosporites klaszii* (Albiano-Cenomaniano) nos depósitos Mioceno médio-Plioceno sotopostos a Formação Alter do Chão indicam fortemente rochas do Cretáceo como fontes para a Formação Novo Remanso (Guimarães *et al.*, 2015).

3. Análise faciológica

Os depósitos da Formação Alter do Chão foram estudados ao longo de barrancos do rio Amazonas. Consistem de arenitos finos a grossos, mal selecionados e bem estruturados além de pelitos e localmente, conglomerados, limitados no topo, por superfície de descontinuidade que formam concreções lateríticas. Acima delas ocorrem arenitos amarelados finos a médios, friáveis representativos da Formação Novo Remanso.

As características faciológicas da Formação Alter do Chão, nas áreas estudadas são semelhantes. Foram identificadas 14 fácies (Tabela 1) organizadas em 16 seções colunares (Figura 2), organizadas em quatro associações de fácies (Tabela 2) representativas de um ambiente fluvial meandrante e anastomosado.

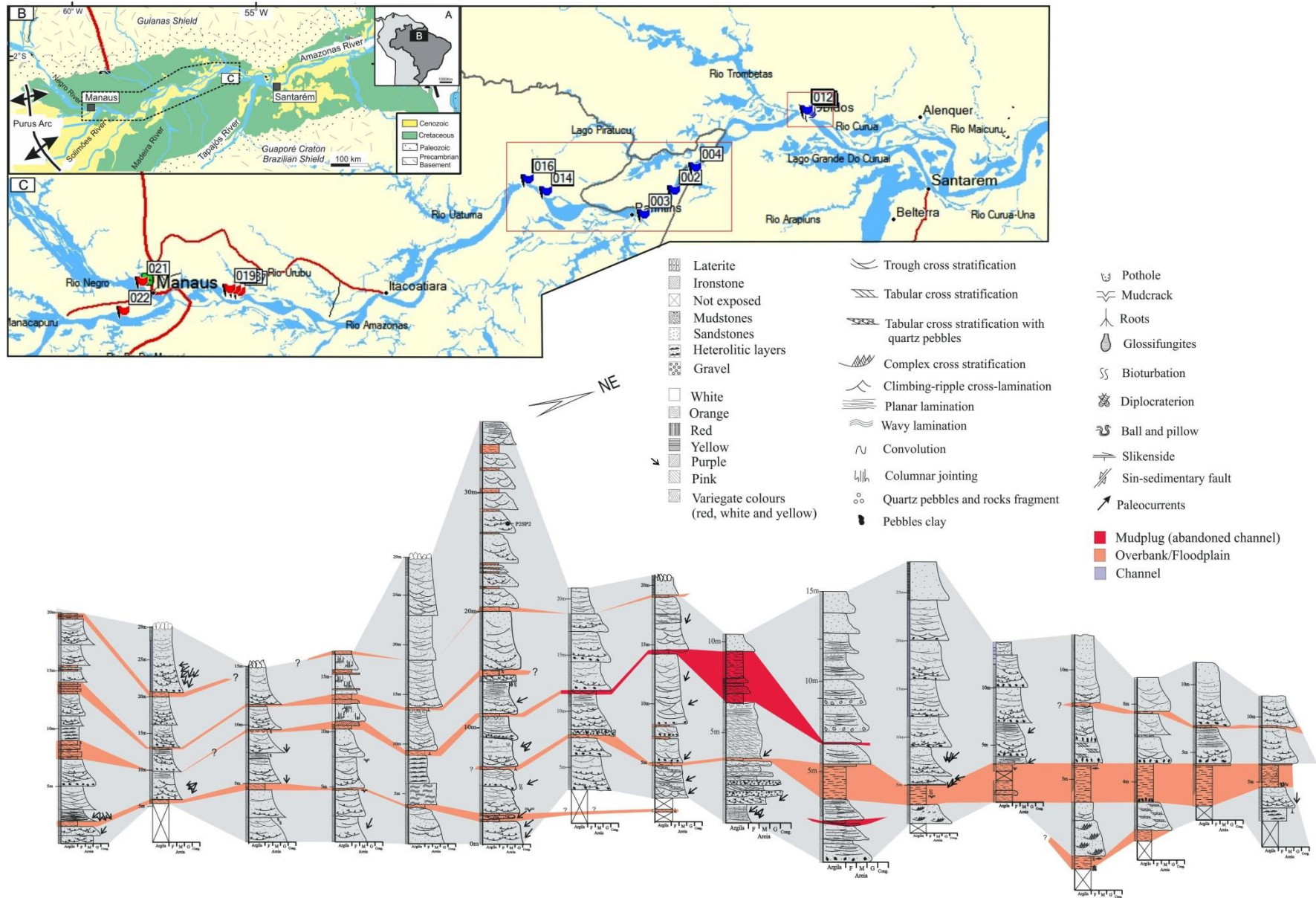


Figura 2. Seção colunares (perfis estratigráficos) da Formação Alter do Chão, estudadas nas áreas de Óbidos/PA e Parintins/AM.

Tabela 1. Sumário das fácies sedimentares da Formação Alter do Chão organizadas nas áreas de estudo com interpretação dos processos deposicionais

Fácies sedimentares	Descrição	Processos deposicionais
Cm	Conglomerado maciço com arcabouço fechado, com seixos de quartzo, pelito além de fragmentos de granitos e gnaisses.	Fluxo de detritos
Aa	Arenito médio a grosso, seleção pobre a moderada e estratificação cruzada acanalada.	Migração de barra de crista sinuosa por fluxo unidirecional regime de fluxo inferior
At	Arenito fino a grosso, seleção pobre a moderada com estratificação cruzada tabular.	Migração de barra de crista reta por fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior
As	Arenito fino a médio com estratificação sigmoidal e intensa bioturbação.	Deposição por desaceleração de fluxo subaquático.
Ap	Arenito médio, moderadamente selecionado com grãos subangulosos a angulosos e estratificação plano-paralela.	Geração de <i>sand flat</i> e deposição por suspensão em regime de fluxo inferior
Ab	Arenito médios com grãos subangulosos a angulosos, mal selecionados e bioturbado	Deposição em regime de fluxo inferior, exposição subaérea com atuação de processos pedogenéticos relacionados ao retrabalhamento por organismos (vermes-?) e implantação de vegetação.
Aba	Arenito de baixo ângulo	Deposição por desaceleração de fluxo subaquático
App	<u>Arenito com laminação plano paralela</u>	Migração de barra de crista reta por fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior
Am	Arenitos médios a grossos com grãos subangulosos a angulosos, mal selecionados e estrutura maciça.	Obliteração da estrutura por bioturbações, silicificação ou intemperismo atual.
APd	Arenito/Pelito deformado com laminações convolutas e estruturas em <i>Ball-and-pillow</i>	Deposição rápida, originando as deformações produzidas por escape d'água.
Sp	Siltito com laminação plano paralela.	Deposição por suspensão.
Pm	Pelito maciço	Rápida acumulação em áreas com grande suprimento de argila e/ou Obliteração da estrutura por bioturbações, silicificação ou intemperismo atual.
Pb	Pelito bioturbado	Exposição subaérea com atuação de processos pedogenéticos relacionados ao retrabalhamento por organismos (vermes-?) e implantação de vegetação.
Pd	Pelito deformado	Perda da estrutura causada por sobrecarga e/ou escape de voláteis.

Tabela 2. Características das associações de fácies das áreas estudadas com interpretação do ambiente deposicional

Áreas	Associação de Fácies	Descrição	Ambiente deposicional
Óbidos/PA e Parintins/AM	<i>Aa, Ap, At, Cm</i>	Corpos extensivos, geometria côncava, constituídos predominantemente por arenitos caulínicos grossos, com estratificação cruzada acanalada e subordinadamente estratificações plano-paralela e cruzada tabular, lineação de partição e conglomerados maciços.	Preenchimento de Canal Fluvial relacionado à migração de barras arenosas e lençol de areia em canal fluvial.
	<i>Am, Ab, Pm, Pb, Pd</i>	Corpos tabulares e planos com arenitos finos a médios, intercalados com pelitos, apresentam laminações plano-paralela e cruzada, gretas de contração profundas, fitoturbações, bioturbações e mosqueamento.	Depósitos externos ao canal (<i>overbank</i>) relacionados à planície de inundação e áreas abandonadas do sistema fluvial com níveis de paleossolos.
Manaus/AM	<i>Aa, At, Aba, App e Sp</i>	Corpos extensos tabulares com intercalações de camadas com estratificações cruzada e tabular, intensamente bioturbada, siltito com laminações cruzadas cavalgantes e laminações plano-paralelas.	Oxbow lake/Floodplain
	<i>Ab, As, Ap, Am, APd</i>	Corpos tabulares e lobados com arenitos médios com estratificações cruzada sigmoidal de baixo ângulo, intensamente bioturbados (organismos e marcas de raízes), intercalação de arenitos com laminação plano-paralela, arenitos com estruturas deformacionais e com acamamento maciço.	Crevasse Splay lobe

4. Descrição e interpretação das fácies

4.1. Conglomerado maciço - Cm

O conglomerado é caracterizado por um arcabouço fechado e apresenta acamamento maciço. Apresenta seixos medindo 3 a 10 cm no seu eixo maior que constituem o arcabouço, de quartzo e pelito, envolvidos por uma matriz argilosa caulínica ou areno-quartzosa de granulometria grossa e mal selecionada (Figura 3A). Esta fácies geralmente recobre superfície irregular lateralmente contínua por dezenas de metros. 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. A formação dessas fácies pode ter relação com fluxos gravitacionais ou regime de fluxo superior, relacionado à migração de sedimentos num canal (Walker, 1992) é o processo inferido para a formação da fácies Cm.

4.2. Arenito com estratificação cruzada acanalada - Aa

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, com segregação de grânulos e seixos de quartzo e pelito, de 2 a 3cm nos *foresets* (Figura 3B). São intensamente bioturbados, apresentando tubos endicniais com preenchimento meniscado com diâmetros que variam de 5 a 15 cm, característicos do icnogênero *Taenidium*. Medidas de paleocorrentes indicam paleofluxos para SW/S. A fácies Aa é predominante na Formação Alter do Chão e representa deposição pela migração de barras de crista sinuosa em regime de fluxo inferior.

4.3. Arenito com estratificação cruzada tabular - At

Formam camadas tabulares, constituída por arenitos médios a grossos, com grãos moderadamente selecionados, com coloração variando de vermelho a roxo (Figura 3C). Os *sets* variam de 40 a 50 cm de espessura. Estes depósitos contêm bioturbação tanto por marcas de raízes quanto por *Taenidium*, o mesmo descrito nas fácies Aa e As. Medidas de paleocorrentes indicam paleofluxos para SW/S.

4.4. Arenito com estratificação plano-paralela - Ap

Os arenitos que constituem a fácies Ap apresentam granulometria média, são moderados na seleção, com grãos subangulosos a angulosos e atinge poucas espessuras (<0,5 m). A estrutura principal desta fácies é a estratificação plano-paralela, enquanto que

pontualmente verifica-se a presença de truncamento de baixo ângulo e eventual ocorrência de lineação de partição, marcas onduladas e laminação cruzada. Na fácies *Ap* a deposição ocorreu em regime de fluxo superior na forma de fluxo em lençol, ou *sand flats* (Walker, 2006).

4.5. Arenito com estratificação sigmoidal - *As*

Esta fácies é constituída de arenito com granulometria fina a média, de coloração variando de vermelho a róseo, as camadas são lenticulares e com espessura variando de 50 a 90 cm dando a esses depósitos uma feição lobada (Figuras 6 e 7). A bioturbação é bem intensa nesta fácies com a presença de marcas de raízes e escavações produzidas por organismos. Os traços de raízes são de coloração esbranquiçada com aspecto mosqueado (Figura 3D), com diâmetros de 20 a 30 cm. Já os traços de organismos são divididos em dois icnogêneros: *Taenidium* e *Thalassinoides*, ambos ocorrem ao longo da camada. O icnogênero *Taenidium* é caracterizado por tubos endicniais horizontais, verticais, oblíquos e curvados com preenchimento meniscado (Figura 3E). O icnogênero *Thalassinoides* é caracterizado por tubos de escavações isolados ou por uma complexa rede de ramificações interconectadas entre si formando ângulos de até 90°, o diâmetro dos tubos variam de 20 a 30 cm (Figura 3F).

4.6. Arenito bioturbado - *Ab*

Arenitos de granulometria fina a média, de coloração vermelha, aspecto mosqueado, com abundantes traços fósseis em sua maioria tubulares verticais de até 15cm, terminação acunhada, preenchidos por areia fina, com morfologia ramificada e irregular, interpretadas como traços fósseis de raízes (fitoturbações). Verifica-se ainda, a ocorrência de tubos verticais e horizontais de até 3 cm, preenchidos por areia fina, relacionados à bioturbações de *Taenidium*. Níveis de paleossolos indicado pela presença de gretação alcançam até 50cm de profundidade (*deep cracks*) e refletem processos de exposição subaérea com implantação de vegetação (Mendes, 1984). Além dessas, estruturas prismáticas são visualizadas em planta por feições hexagonais e em perfil, são representadas por fraturamentos subverticais muitas vezes com estrias ou *slickensides*. Algumas vezes, é possível observar fragmentos de madeira petrificada (*coffee grounds*) (Figura 4A). Estes fragmentos podem alcançar dimensões centimétricas (até 10cm) e são caracterizados por seu aspecto lenhoso e com seção transversal elíptica. Localmente observa-se a presença de um nível suavemente deformado com acamamento convoluto e estratificação cruzada de pequeno porte onde é possível observar bioturbações tubulares verticais e/ou horizontais.

4.7. Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo - Aba

Fácies constituída de arenitos de granulometria média, com grãos moderadamente selecionados e arredondados, com coloração esbranquiçada. Laminação cruzada de baixo ângulo é a estrutura sedimentar presentes nesta fácies (Figura 4B), os ângulos dos *foresets* são menores 10° e o limite entre os *sets* são marcadas por superfície de reativação.

4.8. Arenito maciço - Am

O arenito apresenta granulometria numa variação de média a grossa, com grãos subangulosos a angulosos, mal selecionados. A estrutura sedimentar predominante é o acamamento maciço, com grânulos e clastos de argila disseminados. A fácies Am exibe uma notável coloração avermelhada e forma camadas lateralmente contínuas por dezenas de metros, sendo um produto da ação combinada de obliteração por intemperismo, processos diagenéticos de silicificação e intensa bioturbação (Johansson et al., 1998; Jones and Rust, 1983).

4.9. Pelito maciço - Pm

Essa fácies é frequente em todos os perfis sendo formada por pelitos de cores variadas (Figura 4C), que podem ocorrer intercalados com a fácies Al. A fáceis 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. A fácies Pm representa deposição a partir de suspensão em planícies inundadas associadas com camadas de arenitos que representam depósitos de espraiamento de *crevasse* adjacentes ao canal principal do rio. Pelitos vermelhos e roxos, associados com gretas de dissecação são, provavelmente, *red beds* desenvolvidos em condições semi-áridas não possa ser descartada (Van Houten, 1973; Turner, 1980; Bridge, 2006; Cain & Mountney, 2009) embora o resultado de intemperismo atual ou subatual, não possa ser descartado.

4.10. Pelito bioturbado - Pb

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. Sua pouca espessura, contrasta com sua grande representatividade em todas as áreas estudadas.

4.11. *Pelito deformado - pd*

Esta fácies (Figura 4D) 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. A fácies Pd é interpretada como deposição a partir de suspensão em planícies inundadas, ou partes profundas de lagos (oxbox) que sofreram sobrecarga com entrada de sedimentos e/ou atividade tectônica, indicadas por *slickensides*.

4.12. *Arenito/Pelito deformado - APd*

Esta fácies é composta por um arenito de granulometria muito fina e/ou pelito, de coloração rósea avermelhada e se caracteriza pela presença de laminações convolutas, estruturas de sobrecarga (Figura 4E) e estruturas em *Ball-and-pillow* (Figura 4F). São camadas lenticulares de aproximadamente 1,50 m de espessura.

4.13. *Siltito com laminação plana paralela - Sp*

Esta fácies é composta por material de granulometria silte e de cor avermelhada, são camadas com uma geometria lenticular, constituídas por uma laminação plana paralela. As espessuras das camadas variam entre 10 a 30 cm.

4.14. *Arenito com laminação plano paralela - App*

A fácies é composta por um arenito de granulometria fina de coloração avermelhada e com grãos bem selecionados. A geometria da camada é lenticular e marcada pela presença de uma laminação plana paralela que contém acumulações de minerais pesados entre os *sets*. A espessura dessa camada varia de 20 a 30 cm.

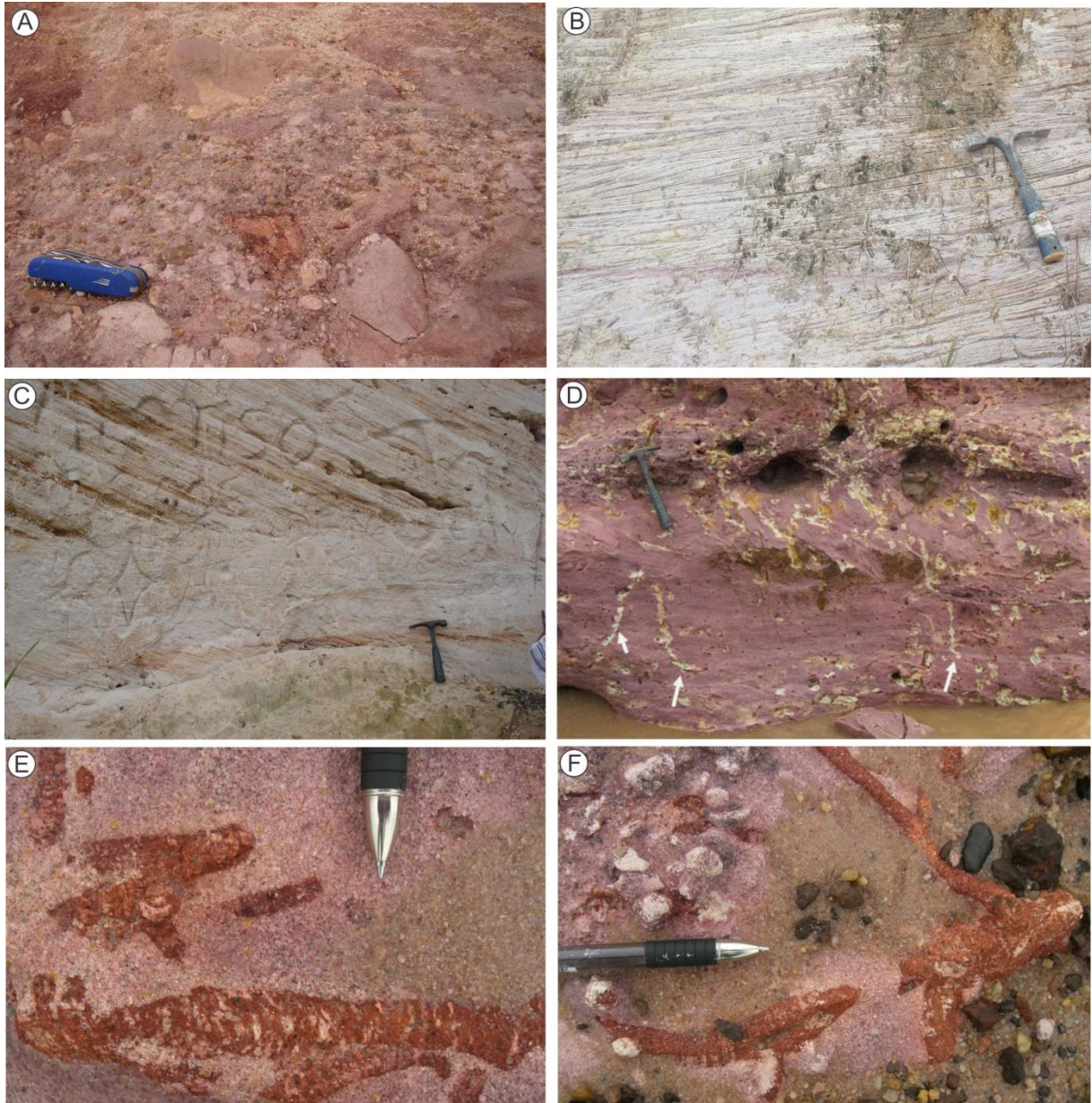


Figura 3. Descrição das fácies. A) Facies Cm; B) Facies Aa; C) Fácies At; D) Fácies As com marcas de icnofósseis (setas); E) Fácies As com icnogênero *Taenidium* e preenchimento meniscado; F) Fácies As com icnogênero *Thalassinoides*.

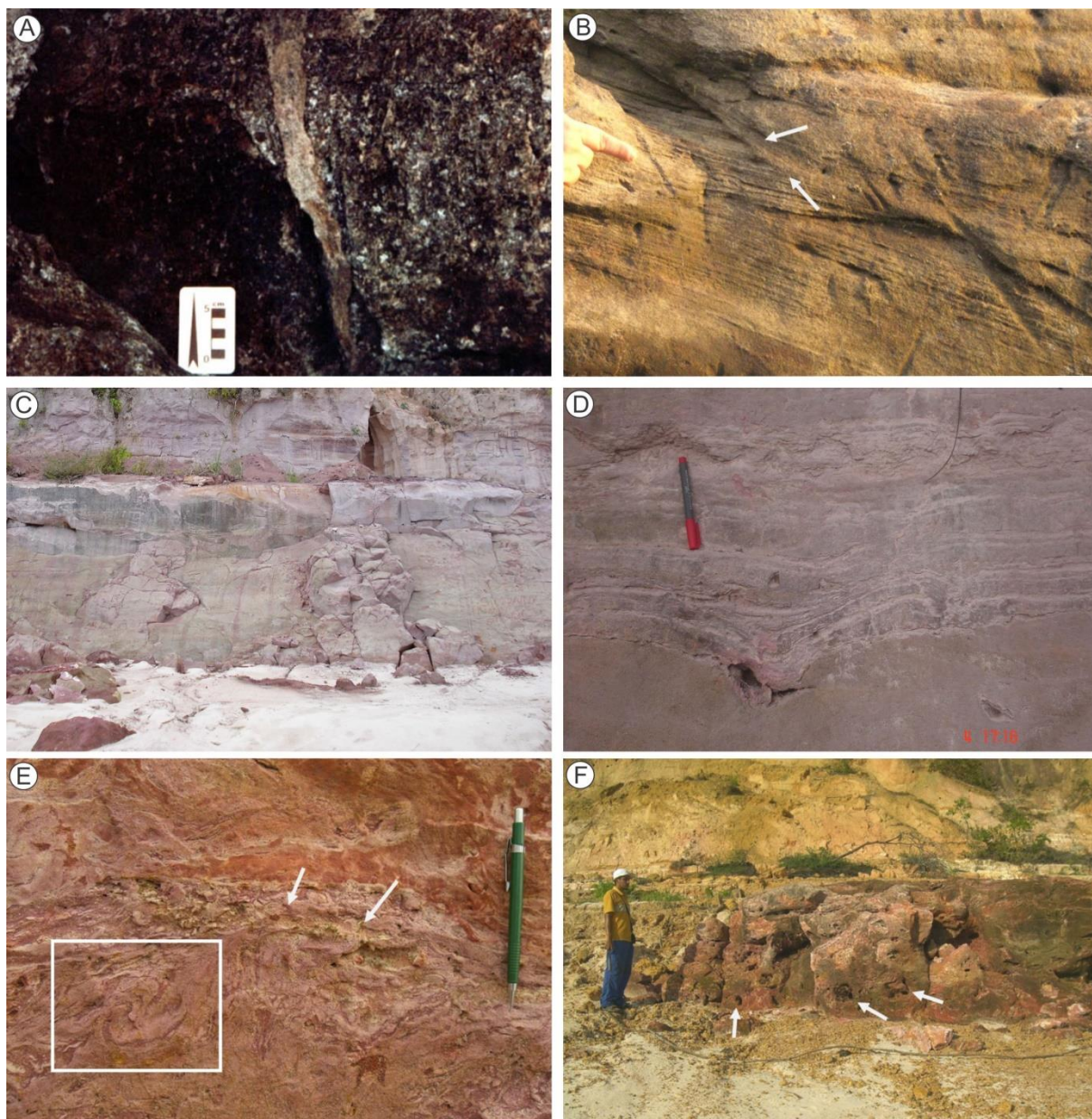


Figura 4. A) Facies Ab com marcas de madeira petrificada (coffee grounds); B) Facies Aba com laminação cruzada de baixo ângulo (setas); C) Facies Pm; D) Facies Pd; E) Facies Apd com estrutura de sobrecarga e; F) Facies Apd com estruturas em Ball-and- Pillow (setas).

5. Associação das fácies

5.1. Fácies nas proximidades de Óbidos/PA

Na região de Óbidos/PA (Figura 5), a Formação Alter do Chão apresenta corpos extensivos com geometria côncava formada por arenitos bem estruturados e pelitos. Lateralmente, esses corpos migram para corpos tabulares e planos constituídos principalmente por pelitos. 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. Os pelitos apresentam estruturas maciças, bioturbações e deformação. Dominam pelitos de coloração roxa, mas, também se encontram pelitos vermelhos e brancos. Apresentam grande frequência por todos os perfis estudados. As seções têm, em média, 10m de espessura, mas podem atingir até 25m. Estão organizados em ciclos distintos de granodecrescência ascendente (*fining-upward cycles*) que variam de 1 a 6m de espessura. Foi possível dividir a Formação Alter do Chão em duas porções, inferior e superior. A porção inferior é formada por camadas tabulares de arenitos com até 3m de espessura, intercalados com lentes de pelitos maciços e bioturbados (*Planolites*). A porção superior é dominada por arenitos médios a grossos com geometria tabular que atingem até 20m de espessura e podem conter intercalados pelitos maciços de pouca espessura.

5.2. *Fácies nas proximidades de Parintins/AM*

Na região de Parintins a sucessão superior da Formação Alter do Chão é caracterizada por uma sucessão de até 30 m de espessura de arenitos médios a grossos com grãos angulosos a subarredondados caulíniticos e pelitos organizados em ciclos granodecrescente ascendente de até 2,5 m de espessura. A base dos ciclos é marcada por *lags* conglomeráticos com seixos de quartzo e principalmente argilito. A estratificação cruzada acanalada é a estrutura mais expressiva da unidade, varia de médio a pequeno porte em direção ao topo do ciclo com direção de paleocorrente predominantemente para SW. Arenitos com laminação cruzada ocorrem intercalados com pelitos posicionados na parte superior dos ciclos, comumente bioturbado (*Planolites*).

5.3. *Fácies nas proximidades de Manaus/AM*

Na região de Manaus/AM (Figura 6) a Formação Alter do Chão é caracterizada por corpos tabulares amalgamados extensos e geometria lobada, que atingem até 3m de espessura, compostos de arenitos médios a grossos, bem estruturados, intensamente biotubardos e caulíniticos, além de pequenas camadas de pelitos (Figura 7). Apresentam-se organizados, preferencialmente, em ciclos granodecrescente ascendente com paleofluxo preferencial para S/SW e ciclos granocrescentes ascendentes com paleofluxo preferencial para E / SE.

Os corpos com feições lobadas são formados por arenitos grossos e médios, bem estruturados, com estratificação cruzadas acanalada e tabular e menos comumente, estratificação cruzada sigmoidal (fácies Aa, At e As respectivamente). Esses arenitos são intensamente bioturbados (fácies Ab) e foram reconhecidos os icnofósseis *Taenidium* e

Planolites (Figura 3D-E) e poucas ocorrências de *Thalassinoides* e *Diplocraterium* (Figura 3F).

As características sedimentares dos ciclos de granodecrescência ascendentes da Formação Alter do Chão são uniformes e registram o preenchimento de canal. Cada ciclo dentro da sucessão registra o corte e migração de um canal de fluvial com base erosiva, que posteriormente foi preenchido por migração lateral das barras em pontais (fácies Aa, At) e, em seu eventual abandono formando *mudplugs*, até se formarem as planícies de inundação (fácies Pm, Pb e Aba).

A associação de pelitos e siltitos podem ter sido depositadas, por suspensão, em lagos dentro da planície de inundação (*oxbow lake*). Após a perda da água ocorreu desidratação permitindo a exposição subaérea e formação de solos, com influência do clima cujo desenvolvimento foi ditado pela influência de um clima quente e úmido.

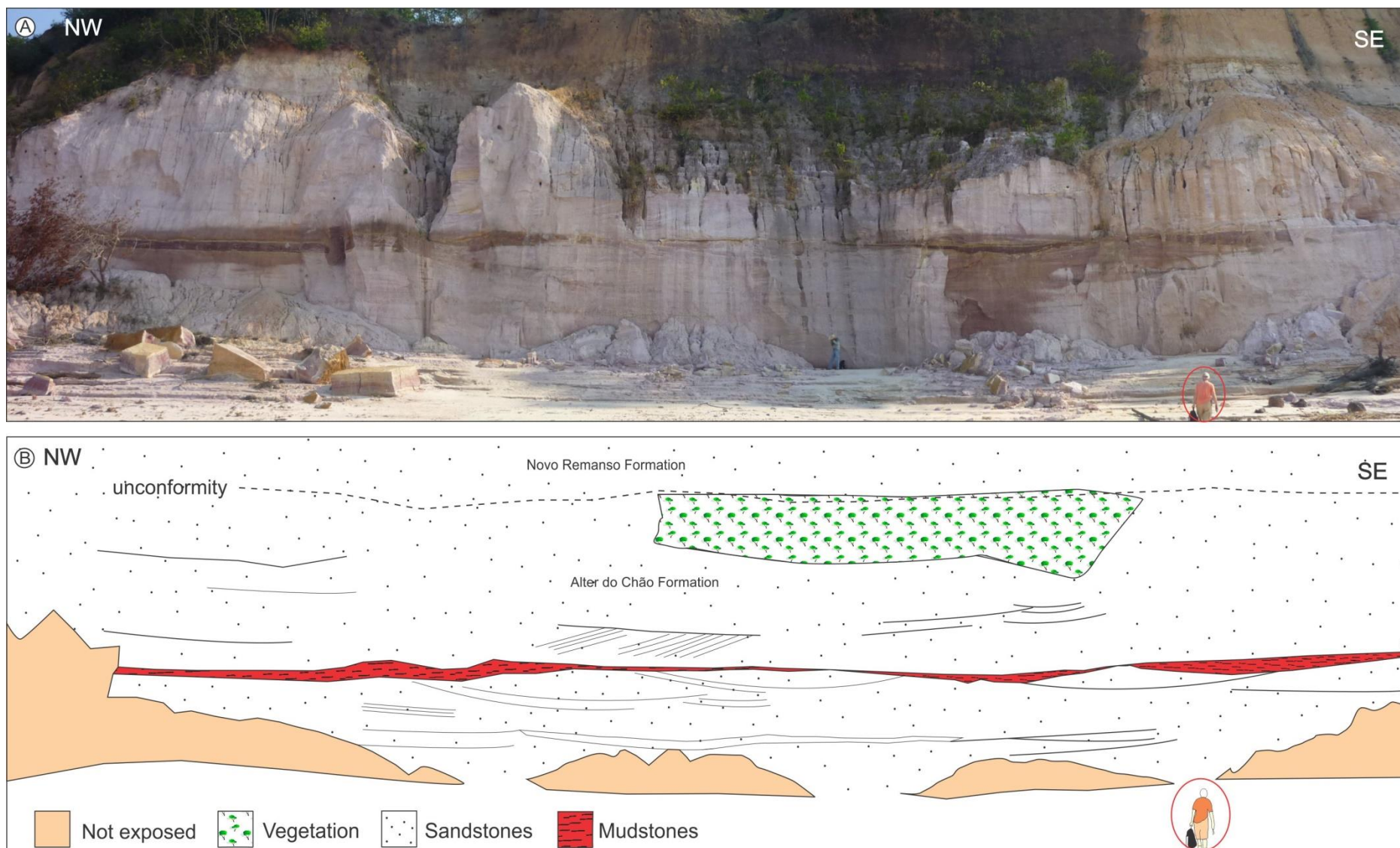


Figura 5. A) Exposição da Formação Alter do Chão próximo de Óbidos indicando depósitos de preenchimento de canal e overbank. B) desenho representativo da seção exposta.

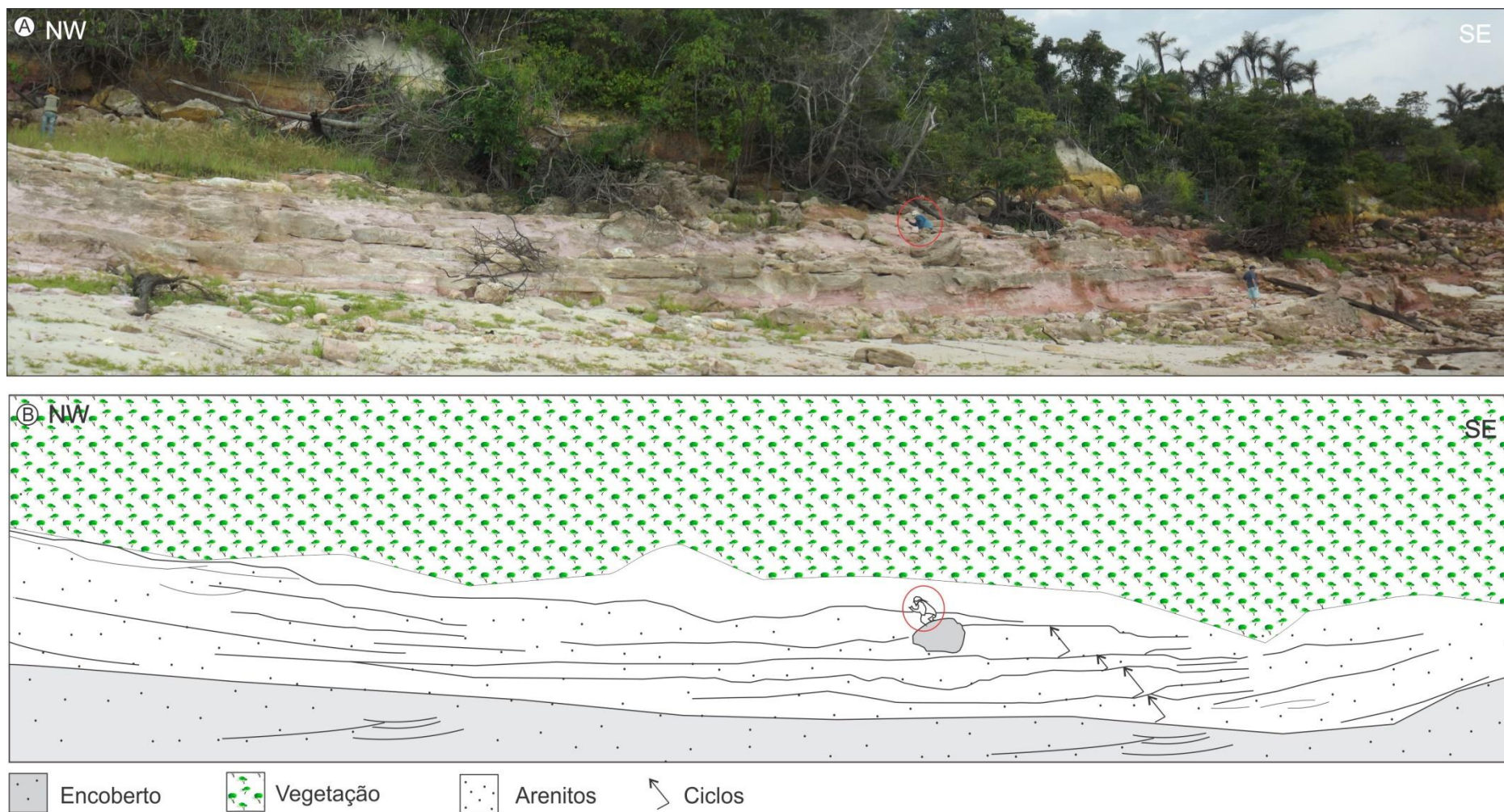


Figura 6. A) Exposição da Formação Alter do Chão próximo de Manaus indicando depósitos de barra de desembocadura/crevasse splay organizadas em ciclos e lobos sigmoidais. B) desenho representativo da seção exposta.



Figura 7. Exposições e perfil representativo da Formação Alter do Chão próximo de Manaus. A) corpos tabulares amalgamados extensos e geometria lobada com até 3m de espessura e organizados em ciclos granodecrescentes (setas); B) Detalhe dos corpos tabulares. No Perfil, setas indicam paleocorrentes e números interpretação de paleoambientes. 1- *channel*; 2- *levee*; 3- *Oxbow lake*; 4- *Crevasse splay lobe*; 5- *floodplain*.

6. Modelo deposicional

A evolução da Formação Alter do Chão quando comparada com os registros de mesma idade na Amazônia Oriental, onde a história cretácea é bem documentada (Rossetti *et al.*, 2000; Rossetti & Santos Jr., 2003; Santos Jr & Rossetti, 2006), e até o momento, calcada em informações pontuais. Os detalhes sobre o paleoambiente de uma unidade aflorante em toda a Bacia do Amazonas, só foi possível por meio da avaliação de excelentes afloramentos que permitiram averiguar as particularidades sedimentares de um dos mais importantes registros do Mesozoico da Amazônia Ocidental. Os dados sedimentológicos e estratigráficos apresentados neste trabalho suportam a proposição de um rio de mega escala ou “Big River” que cruzava a Bacia do Amazonas migrando para SW, em direção ao Pacífico. Este sistema fluvial era predominantemente meandrante com carga de fundo mista que, a jusante passava para um canal anastomosados, onde dominava carga mista e de suspensão. Esta variação lateral geomorfológica pode ser comparada aquela encontrada no atual rio Amazonas, onde o estreitamento dos vales ocorre próximo aos arcos estruturais enquanto, entre estas feições, o vale é ampliado, associado ao decréscimo do gradiente energético, aumento do volume de material em suspensão depositado e insignificante taxa de migração dos canais (Mertes *et al.*, 1995; 1996). As características geomorfológicas do sistema fluvial Alter do Chão teria variado de montante a jusante como no atual Rio Amazonas, embora com migração ao Oceano Pacífico (Figura 8).

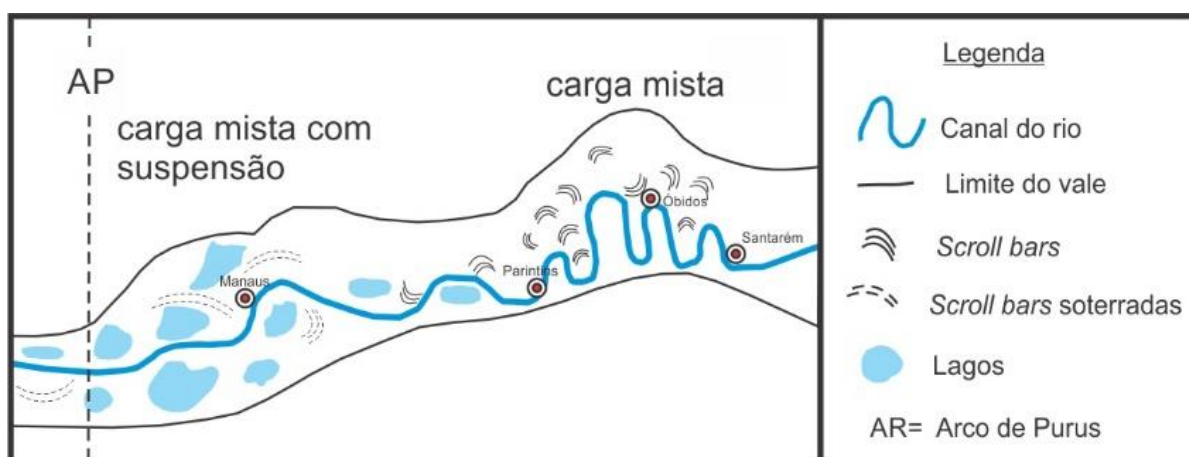


Figura 8. Ilustração esquemática do padrão geomorfológico de canal-planície de inundação proposto para os depósitos fluviais cretáceos da Formação Alter do Chão (Baseado em Mertes *et al.*, 1996).

A sucessão encontrada na porção centro-oriental da Bacia do Amazonas embora não tão próximas das áreas fonte nas imediações do Arco de Gurupá e províncias Maroni-Itacaiúnas e Amazônia Central (Tassinari & Macambira, 1999), no Cráton Amazônico, teriam uma aporte maior de terrígenos, predominando carga de fundo alta e mista, em rios

meandranes, com barras arenosas e cascalhosas. As águas de inundação seriam confinadas em morfologias de barras tipo *scroll* (*scrolled floodplains*) ou em drenagens secundárias dentro da planície de inundação (Figura 8). Ciclos de granodecrescência ascendentes caracterizadas por um conjunto distinto de elementos arquiteturais, a distribuição unimodal nas leituras paleocorrentes com uma alta dispersão e uma mudança sistemática em azimute médio entre os ciclos sucessivos apoiam a hipótese de um sistema fluvial meandrante de alta sinuosidade, com carga mista de sedimentos. Além disso, a proporção relativamente elevada de depósitos externos ao canal relacionados aos depósitos de inundação (planície e lagos) em comparação aos de preenchimento do canal, indicam uma planície de inundação que sustentava o canal meandrante ou rápido escavamento da planície relacionada com a taxa de migração/avulsão do canal (Leopold & Wolman, 1960; Heller & Paola, 1996). A elevada proporção de sedimentos de *overbank* preservados testemunha o aumento da restrição da planície aluvial, o que provavelmente, surgiu por meio da restrição de circulação dos canais, gerando canais preenchidos com argilas (*mudplugs*) sendo uma feição comum em sistemas caracterizados por canais de alta sinuosidade (Allen, 1983; Allen & Friend, 1968).

A região Oeste da Bacia do Amazonas, até próximo ao Arco de Purus, teria um vale mais ampliado e uma diversidade de áreas de várzeas ou pantanosas formando um sistema anastomosado (Figura 8). Durante as inundações, as águas fluviais fluíam para dentro das planícies em fluxos difusos e não confinados formando acumulações de sedimento na forma de barras tipo *scroll*, canais secundários de inundação e lagos com lobos de *crevasse splay*. Lagos nas planícies de inundação poderiam ter dimensões de centenas de metros, similares com aqueles encontrados nas atuais planícies do rio Amazonas, e os depósitos de *crevasse* poderiam ser comparados com deltas lacustres de pequena-escala. Os lobos progradantes de *crevasse* indicam que a deposição foi acompanhada de rápida perda de energia relacionada com a entrada de fluxos em um corpo de água estagnada, um processo típico a barras de desembocadura (Slingerland & Smith, 1998; Galloway, 1975; Hori & Saito, 2013). Neste rio de grande escala, os lagos teriam dimensões que comportavam o acúmulo de lobos de inundação com escala métrica. O ajuste hidroplástico entre as lamas lacustres e os lobos de *crevasse* por processos de fluidização e liquefação produziam os arenitos e pelitos maciços (Elliott, 1986; Van Loon & Brodzikowski, 1987; Shepard, 1955; Coleman & Prior, 1983; Coleman, 1988). Essas características confirmam que o ambiente era de rápido influxo sedimentar, tendo um fluxo hiperpicinal (Coleman, 1988; Orton & Reading, 1993; Glover & O'Beirne, 1994).

As áreas de inundação eram intensamente bioturbadas por artrópodes, vermes e insetos indicados pelos icnofósseis *Skolithos*, *Planolites* e *Taenidium*, típicos de ambiente continental (Buatois & Mángano, 2011). *Thalassinoides* são comuns nas fácies mais grossas contrariando sua forma mais comum de ocorrência, que são os substratos dominados por siltes e areia fina (Pemberton *et al.*, 1992, 2001).

Um modelo deposicional para Formação Alter do Chão (Figura 9) mostra o padrão vertical de empilhamento dos corpos de areia, redução vertical dos tamanhos dos grãos e o desenvolvimento dos depósitos fora do canal, indicando um sistema fluvial meandrante de alta energia e carga mista, em Óbidos e Parintins. A parte basal da formação indica um sistema fluvial com energia relativamente mais elevada. Essa interpretação considera a proporção maior de conglomerado e arenitos com seixos em comparação com as porções superiores. As porções médias e superiores dos ciclos mostram aumento na proporção de fácies mais finas, indicando diminuição gradual da energia do fluxo. A baixa proporção de fácies mais grossas na parte média e topo dos ciclos podem estar relacionados com a baixa taxa de subsidência, que aumentou a migração lateral dos canais e consequente retrabalhamento da planície de inundação. As avulsões periódicas dos canais e migração lateral do canal principal parecem ter propiciado um grande retrabalhamento das planícies e de *overbank* permitindo maior deposição nesses depósitos externos ao canal (Behrensmeyer *et al.*, 1995; Shukla *et al.*, 2010).

O modelo proposto por Rossetti & Netto (2006) de um delta dominado por onda que progradiu de NW para se conectar com uma bacia marinha localizada para E ou SE não é considerado para os afloramentos estudados. Os principais pontos de discussão que contraria o modelo de Rossetti & Netto (2006) é que este foi cunhado dentro de uma área geográfica restrita com uma visão parcial do sistema da Formação Alter do Chão. Da mesma forma, inferir um sistema deltaico migrando para leste ou sudeste da região de Manaus, implica em um mar adjacente nesta direção, o que não foi demonstrado. A bidirecionalidade das paleocorrentes pode ser mais bem explicada pela presença de depósitos de inundação, comumente encontrado na área de Manaus. Os dados aqui mostrados indicam um ambiente plenamente continental com paleocorrente com padrão unidirecional indicando sentido de N-NE para S-SW.

Salvo as extrapolações feitas na confecção deste modelo deposicional, a reconstituição completa do sistema fluvial Alter do Chão até sua desembocadura no Oceano Pacífico não foi possível, já que esta unidade aflora somente na Bacia do Amazonas. A porção mais externa deste "Big River" cretáceo encontra-se a oeste do atual Arco de Purus sob os depósitos

Neógenos da Formação Solimões, na Bacia homônima. Entretanto, considerando que a sucessão aflorante estudada esteja aproximadamente no mesmo nível estratigráfico pode-se admitir que a variação lateral de canal meandrante para anastomosado proposto aqui, seria uma compartimentação geomorfológica tipicamente encontrada em rios transcontinentais que cortam arcos estruturais que limitam segmentos com diferentes subsidências. Desta forma, embora incompleto, sem os depósitos proximais e distais, a porção preservada deste sistema permite abrir uma discussão importante sobre a instalação de uma drenagem transcontinental na Amazônia durante o Neocretáceo.

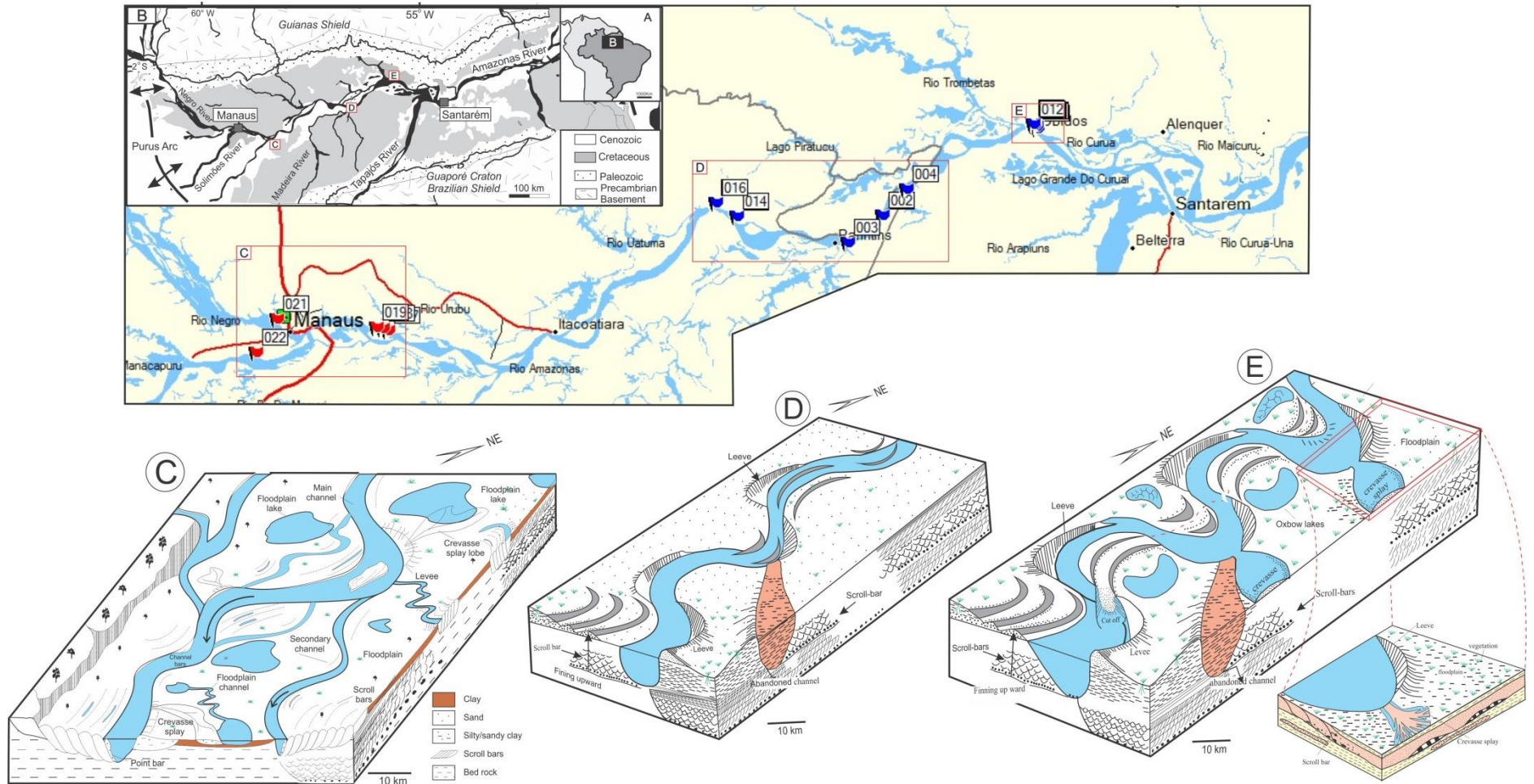


Figura 9. Modelo deposicional proposto para Formação Alter do Chão. A-B) Localização da área estudada. C) Modelo fluvial anastomosado com desenvolvimento de múltiplos canais; Modelo de um sistema fluvial meandrante com carga mista, proposto para os depósitos Cretáceos da Formação Alter do Chão, nas áreas de Parintins (D) e Óbidos (E).

6. Conclusões

Os depósitos da Formação Alter do Chão expostos entre cidades de Óbidos-PA e Manaus/AM, respectivamente, parte central e oeste da Bacia do Amazonas, consistem basicamente em depósitos siciclásticos organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes (fining upward) relacionado a um sistema meandrante a anastomado, composto por fácies de preenchimento de canal fluvial e de depósitos de inundação. O canal meandrante era de alta sinuosidade e carga mista, enquanto sistema anastomosado era formado por fácies relacionadas a depósitos de *crevasse splay* e depósitos de *oxbow lake/floodplain*, intensamente bioturbados por *Taenidium Barretti*, *Beaconites* e *Planolites*, e ocasionais galerias de *Thalassinoides* e *Diplocraterion*.

A integração de informações faciológicas obtidas de diversos afloramentos da parte centro-oeste da Bacia do Amazonas, permitiu propor um modelo paleoambiental e paleogeográfico mais representativo caracterizado por sistema fluvial meandrante-anastomosado que migrava preferencialmente para S-SW em direção ao Oceano Pacífico. Embora as porções proximais e distais deste sistema não terem sido avaliadas, o registro na porção central da Bacia do Amazonas abre uma perspectiva de entendimento paleogeográfico inferindo drenagem transcontinental na Amazônia durante o Neocretáceo.

Agradecimentos

Este trabalho foi realizado como parte da Tese de Doutorado do autor, financiado pelo Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq). Os autores agradecem a Universidade Federal do Pará e ao CLIM-AMAZON (Processo n. 295091) pelo apoio financeiro. Também somos gratos a Roberto Cesar Mendonça Barbosa, Luis Saturnino e José Bandeira pela assistência no trabalho de campo e discussões geológicas.

Referências

- Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheet (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sediment. Geol.* 33, 237–293.
- Allen, J.R.L., Friend, P.F., 1968. Deposition of Catskill facies, Appalachian Region: with some notes on some other Old Red sandstone Basins. In: Klein, G., de V. (Eds.), *Late Palaeozoic and Mesozoic Continental Sedimentation, Northeastern North America*: Spec. Publ. Geol. Soc. Am., 106, pp. 21–74.
- Behrensmeyer, A.K., Willis, B.J., Quade, J., 1995. Floodplains and palaeosols of Pakistan Neogene and Wyoming Palaeogene deposits: a comparative study. *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 115, 37–60
- 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.
- Buatois, L. & Mangano, M. G. 2011. *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press. 358 pp
- 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
- 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.
- Coleman, J.M., 1988. Dynamic changes and processes in the Mississippi River delta. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 100, 999-1015.
- Coleman, J.M., Prior, D.B., 1983. Deltaic sand bodies. American Association of Petroleum Geologists, Education Course Notes Series 15, 171 p.
- 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, P.R.C.; Gonzaga, F.G.; Coutinho, L.F.C. Feijó, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Bol. Geoc. Petrob.*, **8**: 47-55.
- Cunha, P.R.C.; Melo, J.H.G; Silva, O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Bol. Geoc. Petrob.*, **15**: 227-251.
- 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.
- Daemon, R.F., 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Rev. Bras. Geo.* **5**: 58 84.
- 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.
- Elliott, T., 1986. Deltas. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell, Oxford, 615 pp.

- Galloway, W.E., 1975, Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems, in Brousard, M.L., ed., *Deltas, Models for Exploration*: Houston Geological Society, Houston, Texas, p. 87–98
- Glover, B.W., O’Beirne, A.M., 1994. Anatomy, hydrodynamics and depositional setting of a Westphalian C lacustrine delta complex, West Midlands, England. *Sedimentology* 41, 115-132.
- Heller, P.L., Paola, C., 1996. Downstream changes in alluvial architecture; an exploration of controls on channel-stacking patterns. *J. Sed. Res.* 66, 297–306.
- Heller, P.L., Paola, C., 1996. Downstream changes in alluvial architecture; an exploration of controls on channel-stacking patterns. *J. Sed. Res.* 66, 297–306.
- Horbe, A.M.C. 2014. Idades paleomagnéticas de crostas lateríticas da Amazônia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Naturais.* v. 9, p. 93-104.
- Hori, K. and Saito, Y. 2003. *Morphology and Sediments of Large River Deltas*. Tokyo, Japan: Tokyo Geographical Society.
- Johansson, M., Braakenburg, N.E., Stow, D.A.V., Fauge`res, J.C., 1998. Deep-water massive sands: facies, processes and channel geometry in the Numidian Flysch, Sicily. *Sediment. Geol.* 115, 233–265.
- Jones, B. G. and Rust, B.R., 1983. - Massive Sandstone Facies in the Hawkesbury Sandstone, A Triassic Fluvial Deposit Near Sydney, Australia. *Journal of Sedimentary Petrology.* Vol. 53, N°. 4. Pp. 1249-1259.
- Kistler, P., 1954. *Historical resume of the Amazon Basin*. PETROBRAS/RENOR, Belém, Relatório interno (inédito).
- Leopold, L.B., Wolman, N.G., 1960. River meanders. *Geol. Soc. Am. Bull.* 71, 769–794.
- 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
- Mertes, L. A. K.; Daniel, D.L.; Melack, J.L.; Nelson, B. Martinelli, A.L.; Forsberg, B.R. 1995. Spatial patterns of hydrology, geomorphology, and vegetation on the floodplain of the Amazon River in Brazil from a remote sensing perspective. *Geomorphology*, n.13, p.215-232.
- Mertes L.A.K., Dunne T., Martinelli L.A. 1996. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil. *Geological Society of American Bulletin*, v. 108, p. 1089-1107
- Moura, P. 1938. *Geologia do baixo Amazonas*. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico. Rio de Janeiro: n. 91, 94 p. il.
- 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.
- Orton, G.J., Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology* 40, 475-512.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., Frey, R.W., 1992a. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. *In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), Facies Models Response to Sea Level Changes*. Geological Association of Canada. St Johns, Newfoundland, pp. 47-72.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., Frey, R.W., 1992a. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. *In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), Facies Models Response to Sea Level Changes*. Geological Association of Canada. St Johns, Newfoundland, pp. 47-72.

- Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D., Sinclair, I.K., 2001. Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes 15, 343 pp
- Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D., Sinclair, I.K., 2001. Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes 15, 343 pp.
- 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.
- 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
- Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W., Anaisse Jr., J., 2000. Tsunami-induced large-scale scour-and-fill structures in Albian to Cenomanian deposits of Grajau ´ Basin, northern Brazil. *Sedimentology* 47, 309-323.
- Rossetti, D.F., Santos Jr., A.E., 2003. Events of soft sediment deformation and mass failure in Upper Cretaceous estuarine deposits (Cameta ´ Basin, northern Brazil) as evidence for seismic activity. *Sedimentary Geology* 161, 107-130.
- 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.
- Santos Jr, A.E.A & Rossetti, D.F. 2006. Modelo deposicional da Formação Ipixuna (Neocretáceo-?Eoterciário), Área do Rio Capim, Norte do Brasil. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, v. 13, p. 65-87.
- Santos, H.P; Silva Júnior, J.B.C; Nogueira, A.C.R, Abrantes Júnior, F.R. 2014. Depósitos flúvio-Costeiros da Formação Raizama, Ediacarano-Cambriano da Faixa Paraguai Norte, região de Nobres, Mato Grosso, Brasil. *Geol. USP, Sér. cient. vol.14 nº. 4*, São Paulo. P. 14-38.
- Shepard, F.P., 1955. Delta front valleys bordering Mississippi distributaries. *Geological Society of America, Bulletin* 66, 1489-1498.
- Shukla, U. K., Bachmann, G.H. and Singh I. B. (2010): Facies architecture and sedimentation pattern of the Mid-Carnian Stuttgart Formation (Schilfsandstein), central Germany, and its comparison with modern Ganges system, India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 197, 110-128.
- Slingerland, R. and N. D. Smith (1998), "Necessary conditions for a meandering-river avulsion," *Geology (Boulder)*, 26, 435-438
- Trinidade, R.I.F., Horbe, A.M.C., Peixoto, S.F. (2006) Paleomagnetismo de crostas lateríticas da região amazônica: dados preliminares e implicações cronológicas. *In: Congresso Brasileiro de Geologia 43, Aracaju. Anais, SBG*, p. 136.
- 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
- Turner, P. 1980. *Continental red beds*. Developments in sedimentology, 29. Elsevier, Amsterdam. 562 p.
- Van Houten, F.B., 1973. Origin of red beds: a review 1961-1972. *Rev. Earth Plant. Sci.* **1**: 39-61.
- van Loon, A.J., Brodzikowski, K., 1987. Problems and progress in the research on soft-sediment deformations. *Sedimentary Geology* 50, 167-193.

- 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.

4. NON-MARINE TRACE FOSSILS OF THE LATE CRETACEOUS ALTER DO CHÃO FORMATION, AMAZONAS BASIN, BRAZIL.

Anderson C. Mendes¹, Joelson Lima Soares² & Afonso C. R. Nogueira^{1,2}

1- Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, CP 1610 - CEP 66.075-110, Belém, PA. anderson.mendes@ufopa.edu.br

2- Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, CP. 1610 - CEP 66.075-110, Belém, PA, jlsoares@ufpa.br; anogueira@ufpa.br

Abstract

Trace fossils that record animal and plant activity are described from the Upper Cretaceous Alter do Chão Formation exposed in the Western Amazonas Basin, Northern Brazil. Sedimentary facies association attests non-marine setting dominated by channel– interchannel crevasse splay/subdeltaic and floodplain fluvial deposits. The ichnofauna, in part, previously described as marine in origin, comprises by *Taenidium barretti*, *adhesion meniscate burrows (AMB)*, *Beaconites* and, occasionally, *Thalassinoides* galleries, *Planolites* and *Diplocraterion* considered here as exclusively continental. In the most case, the ichnofossil walls are generally ferruginized not allowing the precise ornamentation identification. These burrows likely reflect the activity of insects or oligochaetes that occupied soft, moist proximal overbank substrates. Channel-fill and point bar deposits host a low diversity ichnocoenosis composed almost exclusively by meniscate burrows occurred mainly in coarse-grained pebbly sandstones that alternates with locally dense, monospecific colonization of *Planolites*, as well as, insects dwelling. The predominance of overbank deposits in the succession, strongly dominated by large-scale crevasse splay/subdeltaic lobes indicate a huge floodplain areas with lakes feeding by meandering to anastomosing channels. Locally, overbank mudstones and mainly crevasse-splay sands were completely bioturbated by meniscate backfilled burrows most allied with *Taenidium*, *AMB*, *Beaconites* and *Thalassinoides*. The intimate association of shallow to moderate burrow depths, *dense network* of silicified *rhizoliths*, wood fragments, as well as, the low-diversity assemblages, suggest that the tracemakers dominated mainly overbank habitat. The ichnocoenosis distribution in the succession reflect sporadic, short-lived colonization in response to humidity variation indicate short-term fluctuations of a relatively high groundwater table in overbank setting. Large scale of bedforms and continental ichnofossils, in a thick siliclastic succession, laterally continuous for hundreds of kilometers, suggest a large fluvial system with extensive overbank areas, dominated by crevasse splay deposits, implanted in the Amazonia during Late Cretaceous.

Keywords: Late Cretaceous; Amazonas Basin; Non-marine ichnofossils; Fluvial deposits.

1. Introduction

Cretaceous deposits in Amazonia are mostly represented by the Alter do Chão Formation (Kistler, 1954), exposed on the banks of modern Amazon River. This unit is restricted to the Amazonas Basin, northern Brazil, not transpassing the western limit of the basin, the Purus Arc (Figure 1). This unit is 500m thick in subsurface and consists of kaolinitic, locally silicified, and whitish to reddish sandstones, pelites and conglomerates. With exception of some preserved theropod teeth (Price, 1960) found in this unit, body-fossils are absent and poorly preserved macroflora represented by rare dicotyledons (Dino et al., 1999) have forced researchers to interpret paleoenvironments based largely on sedimentological studies. The paleoenvironment indicated for the Alter do Chão was mainly braided fluvial and lacustrine settings (Caputo et al. 1972, Daemon, 1975; Castro et al. 1988, Pereira, 1988; Cunha et al. 1994; Dino et al, 1999; Eiras et al. 1994). The marine influence suggested by Rossetti and Netto (2006), based on sedimentological and ichnological analysis, provide of some outcrops near Careiro Island, east of Manaus. Dino et al. (1999) consider two successions for Alter do Chão Formation: an Aptian lower succession, observed only in subsurface, related to fluvial meandering and anastomosing deposits; and a Cenomanian upper succession, probably observed also in surface, composed of fluvial, deltaic and lacustrine sediments. The Alter do Chão Formation unconformably overlies Paleozoic rocks and overlaid by Miocene-Pliocene Novo Remanso Formation (Cunha et al. 1994, Rozo et al. 2005).

The presence of *Elastoporites Klazzi*, an important index fossil for the Cenomanian, present as reworked palynomorph in the siliciclastics deposits of Neogene Novo Remanso Formation, indicated Cretaceous source-rocks and confirms indirectly the age for Alter do Chão deposits (Guimarães et al. 2015). The development of Paleogene lateritic-bauxite profile in the top of Alter do Chão deposits, coadunate also the probable Upper Cretaceous age. The development of lateritic profiles caused an intense weathering in these rocks during Paleogene, precluding the preservation of organic matter and, consequently, difficulting the obtainment of age by pollens grains.

Few ichnological assessments available on Alter do Chão Formation. The first ichnological information by Nogueira et al. (1999) revealed the presence of *Scoyenia*, *Skolithos* and *Muensteria*, typical of continental *Scoyenia* ichnofacies. Afterwards, Rossetti and Netto (2006), recording mainly *Thalassinoides*, *Planolites* and *Diplocraterion* traces in putatively influenced-marine deposits. Despite different paleoenvironmental interpretations based on ichnofossils, outcrop-based facies analysis along of Amazonas Basin by Mendes et

al. (2012) have confirmed the previously continental facies interpretation, documenting meandering channel and overbank fluvial deposits.

This work describes trace fossils from Upper Cretaceous Alter do Chão Formation in fourteen localities, between the cities of Manaus and Santarém, eastern border and central part of Amazonas Basin (Figure 1). The outcrops of Manaus region were the most promising in the recognition of trace fossils, because of abundance of fine sediments and are the principal focus of this work. We emphasize on the morphological variations and ethological significance of trace fossils, integrating with sedimentological data and opening discussions about the possibility of some trace fossils, considered as indicative of marine influence may occur also in continental environments. Finally, the work provides data that may help to constrain the reconstitution of Alter do Chão depositional setting, based on new ichnofaunal data.

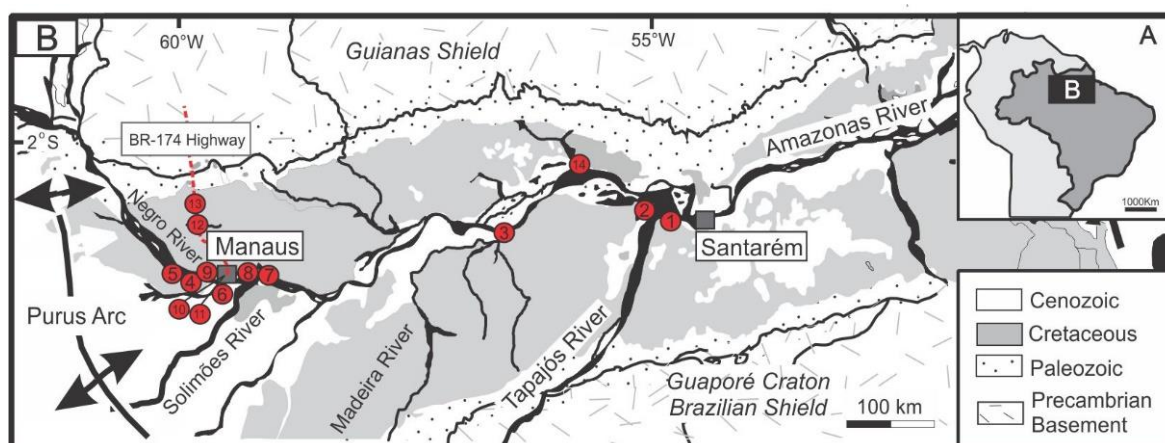


Figure 1. Geological and location map of studied area. Purus Arch is the western limit of Amazonas Basin. The main analysed outcrops of Cretaceous rocks indicated in red circles are: 1- Alter do Chão Village; 2- Tapajós Rivermouth; 3- Parintins Island; 4- Paricatuba Village; 5- Bela Vista; 6- Cacau-Pirera; 7- Left margin of Amazon River near Careiro Island; 8- Ponta das Lajes; 9- Port of Estaman Company; 10- Port of São Raimundo; 11- Ponta Negra beach; 12- Sandstone quarry in km 11; 13- Cabeça Branca River and 14-Óbidos.

2. Geological setting

The intracratonic Amazonas Basin with an area 500.000 km² and its filling is predominantly of siliciclastic rocks and secondarily carbonate deposits of Paleozoic, Cretaceous and Cenozoic age (Caputo, 1984). Mesozoic magmatism intruded the stratigraphic column during Jurassic and Triassic times, represented by dikes and sills of diabase (Cunha et al. 1994). The basin is elongated following its depositional axis oriented to W/SW-E/NE (Figure 1). The west and east limits of the basin are, respectively, the Purus and Gurupá arches, to the north occurs the Guiana Shield and to the south the Brazilian Shield (Figure 1).

The tectonism in the basin is essentially brittle with low vertical expression, but with regional large-scale deformations, which have close spatial relationships with major orogenic lineaments of crystalline basement, reactivated along ancient discontinuities during the Phanerozoic (Resende and Brito, 1973). The NW-SE lineaments imprint in the basement rocks, enter to the basin as structural arches (e.g. Purus Arch), reactivated along of Phanerozoic, deforming and controlling the depocenter changes and the sedimentation of different ages (Wanderley Filho 1991; Costa, 2002). Nepomuceno and Theodore (1985) described three phases of tectonism in the Amazonas Basin, based on seismic lines data: a) implantation of Permo-Carboniferous normal faulting, probably linked to Hercinian Orogeny; b) distentional phase with intense tectonic igneous activity during the Permo-Triassic, coinciding with the opening of the North Atlantic; and c) transpressional transtensional tectonics in the the Jurassic to Cretaceous extending until now, apparently related to the opening of the South Atlantic.

The basement comprising igneous, metamorphic and sedimentary rocks of volcano-the-Maroni Itacaiunas, Amazonia and Central provinces, which correspond to the oldest rocks of the Amazon Craton (Teixeira et al. 1989, Tassinari and Macambira, 1999; Tassinari et al. 2000). The Purus Group, represented by the Prosperança and Acari formations, represent the Neoprotozoic filling, in part, related to the rift phase of the Amazonas Basin (Cunha et al. 1994, Eiras and Matsuda, 1995). Phanerozoic in the Amazonas Basin is divided into four sequences (Cunha et al. 1994): Upper Ordovician-Lower Devonian (Trombetas Group); Lower Devonian-Carboniferous lower (Curuá and Urupadi groups) and Upper Carboniferous-Permian (Tapajós Group). The last depositional sequence, with approximately 500m thick, represented by upper Cretaceous-Tertiary (?) Alter do Chão Formation, included in the Javari Group (Cunha et al. 1994; Eiras et al. 1994). Cretaceous deposition occurred during an east-west extension associated with the evolution of south Atlantic and the initial Andean uplift.

3. The Alter do Chão Formation

3.1. General Aspects

In the studied area, the Alter do Chão Formation occurs exposed in margins of the rivers and in roadcut, with succession reaching up to 20 m thick and laterally continuous for dozens of kilometers. Despite the distances between the studied localities, the lateral discontinuity observed locally was possible to establish a good correlation using some key-surfaces, as well as, describing in detail the sedimentary facies. The best key-surface for

correlation is the tabular horizons of ferruginous laterite or bauxite crust developed in the top of Alter do Chão succession. Despite of this crust developed in an erosional surface indicate the same paleotopographic level formed during Cenozoic subaerial exposure.

The succession consists mainly of fine- to coarse-grained sandstone, and sometimes conglomerates, with moderate to poorly sorted and angular to sub-rounded grains, and subordinate pelites. The rocks are generally friable and reddish, but also occur whitish sandstones. Red color dominate in mudstone and siltstone, but are also purple and white. The silicification is more frequent in pelites and in fine-grained sandstone. Sedimentary facies is predominantly organized in fining-upward cycles ranging from 1 to 6 m-thick. Silicified wood fragments occur in almost all studied outcrops and abundance of trace fossils occur mainly in the outcrops of Manaus region (Figures 1 and 2).

In this work, we use the proposal of Mendes et al. (2012 and inedit) about the facies description and paleoenvironmental interpretation for Alter do Chão deposits with new additional data (Figure 2). Simplified facies associations comprises two main settings correspondent to channel and point bar deposits and overbank sediments, representative of meandering to anastomosing fluvial system (Figure 2).

3.2. Fluvial channel and point bar deposits

The highest energy facies of channel deposits are represented by gravel bars consisted of massive conglomerates and trough cross-bedded pebbly to very coarse-grained sandstone disposed in tabular to lenticular layers, laterally continuous for dozen of meters. The channelized deposits form the lower part of meter-scale fining upward cycles (Figures 2, 3 and 4). Lag deposits with mudstone and quartz clasts, mark the base of these layers and reflected the segregation of coarse sands in the scoured/channelized bases (Allen, 1970; Leeder, 1973). Coarse sands segregated in the foresets attest the collapse of small-scale parasitic bedforms in the lee side avalanche faces (Figure 4D). Mudstone clasts (pebbles and blocks) mark the base of channel deposits, interpreted as reworking of floodplain cutbank. Traces fossil are rare in the very coarse to pebbly channel deposits, predominating mainly meniscate burrows and root traces forming paleosols in abandoned channel deposits (Table 2, Figures 2, 3 and 4).

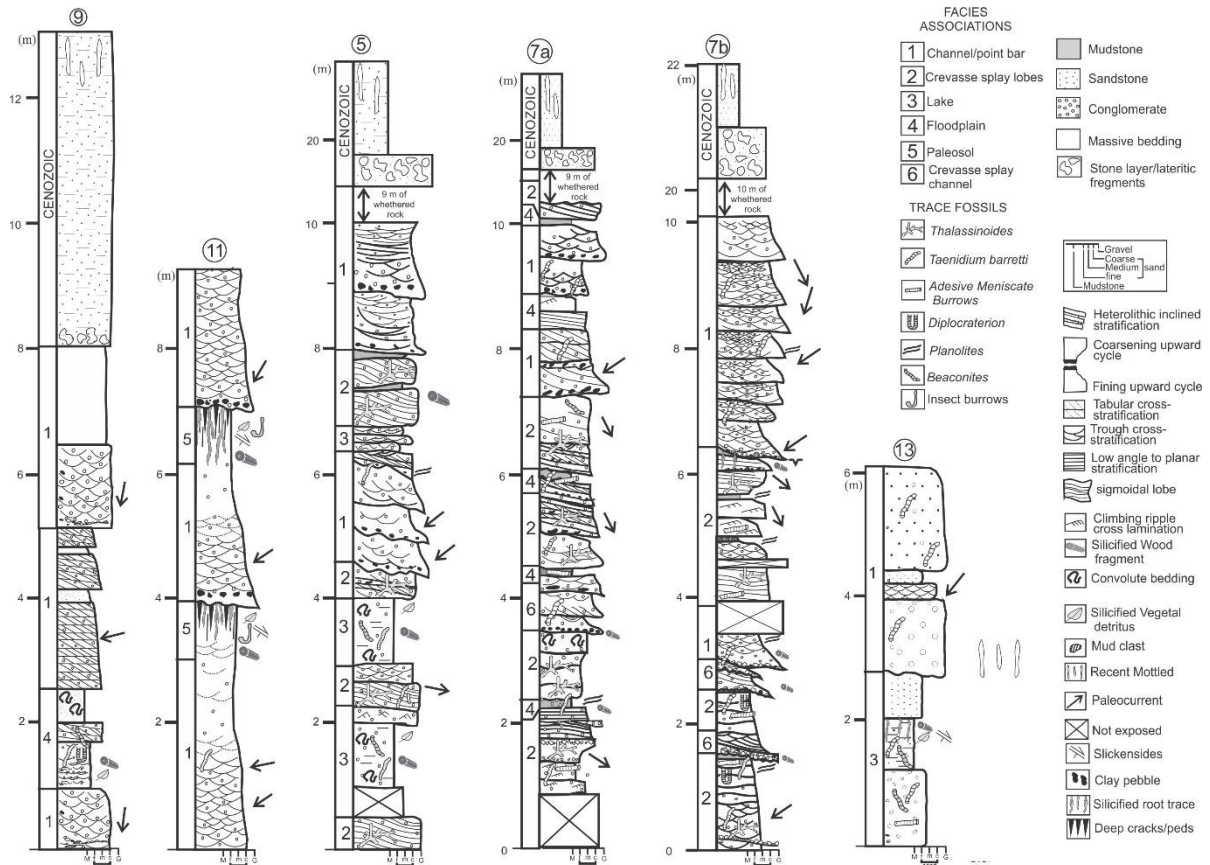


Figure 2. Measured sections of Cretaceous deposits and trace fossils distribution in the localities of Port of Estaman Company (9), Ponta Negra Beach (11), Bela Vista (5), outcrops in the left margin of Amazon River, near Careiro Island (7a and 7b; outcrops described by Rossetti and Netto, 2006) and sandstone quarry in the BR-174 highway (13). The sections are located in the figure 1.

Sand bars deposit represent the most typical complex architectural component of Alter do Chão Formation, documented at all studied measured sections as tabular to lenticular layers of up to 5m-thick, laterally continuous up to 150 m. (Figures 2, 3A and 4). Pebbly to coarse-grained sandstone with trough cross bedding gradually pass, upsection, to medium to coarse-grained sandstone with tabular cross bedding, underlaid by fine sediments with climbing ripple-cross lamination and laminated pelites (Figure 2 and 4A). The base of channel deposits, mudstone clasts (pebbles and blocks) marked the bottomsets, interpreted as reworking of floodplain cutbank (Figure 3). The set thickness generally decrease upward to the top of fining cycles (Figure 4A), indicating changes in the bedforms styles, since dunes to ripple marks compatible with the energy transport decrease in the channel (Halfar et al., 1998). Paleocurrent data measured in this deposits show a moderate dispersion and a unimodal south-southwest trend (Figure 2). The orientation of these macroforms is generally orthogonal to this paleoflow direction. Isolated burrows are frequent and locally collapse structures filled by *medium- to coarse-grained quartz-pebble* sediments, indicate shaft/gallery breakage (Figure 4D, E and F). The moderate colonization of sandbars and pointbar probably

occurred during low discharge to partial abandonment of channel (c.f. Buatois and Mángano, 2011). Silicified wood fragments and incipient root traces suggest vegetated river margins (Figure 3C).

Lateral accretion bar deposits are less frequent in the studied succession consisting of 3m-thick lenticular fine- to medium-grained sandstone beds, laterally continuous for up to 15 m, overlying sandstones interbedded with pelites. The inclined beds are generally oblique (90-110° Azimuth) to the direction of the paleochannel, provided by the trough cross stratification.

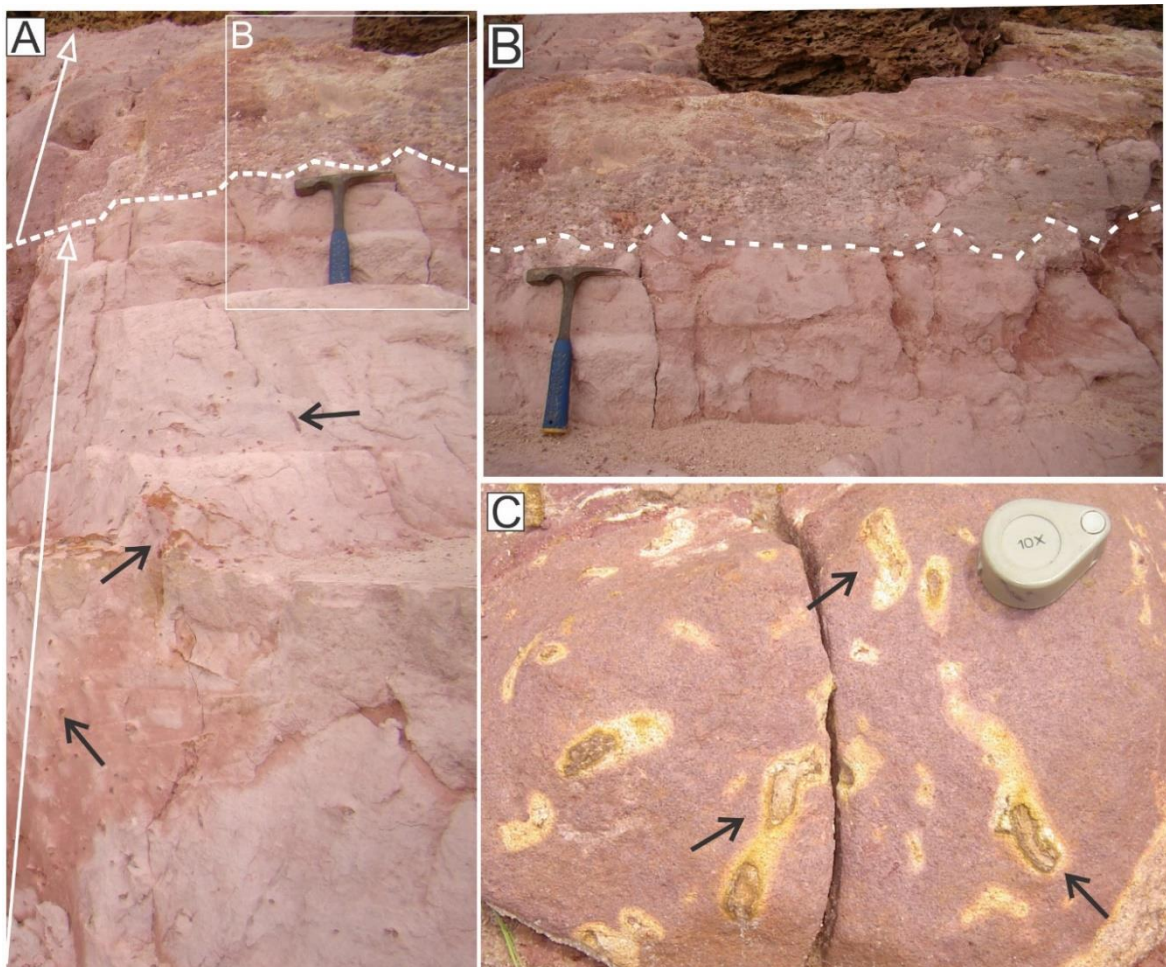


Figure 3. Fining upward cycles (white arrows in A) in point bar/channel deposits in the outcrop located in the left margin of Amazon River, in front of Careiro Island (Section 7B in Figure 2). B) Detail of A showing erosional surface in the base of cycles. The top of the cycles is bioturbated (A) and locally occur silicified root marks (C), developing iron oxide reduction halo (black arrows).

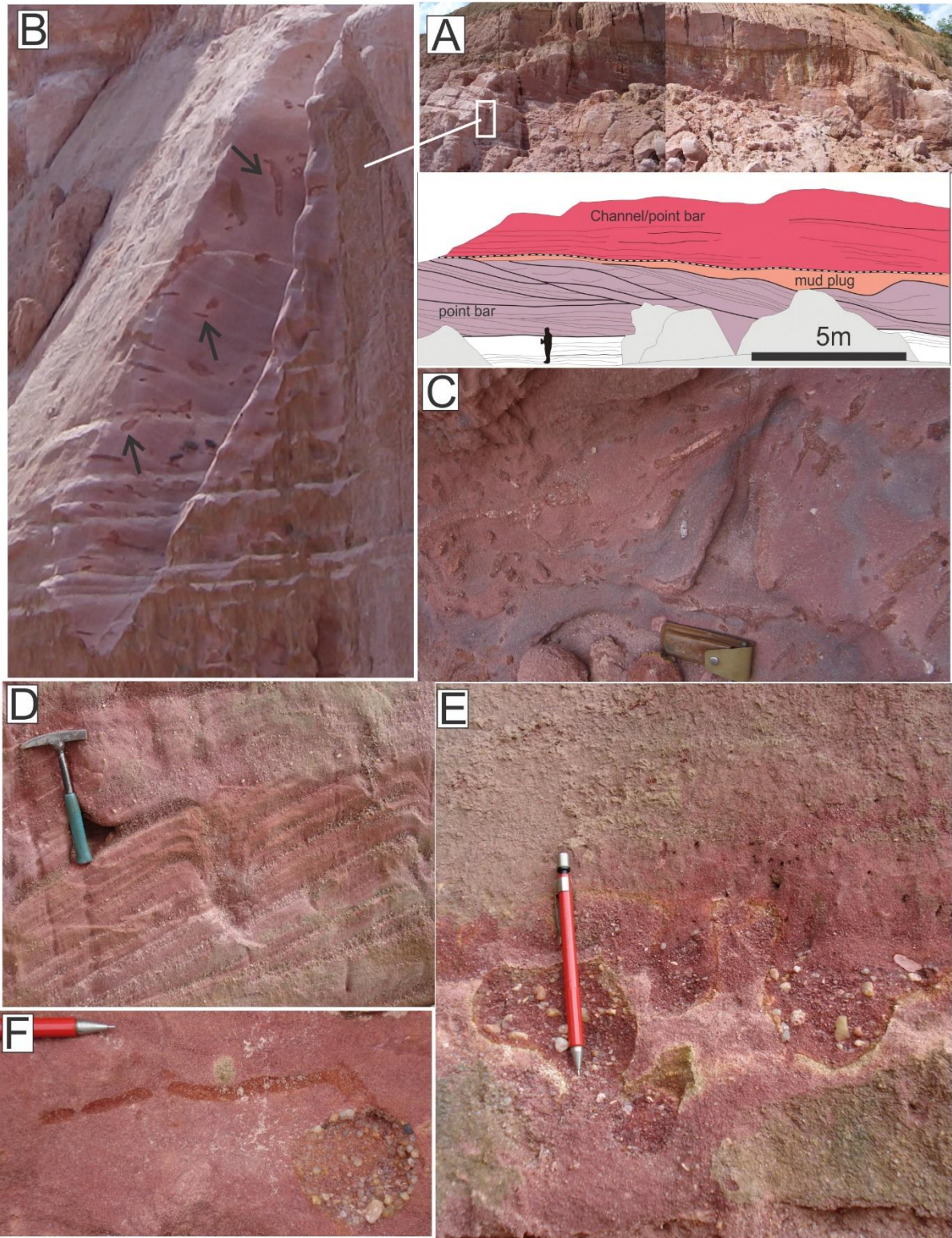


Figure 4. General aspects of fluvial channel and point bar deposits. A) Port of São Raimundo outcrop with inclined beds related to point bar/channel deposits and mud plug filling bar morphology. B) Detail of A with point bar deposits bioturbated by a complex tube system (arrows) observed in transverse and (C) plain views. D) Coarse-grained to pebbly sands in the foresets disturbed by conical collapse structure, probably associated to shaft/gallery breakage. E) Circular to elliptical borings in transverse and (F) plain views locally developed in the top of fining upward cycles. Note the matrix-supported pebbly to coarse-grained sediments filling borings. The figures D-F are features observed in the Parintins hill.

3.3. Overbank deposits

The overbank deposits include interchannel sediments deposited in proximal zones of active channels including levee and crevasse splay channel deposits, and in distal areas of active channels represented by floodplain, crevasse channel lobes and lakes deposits (cf. Collinson, 1996; Elliot, 1986).

Levee deposit comprises 2m-thick lenticular beds, laterally continuous by dozens of meters, of fine-grained silty sandstone and laminated to massive pelites, sometimes, exhibiting climbing ripple-cross lamination (Figure 5). The identification of these deposits based on the relationship with the crevasse splay channel and floodplain deposits (Brierley and Ferguson, 1997).

Crevasse splay channel deposits comprise concave geometry, reaching 3m-thick and 10m in length, filled by trough cross-bedded coarse-grained pebbly sandstone and subordinately, tabular cross-bedded medium to coarse-grained sandstone. Small-scale root traces, dissection cracks and rare maniscate burrows occurs in the top of fining upward cycles. Silty fine-grained sandstone interpreted as proximal crevasse splay sediments overlies channel facies that truncate the levee deposits (Figure 5). The erosion of levee morphology by channelized sediments occurring during maximum flooding of the river on the floodplain (Aslan and Blum, 1999).

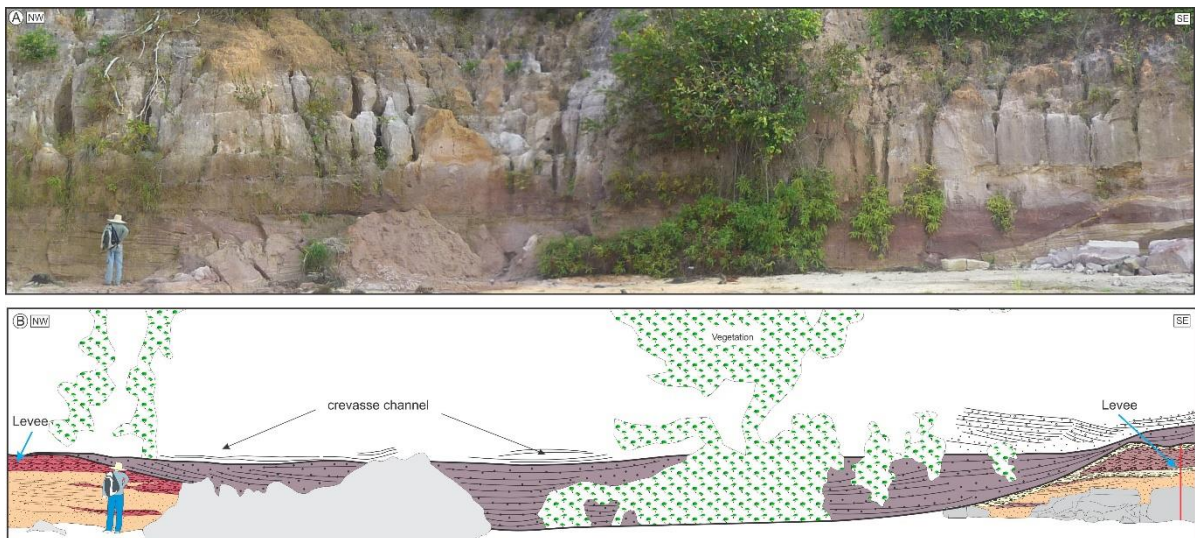


Figure 5. Crevasse channel and levee deposits in Alter do Chão Formation, left margin of Amazon River, near of Óbidos city.

Floodplain deposits consist in purple, reddish and yellow massive to laminated pelites interbedded with fine-grained sandstone. Form tabular beds with up to 3m, laterally continuous by hundreds of meters, overlying fining upward cycles of channel/point bar

deposits. Fine sediments characterize also lacustrine and mud plugs deposits, reaching 2-5m-thick and 25m in length, produced by abandonment of channel or avulsion (Collinson, 1996; Elliot, 1986). Mudplug deposit accumulate mainly on point bar morphology and, sometimes, develop incipient paleosol horizon in the top, during bar emergence (Figure 4A). Well-developed paleosols occur mainly in the floodplain areas characterized by reddish color, indicating mobilization of Fe^{2+} and concentration of Fe^{3+} , associated frequently to fluctuations in the water table level (Turner, 1993). Additionally, pedogenetic features occur in these horizons such as clay and iron oxyhydroxide cutans in the quartz grains, blocky alteration, pediform structures, dissection cracks, root marks, and slickensides (Retallack, 1988; Kraus and Aslan, 1999).

The overbank deposits of Alter do Chão Formation, sometimes, exhibit slightly undulated and crenulated extension fractures, with filling of microcrystalline quartz (Figure 7C and D). In the outcrops in front of Careiro Island, near of Manaus, these extension fractures resemble ripples marks mantled by mud drapes, but laterally form a interconnected networks of fractures or box-work pattern (Figure 7D).

Coarsening to thickness upward succession of sandstone with cross-bedding (sigmoidal and trough cross-stratification), low-angle to even parallel stratification and climbing ripple-cross lamination, reaching up to 2m-thick each cycle and laterally pinch out into floodplain mudstones is interpreted as crevasse splay deposits. Crevasse splay deposits consist in lobate sand bodies, which form due the breaching of levees during spreading of fluvial channel waters related to the seasonal maximum flooding (Capuzzo and Wetzel, 2004). In proximal part, crevasse splay sands fringe the channelized crevasse, while in distal portion, the desacceleration and unconfinement of flow generating various size of sand lobes or sheet sands by flow spreading on the floodplain or confined lakes (O'Brien and Wells, 1986, Bristow et al. 1999). In the Alter do Chão Formation small-scale single crevasse splay sandstone lobes generally form isolated bodies in floodplain deposits or overling levee sediments, immediately underlaid by fluvial channel deposits (Figure 2). In contrast, some outcrops near of Manaus region, exhibit a succession composed of single crevasse splay sandstones, recurrently stacked and reaching up to 10m in thickness. We consider this thick crevasse splay succession as a large-scale composite crevasse splay deposits, similar to crevasse subdelta lobes which infill flood plain and lakes in the Middle Jurassic Ravenscar Group of Yorkshire, United Kingdom (Mjøs et al. 1993). This composite crevasse splay deposits usually are between 2.5 and 6m thick, with estimate extension above 20km through distal part of overbank zone (Mjøs et al. 1993). In the medial to distal zone, the composite

crevasse splay sequence will consist of amalgamated and stacked single crevasse splay sandstones with widths of around 0.5 km. The thickest crevasse splay sandstones as observed in the Manaus region, suggest connection with a huge feeder channel linked to a mega-scale meandering to anastomosing fluvial system (Mendes et al. inedit). These deposits generally interbedded with floodplain/lake mudstone and extremely bioturbated by complex burrows system and, locally, root marks occur in the top of coarsening and thickening upward cycle (Figure 2).

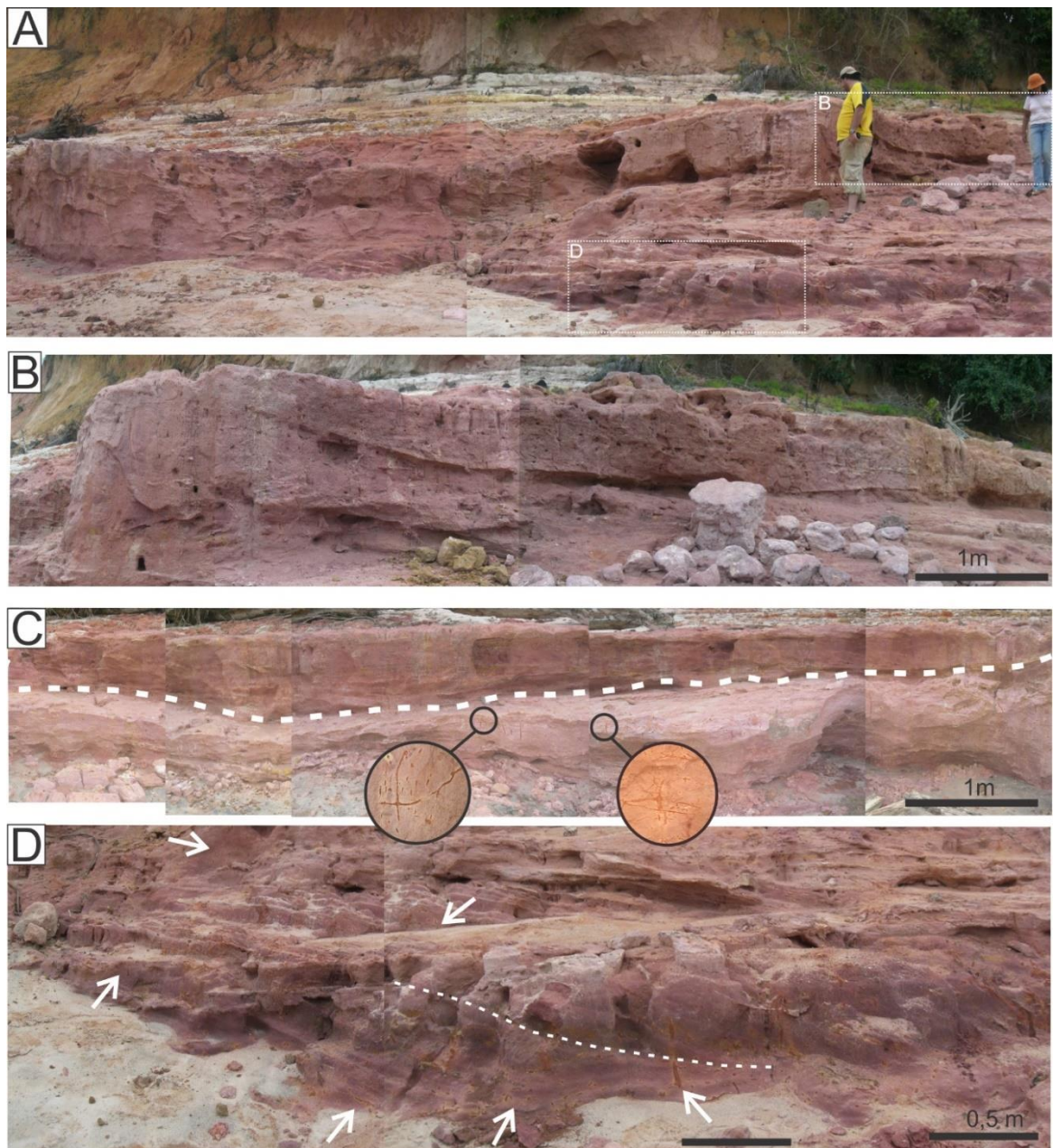


Figure 6. Sigmoidal lobes of composite crevasse splay/subdeltaic deposits in Bela Vista Village, Iranduba region. A) General view of overbank deposits in contact, upsection, with channel deposits marked by whitish beds. B) Longitudinal (detail of A) and C) transversal view of lobes with burrows system cf. *Thalassinoides* (enlarging view in circle). D) Detail of A exhibiting sigmoidal cross bedding with vertical tube systems (white arrows).



Figure 7. Sedimentary facies of overbank deposits. A) Siltites interbedded with thin fine-grained sandstone laminae with ripple bedding. B) Deformed mudstone beds bioturbated by simple tube. C) Quartz-filled veins in fine-grained sandstone mimicking diminutive ripple marks (white arrows) and laterally develop interconnected networks forming a box-work pattern (D). E) Deep cracks in siltstone filled by laminated sandstone (arrows in F). A, C and D are features observed in the outcrops located in the left margin of Amazonas River, in front of Careiro Island, B and E observed, respectively, in Bela Vista and Cacau Pirera villages.

4. Trace fossils

The trace fossils found in the Alter do Chão Formation occurs mainly in kaolinized and/or ferruginized medium- to coarse-grained sandstones, as well as, in silicified reddish mudstone layers exposed in several localities (Figure 1, 2 and Table 1). Crevasse splay lobes

deposits display a high diversity and low abundance of trace fossils mainly composed of *Thalassinoides* and Adhesion Meniscate Burrows (AMB) and rarely *Taenidium-Beaconites-Planolites-Diplocraterion* ichnocoenosis (Figure 2, Table 2). Rizolithes are abundant in floodplain and paleosol deposits and rare in high-energy sedimentary deposits (Figure 2, Table 2). Locally, occur vertebrate and insect burrows in paleosol and floodplain (Figure 2, Table 2). Channel/point bar and lake deposits showing the impoverished ichnocoenosis characterized by low diversity and abundance of trace fossils (Figure 2, Table 2). Due the difficult in identify the icnogenus or icnospecie, we grouped trace fossils according to their morphologies in: 1) compound burrows systems, vertical and/or horizontal tubes that connect to form galleries; 2) meniscates, isolated burrows, unbranched, horizontal, cylindrical with backfill meniscus; 3) isolated vertical burrows, U- and J-shaped burrows, without apparent spreiten; and 4) horizontal burrows.

Table 1. Distribution of trace fossils according studied localities.

LOCALITY		ICHNOFOSSILS								
		<i>Taenidium</i>	<i>Thalassinoides</i>	AMB	<i>Beaconites</i>	<i>Diplocraterion</i>	<i>Planolites</i>	Rizolithes	Vertebrate burrows	Insect burrows
BR-174 Highway	Sandstone quarry in the km 11	X			X			X		
	Cabeça Branca River	X	X	X				X		
MANAUS	Ponta Negra beach	X			X			X		x
	Port of São Raimundo	X				X		X		
	Port of Estaman Company	X				X		X		x
	Ponta das lajes (Franzinelli and Igreja, 2011)								X	x
	Left margin of Amazonas River, near of Careiro Island	X	X		X	X	X	X		
IRANDUBA	Cacau-Pirera	X						X		
	Bela Vista	X	X		X		X	X		
	Paricatuba Village	X	X							x
SANTARÉM	Tapajós Rivermouth	X				X				
	Alter do Chão City	X					X			
PARINTINS		x	x							x

Table 2. Distribution and abundance of trace fossils, according to Alter do Chão facies associations.

FACIES ASSOCIATION		ICHTNOFOSSILS								
		<i>Taenidium</i>	<i>Thalassinoides</i>	AMB	<i>Beaconites</i>	<i>Diplocraterion</i>	<i>Planolites</i>	Rizolithes	Vertebrate burrows	Insect burrows
Overbank deposits	Floodplain	X	-	x	*	x	-	X	-	-
	Crevasse splay lobes	*	X	X	*	*	*	x	-	-
	Lake	*	-	*	-	-	-	*	*	-
	paleosol	*	-	-	-	-	-	X	*	X
Channel/Point bar		x	*	-	-	-	*	*	-	*

* AMB = Adhesion Meniscate Burrows.

X = abundant (>50%), x = frequent (10-49%), * = rare (<10%), no observed (-).

4.1. Morphology description

Compound Burrows systems

Diverse tubes form an intricately network gallery with horizontal and vertical orientations, mainly observed in crevasse splay sandstones comprising compound burrows systems (Figure 8A). T- and Y-shaped arrays form tube connections in medium- to coarse-grained sandstones with through and tabular cross-stratifications, generally with inhomogeneous lateral distribution. Locally occur dense concentrations of tubes characterized by a multiple apertures and complex basal architecture (Figure 8B). The tubes have an elliptical to subcircular shape in cross section, and straight to slightly curved, with maximum length of 20 to 45cm and 1 to 4 cm of diameter. The diameter turnaround reach up to 4 cm. The walls are smooth and have irregular outlines, with the same composition of host rock. Commonly, iron oxide-hydroxide impregnated the walls conferring a dark brown to yellowish color to the tubes (Figure 8A-C). Locally, small grooves and protrusions occur parallel and perpendicular to the tube wall (Figure 8D). Whitish coarse- to medium-grained sands of massive aspect usually filled the tubes. Tubes cross one and another forming a densely bioturbated layers with false bifurcations. In all areas studied the burrows systems occur restricted to coarse- to medium-grained sandy layers, and form irregular boxwork pattern with long shafts and regular maze.

The morphology of these trace fossils is very similar to the *Thalassinoides* ichnogenus which show the same Y-shaped pattern and inverted T-shape at bifurcations, as well as, smooth walls, local grooves and protrusions (Bromley and Frey, 1974; Howard and Frey, 1984). However, some insects (mainly ants) and root traces can build similar patterns to the

trace fossils found in sandstones from Alter do Chão Formation (Ratcliffe and Fagerstrom, 1980; Klappa, 1980, Retallack, 2001).

Nogueira et al. (1999) have described rizolithes in paleosols of this unit in the Manaus region. Differentiate between trace fossils produced by roots from those produced by animals is not always easy (Klappa, 1980; Curran, 1984). Some factors like regularity in the diameter of the tubes and the absence of downward bifurcations rule out the possibility of formed by plant activity (Plaziat, 1971; Retallack, 2001).

Tube systems with well-defined walls practically rule out the possibility of insects have produced these galleries. According to Ratcliffe and Fagerstrom (1980) the burrows walls produced by insects are less distinct than those produced by vermiform organisms. This difference can be explained mainly because insects do not secrete mucus on the burrows walls. Therefore, the probable tracemaker of these galleries could be arthropods. However, some tubes produced by insects are single tubes with endings branches formed by cells or cocoons, an underground cavity for accumulation of eggs, pupating and turning around (Stanley and Fagerstrom, 1974; Ratcliffe and Fagerstrom, 1980). These trace fossils occur mainly in paleosols of overbank deposits. In the Ponta Negra Beach form a mosaic patterns of spatially distributed networks of galleries and hemispherical to oblate polydomal chambers (Figure 9C) with suggest a nest ants (Hasiotis, 2002).

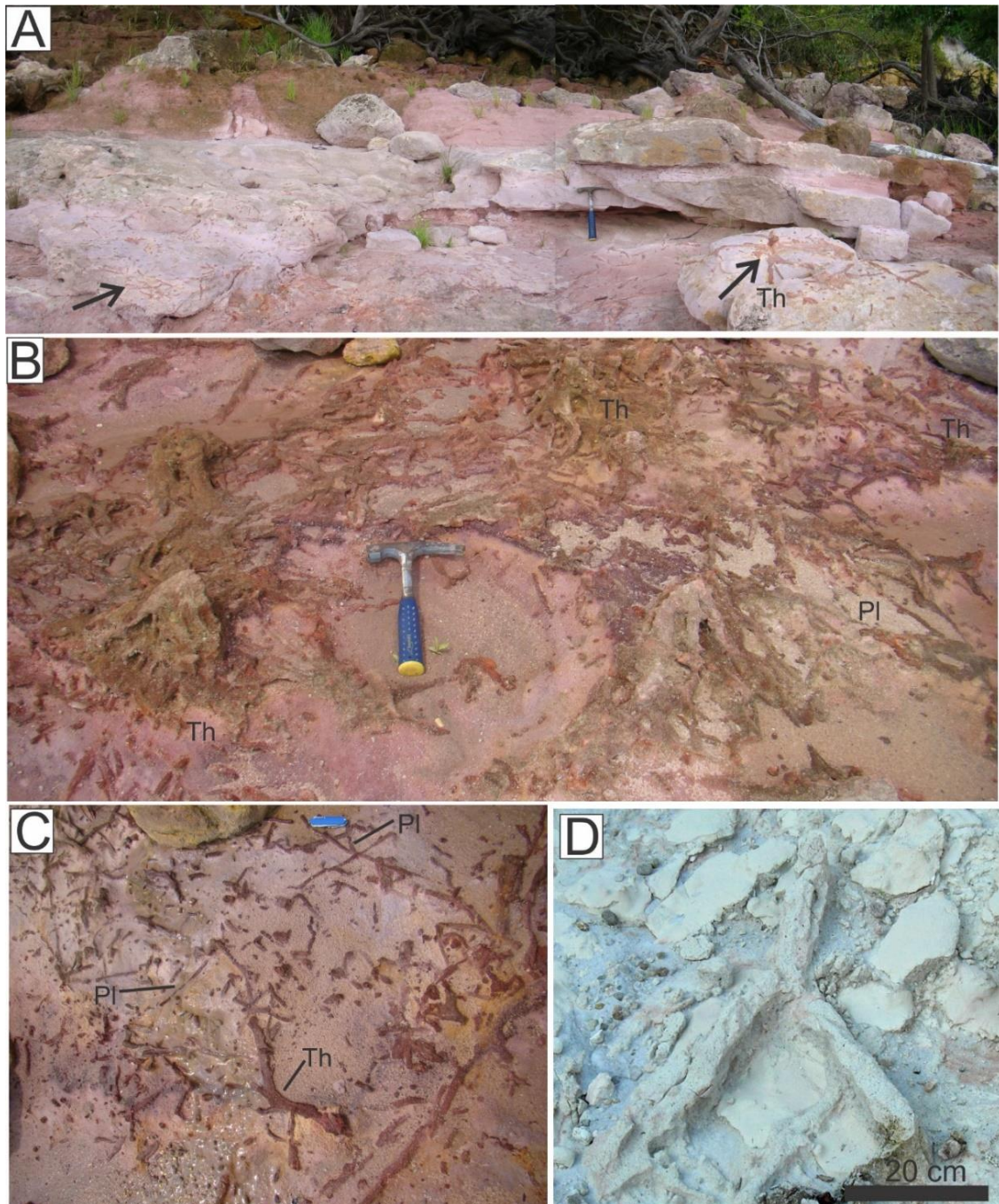


Figure 8. Bioturbated crevasse splay lobes in the outcrop located in the left margin of Amazon River, in front of Careiro Island. A) Sigmoidal lobes internally bioturbated by complex system burrows like *Thalassinoides* (Th, black arrow). B) Detail of A showing inhomogeneous distribution of the burrows system. C) *Thalassinoides* associated with probable *Planolites* (Pl). D) “Y” shape *Thalassinoides* in kaolinized sandstone occurring in right margin of the Cabeça Branca River that crosses the BR-174 highway.

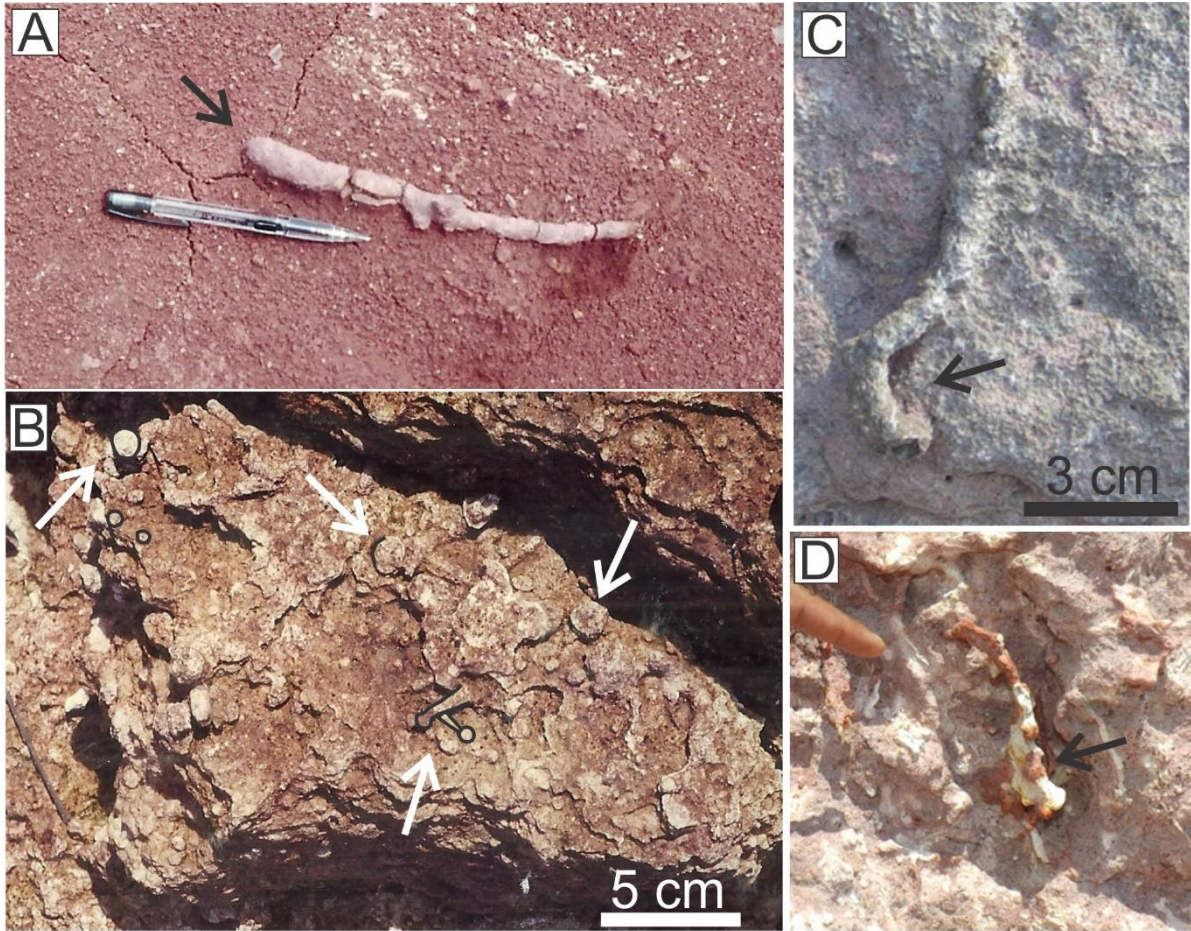


Figure 9. Vertical to subhorizontal burrows in overbank deposits interpreted as insect traces. A) Subhorizontal tunnel in siltstone with chamber at the terminus (Port of Estaman Company). B) and D) Vertical J-shape tube in fine-grained sandstone (Paricatuba Village). C) Mosaic patterns of spatially distributed networks of galleries and hemispherical to oblate polydomal chambers (Ponta Negra Beach).

Horizontal to Oblique burrows

Predominantly horizontal with rare oblique to vertical burrows that mainly occur in sandstones and in more rarely mudstones. Full-relief endichnial, unornamented burrows, generally straight to slightly curved and with rare intersecting traces. The burrows fill consists massive dark red fine-grained sand, differing of host rock. The burrows range from 2 to 8cm in length and between 0.5 and 1cm diameter. The burrows have a heterogeneous distribution where locally are abundant and in other places are sparse or absent. The morphology and different filling of host rocks suggest *Planolites* ichnogenus (Pemberton and Frey, 1984). Arthropods are the main tracemarkers of *Planolites*, commonly related to continental settings (Buatois and Mángano, 1993). Locally, horizontal bilobate trace fossils exhibiting central furrow and irregular ferruginezed wall with maximum length of 15cm and 2cm in diameter resemble *Cruziana* morphology. The central furrow have 0.5cm in thickness and 0.2cm of deep. The lateral lobes display an irregular thickness ranging from 1 to 0.8cm. In continental

deposits, bilobate trace fossils similar to *Cruziana* generally classified as *Isopodichnus*, is now a synonym of *Cruziana*. Trewin (1976) describe in detail *Isopodichnus* and distinguish from *Cruziana* based on shape of the ending trace. However, the studied burrow has poorly preserved trace endings. Notostrachans and isopods are probably tracemarkers of *Cruziana/Isopodichnus* in freshwater environments (Pollard, 1985; Hasiotis, 2002).

Meniscate trace fossils

Meniscate trace fossils dominate in coarse- to fine-grained sandstones of crevasse splay lobes deposits and in mudstones floodplain. The traces are predominantly horizontal, cylindrical, straight and gently curved burrows, with diameters ranging between 8 and 12mm and 60-140mm length. Vertical or inclined burrows disposition are rare and the common cross-section view is circular to subcircular. Trace fossils are endostratal burrows, randomly distributed and locally occur high concentration intersect itself, developing false ramifications. The meniscus arrangement indicate three types of meniscates burrows.

Unlined burrows has transversal menisci, characterized internally by alternation of dark and whitish menisci. The 1 and 2mm-meniscate backfills are generally parallel to each other, except where the burrow changes of direction. The meniscus when in cross-section is generally concentric. *Taenidium*, *Muensteria*, *Beaconites* and *Scoyenia* are the most common meniscate trace fossils. The absence of lining, regularly spaced backfill, less than in thickness to burrow width, and the reduced size of the burrows indicates *Taenidium* ichnogenus. The color variation in the menisci reflects changes in the particle size where clear menisci have the same grain size of the host rock; in contrast, dark menisci are thicker and include peloidal material. The sinuous and curved shape of some burrows are characteristics of *T. barretti* Bradshaw (1981), but the same thickness alternation of sediments and approximated parabolic array of pellets, also suggests the presence of *T. satanassi* D'Alessandro and Bromley (1987).

The second type of meniscate burrow exhibits thicker, unlined, sinuous and straight burrows, locally with false bifurcations and variably orientation. The menisci constitutes a succession of overlap distinct ellipsoidal packets containing indistinct subparallel meniscate backfill. The menisci is non-pelleted and composed of similar hosted sediment. Locally, some traces have hemispherical or circular endings. These characteristics are similar to Adhesion Meniscate Burrows (AMB) found in various floodplain paleosols (Hasiotis, 2002; 2004; Smith et al. 2008). In Alter do Chão Formation, the burrows occur mainly in crevasse splay lobes and floodplain deposits associated to *Taenidium* and rizolithes. Smith et al. (2008)

consider AMB a new ichnotaxon assigned as *Naktodemasis bowsi* and probably produced by bugs, cicada nymphs, scarabaeid or carabid beetles.

The third type of meniscate burrow occurs rarely in crevasse splay/deltaic lobes and floodplain deposits. Linead, unbranched, straight to gently curved, horizontal to subvertical tubes showing thin, texturally heterogenous meniscate backfills outlined by iron oxide. This burrows are similar to *Beaconites* with composed alternation of fine- and coarse-grained sediment arranged in tightly spaced backfills and showing a crenulate wall. According to Keighley and Pickerill (1994) *Beaconites* is a ichnotaxon almost exclusively of continental environmental with rare occurrences in marine deposits.

The meniscate-dominated ichnotaxons in floodplain deposits suggest a *Scoyenia* ichnofacies in the sense of several recent authors (Frey et al. 1984, Buatois and Mángano 1985, 1993). According to Buatois and Mángano (1993) these meniscate burrows represent an evolutionary innovation which produced a more effective reworking of substrate in non-marine environments. The common tracemarkers of these meniscate burrows in continental environment are larvae of insects and arthropods during its locomotion within the substrate or feeding deposits, as well as, a combination of both processes (Stanley and Fagerstrom, 1974; Squires and Advocate, 1984; D'Alessandro and Bromley, 1987; Fernandes and Carvalho, 2006).

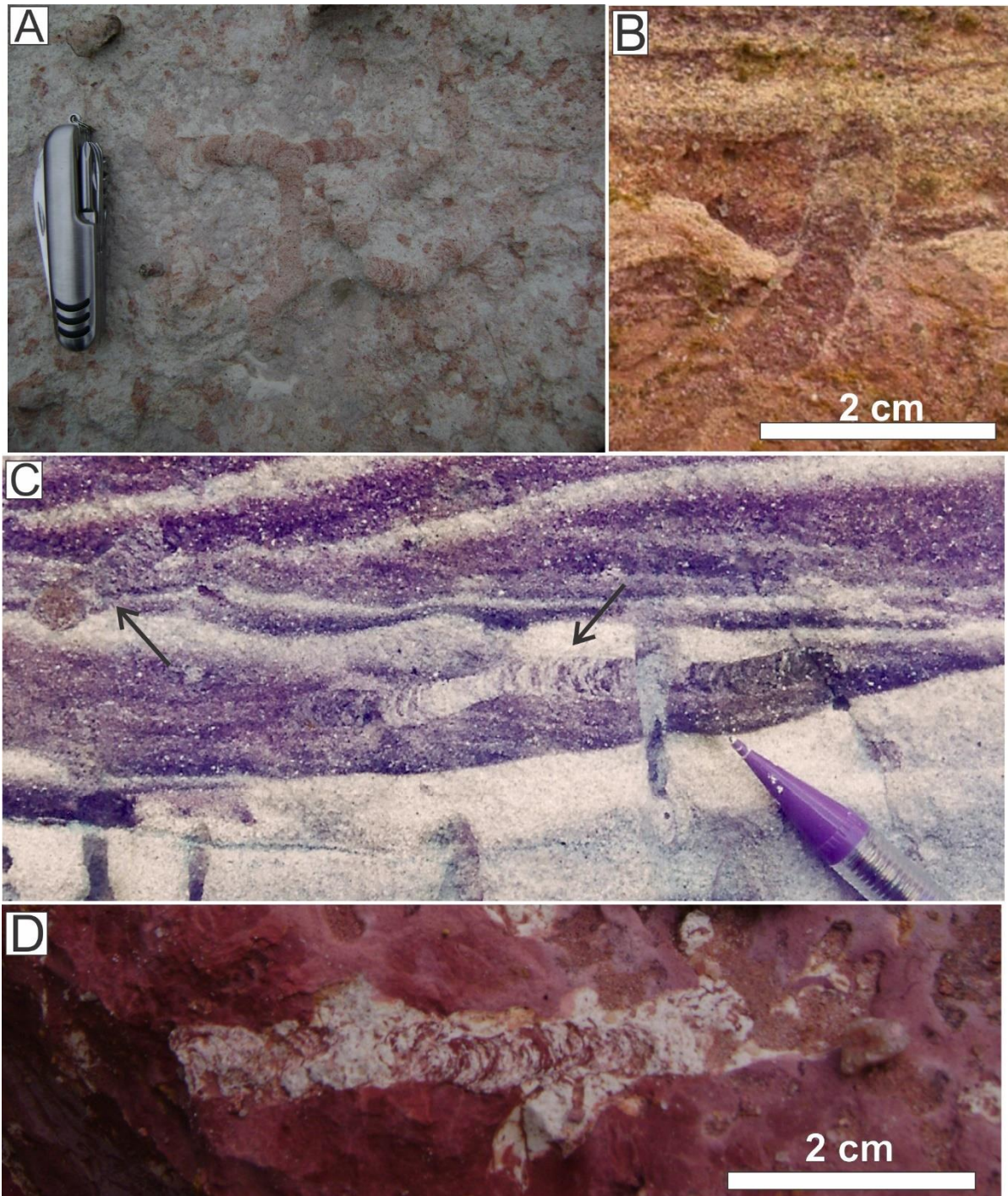


Figure 10. Meniscate trace fossils in overbank deposits. A) Adhesion Meniscate Burrows (AMB) in kaolinized sandstone exhibiting packets containing indistinct and different angles of meniscate backfill (Cabeça Branca River). B) Isolated *Taenidium* in coarse grained-sandstone (Bela vista Village). C) *Taenidium* cutting obliquely and subhorizontally the sandstone beds (Port of Estaman Company). D) *Taenidium* siltstone of floodplain deposits (Port of São Raimundo).

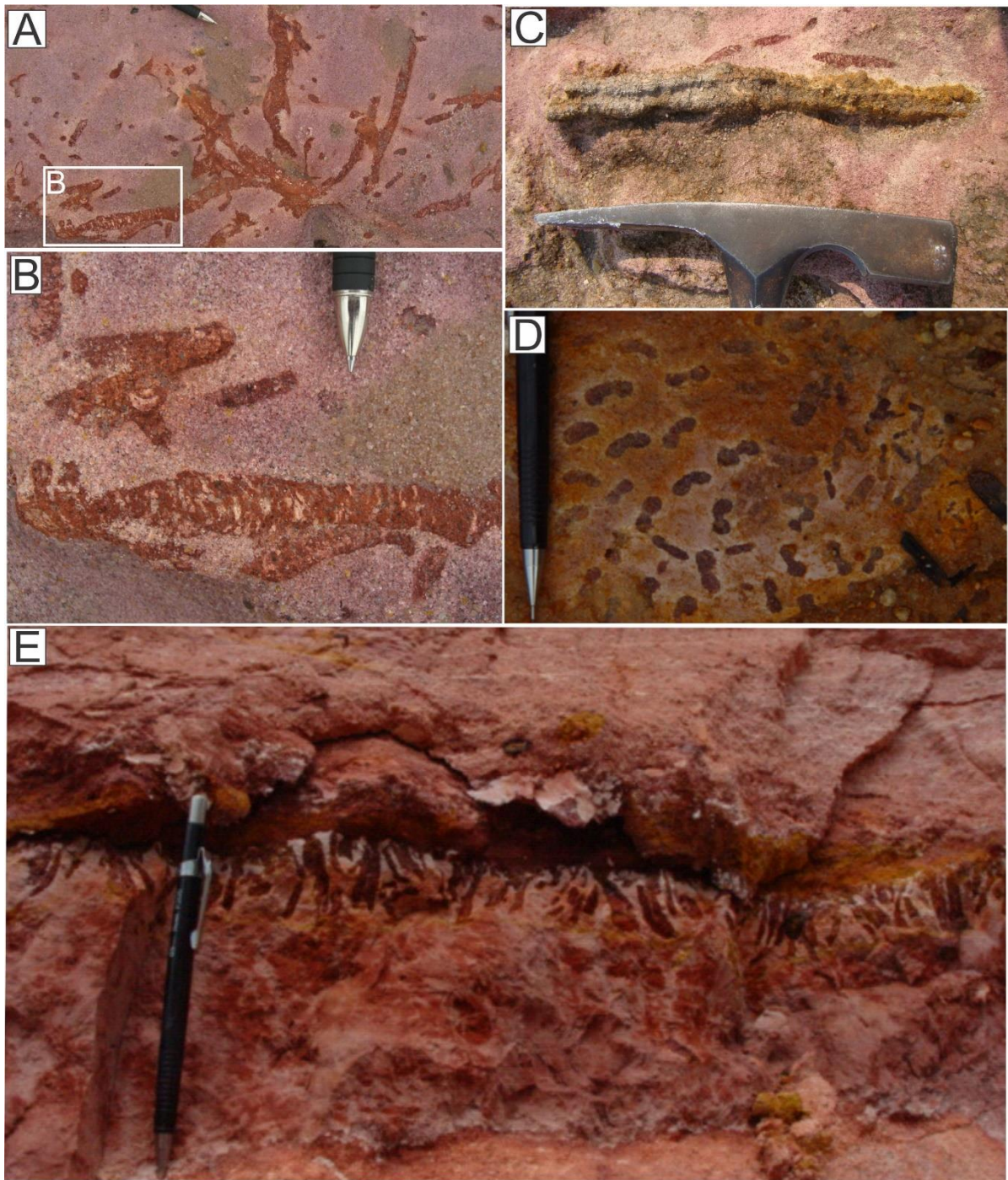


Figure 11. Meniscate trace fossils in overbank deposits. A) Horizontal meniscate (Bela Vista Village). B) Detail of A showing thin, texturally heterogeneous, meniscate backfills cf. *Beaconites* outlined by iron oxide and cutting on crevasse splay lobe. C) Bilobate trace with central furrow and irregular ferruginized wall classified as cf. *Cruziana* associated with *Beaconites* (left margin of Amazon River, in front of Careiro Island). D) U-shaped burrow of *Diplocraterion* in plain and E) transversal views (Port of Estaman Company).

Isolated Vertical burrows

Occasional isolated vertical tubes occur in massive mudstones and cross-stratified coarse-grained sandstones in floodplain and crevasse splay lobes deposits. These vertical burrows are U-shaped and rarely consist of a single tube (Figure 12A). The U-shaped burrow

occurs perpendicular to bedding with tubes gently curved and exhibiting incipient spreiten. These traces exhibit different amplitudes along the burrows, with lower portion showing larger amplitude than upper portion. In cross-section the double opening of U-shaped burrows, present circular ends linked by a short and gently curved tube resembling dumbbell-shape (Figure 12B). The largest tubes have openings 5mm, 12mm of amplitude in the top, and the total length of the burrows are not observed. The smaller tubes have openings between 1 and 2mm, 5 to 8mm in amplitude at the top and the base length of 30mm. Massive and reddish medium- to fine-grained sediments fill the tubes. Isolated vertical single like-tube occurring preferably in sandstones can be confused with *Skolithos* or *Ophiomorpha*, the last described by Rossetti and Netto (2006). However, shallow to moderate burrow depths is a characteristic of bioturbation of Alter do Chão deposits and, in addition, ichnofossil walls are generally ferruginized difficulting the precise identification of pustules, a common wall feature of *Ophiomorpha*.

U-shaped traces fossils are generally associated with *Diplocraterion*, *Arenicolites* and *Rhizocorallium*. Dumbbell shapes are characteristic of *Bifungites* trace fossils. Gutschick and Lamborn (1975) interpret the *Bifungites* dumbbell shaped similar to an inverted π , associated to the lower portion of the U-shaped tubes without spreiten. Only the upper portion of tubes was observed in Alter do Chão overbank deposits, hindering its classification as *Bifungites*. Devoid-spreiten tubes apparently discard *Diplocraterion* and *Rhizocorallium*, but the poorly preservation of spreiten laminae can be due little lithological contrast. The apparent connection tube, in fact, is a spreiten, observed in cross-section, similar to those described by Fürsich (1974) as *Diplocraterion* in the Late Jurassic. The central tube will be the result of preservation of residual material of spreiten after erosional event (Fürsich, 1974, Simo and Olsavský, 2007). The gently curved to oblique orientation of traces not combine with accentuated curvature of *Rhizocorallium*, which characterized by horizontal or oblique U-shaped tubes with spreiten (Schlirf, 2011; Knaust, 2013). Thus, U-shaped traces fossil in the Alter do Chão deposits is close with *Diplocraterion*.

Vertical J-shaped tubes occur locally in medium- to fine-grained sandstone of channel/point bar deposits (Figures 9C and D). J-shaped tubes with rounded ending are a typical feature produced by insect burrowers (Ratcliffe and Fagerstrom, 1980).

Filamentous to tubular structures (root traces)

Abundant root traces characterize paleosol levels in overbank deposits of the Alter do Chão Formation, developed in muddy sandstone mainly characterized by more intense reddish color in comparison with adjacent facies and the mottled aspect (Figure 12). The paleosol mark the upper portion of fining upward cycles of up to 3.5m thick, laterally continuous for dozens of meters and displaying transitional basal contact and truncated by channelized sandstone (Figure 12A). The types of root traces, according Klappa classification (1980), found in these horizons are filled molds and petrified (silicified) roots (Figure 12E and F). The cylindrical molds are commonly circular to elliptical in cross-section with diameters from 0.1 to 6cm and up to 1m long (Figure 12E and F). The trace are generally perpendicular to the bedding, filled by fine- to coarse-grained sandstones with quartz granules and, sometimes, pebbles with up to 1cm. The tubular shape tapering downward and became branched subhorizontally, bifurcating in smaller diameter secondary traces, generally surrounded by iron reduction whitish halo. Secondary root traces and rootlets occur disseminated in the paleosols, forming an intricate network. Petrified roots are rare and generally identified by the partial preservation of anatomical features of the plant, cemented by silica and hematite.

Some traces fossil, represented mainly Taenidium, AMB and J-shaped burrows, occur together with root traces, obliterating almost completely the primary sedimentary structures. Concentrations of iron oxides and hydroxides in these beds enhance the paleosol structures and, in most cases, are indurated. In plain view, the paleosol tops form a slightly corrugated surface, reflecting a centimeter-scale domical relief that, in profile, appear as columnar or pediform structures (Figure 12A and C). Discontinuous and curved subvertical plans, with random arrangement, developed in the silicified pelites exhibit striate surfaces and slickensides (Figure 12H). Subvertical deep cracks truncate the paleosol (Figure 12D). Silicified wood fragments occur in foresets of cross-bedding or disseminated in massive sandstone (Figure 12G)

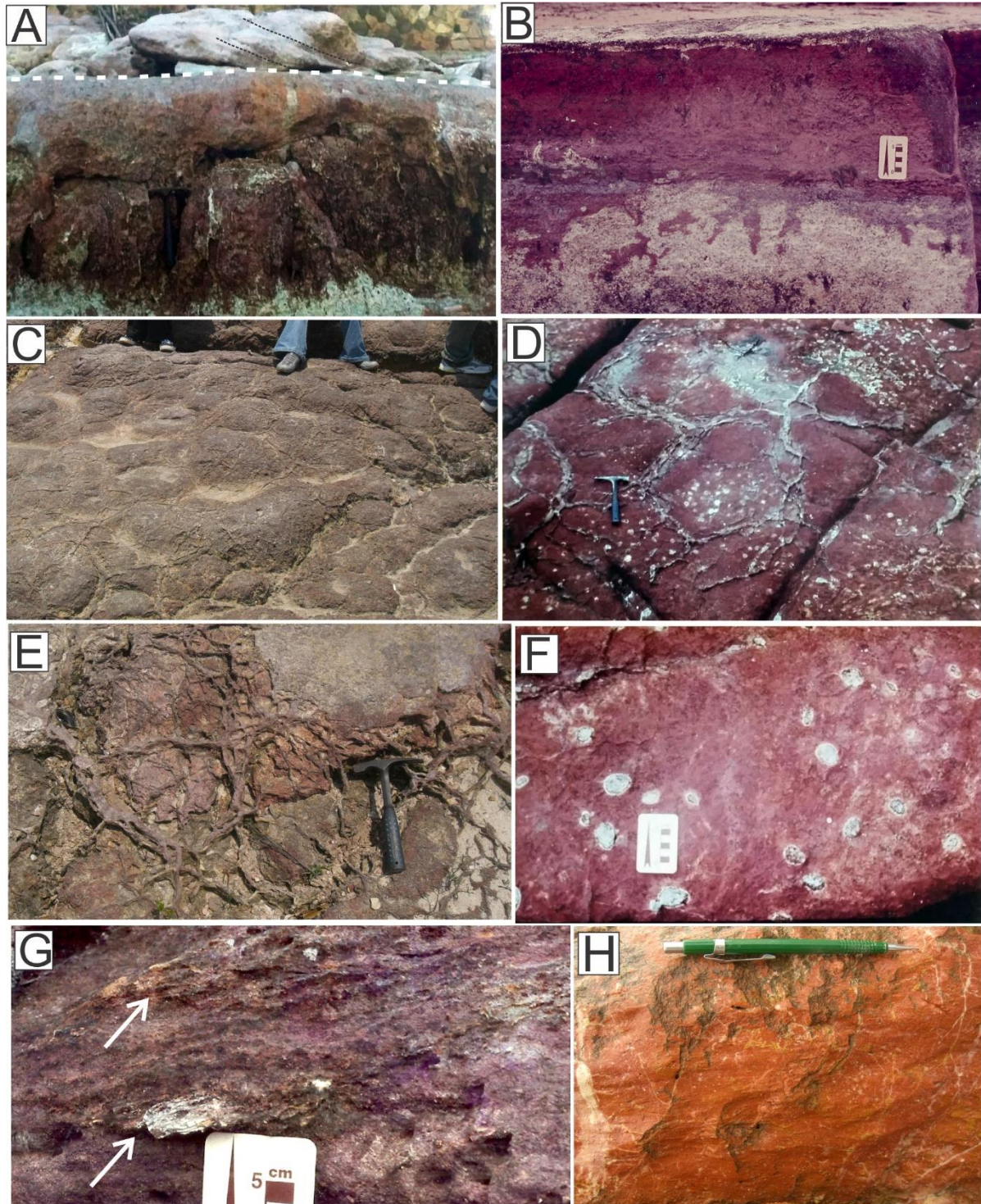


Figure 12. Root traces in overbank deposits. A) Upper portion of fining upward cycles exhibiting paleosol marked by root traces and cylindric pediform structures, truncated by planar cross-bedded sandstone of channel. The dashed line marks the contact between paleosol and channel deposits. B) Mottled and reddish muddy sandstone. C) Pediform structure in plain view. D) Deep dissection cracks filled by sandstone truncated by tectonic fractures. E) Intricately network of roots. F) Detail of D showing root in plain view with silica (white color) filling the traces. G) Silicified wood fragment in cross bedded sandstone. H) Slickensides in silicified siltstone.

5. Interpretation of fossil traces

Continental trace fossils generally form isolated vertical excavations, tracks, footprints and rarely tube systems, mainly produced by invertebrates such as arthropods, annelids worms, insects, larvae and molluscs (Stanley and Fagerstrom, 1974; Ratcliffe and Fagerstrom, 1980; D'Alessandro and Bromley, 1987; D'Alessandro et al. 1987, Genise et al. 2000, Fernandes and Carvalho, 2006). In channel/point bar and overbank deposits from the Alter do Chão Formation are commonly bioturbated by tube systems galleries; isolated meniscate burrows and, rarely, isolated horizontal and vertical U- to J-shaped tubes.

In the Alter do Chão Formation the tube systems like-*Thalassinoides* mainly occur in crevasse splay lobes deposits, considered here as dwelling structures built by arthropods or crayfish (Kim et al. 2002). The similarity between these tube systems with *Thalassinoides*, attributed to marine decapod crustaceans activity has been used as a possible marine indicator for Alter do Chão Formation (Rossetti and Netto, 2006). Indeed, *Thalassinoides* are widely regarded as typical marine and coastal environments (Kennedy et al. 1969, Bromley and Frey, 1974; Amos et al. 1983; Pemberton and Frey, 1984; Bromley and Asgaard, 1991; Monaco et al. 2007). In addition, *Thalassinoides* and *Ophiomorpha* have the same tracemaker- decapod crustaceans- that inhabit marine environments (Bromley and Frey, 1974; Frey et al. 1978). Morphologically, these galleries are similar, but the only difference between them would be the substrate consistency. The colonization of incohesive substrates, decapods build a wall to support the dwelling structure precluding their collapse and forming a typical nodose outer-wall of *Ophiomorpha*. In cohesive substrates, such as mudstones, limestones or sandstones the wall-support is unnecessary and the galleries outer-walls is smooth, generating *Thalassinoides*. In the studied succession, the *Thalassinoides* outer-walls typically indicated consolidated or semi-consolidated substrate. In addition, *Ophiomorpha* has also been found in continental environments without marine influence (Merrill, 1984, Loope and Dingus, 1999). These examples point out to lack of consensus in the use of paleoenvironmental interpretations based exclusively on trace fossil analysis without a paleontological analysis or more detailed facies study. Trace fossils reflect mainly behavioral patterns where different organism can to generate similar traces independent of sedimentary environment.

The marine influence cogitated by Rossetti and Netto (2006) based on tidal structures, observed in discontinuous outcrops in 15km of margin of Amazon River, is intriguing. Our observations not revealed any tidal structures in the same outcrops. Despite wavy and flaser bedding be not exclusive of tidal settings (Martin, 2000), the ripple marks, apparently mantled by mud drapes, observed by this authors are, in fact, slightly undulated and crenulated

extension fractures. In addition, the supposed “mud drape” is a filling of microcrystalline quartz. Wave induced-structures are not exclusive of marine setting and commonly oscillatory flow reworked the top of crevasse splay deposits (Guion, 1984, Mjøs et al. 1993). Bidirectional flow observed in the studied succession is a secondary paleocurrent pattern linked to the development of crevasse splay deposits. Hummocky cross-stratified sandstone was not observed in the Alter do Chão Formation, many low-angle truncation stratification were associated to internal features of lobate sandstone with abundant *Thalassinoides*. Other indication against the tidal influence is the bioturbation index, measured in *Thalassinoides* hosted-deposits. The bioturbation index (after Reineck, 1963, Taylor and Goldring, 1993) is generally between BI 3 and 4, and more rarely BI 2. This index value clearly refutate the existence of a colonization window commonly found in tidal influenced-environment (Pollard et al. 1993; Longhitano and Nemec, 2005). Gingras et al. (2011) suggest six ichnological criterious for indicate the tidal processes in ancient and recent deposits: 1) ichnological response to rithmic sedimentation; 2) the occurrence of tubular tidalites; 3) evidences for exploration of anisotropic resources associated to food-rich slacktidal laminations; 4) identification of tidal-flat deposits throught bioturbation intensity and ichnological composition; 5) the recongnition of brackwish-water trace fossils; and 6) system-scale ichnological distribution. Neither of these criterious can be used in the studied succession. The documented trace fossils occur in all lithologies, but with a certain preference for thicker sandy facies such as crevasse splay deposits.

Trace fossil of *Taenidium*, *Beaconites* and *Planolites* reflect the mobility and feeding activity within the substrate held by terrestrial and aquatic invertebrates such as insects, larvae and oligochaetes in channel and floodplain deposits. AMB are structures producer by two distinct behaviour of tracemaker, locomotion and temporary dwelling structures, mainly produced by insects during its displacement into the substrate (Smith et al. 2008). The meniscate burrows occur preferentially in overbank deposits and, some them, are associated with root marks, suggesting long periods of exposure. Large-scale filled burrows, with 80 cm long, described in Ponta das Lajes locality, by Franzinelli and Igreja (2011), occur in red siltstone interpreted as lacustrine deposits. Presumably, this burrows produced by some unknown vertebrate organisms were excavated in the top of red siltstones in a subaerial exposure surface and attest the predominance of continental setting. Notwithstanding, meniscate burrows coadunate with subaqueous environment or well-drained soil/substrate conditions. All traces fossils describe in Alter do Chão Formation indicate colonization during or following the intermittent floods in overbank deposits explaining the heterogeneous lateral

and vertical distribution of burrows (Figure 13). The tracemakers could also inhabit marginal zone of lakes or constantly flooded restrict areas. *Diplocraterion*, J-shaped tubes and vertebrate burrows are possibly dwelling structures built by annelid worms, insects and tetrapods, respectively, in channels and overbank deposits.

With regard to identification of icnologic suites typical of brackish-waters, Alter do Chão Formation deposits have very similar characteristics described by Pemberton et al. (1982) as: 1) low diversity of trace fossils shapes; 2) the presence of a poor marine assemblage (*Thalassinoides*); and 3) the presence of some high density ichnospecies (mainly meniscate burrows). In opposite, other features are not common in the Alter do Chão Formation such as: 4) assemblage dominated by one ichnospecies; 5) very small trace fossil and 6) predominance of vertical and horizontal structures morphologically simple. Therefore, the occurrences of a brackish-water trace fossils assemblage is not confirmed as reported by Rossetti and Netto (2006). In contrast, *Taenidium* and AMB are abundant in bioturbate layers, in contrast with *Thalassinoides* and *Diplocraterion* with occasional occurrence.

In all studied localities were identified sedimentary facies suggesting a fluvial environment and the *Taenidium* and root marks dominant trace fossil, and some outcrops were found like-*Thalassinoides*, insects and vertebrate trace fossils. Morphological variations of *Thalassinoides* suggest that the substrate is the main factor controlling the distribution in the studied deposits. The predominance of *maze* patterns can be related to any physical barrier that prevented tracemarkers penetrate deeper into the substrate (Hasiotis and Honey, 2000; Miller and Curran, 2001). Experiments with modern thalassinidean shrimp (Miller and Curran, 2001) indicated that the presence of impenetrable surfaces and layers forces these burrowers to producer abundant horizontal tunnels with ample lateral distribution. In the Alter do Chão Formation deposits, these layers or impenetrable horizons could be conglomeratic lenses or silicified levels that usually occur at the base of layers containing *Thalassinoides*. According Hasiotis and Honey (2000) predominantly horizontal shallow crayfish galleries are produced where swampy conditions prevailed.

Buatois and Mángano (2002) characterize the ichnocoenosis of Carboniferous floodplain deposits from Argentina as low diversity, dominated by surface or very shallow traces and very simple forms, with a combination of locomotion, grazing and dwelling traces produced by arthropods and vermiform organisms. Stanley and Fagerstrom (1974) also recorded similar characteristics in pond deposits of braided river abandoned of the Miocene Western Nebraska, with abundance of horizontal meniscate fossil traces. These features are

similar to those found in channel, point bar and floodplain deposits of Alter do Chão Formation.

Buatois et al. (1996) subdivided continental *Scoyenia* icnofacies into two distinct suites dominated by the substrate consistency, the softgrounds and firmgrounds substrates. Softgrounds would allow the development of meniscate trace fossil with back-filled structures without ornamentation. In contrast, in the firmgrounds, organisms develop striated or ornate features. In overbank deposits, *Taenidium*, AMB, *Beaconites* and *Planolites* indicate unconsolidated substrates (softgrounds) and like-*Thalassinoides* and vertebrate burrows indicate consolidated to semi-consolidated substrates (firmgrounds). The associations between these types of trace fossil observed in the Alter do Chão Formation indicate change in the substrate consistency, not related with marine influence. The unconsolidated sediments with organic matter would be exploited by deposit-feeding organisms or simply displaced into the substrate. The continuous burial and compaction of these sediments, the substrate becomes more cohesive allowing the construction of dwelling galleries similar to *Thalassinoides* (Figure 13).

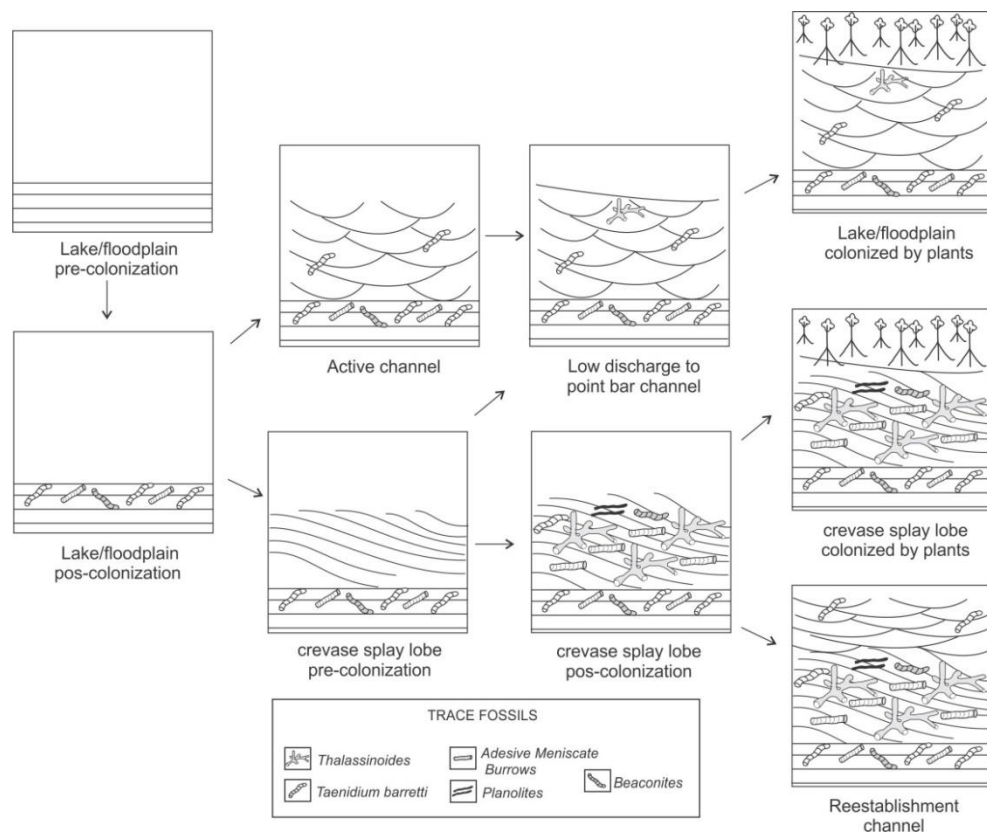


Figure 13. Diagrams showing the main taphonomic pathways of channel and overbank deposits of the Alter do Chão Formation.

The abundance of root traces in the paleosol and their lateral continuity for dozens of meters indicate topographic and climatic conditions compatible to colonization by plants, reworking and occupation by organisms, probably under tropical wet (humid) climate. The abundance of spore and absence of rimulate, polylicate pollens grains and fungal spores in amber fragments indicate a hot and wet climate (Dino et al. 1999; Pereira et al. 2006). This paleoclimate inference are in agreement with record of recurrent paleossols in the succession and abundant silicified wood fragments that corroborate vegetated fluvial margins. Sporadic deep cracks indicate subaerial exposure and semi-arid intervals. The alternation of wet and dry conditions is also indicated by the presence of pediform structures and strias, which represent periodic expansion and contraction of the fine material (Caudill et al. 1996), causing small displacements along the fractures. Similarly, the mottled appearance is suggestive of reduced drainage stages in paleosols, where the migration of iron ions led to the accumulation in the form of oxides and hydroxides (Collinson, 1986; Retallack, 1990), responsible for red color. The occurrence of meniscate burrows characterize the ichnofacies *Scoyenia*, commonly found in paleosols (Bracken and Picard, 1984; Pemberton et al. 1992; Buatois et al. 1996; Smith et al. 2008), confirming the continental environment interpretation for this deposits. The tracemarkers organisms were distributed mainly in extensive overbank areas, dominated by crevasse splay deposits, related to a huge meandering to anastomosed fluvial system, implanted in the Amazonia during Late Cretaceous (Figure 14).

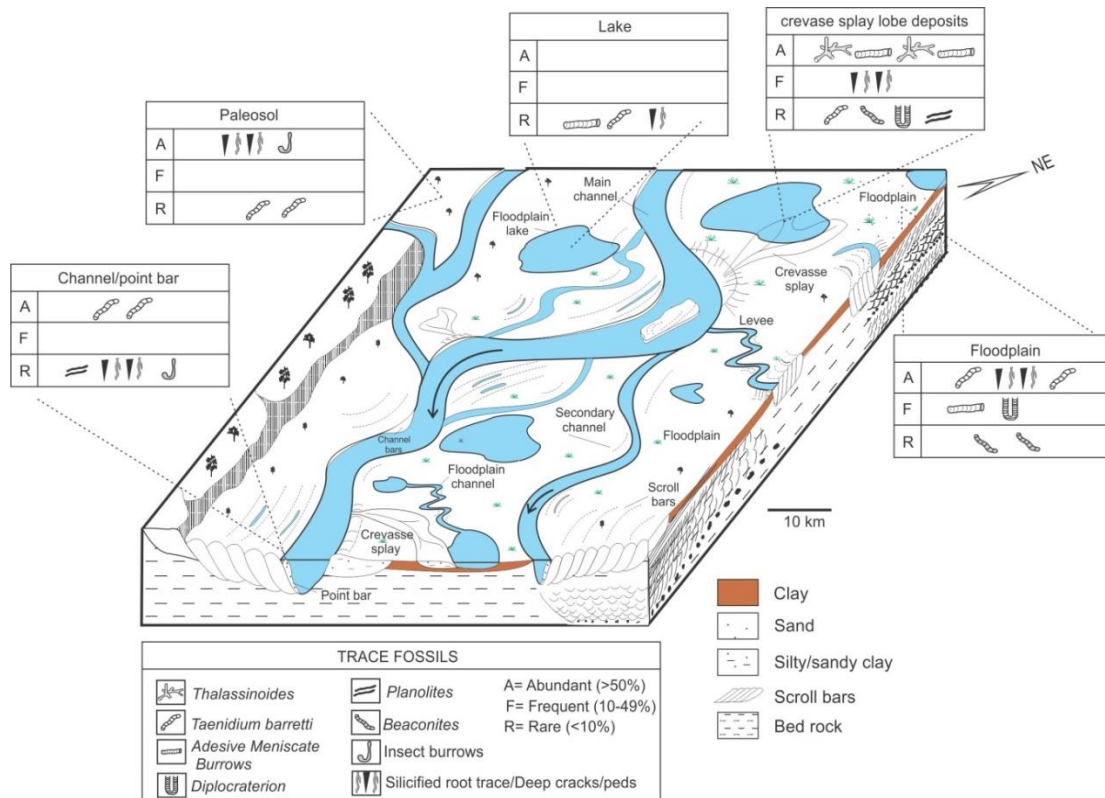


Figure 14. Depositional model for Upper Cretaceous Alter do Chão deposits in the Manaus region. Anastomosing subenvironments are shown with indication of identified ichnofauna.

6. Final remarks and conclusions

Ichonics data and information on the stratigraphy of the Alter do Chão Formation indicated an ichnofauna that inhabited a meandering to anastomosing fluvial setting with extensive overbank areas. These organisms were adapted to constant seasonal changes controlling the flooding and dry periods, the migration of channels and differences in the substrate. The overbank areas of this huge fluvial system were the preferred habitat for the flora and fauna during Upper Cretaceous in the Amazonia. The ichnofauna comprises *Taenidium barretti*, *adhesion meniscate burrows (AMB)*, *Beaconites* and, occasionally, *Thalassinoides* galleries, *Planolites* and *Diplocraterion* considered here as exclusively continental. The burrows attest well drained substrates, where water tables are below the land surface and coadunate several subaqueous continental settings under a wet climate.

The distinction between marine and non-marine depositional system using trace-fossil analysis is an evidence line underdeveloped (Scott and Bank, 2014). The utilization of icnofossils as marker of marine influenced-deposits is can be accepted if the sedimentary structures be unequivocally marine (tidal processes) in origin. The hypothesis of a marine influence in the exposed Alter do Chão Formation became particularly attractive mainly because some publications indicate paleogeographic reconstructions with the presence of seas

in the Amazonia during Late Cretaceous. For example, the paleogeographic maps of Scotese (2014) use the maximum or minimum sea level for assemble the configurations of continent. Obvially, the maps that use the maximum sea level, suggest shallow seas in Amazonia during Cenomanian (96.6 Ma) that persisted until Late Campanian (73.8 Ma). In contrast, Arai (2014) does not admit these seas for Aptian-Albian paleogeography. These paleogeographic reconstructions are experiments and have to be used with certain restrictions.

The hypothesis of transgressive events coming Pacific Ocean arriving in the Central Amazonia is not supported, if consider that transgressive flow will have breaching the western margin of South America in Andean uplift initial phase. Since Triassic, after the Gondwanide Orogeny, until to initial phase of deposition of Alter do Chão Formation, in the Late Cretaceous, the basins no record any sedimentary succession (Cunha et al. 1994). The geologic record occur only in Triassic by emplacement of basaltic dykes and sills associated to Penatecaua magmatism of 190 ± 20 Ma, that contributed with the intumescence of this part of South America (Zalán, 1991; Mizusaki et al. 1992). Late Cretaceous transgressions in the Werstenmost Amazonia, was concomitant with the initial phase of Andean ridge, and restricted to the western margin of South America (Pindell and Tabbutt, 1995). In the same way, incursions coming of Equatorial Atlantic proto-ocean are improbable because the Gurupá Arch, eastern limit of Amazonas Basin, was uplifted during Late Cretaceous (Soares Jr. et al. 2011).

Finally, the sedimentological and ichnological data provided herein seems to confirm that Late Cretaceous marine deposits, in the basins of Central Amazonia, until the moment, are completely unknown. Ongoing sedimentological and ichnological studies in the Amazonas Basin with the same detail of those reported here for the Alter do Chão Formation, will hopefully give a more complete picture of the Cretaceous ichnofossiliferous record in Amazonia.

Acknowledgements

This work was performed as part of the senior author PhD Thesis, financed by a Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) graduate fellowship. The authors thank to CLIM-AMAZON for partial financial support (Grant n. 295091). We are also grateful to Roberto Cesar Mendonça Barbosa, Luis Saturnino and José Bandeira for assistance in the fieldwork and geological dicussions.

References

- 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.
- Amos A.F., Rabalais S.C., Scalan R.S. 1983. Oil-filled *Callianassa* burrows on a Texas Barrier-Island Beach. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53(2): 411-416.
- Arai, M. 2014. Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2): 339-350.
- 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.
- Bracken, B. and Picard, M. D. 1984. Trace fossils from Cretaceous/Tertiary North Horn Formation in central Utah. *Journal of Paleontology*, 58, 477-487.
- Bradshaw, M.A. 1981. Paleoenvironmental interpretations and systematics of Devonian trace fossils from the Taylor Group (lower Beacon Supergroup), Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 24:615-652.
- Brierley, G.J., Ferguson, R.J. 1997. What is a fluvial levee? *Sedimentary Geology*. **114**: 1–9.
- Bristow, C.S., Skelly, R.L., Ethridge, F.G., 1999. Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. *Sedimentology* 46, 1029–1047.
- Bromley R.G., Asgaard U. 1991. Ichnofacies: a mixture of taphofacies and biofacies. *Lethaia*, 24: 153-163.
- Bromley R.G., Frey R.W. 1974. Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongiomorpha*. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 23: 311-335.
- Buatois L.A., Mángano M.G., 1993. Trace fossils from a Carboniferous turbiditic lake: Implications for the recognition of additional nonmarine ichnofacies. *Ichnos*, 2: 237-258.
- Buatois, L.A. & Mángano, M.G. 2011. *Ichnology: Organism – substrate interactions in Space and Time*. 360p
- Buatois, L.A., and Mángano, M. G., 1995, The paleoenvironmental and paleoecological significance of the lacustrine *Mermia* ichnofacies: An archetypical subaqueous nonmarine trace fossil assemblage: *Ichnos*, v. 4, p. 151–161.
- Buatois, L.A., and Mángano, M. G., 2002, Trace fossils from Carboniferous floodplain deposits in western Argentina: Implications for ichnofacies models of continental environments: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 183, p. 71–86
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., Aceñolaza, F.G., 1996. Ichnofaunas paleozoicas en sustratos firmes no marinos: Evidencias del Pérmico de la cuenca Paganzo. *Ameghiniana*, 33: 265-270.
- Caputo, M.V., 1984, Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology, and paleogeography of northern basins of Brazil [Ph.D. thesis]: Santa Barbara, University of California, 583 p.
- 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 Salvador-Doréaz continental basin (Western Alps, Switzerland/France). *Sedimentology*, **51**: 675–697.
- 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.
- Caudill, M.R., Driese, S.G., and Mora, C.I., 1996, Preservation of a paleo-vertisol and an estimate of late Mississippian paleo-precipitation: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 58–70.
- Collinson, J.D., 1996. Alluvial Sediments, In: Reading, H.G. (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.
- Curran, H.A. 1984. Ichnology of Pleistocene carbonates on San Salvador, Bahamas. *Journal of Paleontology*, 58: 312-321.

- D'Alessandro, A. & Bromley, R.G. 1987. Meniscate trace fossils and the Muensteria-Taenidium problem. *Palaeontology*, 30(4):743-763.
- D'Alessandro, A.; Ekdale, A.A. & Picard, M.D. 1987. Trace fossils in fluvial deposits of the Duchesne River Formation (Eocene), Uinta Basin, Utah. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 61(3/4):285-301.
- Daemon, R.F., 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*. 5: 58-84.
- 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, 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.
- Elliot, T., 1986. Deltas. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 113-154
- Fernandes, A.C. S and Carvalho, I. D. 2006. Invertebrate ichnofossils from the Adamantina Formation (Bauru basin, latecretaceous), Brazil; *Rev. Bras. Paleontol.* 9: 211-220.
- Franzinelli, E.; Igreja, H. 2011. Ponta das Lajes e o Encontro das Águas, AM - A Formação Alter do Chão como moldura geológica do espetacular Encontro das Águas Manauara In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S.; Berbert-Born, M.; Sallun filho, W.; Queiroz, E.T.; (Edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Publicado na Internet em 29/11/2011 no endereço <http://sigep.cprm.gov.br/sitio054/sitio054.pdf>
- Frey R. W., Howard J. D. & Pryor W. A., 1978 – Ophiomorpha: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Amsterdam, 23: 199-229.
- Frey, R.W., Pemberton, S.G. and Fagerstrom, J.A. 1984. Morphological, ethological and environmental significance of the ichnogenera Scoyenia and Ancorichnus. *Journal of Paleontology* 64, 511-528.
- Fürsich F.T. 1974. On *Diplocraterion* Torell 1870 and the significance of morphological features in vertical, spreiten-bearing, U-shaped trace fossils. *Journal of Paleontology*, 48: 952-954.
- Genise, J.F., Mangano, M.G., Buatois, L.A., Laza, J.H. and Verde, M. 2000. Insect trace fossil associations in paleosols: The Coprinisphaera ichnofacies. *Palaios* 15, 49-64
- Gingras M.K., MacEarchern J.A., Dashtgard S.E. 2011. The potential of trace fossils as tidal indicators in bays and estuaries. *Sedimentary Geology*, 279: 97-106.
- Guimarães, J.T.F.; Nogueira, A.C.R.; Silva Junior, J.B.C.; Soares, J.L.; Alves, R.; Kern, A. 2015. Palynology of the Middle Miocene-Pliocene Novo Remanso Formation, Central Amazonia, Brazil. *Ameghiniana*. V. 52(1): 107-134
- Guion, P.D. 1984. Crevasse Splay deposits and roof rock quality in the Threequarters Seam (Carboniferous) of the East Midlands Coalfield, UK. In: *Sedimentology of coal and Coal-bearing Sequences* (Eds Rahmini, R.A. & Flores, R.M) pp. 191-308. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 7. Blackwell Scientific publications, Oxford.
- Gutschick R.C., Lamborn R. 1975. *Bifungites*, trace fossils from Devonian-Mississippian rocks of Pennsylvania and Montana, U.S.A. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 18: 193-212.
- Gutschick R.C., Lamborn R. 1975. *Bifungites*, trace fossils from Devonian-Mississippian rocks of Pennsylvania and Montana, U.S.A. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 18: 193-212.
- 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.
- Hasiotis S.T., Mitchell C.E., Dubiel R.F. 1993. Application of morphologic burrow interpretations to discern continental burrow architects: Lungfish or crayfish. *Ichnos*, 2: 315-333.
- Hasiotis, S.T. 2002. Continental Trace Fossils. *SEPM Short Course Notes* 51, 132 pp.

- Hasiotis, S.T. 2004. Reconnaissance of Upper Jurassic Morrison Formation ichnofossils, Rocky Mountain region, USA: environmental, stratigraphic, and climatic significance of terrestrial and freshwater ichnocoenoses. *Sedimentary Geology* 167, 277-368.
- Hasiotis, S.T. and Honey, J. 2000. Paleocene continental deposits and crayfish burrows of the Laramide basins in the Rocky Mountains: Paleohydrologic and stratigraphic significance. *Journal of Sedimentary Research* 70, 127-139
- Howard J.D., Frey R.W. 1984. Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequence, Upper Cretaceous of east-central Utah. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21: 200–219.
- Keighley, D. G. & Pickerill, R. K. 1994. The ichnogenus *Beaconites* and its distinction from *Ancorichnus* and *Taenidium*. *Palaeontology* 37, 305–337.
- Kennedy W.J., Jakobson M.E., Johnson R.T. 1969. A *Favreina-Thalassinoides* association from the great oolite of Oxfordshire. *Palaeontology*, 12(4): 549-554.
- Kim J.Y., Kim K.S., Pickerill R.K. 2002. Cretaceous nonmarine trace fossils from the Hasandong and Jinju Formations of the Namhae Area, Kyongsangnamdo, Southeast Korea. *Ichnos*, 9: 41-60.
- Kistler, P., 1954. *Historical resume of the Amazon Basin*. PETROBRAS/RENOR, Belém, Relatório interno (inédito).
- Klappa, C.F. (1980): Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. - *Sedimentology*, 27, 6, 613-629.
- Knaust D. 2013. The ichnogenus *Rhizocorallium*: Classification, trace makers, palaeoenvironments and evolution. *Earth-Science Review*, 126: 1-47.
- Kraus, M.J., Aslan, A., 1999. Paleosol sequences in floodplain environments: a hierarchical approach. In: Thiry, M. Ed., *Ž . Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*. Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ. 27, 303–321
- Leeder, M.R. 1973. Fluvial fining-upward cycles and themagnitude of palaeo-channels. *Geol. Mag.* **110**: 265–276.
- Longhitano, S.G., Nemeč, W., 2005. Statistical analysis of bed-thickness variation in a Tortonian succession of biocalcarenitic tidal dunes, Amantea Basin, Calabria, southern Italy. *Sedimentary Geology* 179, 195–224
- Loope, D.B., Dingus, L., 1999. Mud-filled Ophiomorpha from Upper Cretaceous continental redbeds of Southern Mongolia: an ichnologic clue to the origin of detrital, graincoating clays. *Palaios* 14, 451–458
- Martin, A.J., 2000, Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: a modern and an ancient example, *Sedimentary Geology*, 136, 1-5
- Mendes, A.C; Truckenbrodt, W. Nogueira, A.C.R. 2012. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, p. 39-57.
- Merrill, R.D., 1984, Ophiomorpha and other nonmarine trace fossils from the Eocene Ione Formation, California: *Journal of Paleontology*, v. 58, p. 542–549
- Miller, M.F. and Curran, H.A., 2001. Behavioral plasticity of modern and Cenozoic burrowing thalassinidean shirimp: *Paleogeography, paleoclimatology, Paleoecology*, v. 166: 219-236.
- Mizusaki A.M.P., Wanderley J.R., Aires J.R. 1992. Caracterização do magmatismo básico das bacias do Solimões e Amazonas. *Petrobras Internal Report*, 57 p.
- Mjøs, R., Walderhaug, O. and Prestholm, E. 1993. Crevasse Splay Sandstone Geometries in the Middle Jurassic Ravenscar Group of Yorkshire, UK, in: Marzo, M and Puigdefábregas, C (eds). **Alluvial Sedimentation**, Blackwell Publishing Ltda., Oxford, UK. ch13: 167-184.
- Monaco, P., Caracuel, J. E., Giannetti, A., Soria, J.M & Yébenes, A. 2007. Thalassinoides and Ophiomorpha as cross-facies trace fossils of crustaceans from shallow-to-deep-water environments: Mesozoic and Tertiary examples from Italy and Spain. 3° Symposium on Mesozoic and Cenozoic Decapod Crustacean – Museo di Storia Naturali di Miano. Volume XXXV. Pag. 2079-82
- 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.

- Netto R.G. & Rossetti D.F. 2003. Ichnology and salinity fluctuations: a case study from the Early Miocene (Lower Barreiras Formation) of São Luís, Maranhão, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 6: 5-18.
- 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 Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Rio Claro. Boletim de resumos expandidos. Rio Claro: UNESP, v. 1. p. 261-266.
- O'Brien, P.E & Wells, A.T. 1986. A small, alluvial, crevasse splay. *J.Sedim. Petrol.* 56: 876-879.
- Pemberton S.G., Frey R.W. 1984. Ichnology of storm-influenced shallow marine sequence: Cardium Formation (Upper Cretaceous) at Seebe, Alberta. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 9*, p. 281-304.
- Pemberton, S.G., Flach, P.D., Mossop, G.D., 1982. Trace fossils from the Athabasca Oil Sands, Alberta, Canada. *Science* 217, 825–827.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A. and Frey, R.W. 1992. Trace fossil facies models. In Walker R.G. and James, N.P. (eds). *Facies Models*. Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series 1, 189-207
- Pereira E.R. 1988. Possibilidades metalogenéticas na região do Domo de Monte Alegre - PA. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 35, Belém, Anais, v.1, p.286-295.
- Pereira, R. Carvalho, M.A, Mendonça Filho, J.G. Azevedo, D.A. Carvalho, I.S. 2006. Ocorrência de esporos de fungos preservados em âmbar cretácico da Bacia do Amazonas, Formação Alter do Chão. In: Simp. Cretác. Brasil, 7, *Bol. Resumos*. P 101.
- Pindell, J. L., and K. Tabbutt. 1995. Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems, in *Petroleum Basins of South America*, edited by A. J. Tankard, R. Suarez, and H. J. Welsink, AAPG Mem., 62, 101–128
- Plaziat, J.C., 1971. Racines ou terriers? Critères de distinction à partir de quelques exemples du Tertiaire continental et littoral du Bassin de Paris et du midi de la France. *Conséquences paléogéographiques*. *Geól. Fr.* 7 (13), 195–203.
- Pollard J.E., Goldring R., Buck S.G. 1993. Ichnofabrics containing *Ophiomorpha*: significance in shallow water facies interpretation. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 150: 149–164.
- Pollard, J.E. 1985. Isopodichnus, related arthropod trace fossils and notostracans from Triassic fluvial sediments. *Trans. R. Soc. Edinb.*, 76: 273-285.
- Price, L.I., 1960. Dentes de Theropoda num testemunho de sonda no Estado do Amazonas. *Anais da Acad. Bras. Ciên.* 32: 79-84.
- Ratcliffe, B.C. and Fagerstrom, J.A. 1980. Invertebrate lebensspuren of Holocene floodplain: their morphology, origin, and paleoecological significance. *Journal of Paleontology* 54, 614-630.
- Reineck, H.E. 1963. Sedimentgefuge im bereich der sudlichen Norsee: *Abh. der Senckenberg. Naturforschenden Gesellschaft*. V.505. 137p.
- Retallack, G. J. 2001. *Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology*, 2nd ed. 404 pp. Oxford: Blackwell Science.
- 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., vol. 216, p.: 1–20.
- Retallack, G.J. 1990. *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology*. Harper Collins Academic, London, 520 pp.
- 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 Research*, 27: 513-528.
- Rozo, J.M.G., Nogueira, A.C.R., Horbe, A.M.C., and Carvalho, A.S., 2005, Depósitos Neógenos da Bacia do Amazonas; *Contribuições a Geologia da Amazônia*, v. 4, p. 201-207.
- Schlirf M. 2011. A new classification concept for U-shaped spreite trace fossils. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 260, 33–54.
- Scott. J.J and Bank, R.A., 2014. Terrestrial trace fossils as tools for sequence stratigraphy in marginal settings: examples from Alberta and Wyoming. *GeoConvention 2014: FOCUS*. P.1-4.

- Shukla U.K., Kotlia B.S., Mathur P.D. 2002. Sedimentation pattern in a trans-Himalaiaian Quaternary lake at Lamayuru (Ladakh), India. *Sedimentary Geology*, 148: 405-424.
- Simo V., Olsavský M. 2007. Diplocraterion parallelum Torel, 1870, and other trace fossil from the Lower Triassic succession of the Drienok Nappe in the Western Carpathians, Slovakia. *Bulletin of Geosciences*, 82(2): 165-173.
- Smith, J.J., Hasiotis, S.T., Kraus, M.J. and Woody, D.T., 2008. Naktodemasis boweni: new ichnogenus and ichnospecies for adhesive meniscate burrows (AMB), and paleoenvironmental implications, Paleogene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. *Journal of Paleontology*, 82(2): 267-278.
- Soares Junior, A.V.; Hasui, Y Costa, J.B.S., Machado, F. B. 2011. Evolução do rifteamento e paleogeografia da margem atlântica equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. *UNESP, Geociências*, v. 30, n. 4, p. 669-692.
- Squires, R.L., Advocate, D.M. 1984. Meniscate burrows from Miocene lacustrine Fluvial deposits, Diligencia Formation, Orocoopia Mountains, southern California. *J.Paleontol.* 58: 593-597.
- Stanley, K.O. and Fagerstrom, J.A. 1974. Miocene invertebrate trace fossils from a braided river environment, western Nebraska, U.S.A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 15, 62-82.
- 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*
- Taylor, A.M. and Goldring, R., 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society of London*, v. 150, p. 141-148.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazon CRio Alegre Terrain: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, 42: 213-227.
- Trewin, N. H. 1976. Isopodichnus in a trace fossil assemblage from the Old Red Sandstone. *Lethaia*, 9, 29-39.
- Turner, B.R. 1993. Palaeosols in Permo-Triassic continental sediments from Prydz bay, East Antarctica. *J. Sediment. Petrol.* 63: 694-706.
- 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.
- Zalán P.V. 1991. Influence of Pre-Andean Orogenies on the Paleozoic Intracratonic Basins of South America. *In: Simpósio Bolivariano, 4, Memórias*.

5 SEDIMENTARY EVOLUTION OF UPPER CRETACEOUS AND MIOCENE DEPOSITS OF AMAZONAS BASIN, BRAZIL: AN INTEGRATED STUDY OF FACIES, SANDSTONES AND HEAVY MINERALS PETROGRAPHY, PALEOCURRENTS AND U-PB ZIRCON GEOCHRONOLOGY

Anderson C. Mendes¹, Afonso C. R. Nogueira², Antônio Emídio Santos Jr.³ & Elton L. Dantas⁴

1- Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, CP 1610 - CEP 66.075-110, Belém, PA, Brasil. anderson.mendes@ufopa.edu.br

2- Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, CP. 1610 - CEP 66.075-110, Belém, PA, Brasil. anogueira@ufpa.br

3- Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará. , Folha 17, Quadra 04, Lote Especial, Nova Marabá, 68505080 - Marabá, PA, Brasil.

4- Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte, 70910-900 Brasília, DF, Brasil.

Abstract Provenance of Cretaceous and Neogene sandstones of the Central Amazonas basin, Northern Brazil, is by first time documented. Heavy minerals, sandstone petrography, paleocurrent measures and U-Pb zircon age dating, were used to define potential sourcelands for these deposits. Quartz-sandstones were sourced from different areas, discriminated essentially by paleocurrent patterns and age spectrum. The regional hydrodynamic reconstitution indicates unidirectional paleoflows with SW direction during sedimentation of the Cretaceous deposits and NE direction for Neogene deposits. In the Alter do Chão Formation indicated Paleoproterozoic age with unimodal spectra predominate and mainly suggest ages between 1.8 and 2.1 Ga correlated to Maroni-Itacaiúnas Province. The provenance age for the Novo Remanso Formation revealed a varied spectrum of Archean to Neoproterozoic ages (3.0 to 0.5 Ga) with major contributions related to rocks of 0.5 Ga close to Andean sources. Similarly, Quaternary deposits confer ages of 2.5 to 0.6 Ga. The provenance studies confirms the occurrence of a transcontinental drainage on the Amazonas basin implanted during the Late Cretaceous configuring a Big River with migration in direction of Pacific Ocean.

Keywords: Alter do Chão Formation. Provenance. Petrography. Amazonas Basin.

1. Introduction

The detailed evolution between Late Cretaceous to Neogene periods in Amazonia never been addressed in the literature. The understanding of the geological events in the transition between the Late Cretaceous and Miocene times, become an important issue. This importance refers to the initial phase of the separation between the South American and African continents, until the implantation of transcontinental Amazon River. While the Neogene evolution of the modern Amazon River is largely discussed (Campbell, 1992; Hoorn, 1993; Figueiredo et al., 2009; Hoorn et al., 2010, Nogueira et al. 2013), the Late Cretaceous to Cenozoic events, before the implantation of this drainage, represents an intriguing challenge.

The Late Cretaceous scenary admits expressive changes in the landscape related to the Atlantic evolution. The breakdown of Gondwana triggered intense tectonic activity within the South American and the continuous migration of continent to west, in direction of Pacific plates, inducing a reorganization of continental drainage, as well as, reactivated the of structural arches in Amazonia basins (Potter, 1997, Soares Jr. et al. 2011, Costa et al. 2001). After the uplifted stage of the basin since the Permian times, the intumescence by volcanic rocks (Penetecaua magmatism) emplaced during the Triassic (Misuzaki et al. 1992) persisted until Late Cretaceous when occurred expressive subsidence and depositon of Alter do Chão Formation, the unique cretaceous record in the Amazonas basin. Almeida, (1974), suggested the existence of supposed transcontinental drainage towards to the Pacific Ocean only for Cenozoic period. The Late Cretaceous was overlooked during many years and the few informations of the Cretaceous history in Amazonia reflect the poorly stratigraphic data and incomplete sedimentologic interpretations. Additionally, data about the highlands that supply the cretaceous deposits are scarce.

In this work, we presenting paleoenvironment reconstruction of Late Cretaceous Alter do Chão Formation of the Amazonas Basin combined with huge provenance data obtained of paleoflow measures, sandstones and heavy minerals petrography, as well as U-Pb zircon grains ages. This framework of technics allowed a broad discussion about the paleogeography of Central Amazonia during Late Cretaceous. Additionally, we describe the limit between Late Cretaceous and Neogene Novo Remanso Formation (Rozo et al. 2005, Dino et al. 2006, Guimarães et al. 2015). Cenozoic deposits in Central Amazonia (Figure 1), proposing a new evolution that include now the origin of Proto-Amazonas deposition.

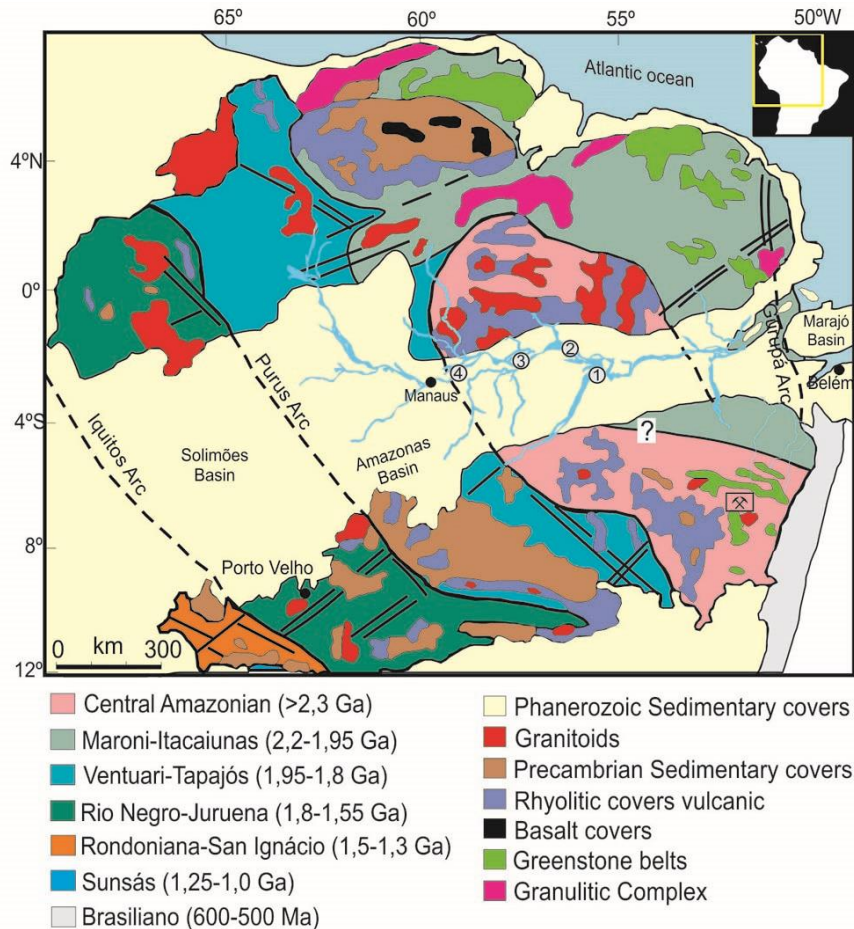


Figure 1- Geological map with indication of studied localities (numbers in circle). Igneous and high-grade metamorphic rock age provinces of the Amazonas and Solimões basins and surrounding areas (Tassinari and Macambira, 1999). Described units in the respective localities: 1- Alter do Chão and Novo Remanso formations, and Quaternary deposits near Santarém; 2- Alter do Chão Formation at Óbidos hill; 3- Alter do Chão Formation at Parintins hill; Alter do Chão Formation at near Manaus.

2. Geological framework

The intracratonic Amazonas Basin mostly filled by Paleozoic siliciclastic rocks and intruded by Mesozoic dikes and sills of diabase during Triassic, comprising a succession with maximum thickness of 5000 m (Caputo, 1984). The basin has an area of approximately 500,000 km², elongated following its WSW-ENE trending depositional axis. The limits of the Amazonas basin are: the Purus Arch to the west, separating of the Solimões Basin; the Gurupá Arch to the East, separating with Marajó Basins; the Guyana Shield in the north; and the Brazilian Shield in the south (Figure 1).

The tectonics is essentially brittle, little vertical expression, but with regional deformations in large-scale, which keep close spatial relationships with the main orogenic belts of the basement, indicated by reactivations of ancient discontinuities during the Phanerozoic (Resende and Brito, 1973).

The main NW-SE transference faults and truncate all lithological units and were responsible by depocenter offset of the basin (Wanderley Filho, 1991). Nepomuceno and Theodore (1985) described three phases of tectonics, based on seismic data in the Amazonas Basin: a) tectonic events responsible for establishment of normal faulting, from the Permo-Carboniferous age, probably linked to Herciniana Orogeny; b) extensional tectonics with intense igneous activity during the Permo-Triassic, coinciding with the opening of the North Atlantic; and c) transpressional and transtensive tectonics from the Jurassic-Cretaceous until today, apparently related to the opening of the South Atlantic.

The main basement of the Amazonas Basin is the Amazonian Craton, generated by the fragmentation of the Rodinia supercontinent (Brito Neves, 2003). Amazonian Craton is divided into six provinces, including four mobile belts and an old core represented by Central Amazon Region in figure 1 (Tassinari and Macambira, 1999 and Tassinari et al. 2000). These provinces are represented by igneous, metamorphic and volcanic-sedimentary rocks which correspond to the Central Amazon provinces (> 2.3 Ga) and Maroni-Itacaiúnas (2.2-1.95 Ga) (Cordani et al. 1979; Teixeira et al. 1989; Tassinari & Macambira, 1999).

The Maroni-Itacaiúnas Province comprises a sequence of intercalated, deformed and introduced metavolcanic and metasedimentary rocks by granitoid rocks of the TransAmazon Cycle. It is strongly structured towards NW-SE, in the southern portion of the craton, and inflects to W-NW, to the north, after exceeding the eastern portion of the Amazonas basin.

The Late Cretaceous of Alter do Chão Formation and Neogene Novo Remanso Formation of the Amazonas basin are the focus of this work. Alter do Chão Formation include the most upper depositional sequence of Amazonas Basin, with approximately 500m thick, representing the Javari Group (Cunha et al. 1994; Eiras et al. 1994). Cretaceous deposition occurred during an east-west extension associated with the evolution of south Atlantic and the initial Andean uplift. These siliciclastic deposits are unconformably overlaid by Neogene deposits of Novo Remanso Formation (Rozo et al. 2005).

The age of Novo Remanso Formation is indicated as Middle Miocene (Dino et al. 2012) or Middle Miocene-Pliocene (Guimarães et al. 2015). Paleogene lateritic crust separates the Novo Remanso deposits of Alter do Chão deposits. Lateritic immature crust on the Novo Remanso Formation is considered as of Late Miocene, based on paleosol correlations in eastern Amazonian region (Kotschoubey and Truckenbrodt, 1981; Truckenbrodt et al. 1982; Horbe and Costa, 1997). In the same way, the bauxite crusts rotted in the top of Alter do Chão Formation indirectly confers Cretaceous and maximum Paleocene age to the Alter do Chão Formation, contradicting the supposed Neogene age of Caputo (2011) for this formation. In

addition, the presence of *Elaterosporites klaszii* (Albian-Cenomanian) reworked in Novo Remanso deposits strongly indicates Cretaceous rocks as sources for Novo Remanso Formation (Guimarães et al. 2015).

3. Materials and methods

In this work, were developed representative stratigraphic profiles of Alter do Chão and Novo Remanso formations beyond the Cenozoic deposits. The facies organization followed with morphological and geometric analysis and paleocurrent measurements were performed.

The sandstones petrographic study was conducted on 16 samples for textural and compositional characterization (Folk, 1974). The heavy minerals were separated of 46 samples (125-62 μm) with bromofom, and evaluated semi-quantitative way, by counting under petrographic microscope ZEISS, AXIOLAB model. Analysis of mineral surface textures was accomplished with a Scanning Electron Microscope (SEM), LEO 1450VP model of the Scan Electron Microscopy Laboratory of the Universidade Federal do Pará (LabMEV / UFPA).

The zircon dating were studied six samples (four of Alter do Chão Formation, one of Novo Remanso Formation and the recent Cenozoic deposits) previously separated and selected with depositional environment, facies variation and representative of vertical and horizontal variations. Uranium-lead analysis was carried out by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry Multi-Collector at the University of Brasilia (UnB). The New Wave 213 nm Nd-YAG laser was used to ablate and introduce sample to the mass spectrometer Finnigan Neptune.

4. Faciologic and general aspects of Cretaceous and Cenozoic deposits

Outcrop-based stratigraphic and facies analysis were carried out in Cretaceous deposits of Alter do Chão and Miocene Novo Remanso Formations in the Central Amazonia (Figure 1). Despite the pre-Quaternary deposits, be documented in the previous map of Geological Survey of Brazil (CPRM) we indicate the first occurrence of Novo Remanso Formation in this central part of the Amazonas Basin (point 1, Figure 1). The units are very wheatered and many sedimentary structures detached by iron oxide-hidroxides. Despite the friable aspect of bith units, the kaolinized sandstones are typical of Alter do Chão deposits and the outcrops are always exhibit withish to yellowish color. The details will be sedimentological aspects in shown below.

Paleocurrent measures performed in trough cross-bedding in Alter do Chão Formation indicate a large unimodal trend predominantly to S-SW orientation. In contrast, the tabular cross bedding of Novo Remanso Formation indicate E-NE direction (Figure 2). Therefore, the regional hydrodynamic reconstitution indicates unidirectional paleoflows with SW direction during sedimentation of Cretaceous sediments and NE direction for Neogene deposits.

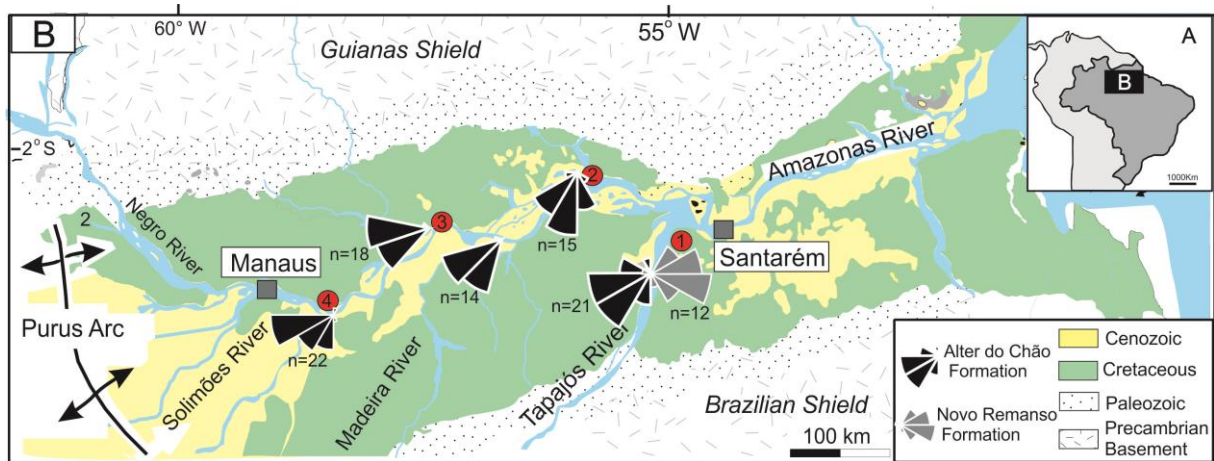


Figure 2. Geological map and paleocurrent measures in fluvial deposits of Novo Remanso and Alter do Chão formations, along the Tapajós and Amazon rivers. Localities: 1- Alter do Chão Village (at near Santarém); 2- Óbidos hill; 3- Parintins Island; 4- Careiro Island (at near Manaus).

4.1. Alter do Chão Formation

The sedimentary facies of Alter do Chão Formation is organized in fining-upward cycles ranging from 1 to 6m-thick, forming a succession of 10m to 25m in thickness (Figure 3). The succession consists of well-structured fine- to coarse-grained sandstones, with angular to subrounded and poorly to moderate-sorted quartz grains (Mendes et al. 2013). Lithic fragments are generally of mudstone, granites and, subordinately, gneisses. Massive and bioturbated pelites occurs at the tops of fining-upward cycles. This deposit comprises record of high-sinuosity, laterally accreting and mixed load meandering fluvial system, with migration to the S-SW (Mendes et al. 2012).

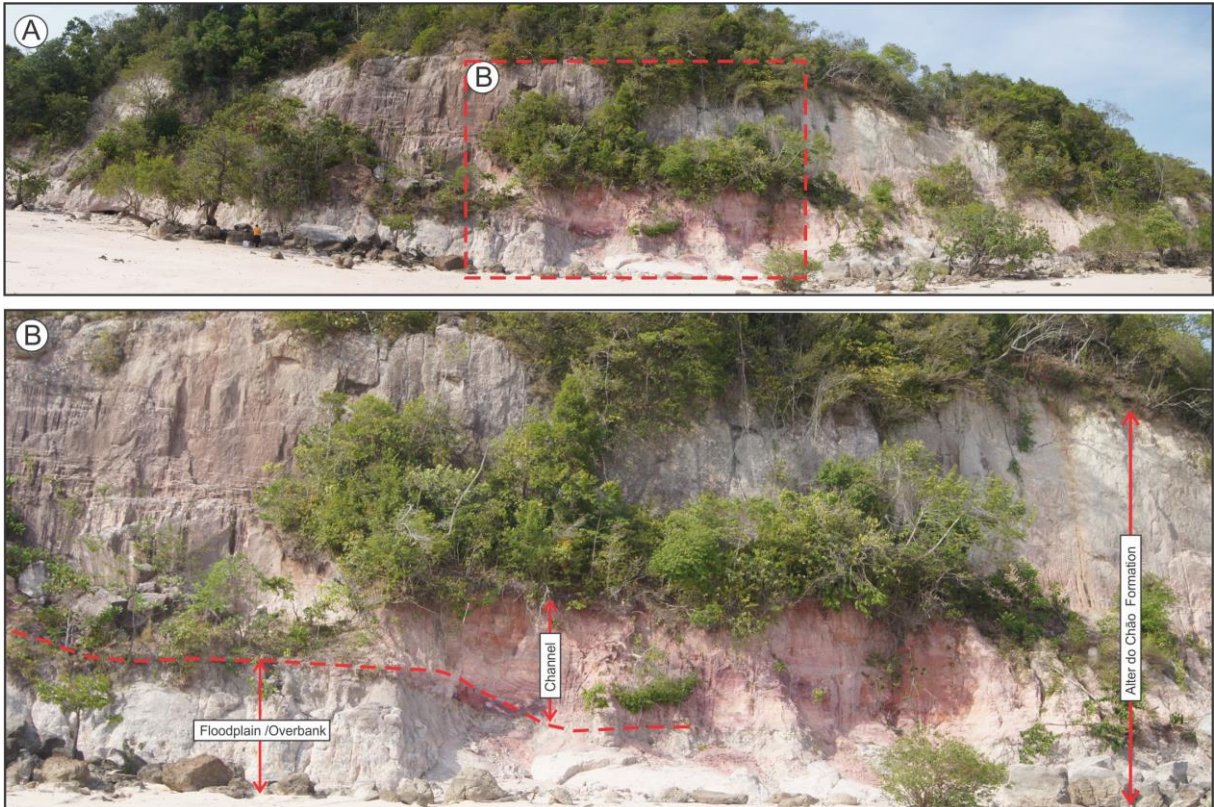


Figure 3. Alter do Chão Formation outcrops riverbanks in the Santarém region. A) and B) panoramic section showing weathering whitish and reddish colors. Note the presence of lateritic crust blocks in the floor. B) Detail of Figure 2A showing channel deposits and overbank sediments.

4.2. Novo Remanso Formation

The Novo Remanso Formation (Rozo et al. 2005), occur in excellent expositions in the left margin of the Tapajós River, nearby Santarém (Figure 4). In this region, the Novo Remanso Formation unconformably overlies the Alter do Chão Formation and form a 10 m-thick siliciclastic succession, generally organized in fining upward cycles. Tabular layer of clast-supported conglomerates composed of quartz pebbles and ferruginous sandy matrix. Medium- to coarse- grained-sandstone with tabular cross-stratification form layers laterally continuous for ten of meters (Figure 4). The foresets outlined by iron-hydroxides, generally dip to the east (Figure 4C). At the top of the Novo Remanso Formation occur an unconformity with Quaternary deposits marked by nodular ferruginous, cavernous to columnar laterite profile (Figura 4B and D).

Alluvial fans and/or fluvial channels with floodplain have been interpreted as palaeoenvironments of this unit. The age of this unit was attributed to Miocene-Pliocene (Rozo et al. 2005) and Middle to Late Miocene deposition based on palynomorphs (Dino et al. 2006; Guimarães et al. 2015).

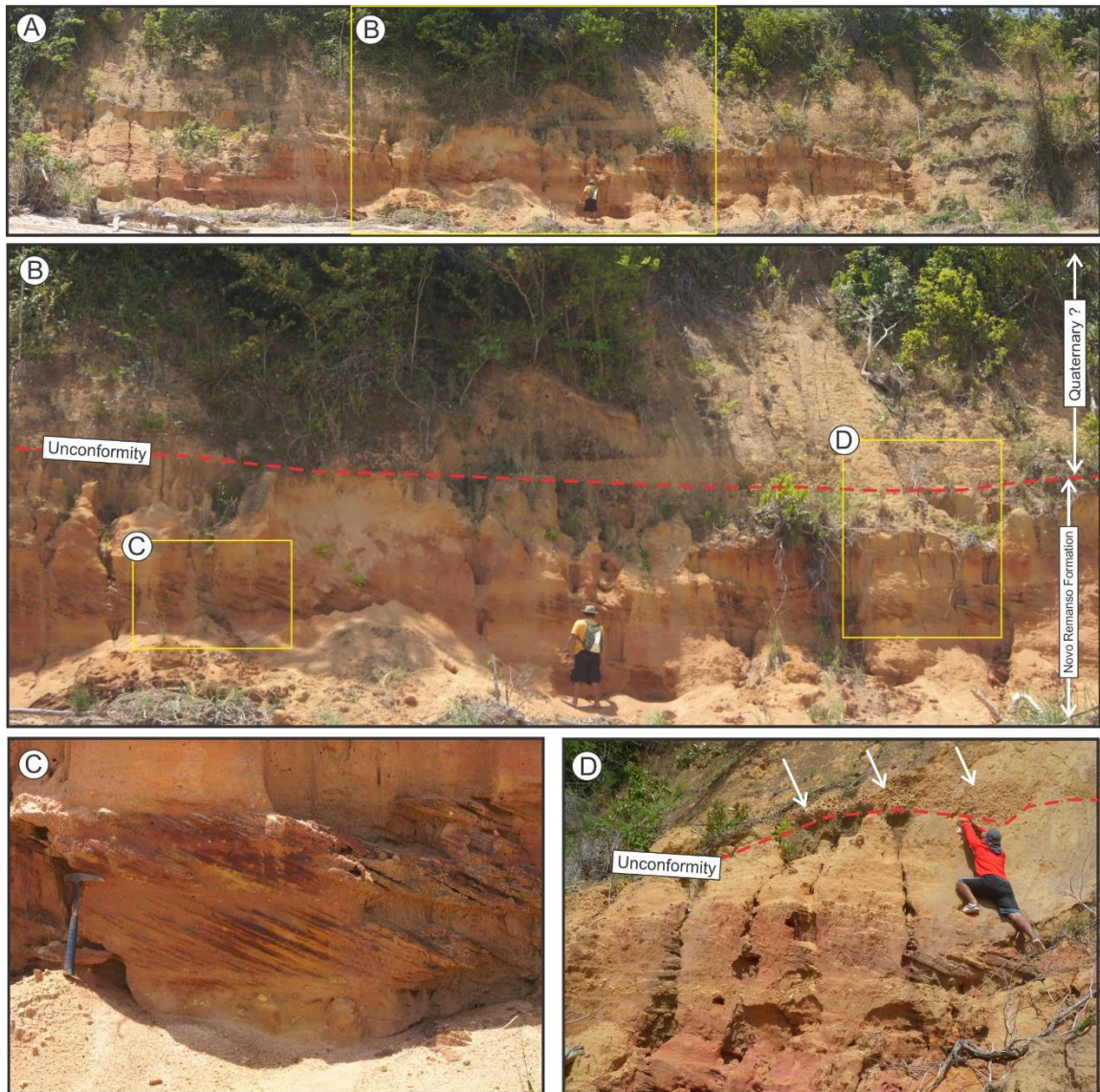


Figure 4. A) Outcrop riverbanks of Novo Remanso Formation along of Tapajós River. B) Unconformity separating Novo Remanso Formation of the Quaternary deposits. C) Detail of B, tabular cross stratification. D) Detail of B, unconformity marked by stone layer (arrows).

5. Sandstones petrography

The sandstones of Alter do Chão Formation are mainly quartz sandstones with pores or matrix in open framework (Mendes et al. 2013). These sandstones are, in general, fine to coarse-grained, with angular to subangular, and secondarily, subrounded moderately sorted quartz grains (Figure 5 A-B). Overgrowth and sintaxial quartz cement partially obliterate the grain contour difficulting, sometimes, the definition of size and roundness of the grain (Figure 5C). In the same way, silica cement also affects the analysis of rounding. The pores are, frequently, filled by kaolinitic or ferruginous matrix (Figure 5D and 5E).

The framework grain composition is formed by quartz (60-80%), and secondarily (<5%), lithic fragments and feldspars, sometimes altered to kaolinite (Figure 4). Quartz grains

are predominantly monocrystalline, presents undulating extinction, syntaxial overgrowth, and clay minerals inclusions filling microfractures (Figure 5F). However, the polycrystalline quartz are composed, stretched and show multiple extinction (Figure 5G). Bipiramidal and cuneiform quartz grains with a strong undulated extinction, as well as, vacuoles and, less common, embayments filled by kaolinite (Figure 5 H). The lithic fragments are mainly constituted by pelites and secondarily altered granites and gneisses.

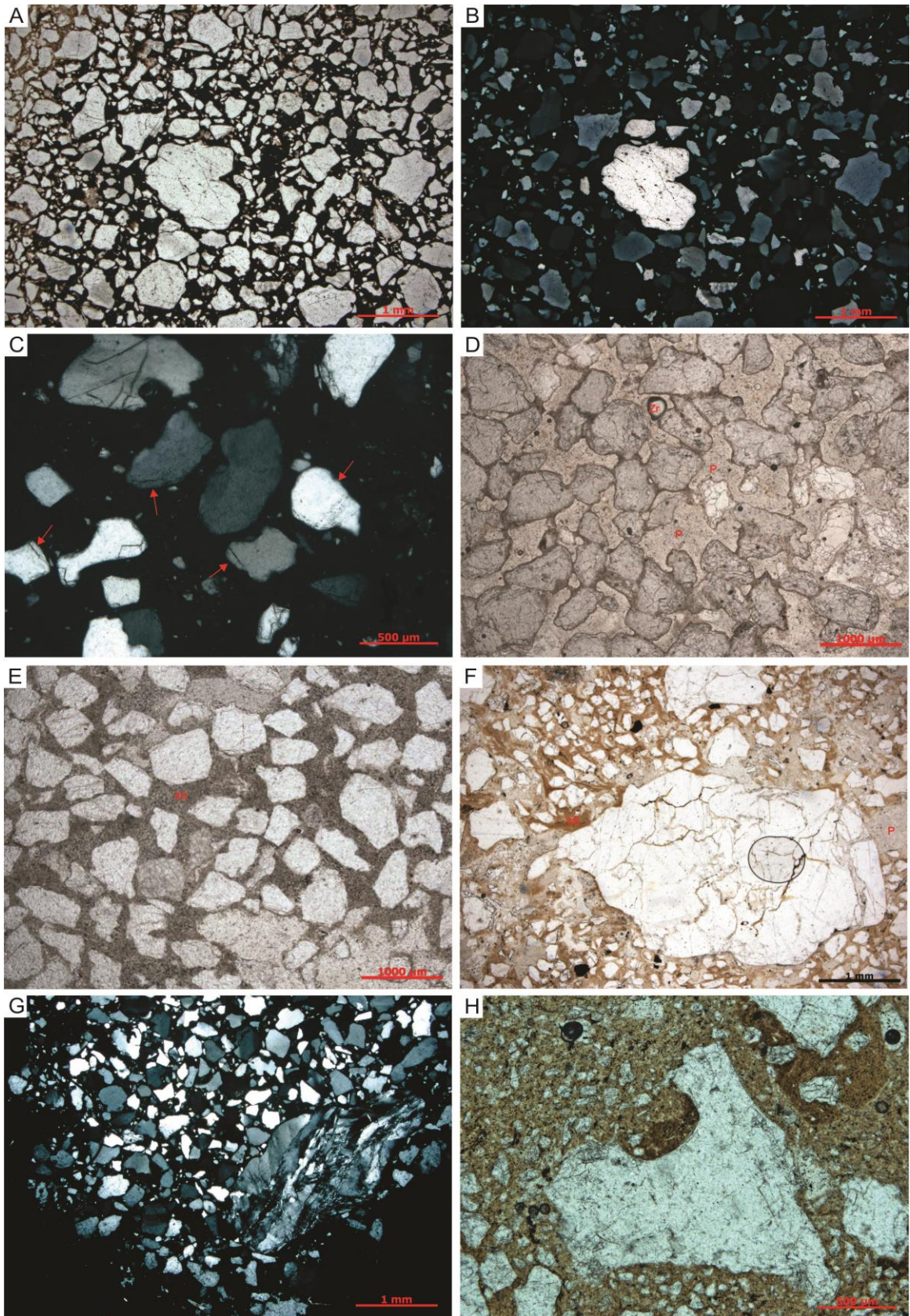


Figure 5: Quartz-sandstone of Alter do Chão Formation illustrating: A and B) overview of the framework dominated by monocrystalline quartz; C) silica cement – red arrows; D) monocrystalline quartz, pores (P) and zircon grain (Zr); E) kaolinitic matrix (Mt) and F) quartz grain with fracture filled by matrix (Mt); G) Polycrystalline quartz grains, stretched and with multiple extinction; H) embayments filled by kaolinite.

6. Heavy minerals

The study of heavy minerals supports the identification of different source rocks (Morton and Hallsworth, 1994; 1999). Heavy minerals from the Alter do Chão and Novo Remanso formations present a similar assemblage with different percentages (Table 1 and Figure 6). They are mainly represented by zircon, tourmaline, kyanite, staurolite and rutile (Figure 7). These minerals, quite stable, exhibit shape and variables surface textures (Figure 8).

The zircon grains ($\approx 87\%$) are more abundant in the assemblage and, in general, have prismatic, bipiramidal endings, with worn edges shapes. Several grains contain inclusion minerals and zonations. In addition, equidimensional rounded to subangular grains still occur, and more colorless and slightly brown grains. Surface textures of grains are generally impact marks and conchoidal fractures. From the variety of grain shapes were selected for U-Pb geochronological studies (Figure 9). Tourmaline ($\approx 14\%$) has prismatic shapes, colors with green and dark brown and subangular equidimensional grains, which are more abundant, with greenish-brown color. Conchoidal fractures and impact marks are common as dissolution features occur more rarely. The kyanite ($\approx 2\%$) is prismatic and irregular with frequent corrosion features. The rutile grains ($\approx 3\%$) are mostly red and show irregular shapes, low degree of roundness and conchoidal fractures. Staurolite grains ($\approx 5\%$) are angular with several shades of yellow. Conchoidal fractures and dissolution features in forms of nipple brands are frequent.

Table 1: Percentage of heavy minerals composition with size ranging from 63 to 125 micron from sandstones and conglomerate Alter do Chão Formation, Amazonas Basin. TR = trace ($< 1\%$), ZTR = Zircon + Tourmaline + Rutile, Zir = Zircon, Tou = Tourmaline, Kya = kyanite, Sta = staurolite, Rut = Rutile, Mon = Monazite, And = Andalusite, Sil = Sillimanite and --- = absent.

Region	Formation	Sample	Zir	Tou	Kya	Rut	Sta	And	Mon	Sil	ZTR
ÓBIDOS	Alter do Chão Formation	P ₁₀ SO ₂	78.6	6	10.2	2.6	2.6	---	---	---	87.2
		P ₁₀ SO ₃	79	9	7.4	3.6	---	---	1	---	91.6
		P ₁₁ SO ₁	64	10	19	4	3	---	---	---	78
		P ₂ SO ₁	60	27.9	7.3	1	2.8	1	---	---	88.9
		P ₁₀ SO ₁	65	11.3	16.9	3.4	3.4	---	---	---	79.7
		P ₁₁ SO ₃	65.3	16.3	11.5	4.9	1	1	---	---	86.5
		P ₁₂ SO ₂	76.6	10.9	10.9	1.2	2.4	---	2	---	88.7
		P ₂ SO ₃	85.7	1	7.4	1	1	---	3.9	---	87.7
		P ₃ SO ₁	83	5	5	2	2	---	3	---	90
		P ₃ SO ₂	71	10	13	2	1	1	2	---	83

		P ₆ SO ₁	84	1.1	3.7	1.1	Tr	---	10.1	---	86.2
		P ₁₀ SO ₄	74	8	12	3	3	---	---	---	85
		P ₁ SO ₁	69.7	4.3	20	1	1.4	---	3.6	---	75
		P ₁ SO ₂	73.3	1.8	15.9	1.8	1	---	6.2	---	76.9
		P ₈ SO ₁	74.6	5.4	8.6	3.1	Tr	---	8.3	---	83.1
		P ₁₁ SO ₂	75	8	10	1	5	1	---	---	84
		P ₁₂ SO ₁	81	3	7	4	1	---	4	---	88
		P ₁₁ SO ₄	80.5	4.2	8.5	Tr	2.5	---	4.2	---	84.7
		P ₁₁ SO ₅	87.5	2	3	1	3.5	---	3	---	90.5
PARINTINS-MANAUS		P ₁ SP ₁	91	5.8	---	0.8	1.6	---	---	0.8	97.6
		P ₂ SP ₁	97.7	0.6	---	1.7	---	---	---	---	100
		P ₁ SP ₂	90.2	8.5	tr	0.6	tr	---	---	0.6	99.3
		P ₂ SP ₃	96.1	1.9	---	1.9	---	---	---	---	99.9
		P ₂ SP ₅	99.2	0.8	---	tr	---	---	---	---	100
		P ₂ SP ₂	95.5	2.6	tr	0.9	0.9	---	---	---	99
		P ₁ SP ₃	90.9	5	0.6	2.4	1.1	---	---	---	98.3
		P ₂ SDP ₁	93.6	0.8	0.8	1.6	2.4	---	---	0.8	96
		P ₂ SDP ₂	95.7	0.8	0.8	1.5	1.2	---	---	---	98
		P ₁ PP	91.2	5.4	0.8	0.7	0.8	---	---	1.1	97.3
		P ₂ SP ₄	83.3	8.4	tr	---	8.3	---	---	---	91.7
SANTARÉM	Quaternary ?	PJ-8	63.4	16.5	0.7	4.5	14.9	---	---	---	84.4
		PJ-7	67.2	5.7	2.1	4.2	20.8	---	---	---	77.1
		PJ-6	71.1	6.4	3.5	4.9	14.1	---	---	---	82.4
		PJ-5	60.6	16.1	1.3	2.6	19.4	---	---	---	79.3
		AC-8-STM	71.7	19.4	0.8	0.8	7.3	---	---	---	91.9
		AC-7-STM	72	15.3	0.7	0.7	11.3	---	---	---	88
		AC-6-STM	76	14.7	---	3.9	5.4	---	---	---	94.6
	Novo Remanso Formation	AC-5-STM	74.1	15.1	---	0.7	10.1	---	---	---	89.9
		AC-4-STM	87.4	9.2	---	1.7	1.7	---	---	---	98.3
		AC-3-STM	86.4	9.7	0.8	2.3	0.8	---	---	---	98.4
	Alter do Chão Formation	PJ-4	78.3	12.9	0.8	4	4	---	---	---	95.2
		PJ-3	79	10.5	2.8	2.8	4.9	---	---	---	92.3
		PJ-2	77.5	15.2	2	2	3.3	---	---	---	94.7
		PJ-palino	60.4	24.5	2.8	4.8	7.5	---	---	---	89.7
		PJ-1	69.7	16	3.4	4.2	6.7	---	---	---	89.9
		AC-2-STM	93.9	4.5	---	0.8	0.8	---	---	---	99.2
		AC-1-STM	94.4	3.1	0.8	0.8	0.8	---	tr	---	98.3

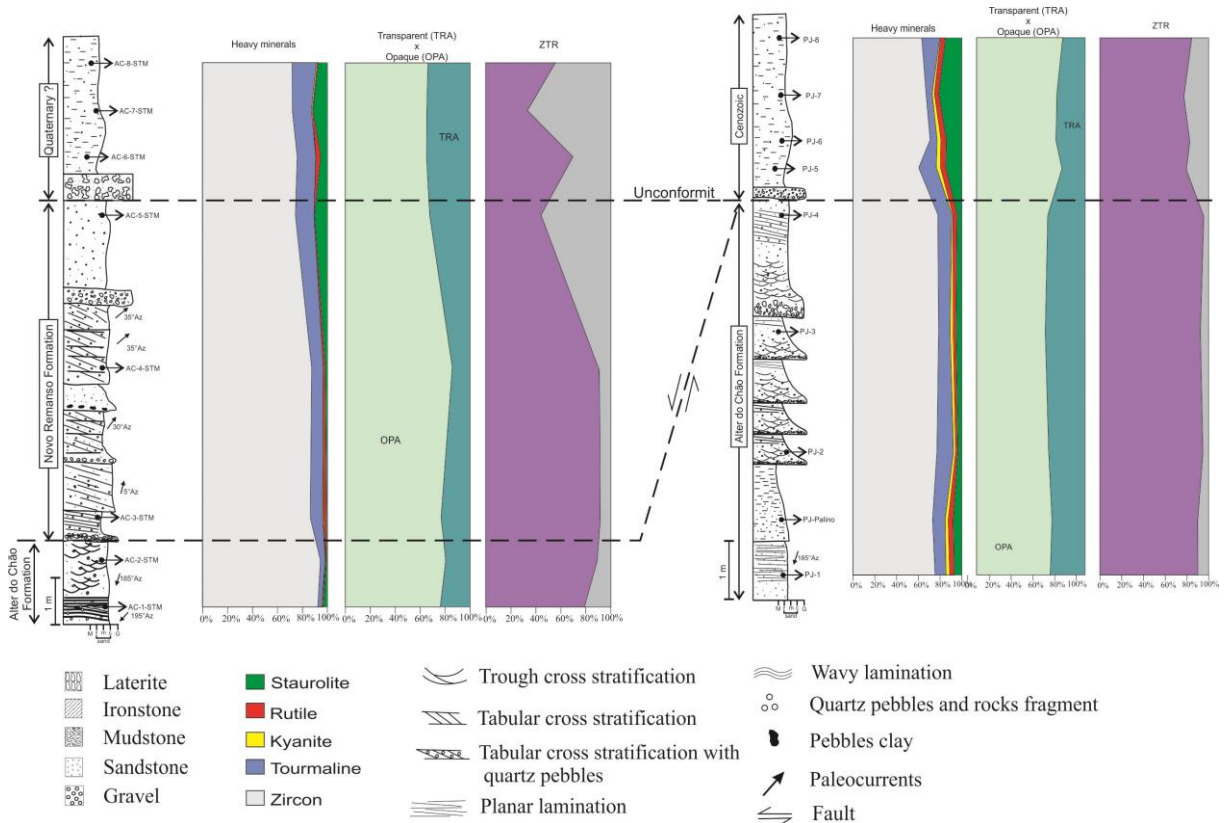


Figure 6. Measured lithostratigraphic profiles (figure 1 - point 4) of Alter do Chão and Novo Remanso formations, with frequencies of main heavy minerals.

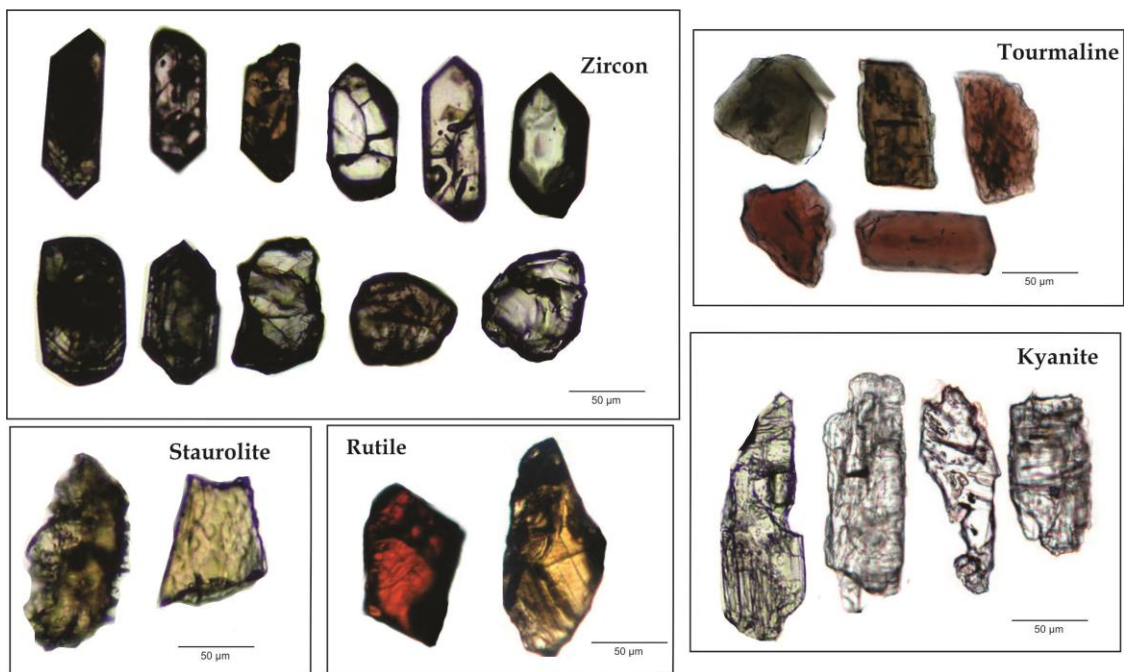


Figure 7. Main characteristics heavy minerals photomicrographs of Alter do Chão and Novo Remanso formations.

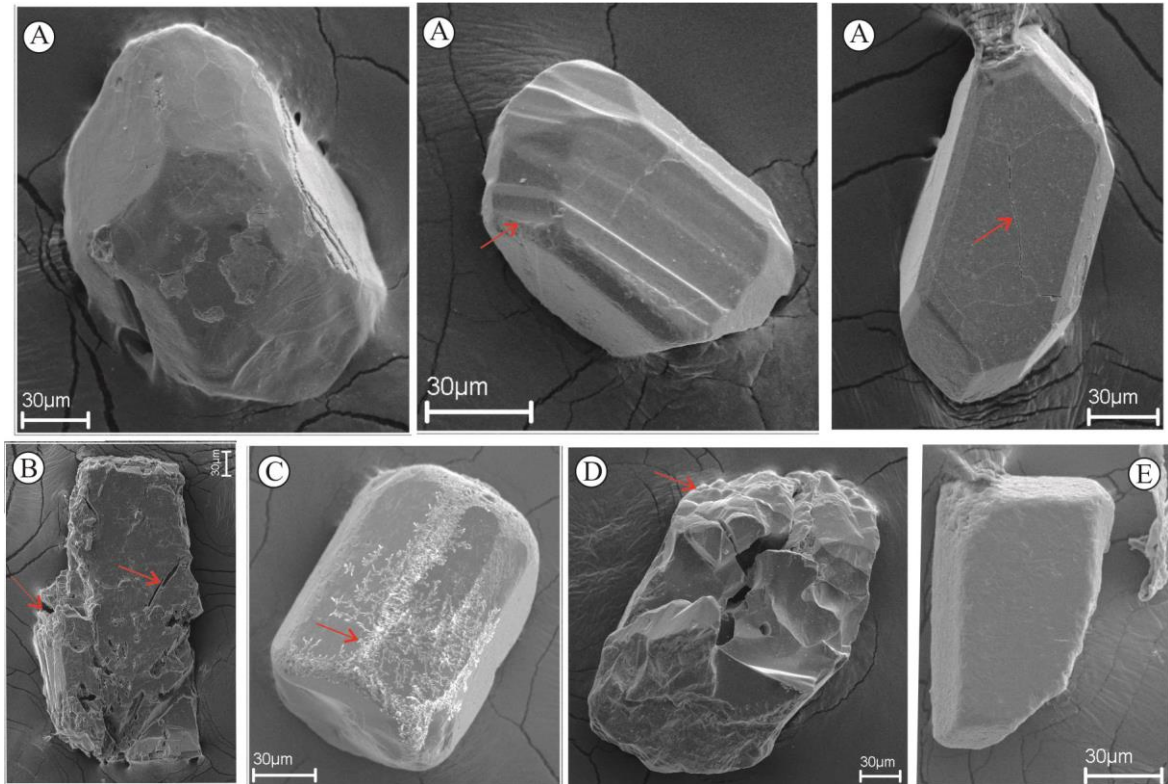


Figure 8. Heavy minerals SEM photomicrography of the Alter do Chão Formation. A) Zircon grains. Arrow indicates fractures; B) Kyanite grain with chemistry dissolution (arrow); C) Tourmaline grain with chemistry dissolution (arrow); D) Staurolite grain. Arrow indicates chemistry dissolution; and E) Rutile grain.

7. U-Pb zircon geochronology

Two hundred and twenty-nine zircon grains collected from sandstones of the Alter do Chão Formation indicate Paleoproterozoic age with unimodal spectra and mainly suggest ages between 1.8 and 2.1 Ga (Óbidos 1.95 – 2.0 Ga; Parintins 1.9 Ga; Manaus 1.8 – 1.95 Ga; Santarém 1.8- 1.95 Ga) (Figure 10).

The provenance age for the Novo Remanso Formation obtained of fifty-eight zircon grains, revealed a varied spectrum of ages. The ages range from the Archean to Neoproterozoic (3.0 to 0.5 Ga) with major contributions related to rocks of 0.5 Ga.

Quaternary deposits evaluated with one sample with fifty-five grains dated. The spectrum of this sample is similar to that presented by Novo Remanso Formation with variation from the Archean to Neoproterozoic between 2.5 to 0.6 Ga (Figure 11).

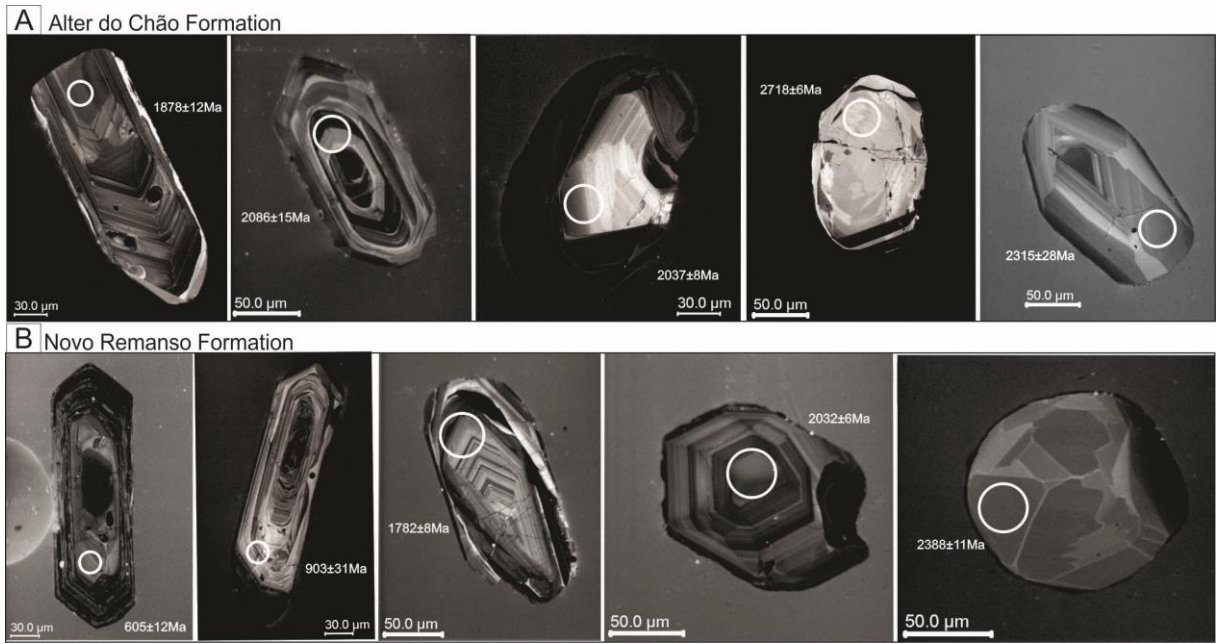


Figure 9. SEM cathodoluminescence zircons images of the Alter do Chão and Novo Remanso formations. White circles represent the ablation point.

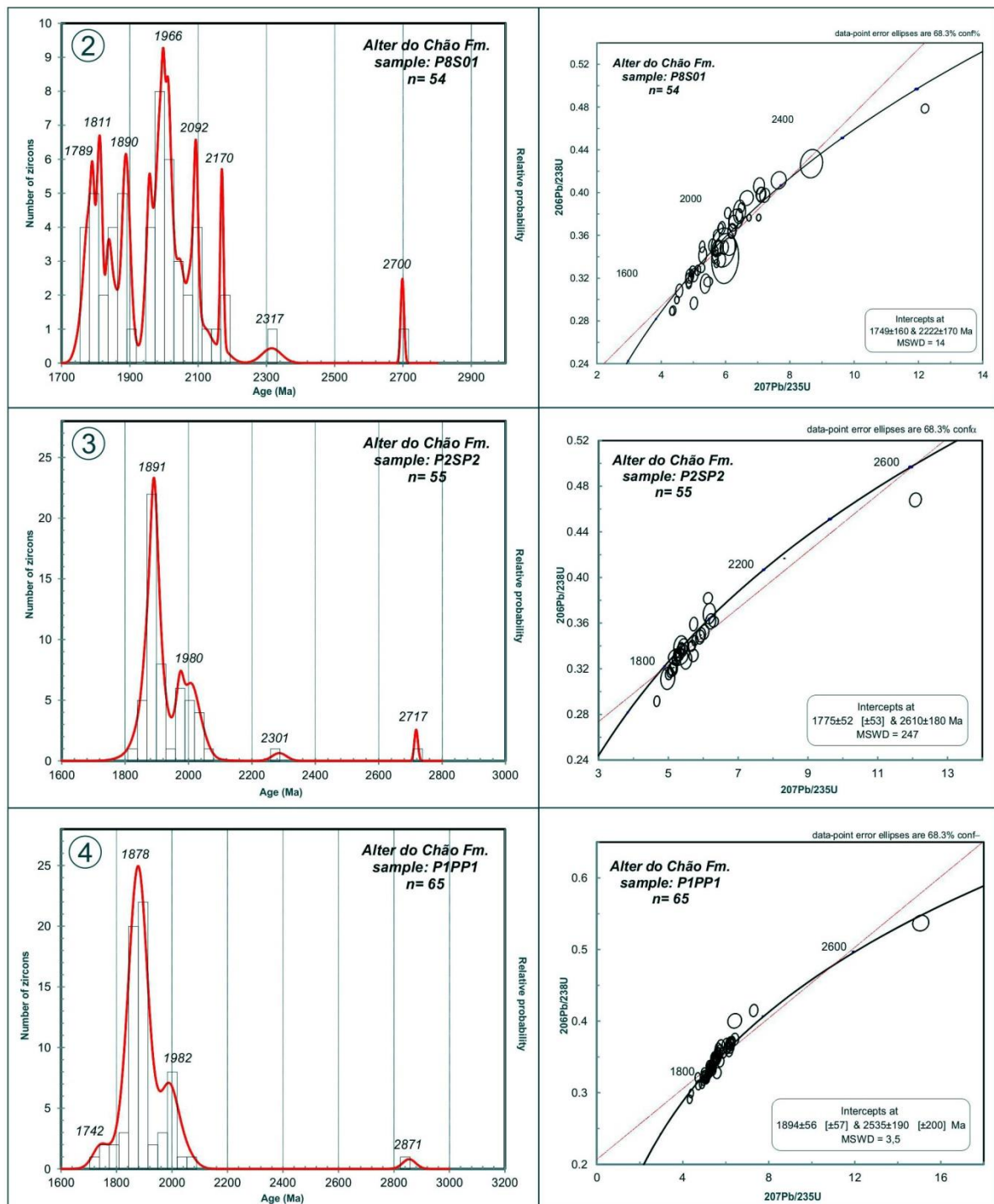


Figure 10: histogram and probability density plot combined with concordia diagram of detrital zircon ages of samples from the Alter do Chão Formation. Numbers indicate the studied localities showed in the figure 1.

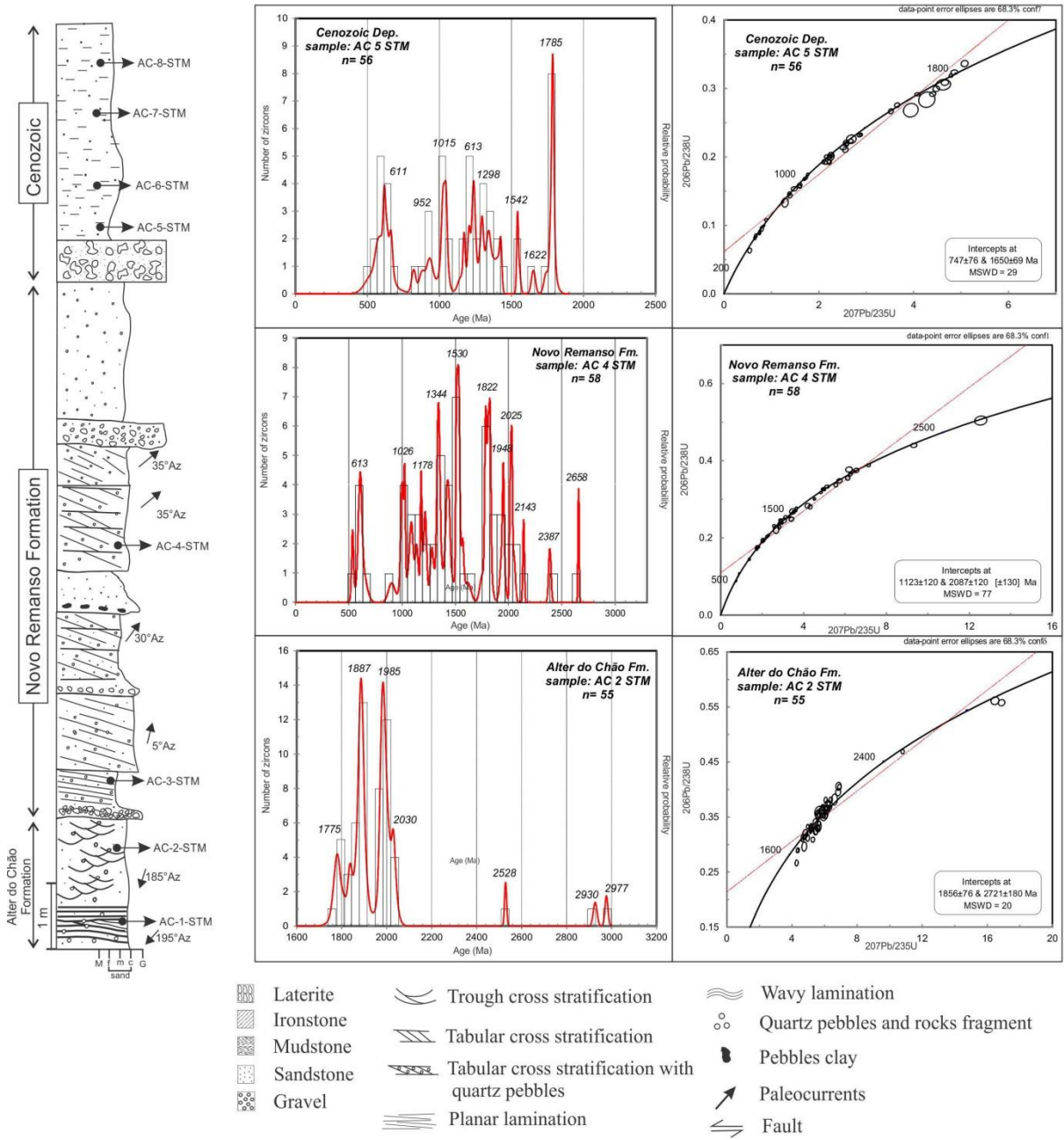


Figure 11: Measured vertical profile representative of Alter do Chão and Novo Remanso formations. The histogram and density probability were combined with concordia diagram plotted from the detrital zircon ages.

8. Discussions

The integrated data demonstrate that the evolution of Cretaceous and Miocene systems present expressive differences. The Alter do Chão Formation is organized in recurrent fining-upward cycles characterized by a distinct set of architectural elements, unimodal distribution of paleoflow and facies that attest a high sinuosity, meandering fluvial system with mixed load sediment (Mendes et al. 2012). In addition, the relatively high proportion of overbank deposits (floodplain and overbank fines) compared with the channel filling deposits, indicate that the floodplain cutbanks keeping the stability of meandering channel or rapid scoured of the floodplain linked the high rate of channel migration or avulsion (Heller and Paola, 1996). The high proportion of preserved overbank sediments indicates large floodplains, which probably restricted the channel lateral migration, producing channel filled with clay (mudplugs) being a common feature in systems characterized by high sinuosity channels (Allen 1983; Allen and Friend, 1968). The Novo Remanso Formation has similar facies to Alter do Chão deposits, contrasting only with the paleoflow direction, predominantly to E-NE, and the sourcelands.

The sandstones of the Alter do Chão Formation were classified as quartz-arenites with limited occurrence of feldspars and lithic grains. Thus, the sandstones are mineralogically supermatures with high ratios Q_m / Q_p , where the monocrystalline quartz (Q_m) amounts is more than 95 %. The quartz grains were derived from granite or metamorphic rocks, or both. However, considering only igneous sources, the quantity of quartz grains should have been constant (Tortosa et al., 1991). The occurrence of bipyramidal quartz grains with strong undulating extinction, embayments and vacuoles attest origin of felsic volcanic rocks (Folk, 1974; Scholle, 1979). Rhyolitic volcanic overlies the Central Amazonian province and this rock is the probable source of these grains.

Quartzarenites are rocks with high compositional and textural maturity (Folk, 1974), however, the quartz-arenites from the Alter do Chão Formation present low textural maturity and open framework. The intergranular porosity is almost in totality primary, evidenced by pontual contacts and, sometimes, the grains floating in the framework. The high compositional maturity reflected the intense weathering process that promoted dissolution of feldspars, generating clay matrix, and of less stable heavy minerals

The compositional characteristics of sandstones indicate continental blocks of Craton as source areas. Rivers originated of the cratonic region transport bed load sediments, composed by quartz and in less quantity, feldspar and plagioclase (Franzinelli and Potter,

1983; Potter and Franzinelli, 1985; Johnsson et al. 1988; Potter, 1994). This deposits dominated channels and sandbars with limited influence on floodplains.

Continental blocks are regions tectonically stable where the sediments have longer residence time in the source area, staying more exposed to the weathering before transport. In these conditions, the quartz grain is highly resistant to the weather while plagioclase and feldspar easily turn into clay minerals. The set of heavy minerals are ultrastable and stable, with a high index ZTR (93%) composed of zircon, tourmaline, rutile and with lesser proportion, staurolite and kyanite. The studied sandstones confirm the importance of weathering that affected the deposits of Alter do Chão and Novo Remanso formations, compared with the alteration processes occurred with the heavy minerals assemblage of Ipixuna Formation, exposed in the Marajó Basin described by Góes et al. (2007).

The subrounded shapes of heavy mineral grains, point out to multicyclic origin and / or long distances transport. However, euhedral grains can be related to the primary source from igneous / metamorphic rocks. The contribution of igneous sources is also evidenced by euhedral zircon grains with concentric zoning (Corfu et al. 2003). Staurolite and kyanite are unequivocally minerals indicative of medium to high-grade metamorphic facies (Mange and Maurer, 1992).

9. Paleogeographic considerations

During the Cretaceous, the breakdown of Gondwana was responsible for many changes in the landscape of the region, with the formation of several sedimentary basins (i.e Foz do Amazonas, Marajó, etc.), modification and reorganization of drainage patterns and culminated in the separation of South America and Africa.

In the Early Cretaceous a low-intensity distensive regime it was established (Costa et al. 2001), resulting in the formation of Marajó Basin, with synthetic normal faults of NW-SE and NNW-SSE direction. This system was responsible for the appearance of Gurupá arch that served as rift-shoulder and probably provided much of the sediment that filled the Amazonas Basin (Figure 12).

Normal faults that originated the Marajó Basin also generated the Gurupá Arch through uplift for load shedding and rotations of failed blocks in the adjacencies of the arc (Costa et al. 2001) (Figure 4, section B). After this breakup, began the formation of a transcontinental drainage that headed to the west depending on the rift-shoulder generated by Gurupá Arch.

The Gurupá Arch uplift preceded the deposition of Alter do Chão Formation (Late Cretaceous) because this unit overlies Paleozoic rocks and the Precambrian Prosperança Formation in the arch region (Wanderley Filho, 1991). The initial development of Gurupá Arch exposed the Paleozoic sequences rocks of the Amazonas Basin and the basement, which were heavily eroded and served as sediment source for Alter do Chão Formation. We considered a transcontinental drainage on the Amazonas basin implanted during the Late Cretaceous configuring a Big River that will flow to the Pacific (Figure 12).

In Marajó Basin, the sediment deposited in that period are little known, but is expected to have dominated fluvial systems and alluvial fans (Zalán and Matsuda, 2007). In this case, the major fluvial systems probably originated in area of Arch Gurupá, must have been controlled by strike-slip fault of NE-SW direction and flowed toward the Marajó Basin and the Amazonas Basin. Even at this time, in the eastern portion of the Gurupá Arch, there was the development of roll-over type structures, due to the progressive spread of synthetic normal faults towards the northeastern part in the Marajó Basin (Villegas, 1994).

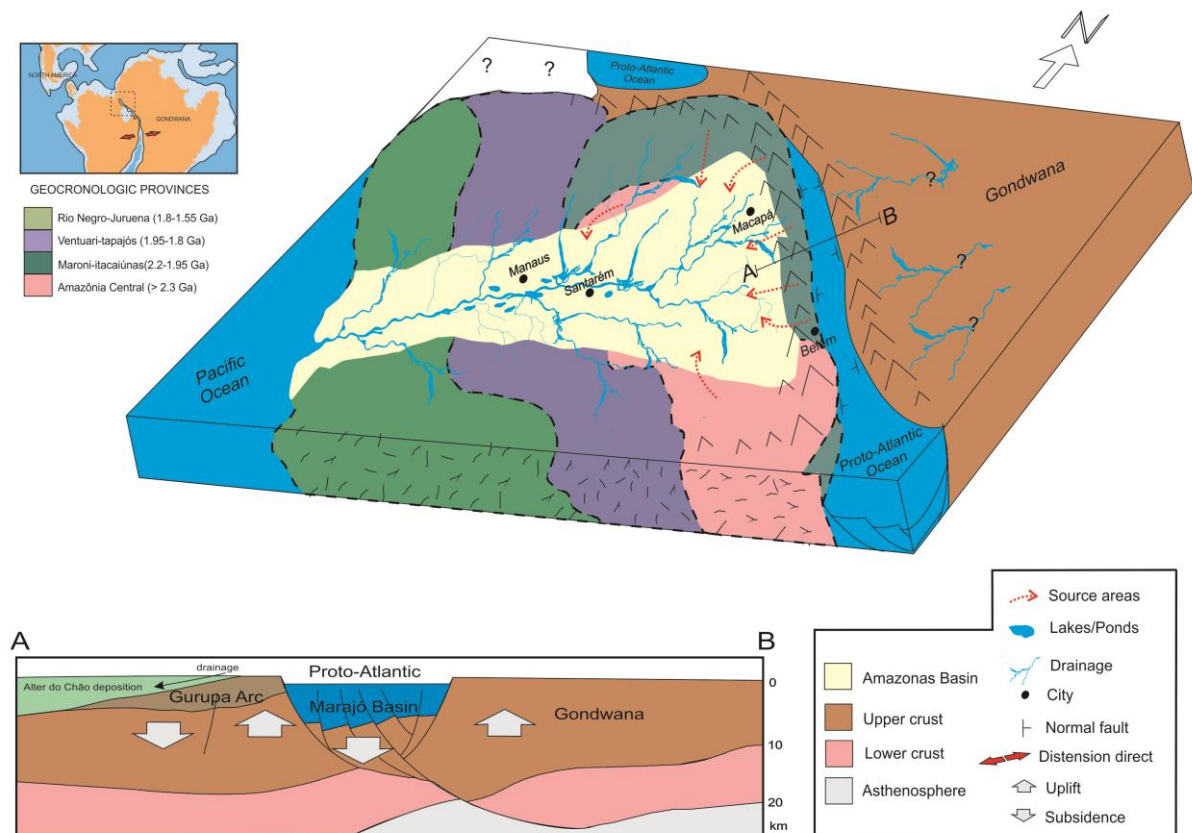


Figure 12. Paleogeography reconstruction of Upper Cretaceous deposits of Alter do Chão Formation. This new proposal assume the presence of a transcontinental drainage (Big River) during Late Cretaceous

10. Provenance

10.1. *Potencial resources areas*

According to the evolutionary history of South America and its separation from Africa that generated considerable paleogeographic changes and culminated in the creation of a transcontinental drainage into the Pacific (Figure 12). This reorganization was also responsible for the development of Gurupá arch that during its maximum uplift peak expose the basement and the entire Paleozoic sequence of the Amazonas Basin. The creation of the Craton, drainage areas began to be drained and started the deposition of Alter do Chão Formation.

The assessment of potential source areas was well established considering the faciological characteristics, mineralogical, paleocurrent measures and zircon ages of Alter do Chão Formation. These sources indicate preferred source areas located northeast and east. Over 70% of detrital zircon ages for Alter do Chao Formation provided Paleoproterozoic ages between 1.8 and 2.1 Ga, and this feature age of Maroni-Itacaiúnas Province (Tassinari and Macambira, 1999) exposed near the Gurupá arch, the eastern edge of the Basin. The younger and older grains are less abundant, can be derived from intrusive bodies scattered in the same regions or central Amazon province. Fission track data in apatite indicate in the southeastern Amazon Craton denudation of 3-7 km from the Paleozoic, with dominant phase occurring between 60-130 Ma (Harman et al. 1998).

The reduction consistent grain size to the west, paleocurrent measures to west-southwest, and conglomerate clasts predominating in the east (Mosmann et al. 1987) suggest that the Alter do Chão sediments were deposited in a fluvial system of high energy directed to the west recording the great paleodrainage who migrated to the Pacific Ocean. The occurrence of Alter do Chão Formation in the Solimões Basin, in subsurface (Eiras et al. 1994; Eiras, 1998) indicates that the Purus Arch not still functioned as geographical barrier during the Cretaceous.

Between the Oligocene and Middle Miocene, the eastern margin of continent near the mouth of Proto-Amazon River was denuded or passed by subsidence eliminating the structural highs of the eastern portion (Gurupá Arch). Stratigraphic data from the Solimões Basin (Eiras et al. 1994) and the Amazonas Basin (Cunha et al. 1994), suggest that during this period, there were fluvial systems to the east and a large system of lakes and marshes (wetland system) that received sediments from the Andes and to a lesser quantity from the Amazon craton (Hoorn, 1994; Hoorn et al. 1995;. Wesselingh, 2006), to the west were

separated by the Purus arch, which from that time worked as a geographic barrier (Figuereido et al. 2009).

With the abatement of the eastern margin of South America and the uplift of the Andes, this transcontinental drainage migrating to the Pacific Ocean, was separated by the Purus Arch as independent systems from the end of Oligocene to Miocene. The rise of the Andes induced the reorganization of the systems and Cenozoic deposits began progradation until the Purus Arch, in the western basin. This progradation occurred until fill the basin and move to eastern basin leading to modern drainage of the Amazon River to the Atlantic in the Upper Miocene (Campbell, 1992; Hoorn, 1993; Figueiredo et al. 2009; Hoorn et al. 2010), Pliocene (Latrubesse et al. 2010) or Pliocene / Pleistocene (Ribas et al. 2011; Campbell et al. 2006; Nogueira et al. 2013).

Recognition of Neogene fluvial deposits of Novo Remanso Formation in the Amazonas Basin overlying the deposits of Alter do Chão Formation generated an unconformity. The Novo Remanso Formation represent a fluvial system of high energy and migrated eastward to the Atlantic Ocean (Rozo et al. 2005). The zircon age spectrum from Novo Remanso Formation is similar to the Quaternary deposits, include various populations from 0.5 to 3.0 Ga, and suggested contribution of Andean sources, as well as all provinces of the Amazonian Craton.

11. Conclusions

The provenance studies using mainly palaeocurrent patterns and age spectrum, combined on heavy minerals and sandstone petrography of Cretaceous and Neogene sandstones of the Central Amazonas basin, Northern Brazil, allowed to identify the potential source areas of these deposits:

1- Paleocurrent measures performed in trough cross-bedding in Alter do Chão Formation indicate a large unimodal trend preeminently to S-SW orientation. In contrast, the tabular cross bedding of Novo Remanso Formation indicate E-NE direction

2-In the Alter do Chão Formation Paleoproterozoic age with unimodal spectra predominate and mainly suggest ages between 1.8 and 2.1 Ga correlated to Maroni-Itacaiúnas Province.

3- The provenance age for the Novo Remanso Formation revealed a varied spectrum of Archean to Neoproterozoic ages (3.0 to 0.5 Ga) with major contributions related to rocks of 0.5 Ga close to Andean sources. These same interpretations are given for Quaternary deposits that confer ages of 2.5 to 0.6 Ga.

4- The provenance studies confirms a paleogeographic model for Alter do Chão with occurrence of a transcontinental drainage on the Amazonas basin implanted during the Late Cretaceous, configurating a Big River with migration in direction of Pacific Ocean.

5- This work recorded the first provenance informations about the Proto-Amazonas recorded in the Novo Remanso Formation, opening perspectives to understand the paleogeography post-Cretaceous in Amazonia.

Acknowledgements

This work was performed as part of the senior author PhD Thesis, financed by a Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) graduate fellowship. This research was undertaken through a collaborative grant, Dimensions US-Biota-São Paulo: Assembly and evolution of the Amazon Biota and its environments: an integrated approach, supported by the US National Science Foundation (NSF), National Aeronautic and Space Administration (NASA), and the Fundação de Amparo a Pesquisa do estado de São Paulo (FAPESP) and Universidade Federal do Pará for financial support. The authors are grateful to Adriana Horbe, Antônio Emídio, Gabriel Salomão and Hudson Santos for assistance in the fieldwork and geological dicussions.

References

- Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheet (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sediment. Geol.* 33, 237–293.
- Allen, J.R.L., Friend, P.F., 1968. Deposition of Catskill facies, Appalachian Region: with some notes on some other Old Red sandstone Basins. In: Klein, G., de V. (Eds.), *Late Palaeozoic and Mesozoic Continental Sedimentation, Northeastern North America: Spec. Publ. Geol. Soc. Am.*, 106, pp. 21–74.
- Almeida, L.F.G. 1974. A drenagem festonada e seu significado fotogeológico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Anais do ..., Porto Alegre, SBG, 1974. v. 7, p. 175-97.
- Brito Neves, B. B. 2003. A saga dos descendentes de Rodinia na construção de Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo-SP, v. 33, n.1(suplem.), p. 77-88, 2003.
- Campbell, K.E., Frailey, C.D., Romero-Pittman, L., 2006, The pan-Amazonian Ucayali peneplaination, late-Neogene sedimentation in Amazonia, and birth of the modern Amazon River system; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 239, p. 166-219.
- Caputo, M. V.; 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. *Contribuição à Geologia da Amazônia – Volume 7*, 7-23.
- Caputo, M.V., 1984, *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology, and paleogeography of northern basins of Brazil* [Ph.D. thesis]: Santa Barbara, University of California, 583 p.
- 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.
- Corfu, F.; Hanchar, J.M.; Hoskin, P.W.O. & Kinny, P. 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar, J.M. & Hoskin, P.W.O. (Eds). *Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Mineralogical Society of America Geochemical Society. v. 53, p. 469-500.
- Costa, J.B.S., Bemerguy, R.L., Hasui, Y., and Borges, M. S., 2001, Tectonics and paleogeography along the Amazon River; *Journal of South American Earth Sciences*; v. 14, p. 335-347.
- Dino R. Soares, E.A.A., Riccomini, C., Antonioli, L., and Nogueira, A.C.R., 2006, Caracterização palinoestratigráfica de depósitos Miocênicos na Bacia do Amazonas, região de Manacapuru, AM, in 7 Simpósio do Cretáceo do Brasil e 1 Simpósio do Terciário do Brasil, Serra Negra. *Boletim do 7 Simpósio do Cretáceo do Brasil e 1 Simpósio do Terciário do Brasil*. Rio Claro, UNESP; v. 1, p. 43.
- Dino, R., Soares, E.A.A., Antonioli, L., Riccomini, C., and Nogueira, A.C.R. 2012. Palynostratigraphy and sedimentary facies of Middle Miocene fluvial deposits of the Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 34: 61–80.
- 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.
- Eiras, J.F., Becker, C.R., Souza, E.M., Gonzaga, F.G., Silva, J.G.F., Daniel, L.M.F., Matsuda, N.S., and Feijó, F.J., 1994, Bacia do Solimões: *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8, no. 1, p. 17–22.
- Figueiredo J., Hoorn C., van der Ven P., Soares E., 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin: *Geology*, v. 37, p. 619–622
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas. p.: 65–145.

- Franzinelli, E., Potter, P.E. 1983. Petrology, chemistry, and texture of modern river sands, Amazon River System. *J Geol* 91, 23–39.
- Góes, A. M.; Rossetti, D. F.; Mendes, A. C. 2007 . Heavy mineral as a tool to refine the stratigraphy of kaolin deposits in the Capim River area, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Impresso)*, v. 79, p. 457-471
- Góes, A. M.; Rossetti, D. F.; Mendes, A. C. 2007. Heavy mineral as a tool to refine the stratigraphy of kaolin deposits in the Capim River area, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Impresso)*, v. 79, p. 457-471.
- Guimarães, J.T.F.; Nogueira, A.C.R.; Silva Junior, J.B.C.; Soares, J.L.; Alves, R.; Kern, A. 2015. Palynology of the Middle Miocene-Pliocene Novo Remanso Formation, Central Amazonia, Brazil. *Ameghiniana*. V. 52(1): 107-134
- Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A., and Bizzi, L., 1998, Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the late Cretaceous; *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 27,091-27,105.
- Heller, P.L., Paola, C., 1996. Downstream changes in alluvial architecture; an exploration of controls on channel-stacking patterns. *J. Sed. Res.* 66, 297–306.
- Horn, C. (1993) Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: Results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeogr Palaeoclimatol* 105, 267–309.
- Horn, C., 1994. An environmental reconstruction of the palaeo-Amazon River system (middle to late Miocene, NW Amazonia): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 112, p. 187–238, doi: 10.1016/0031-0182(94)90074-4.
- Horn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G.A., and Lorente, M.A., 1995, Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America: *Geology*, v. 23, p. 237–240, doi: 10.1130/0091-7613(1995)0232.3.CO;2.
- Horn, C., Wesselingh, F.P., Ter Steege, H., Bermudez, M.A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C.L., Figueiredo, J.P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Särkinen, T., and Antonelli, A. 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *Science* 330: 927–931.
- Horbe, A.M.C.; Costa, M.L. 1997. Solos gerados a partir do intemperismo de crostas lateríticas sílico-ferruginosas. *Acta Amazonica (Impresso)*, Manaus, v. 27, p. 241-256
- Hovikoski, J., Räsänen, M., Gingras, M., Roddaz, M., Brusset, S., Hermoza, W., Romero Pittman, L., and Lertola, K., 2005, Miocene semidiurnal tidal rhythms in Madre de Dios, Peru: *Geology*, v. 33, p. 177-180.
- Johnsson, M.J., Stallard, R.F., Meade, R.H. (1988) First-cycle quartz arenites in the Orinoco River basin, Venezuela and Colombia. *J Geol* 96, 263–277.
- Kistler, P., 1954. Historical resume of the Amazon Basin. PETROBRAS/RENOR, Belém, Relatório interno (inédito).
- Kotschoubey, B; Truckenbrodt, W. 1981. Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas – Açailândia (estados do Pará e Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, 11: 193-202.
- Latrubesse, E.M., Cozzuol, M., da Silva-Caminha, S.A.F., Rigsby, C.A., Absy, M.L., and Jaramillo, C. 2010. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. *Earth Science Reviews* 99: 99–124.
- Mange, M.A. & Maurer, H.F.W. 1992. Heavy minerals in colour. Chapman & Hall, London.
- Mendes, A. C ; Santos Jr. A. E. A.; Nogueira, A. C. R. 2013. Petrografia de arenitos e minerais pesados da Formação Alter do Chão, bacia do Amazonas.. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, 2013, Belém. *Anais do 13º Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2013.

- Mendes, A. C; Santos Júnior, A. E. A.; Nogueira, A. C. R. 2013. Petrografia de arenitos e minerais pesados da Formação Alter do Chão, bacia do Amazonas. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, 2013, Belém. Anais do 13º Simpósio de Geologia da Amazônia.
- Mendes, A. C; Truckenbrodt, W. Nogueira, A.C.R. 2012. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, p. 39-57.
- Morton, A.C., Hallsworth, C. 1994. Identifying provenience-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.
- Mosmann, R., Falkenhein, F.U.H., Gonçalves, A., Nepomuceno Filho, F., 1987. Oil and gas potential of the Amazon Paleozoic Basin: in Halbouty, M.T., ed., *Future petroleum provinces of the world*, AAPG Memoir 40, p. 207-241.
- 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. 2008. Guinada para o Atlântico. *Scientific American Brasil*, Brasil, p. 22 – 27.
- Nogueira, A.C.R., Silveira, R., and Guimarães, J.T.F. 2013. Neogene-Quaternary sedimentary and paleovegetation history of the eastern Solimões Basin, central Amazon region. *Journal of South American Earth Sciences* 46: 89–99.
- Potter, P.E. 1994. Modern sands of South America: composition, provenance and global significance. *Geol Rundsch* 83, 212–232.
- Potter, P.E., 1997, The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history: *Journal of South American Earth Sciences*: v. 10, p. 331-344.
- Räsänen, M.E., Neller, R., Salo, J.S., Junger, H. (1992) Recent and ancient fluvial deposition systems in the Amazonian foreland basin. *Geol Mag* 129, 293–306.
- 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.
- Ribas, C.C., Aleixo, A., Nogueira, A.C.R., Miyaki, C.Y., and Cracraft, J. 2011. A palaeobiogeographic model for biotic diversification within Amazonia over the past three million years. *Proceedings of the Royal Society B Biological Sciences* 279: 681–689.
- Rittenhouse, G.A. 1943. Transportation and deposition of heavy minerals. *Geol Soc. America Bull*, 54: 1725-1780.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, Baby, P., Hérial, G., 2005, Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 239, p. 57-78.
- Rossetti, D.F., de Toledo, P.M., and Góes, A.M., 2005. New geological framework for western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution: *Quaternary Research*, v. 63, p. 78-89.
- Rozo, J.M.G., Nogueira, A.C.R., Horbe, A.M.C., and Carvalho, A.S., 2005, Depósitos Neógenos da Bacia do Amazonas; *Contribuições a Geologia da Amazônia*, v. 4, p. 201-207.
- 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., Bettencourt, J.S. Geraldés, 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*

- Tassinari, C.C.G.; Macambira, M.J.B 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182.
- 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.
- 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.
- 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
- Villegas, J.M. Geologia Estrutural da Bacia de Marajó. Belém, 1994. 119 p. Dissertação (de Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- 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.
- Wesselingh, F.P., 2006, Miocene long-lived lake Pebas as a stage of mollusc radiations, with implications for landscape evolution in western Amazonia: *Scripta Geologica*, v. 133, 448 p.
- Wesselingh, F.P., Räsänen, M.E., Irion, Vonhof, H.B., Kaandorp, R., Renema, Romero Pittman, L., Gingras, M., 2002, Lake Pebas: a palaeoecological reconstruction of a Miocene, long-lived lake complex in western Amazonia; *Cainozoic Research*, v. 1, p. 35-81.
- Young, S.W., 1975. Petrography of Holocene fluvial derived from regional metamorphic source rocks. M.Sc. Dissertation, Indiana University, 93p
- Zalán, P.V. & Matsuda, N.S. Bacia do Marajó. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 311-319, 2007.

APPENDIX

Geochronologic data of LA-ICP-MS for detritic zircons from the Alter do Chão and Novo Remanso formations, and Cenozoic deposits, Amazonas Basin, Brazil.

Isotope Ratio							Estimated age					
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	$\pm 1\sigma$
Alter do Chão Formation - Óbidos (ponto 2 - mapa)												
0.107	0.836	4.562	1.586	0.308	1.348	0.844	1756	15	1742	13	1731	20
0.109	0.669	4.488	1.033	0.300	0.787	0.734	1777	12	1729	9	1689	12
0.109	0.669	4.488	1.033	0.300	0.787	0.734	1777	12	1729	9	1689	12
0.109	0.764	4.334	1.164	0.289	0.878	0.732	1778	14	1700	10	1637	13
0.109	1.011	4.363	1.437	0.290	1.013	0.690	1787	18	1705	12	1639	15
0.109	0.303	5.273	1.059	0.349	1.014	0.955	1791	6	1865	9	1931	17
0.110	0.935	4.887	1.662	0.322	1.375	0.820	1801	17	1800	14	1799	22
0.110	0.976	4.977	1.215	0.328	0.724	0.783	1802	18	1815	10	1827	12
0.110	0.353	4.937	0.712	0.324	0.619	0.836	1807	6	1809	6	1810	10
0.111	0.395	4.862	1.442	0.318	1.387	0.981	1812	7	1796	12	1782	22
0.111	0.312	4.913	0.914	0.321	0.859	0.933	1815	6	1804	8	1795	13
0.112	0.694	4.861	1.043	0.314	0.778	0.717	1838	13	1796	9	1760	12
0.112	0.426	5.291	1.529	0.342	1.469	0.959	1838	8	1867	13	1894	24
0.113	0.756	5.030	1.488	0.323	1.281	0.948	1848	14	1824	13	1804	20
0.114	0.667	5.134	1.184	0.327	0.978	0.812	1861	12	1842	10	1825	16
0.115	0.503	5.716	1.103	0.360	0.982	0.880	1884	9	1934	10	1981	17
0.116	0.553	6.067	1.052	0.381	0.895	0.835	1888	10	1986	9	2080	16
0.116	1.072	5.248	1.369	0.329	0.852	0.820	1889	19	1860	12	1835	14
0.116	0.520	5.844	0.961	0.367	0.808	0.821	1889	9	1953	8	2014	14
0.116	0.664	5.589	1.337	0.351	1.160	0.860	1890	12	1914	12	1937	19
0.116	0.581	5.884	1.195	0.367	1.045	0.864	1900	10	1959	10	2015	18
0.119	0.443	5.688	0.916	0.345	0.802	0.915	1949	8	1930	8	1912	13
0.120	1.287	5.760	1.946	0.348	1.460	0.743	1957	23	1940	17	1925	24
0.120	0.306	5.773	1.170	0.349	1.129	0.963	1957	5	1942	10	1929	19
0.121	0.463	5.706	0.786	0.343	0.635	0.767	1966	8	1932	7	1901	10
0.122	0.851	5.671	1.189	0.338	0.830	0.863	1980	15	1927	10	1878	14
0.122	0.754	6.242	1.532	0.371	1.333	0.865	1985	13	2010	13	2036	23
0.122	0.539	6.492	0.963	0.386	0.798	0.807	1986	10	2045	8	2104	14
0.122	0.444	6.434	1.955	0.382	1.904	0.973	1988	8	2037	17	2085	34
0.122	1.634	6.325	2.298	0.375	1.616	0.873	1989	29	2022	20	2054	28
0.122	1.716	6.657	2.073	0.395	1.163	0.774	1990	31	2067	18	2145	21
0.123	0.753	5.016	1.490	0.297	1.285	0.856	1996	13	1822	13	1674	19
0.123	0.274	6.421	1.073	0.379	1.037	0.964	1998	5	2035	9	2072	18
0.123	2.137	5.927	4.143	0.349	3.461	0.850	2005	37	1965	35	1928	59
0.123	0.742	6.205	1.391	0.365	1.177	0.837	2006	13	2005	12	2004	20
0.124	0.641	6.195	1.345	0.364	1.183	0.954	2008	11	2004	12	1999	20
0.124	0.320	5.373	1.922	0.315	1.895	0.986	2011	6	1880	16	1764	29
0.124	0.711	5.961	1.417	0.349	1.225	0.858	2015	13	1970	12	1928	20

0.124	0.465	5.722	0.899	0.334	0.769	0.835	2020	8	1935	8	1857	12
0.125	1.361	5.462	1.648	0.317	0.929	0.540	2031	24	1895	14	1773	14
0.126	1.024	7.042	1.593	0.406	1.220	0.755	2039	18	2117	14	2198	23
0.126	0.573	5.872	1.426	0.337	1.306	0.912	2048	10	1957	12	1872	21
0.127	1.603	6.127	2.252	0.350	1.581	0.695	2059	28	1994	20	1933	26
0.128	0.643	5.989	4.614	0.338	4.569	0.990	2076	11	1974	40	1879	74
0.129	0.828	7.094	1.343	0.399	1.058	0.774	2086	15	2123	12	2163	19
0.130	0.674	7.112	1.341	0.398	1.160	0.952	2092	12	2125	12	2160	21
0.130	0.346	6.732	0.657	0.376	0.558	0.895	2094	6	2077	6	2060	10
0.130	0.346	6.732	0.657	0.376	0.558	0.895	2094	6	2077	6	2060	10
0.132	0.915	7.221	1.420	0.397	1.085	0.751	2122	16	2139	13	2157	20
0.135	1.537	7.654	2.013	0.411	1.299	0.838	2163	27	2191	18	2221	24
0.135	0.269	7.032	0.624	0.377	0.563	0.869	2170	5	2116	6	2060	10
0.135	0.269	7.032	0.624	0.377	0.563	0.869	2170	5	2116	6	2060	10
0.147	1.646	8.676	2.631	0.427	2.052	0.777	2315	28	2305	24	2292	40
0.185	0.301	12.207	0.651	0.479	0.577	0.852	2698	5	2620	6	2521	12

Isotope ratio							Estimated age					
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	$\pm 1\sigma$
Alter do Chão Formation - Parintins (ponit 3 - map)												
0.114	0.594	5.236	0.977	0.333	0.777	0.768	1864	11	1859	8	1854	13
0.115	1.569	5.357	2.461	0.339	1.895	0.766	1873	28	1878	21	1882	31
0.115	0.859	5.258	1.350	0.332	1.042	0.902	1880	15	1862	12	1846	17
0.115	0.661	5.274	1.112	0.332	0.894	0.785	1886	12	1865	9	1846	14
0.115	1.038	5.362	1.399	0.337	0.937	0.846	1886	19	1879	12	1873	15
0.115	0.792	5.017	1.320	0.315	1.056	0.787	1886	14	1822	11	1767	16
0.115	0.490	5.371	1.142	0.338	1.032	0.895	1886	9	1880	10	1875	17
0.116	0.938	5.230	1.439	0.328	1.091	0.889	1889	17	1858	12	1830	17
0.116	0.636	5.052	1.127	0.317	0.931	0.810	1889	11	1828	10	1775	14
0.116	0.741	5.726	1.320	0.359	1.092	0.816	1890	13	1935	11	1978	19
0.116	0.395	5.286	1.290	0.331	1.228	0.949	1892	7	1867	11	1844	20
0.116	3.154	5.281	3.480	0.330	1.471	0.670	1895	57	1866	30	1840	24
0.116	1.070	5.108	1.576	0.319	1.149	0.719	1895	19	1837	13	1787	18
0.116	1.251	5.432	1.789	0.340	1.279	0.882	1895	23	1890	15	1885	21
0.116	1.692	4.984	2.658	0.312	2.050	0.768	1896	30	1817	22	1748	31
0.116	0.661	5.328	1.374	0.333	1.204	0.870	1897	12	1873	12	1852	19
0.116	0.551	4.671	1.190	0.292	1.055	0.878	1899	10	1762	10	1649	15
0.116	0.722	5.159	1.312	0.322	1.095	0.914	1899	13	1846	11	1799	17
0.116	1.088	5.130	1.659	0.320	1.253	0.745	1902	20	1841	14	1788	20
0.117	1.079	6.135	1.376	0.382	0.854	0.593	1904	19	1995	12	2085	15
0.117	0.911	5.426	1.288	0.337	0.910	0.684	1907	16	1889	11	1873	15
0.121	0.948	5.654	1.225	0.340	0.776	0.798	1968	17	1924	11	1884	13
0.121	0.718	5.678	1.181	0.340	0.938	0.777	1972	13	1928	10	1888	15
0.121	0.488	5.762	0.996	0.345	0.868	0.857	1975	9	1941	9	1909	14
0.122	0.936	6.175	1.862	0.368	1.610	0.860	1979	17	2001	16	2022	28
0.122	1.082	5.509	1.940	0.328	1.611	0.825	1985	19	1902	17	1827	26
0.123	0.845	5.935	1.446	0.350	1.173	0.801	2001	15	1966	13	1933	20

0.123	0.813	5.908	1.415	0.348	1.158	0.808	2003	14	1962	12	1924	19
0.124	0.828	6.029	1.458	0.352	1.201	0.814	2017	15	1980	13	1945	20
0.125	0.950	6.212	1.544	0.362	1.217	0.778	2023	17	2006	14	1990	21
0.125	1.069	5.723	1.505	0.332	1.059	0.853	2031	19	1935	13	1846	17
0.127	1.106	6.302	1.392	0.361	0.845	0.773	2050	20	2019	12	1988	14
0.187	0.343	12.081	0.925	0.468	0.858	0.920	2718	6	2611	9	2475	18
0.114	0.990	6.367	0.189	0.370	0.007	0.621	2027	53	2028	42	2029	32
0.112	0.456	5.293	0.096	0.335	0.005	0.804	1874	29	1875	21	1862	24
0.116	0.664	5.220	0.099	0.332	0.005	0.792	1863	30	1870	21	1850	24
0.115	0.848	5.462	0.090	0.340	0.005	0.869	1904	25	1901	15	1886	23
0.115	1.058	5.386	0.092	0.337	0.005	0.830	1895	27	1888	22	1871	23
0.115	2.523	8.325	0.133	0.417	0.006	0.890	2287	23	2257	16	2245	27
0.116	0.520	5.071	0.181	0.325	0.006	0.561	1850	43	1832	23	1813	32
0.116	0.581	5.190	0.116	0.329	0.005	0.727	1875	37	1821	29	1831	26
0.116	0.553	5.689	0.089	0.344	0.005	0.869	1956	24	1923	21	1906	22
0.109	0.669	5.825	0.122	0.348	0.005	0.718	1977	35	1955	25	1925	25
0.107	0.836	4.928	0.126	0.319	0.005	0.622	1835	46	1802	36	1784	25
0.110	0.935	5.107	0.089	0.324	0.005	0.841	1869	27	1850	27	1810	23
0.113	0.756	5.929	0.098	0.350	0.005	0.847	2001	25	1983	20	1933	23
0.116	1.072	5.142	0.094	0.324	0.005	0.778	1882	30	1871	25	1809	23
0.120	0.306	5.003	0.083	0.319	0.004	0.845	1859	26	1823	16	1786	22
0.109	0.303	5.065	0.095	0.321	0.005	0.765	1870	31	1884	24	1796	23
0.130	0.346	5.264	0.087	0.326	0.005	0.845	1910	26	1900	22	1821	22
0.135	0.269	5.946	0.100	0.347	0.005	0.850	2020	26	2000	19	1919	24
0.130	0.674	5.156	0.091	0.321	0.005	0.821	1903	27	1850	24	1795	23
0.099	0.844	5.769	0.111	0.337	0.005	0.765	2019	31	1943	29	1871	24
0.096	0.346	5.075	0.110	0.315	0.005	0.695	1912	36	1889	23	1763	23
0.099	0.677	4.986	0.094	0.311	0.005	0.782	1902	30	1892	20	1745	22

Isotope ratio							Estimated age					
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$
							age		age		age	
Alter do Chão Formation - Manaus (point 4 - map)												
0.123	0.004	6.414	0.211	0.400	0.007	0.509	1899	60	1988	49	2171	31
0.213	0.003	7.300	0.128	0.415	0.006	0.773	2065	29	2156	21	2237	26
0.115	0.002	5.766	0.120	0.366	0.005	0.685	1867	36	1982	30	2011	25
0.112	0.002	5.642	0.091	0.362	0.005	0.867	1850	25	1841	18	1991	24
0.115	0.002	5.598	0.088	0.356	0.005	0.843	1864	25	1932	20	1964	23
0.116	0.002	5.626	0.095	0.356	0.005	0.826	1874	27	1901	19	1963	24
0.114	0.002	5.466	0.109	0.349	0.005	0.761	1857	33	1892	21	1931	25
0.126	0.002	6.036	0.134	0.368	0.005	0.654	1942	38	2001	28	2020	25
0.121	0.002	5.655	0.092	0.355	0.005	0.849	1886	26	1932	21	1960	23
0.108	0.002	4.693	0.081	0.321	0.004	0.809	1730	28	1745	19	1796	22
0.115	0.002	5.439	0.085	0.347	0.005	0.883	1859	23	1898	18	1921	23
0.117	0.002	5.612	0.093	0.352	0.005	0.822	1887	26	1914	20	1946	23
0.116	0.002	5.504	0.081	0.348	0.005	0.904	1874	23	1900	18	1926	22
0.116	0.002	5.521	0.099	0.349	0.005	0.795	1876	30	1891	20	1928	24
0.116	0.002	5.468	0.108	0.346	0.005	0.758	1873	32	1977	23	1917	25

0.121	0.002	5.539	0.101	0.349	0.005	0.781	1884	30	1899	28	1928	24
0.172	0.002	6.224	0.094	0.370	0.005	0.866	1987	24	2018	22	2028	23
0.122	0.002	5.583	0.127	0.349	0.005	0.688	1895	39	1930	34	1932	26
0.189	0.002	6.292	0.097	0.371	0.005	0.875	1999	23	2016	25	2035	24
0.115	0.002	5.356	0.100	0.340	0.005	0.750	1866	32	1877	24	1887	23
0.109	0.002	5.001	0.096	0.328	0.005	0.721	1810	33	1817	31	1828	22
0.124	0.002	5.590	0.121	0.348	0.005	0.688	1905	37	1925	29	1924	25
0.121	0.002	5.446	0.107	0.343	0.005	0.766	1885	32	1893	31	1900	25
0.125	0.002	5.571	0.088	0.345	0.005	0.853	1912	25	1910	23	1912	22
0.125	0.003	5.581	0.096	0.345	0.005	0.782	1914	28	1910	24	1911	22
0.116	0.003	5.315	0.118	0.336	0.005	0.687	1873	38	1872	35	1868	25
0.109	0.002	5.001	0.077	0.325	0.004	0.864	1828	25	1818	22	1812	21
0.120	0.002	5.316	0.074	0.335	0.004	0.933	1881	21	1877	17	1863	21
0.193	0.003	6.210	0.111	0.363	0.005	0.770	2017	29	2000	23	1995	24
0.121	0.003	5.328	0.095	0.335	0.005	0.808	1885	29	1877	26	1863	23
0.122	0.003	5.361	0.118	0.336	0.005	0.713	1892	36	1880	31	1867	25
0.122	0.002	5.332	0.082	0.334	0.004	0.843	1890	25	1873	21	1860	21
0.116	0.002	5.230	0.087	0.331	0.005	0.834	1873	26	1862	19	1843	22
0.121	0.002	5.300	0.080	0.333	0.004	0.887	1886	23	1871	21	1853	22
0.122	0.003	5.247	0.093	0.331	0.005	0.776	1877	30	1855	20	1844	22
0.124	0.003	5.396	0.090	0.336	0.005	0.846	1903	26	1879	21	1868	23
0.124	0.003	5.372	0.127	0.335	0.005	0.691	1901	40	1882	33	1863	27
0.116	0.003	5.216	0.102	0.330	0.005	0.714	1875	34	1855	30	1837	22
0.112	0.002	5.006	0.075	0.322	0.004	0.905	1843	23	1821	21	1801	21
0.115	0.003	5.177	0.087	0.328	0.005	0.825	1872	27	1840	28	1828	22
0.205	0.003	6.164	0.102	0.358	0.005	0.840	2027	26	1991	24	1972	24
0.219	0.004	15.070	0.247	0.537	0.007	0.822	2855	23	2802	19	2771	30
0.109	0.004	4.394	0.067	0.299	0.004	0.867	1742	24	1714	21	1687	20
0.122	0.003	5.219	0.112	0.328	0.005	0.714	1888	36	1845	31	1828	24
0.167	0.003	5.747	0.110	0.344	0.005	0.789	1974	30	1931	24	1905	25
0.109	0.002	4.732	0.086	0.311	0.004	0.772	1809	30	1782	28	1744	22
0.125	0.003	5.384	0.106	0.331	0.005	0.723	1925	33	1900	28	1844	23
0.115	0.002	5.025	0.089	0.319	0.004	0.793	1867	28	1801	22	1786	22
0.115	0.002	4.975	0.080	0.317	0.004	0.851	1862	25	1803	21	1774	21
0.123	0.002	5.171	0.075	0.323	0.004	0.886	1896	23	1831	21	1805	20
0.122	0.002	5.114	0.080	0.321	0.004	0.864	1890	24	1831	19	1793	21
0.122	0.003	5.102	0.095	0.320	0.005	0.800	1892	30	1821	29	1787	23
0.115	0.002	4.897	0.083	0.312	0.004	0.826	1860	27	1792	28	1753	21
0.109	0.002	4.325	0.074	0.291	0.004	0.778	1762	29	1709	26	1645	19
0.191	0.003	5.598	0.123	0.328	0.005	0.700	2014	36	1943	31	1826	24
0.121	0.003	5.719	0.101	0.359	0.005	0.813	1887	28	1904	29	1979	24
0.115	0.003	5.472	0.089	0.348	0.005	0.870	1867	25	1891	22	1923	23
0.123	0.005	5.614	0.126	0.351	0.006	0.714	1898	38	1914	31	1938	27
0.111	0.003	5.226	0.092	0.338	0.005	0.820	1837	27	1863	24	1875	23
0.184	0.005	6.215	0.141	0.369	0.006	0.717	1988	38	2013	34	2025	28
0.14	0.005	6.416	0.121	0.375	0.006	0.789	2018	30	2030	32	2051	26

0.185	0.003	6.197	0.105	0.368	0.005	0.846	1988	26	2001	21	2020	25
0.171	0.003	6.064	0.104	0.362	0.005	0.842	1978	26	1982	24	1992	25
0.189	0.003	6.154	0.102	0.365	0.005	0.841	1992	26	1998	25	2004	24
0.167	0.003	5.885	0.097	0.356	0.005	0.854	1956	25	1961	22	1963	24
0.114	0.003	5.246	0.093	0.335	0.005	0.802	1858	29	1860	28	1862	23
Isotope ratio							Estimated age					
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	$\pm 1\sigma$
Alter do Chão Formation - Alter do Chão (point 1 - map)												
0.108	0.655	4.966	1.035	0.333	0.802	0.877	1771	12	1814	9	1851	13
0.109	1.698	4.704	1.910	0.314	0.873	0.661	1775	31	1768	16	1762	13
0.109	0.764	4.334	1.164	0.289	0.878	0.732	1778	14	1700	10	1637	13
0.109	0.522	4.637	0.893	0.308	0.724	0.782	1783	10	1756	7	1733	11
0.109	1.011	4.363	1.437	0.290	1.013	0.690	1787	18	1705	12	1639	15
0.109	1.325	4.814	2.098	0.319	1.627	0.770	1788	24	1787	18	1787	25
0.111	0.764	4.769	1.089	0.312	0.776	0.681	1813	14	1779	9	1751	12
0.112	0.456	5.166	0.907	0.334	0.784	0.845	1834	8	1847	8	1859	13
0.112	0.438	4.929	0.736	0.318	0.591	0.753	1840	8	1807	6	1779	9
0.114	0.667	5.134	1.184	0.327	0.978	0.812	1861	12	1842	10	1825	16
0.114	0.990	5.176	1.643	0.329	1.311	0.789	1865	18	1849	14	1835	21
0.115	0.848	5.596	1.544	0.354	1.290	0.828	1873	15	1916	13	1955	22
0.115	1.058	5.610	1.852	0.355	1.520	0.920	1874	19	1918	16	1959	26
0.115	2.523	5.674	3.228	0.358	2.014	0.619	1877	45	1927	28	1975	34
0.115	0.659	5.202	1.162	0.328	0.957	0.808	1878	12	1853	10	1831	15
0.115	0.540	5.213	0.924	0.328	0.750	0.784	1881	10	1855	8	1831	12
0.115	0.457	5.733	1.049	0.361	0.944	0.890	1882	8	1936	9	1988	16
0.115	0.609	5.138	0.907	0.323	0.672	0.835	1884	11	1842	8	1805	11
0.115	0.567	5.214	1.064	0.328	0.900	0.901	1887	10	1855	9	1827	14
0.115	0.519	4.969	1.410	0.312	1.311	0.926	1887	9	1814	12	1751	20
0.116	0.553	6.067	1.052	0.381	0.895	0.835	1888	10	1986	9	2080	16
0.116	0.520	5.844	0.961	0.367	0.808	0.821	1889	9	1953	8	2014	14
0.116	0.664	5.589	1.337	0.351	1.160	0.860	1890	12	1914	12	1937	19
0.116	0.470	5.660	1.053	0.355	0.942	0.885	1890	8	1925	9	1958	16
0.116	1.193	5.436	1.759	0.341	1.293	0.725	1892	21	1891	15	1889	21
0.116	0.581	5.884	1.195	0.367	1.045	0.864	1900	10	1959	10	2015	18
0.116	0.907	4.754	2.069	0.296	1.860	0.965	1901	16	1777	17	1673	27
0.117	0.743	4.286	1.520	0.266	1.326	0.866	1906	13	1691	13	1523	18
0.120	1.613	6.207	1.837	0.375	0.879	0.699	1957	29	2005	16	2053	15
0.121	1.350	5.960	2.860	0.357	2.511	0.879	1973	24	1970	25	1968	43
0.121	0.632	5.654	1.076	0.338	0.872	0.790	1976	11	1924	9	1877	14
0.121	0.493	5.453	1.771	0.326	1.702	0.960	1977	9	1893	15	1818	27
0.121	0.554	6.376	1.110	0.381	0.962	0.855	1977	10	2029	10	2080	17
0.121	0.491	5.921	0.898	0.354	0.751	0.813	1978	9	1964	8	1952	13
0.121	0.491	6.141	1.113	0.367	0.999	0.889	1978	9	1996	10	2014	17
0.122	0.498	6.247	1.091	0.372	0.970	0.880	1981	9	2011	10	2040	17
0.122	0.432	5.944	1.179	0.353	1.097	0.926	1985	8	1968	10	1951	18
0.122	0.712	6.022	0.985	0.358	0.680	0.814	1988	13	1979	9	1970	12

0.122	0.750	5.610	2.136	0.333	2.000	0.975	1989	13	1918	18	1852	32
0.122	0.481	6.126	1.312	0.363	1.220	0.926	1991	9	1994	11	1997	21
0.122	0.668	5.482	1.519	0.325	1.364	0.894	1991	12	1898	13	1814	22
0.122	0.468	5.584	1.273	0.331	1.184	0.926	1993	8	1914	11	1841	19
0.123	1.042	6.859	1.558	0.406	1.159	0.890	1994	19	2093	14	2196	22
0.123	0.855	6.097	1.160	0.359	0.784	0.814	2000	15	1990	10	1980	13
0.123	0.571	5.601	1.062	0.330	0.895	0.827	2001	10	1916	9	1839	14
0.124	1.462	6.014	1.742	0.352	0.947	0.522	2011	26	1978	15	1946	16
0.124	0.987	5.284	1.411	0.309	1.008	0.697	2015	17	1866	12	1735	15
0.124	0.555	6.915	1.028	0.404	0.866	0.825	2016	10	2101	9	2188	16
0.125	1.045	6.315	1.302	0.367	0.777	0.768	2025	19	2021	11	2017	13
0.125	0.347	6.276	0.829	0.364	0.753	0.893	2029	6	2015	7	2001	13
0.125	1.030	6.837	1.505	0.395	1.098	0.715	2035	18	2091	13	2147	20
0.126	0.478	6.608	1.812	0.382	1.747	0.964	2037	8	2060	16	2084	31
0.167	0.273	10.799	0.626	0.469	0.563	0.866	2529	5	2506	6	2478	12
0.213	0.522	16.469	0.983	0.561	0.833	0.829	2927	8	2904	9	2872	19
0.219	0.409	16.878	0.790	0.558	0.676	0.827	2977	7	2928	8	2857	16

Isotope Ratio							Estimated age					
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
							age		age		age	
Novo Remanso Formation - Alter do Chão (ponit 1 - map)												
0.058	0.414	0.666	0.664	0.083	0.518	0.707	536	9	518	3	514	3
0.060	1.971	0.889	2.319	0.108	1.222	0.514	595	43	646	11	661	8
0.060	0.580	0.732	0.974	0.089	0.782	0.778	598	13	557	4	548	4
0.060	1.039	0.818	1.319	0.099	0.809	0.583	613	22	607	6	606	5
0.060	0.547	0.861	0.883	0.104	0.693	0.750	614	12	631	4	635	4
0.061	1.604	0.748	2.506	0.089	1.926	0.764	645	34	567	11	548	10
0.069	1.521	1.381	2.215	0.145	1.610	0.720	903	31	881	13	872	13
0.073	0.570	1.766	1.201	0.176	1.057	0.872	1002	12	1033	8	1048	10
0.073	1.230	1.739	2.654	0.174	2.352	0.884	1003	25	1023	17	1033	22
0.073	0.701	1.716	1.329	0.171	1.129	0.840	1003	14	1015	9	1020	11
0.073	0.310	1.776	0.758	0.175	0.692	0.895	1026	6	1037	5	1042	7
0.075	1.344	1.831	1.823	0.176	1.232	0.663	1076	27	1057	12	1047	12
0.076	0.748	1.979	1.284	0.189	1.043	0.799	1089	15	1108	9	1118	11
0.076	1.539	2.025	2.508	0.193	1.980	0.786	1093	31	1124	17	1140	21
0.078	0.664	2.077	1.665	0.194	1.527	0.914	1137	13	1141	11	1143	16
0.079	0.308	2.157	0.850	0.197	0.792	0.922	1179	6	1167	6	1161	8
0.080	1.234	2.231	1.766	0.203	1.263	0.704	1187	24	1191	12	1193	14
0.081	1.176	2.572	1.624	0.231	1.120	0.806	1216	23	1293	12	1340	14
0.081	0.577	2.311	1.094	0.207	0.929	0.835	1219	11	1216	8	1214	10
0.083	0.710	2.611	0.914	0.227	0.576	0.563	1278	14	1304	7	1319	7
0.085	1.283	2.874	1.603	0.246	0.961	0.782	1312	25	1375	12	1416	12
0.086	0.507	2.798	0.903	0.237	0.747	0.801	1332	10	1355	7	1370	9
0.086	0.503	2.913	1.223	0.245	1.115	0.937	1342	10	1385	9	1414	14
0.086	0.728	2.770	1.144	0.232	0.882	0.750	1348	14	1348	9	1347	11
0.087	0.558	2.856	1.066	0.239	0.909	0.837	1352	11	1370	8	1382	11
0.088	1.557	2.680	3.469	0.222	3.100	0.966	1372	30	1323	26	1293	36

0.090	1.450	3.131	1.929	0.253	1.272	0.842	1419	28	1440	15	1455	17
0.090	0.581	2.826	1.713	0.228	1.612	0.939	1420	11	1363	13	1326	19
0.091	0.588	2.966	0.871	0.237	0.643	0.691	1440	11	1399	7	1372	8
0.091	1.384	3.067	2.209	0.245	1.722	0.774	1441	26	1425	17	1414	22
0.094	2.295	3.473	2.859	0.269	1.704	0.811	1502	43	1521	23	1535	23
0.094	0.377	3.293	0.665	0.254	0.548	0.768	1511	7	1479	5	1457	7
0.094	0.489	3.418	0.802	0.263	0.636	0.750	1514	9	1509	6	1505	9
0.095	0.609	3.507	0.999	0.268	0.792	0.768	1524	11	1529	8	1532	11
0.095	0.525	3.507	0.984	0.268	0.832	0.827	1528	10	1529	8	1529	11
0.095	0.488	3.341	0.862	0.254	0.710	0.795	1533	9	1491	7	1461	9
0.096	0.544	3.653	0.970	0.277	0.803	0.806	1540	10	1561	8	1577	11
0.097	0.610	3.629	0.982	0.271	0.770	0.756	1569	11	1556	8	1546	11
0.100	1.659	3.416	2.185	0.249	1.421	0.641	1618	31	1508	17	1431	18
0.107	1.282	4.193	1.910	0.284	1.416	0.733	1753	23	1673	16	1609	20
0.109	0.443	4.522	0.849	0.301	0.724	0.828	1782	8	1735	7	1696	11
0.109	0.418	4.535	0.735	0.301	0.605	0.779	1787	8	1737	6	1697	9
0.110	1.088	4.954	1.321	0.327	0.749	0.757	1799	20	1812	11	1822	12
0.110	0.504	4.843	0.889	0.318	0.733	0.898	1806	9	1792	7	1781	11
0.111	0.616	4.989	0.966	0.327	0.744	0.739	1811	11	1817	8	1823	12
0.112	0.566	4.314	1.446	0.281	1.331	0.917	1824	10	1696	12	1594	19
0.112	0.413	5.007	0.699	0.325	0.564	0.862	1829	7	1820	6	1813	9
0.112	1.198	5.130	1.436	0.333	0.792	0.741	1829	22	1841	12	1852	13
0.119	1.259	6.194	1.714	0.377	1.164	0.665	1942	23	2004	15	2064	21
0.119	1.026	5.729	1.467	0.348	1.048	0.868	1947	18	1936	13	1926	17
0.120	0.409	5.557	1.061	0.337	0.979	0.916	1951	7	1910	9	1871	16
0.124	0.450	6.254	0.938	0.365	0.823	0.861	2018	8	2012	8	2006	14
0.125	0.518	6.400	0.773	0.373	0.574	0.681	2022	9	2032	7	2043	10
0.125	0.342	6.130	1.100	0.355	1.046	0.947	2032	6	1995	10	1958	18
0.127	0.747	6.542	1.255	0.375	1.009	0.789	2051	13	2052	11	2052	18
0.133	0.420	7.137	0.779	0.388	0.657	0.810	2142	7	2129	7	2115	12
0.154	0.663	9.323	1.053	0.440	0.818	0.752	2388	11	2370	10	2350	16
0.181	0.320	12.552	1.552	0.504	1.518	0.978	2658	5	2647	15	2632	33

Isotope ratio							Estimated age					
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age	$\pm 1\sigma$
Cenozoic Deposits - Alter do Chão (point 1 - map)												
0.057	2.003	0.671	2.985	0.085	2.212	0.738	505	44	521	12	525	11
0.058	1.667	0.651	2.572	0.081	1.959	0.757	530	37	509	10	504	10
0.059	0.827	0.740	1.059	0.091	0.661	0.776	568	18	562	5	561	4
0.060	1.516	0.758	1.722	0.092	0.817	0.699	586	33	573	8	570	4
0.060	1.012	0.737	1.526	0.089	1.142	0.736	594	22	560	7	552	6
0.060	1.971	0.889	2.319	0.108	1.222	0.514	595	43	646	11	661	8
0.060	1.039	0.818	1.319	0.099	0.809	0.583	613	22	607	6	606	5
0.060	0.336	0.824	0.824	0.099	0.753	0.899	617	7	610	4	608	4
0.061	0.536	0.797	2.791	0.095	2.739	0.981	632	12	595	13	586	15
0.061	1.604	0.748	2.506	0.089	1.926	0.764	645	34	567	11	548	10
0.061	1.049	0.844	1.265	0.100	0.708	0.518	656	22	622	6	612	4

0.062	0.476	0.850	0.906	0.100	0.771	0.830	664	10	624	4	613	5
0.062	3.102	0.542	4.926	0.063	3.761	0.770	680	65	440	17	395	15
0.066	0.683	1.232	1.064	0.134	0.816	0.741	821	14	815	6	813	6
0.068	0.901	1.376	1.599	0.146	1.321	0.819	878	19	879	9	879	11
0.070	2.482	1.480	2.827	0.153	1.352	0.724	928	51	922	17	920	12
0.070	0.922	1.287	3.423	0.133	3.296	0.963	931	19	840	20	806	25
0.070	1.341	1.392	2.105	0.144	1.623	0.765	937	27	885	12	865	13
0.073	1.435	1.596	1.997	0.159	1.388	0.686	1015	29	969	12	948	12
0.073	0.489	1.763	0.978	0.174	0.847	0.850	1025	10	1032	6	1035	8
0.073	0.777	1.701	1.133	0.168	0.824	0.701	1026	16	1009	7	1001	8
0.074	0.645	1.692	0.880	0.167	0.599	0.817	1028	13	1006	6	995	6
0.074	1.388	1.597	1.684	0.157	0.954	0.545	1040	28	969	11	938	8
0.074	0.375	1.628	0.661	0.159	0.544	0.766	1046	8	981	4	952	5
0.074	0.663	1.735	1.023	0.169	0.779	0.733	1048	13	1021	7	1009	7
0.078	1.118	2.159	1.349	0.200	0.756	0.524	1149	22	1168	9	1178	8
0.079	0.364	2.088	0.705	0.192	0.604	0.819	1171	7	1145	5	1131	6
0.080	0.429	2.168	0.766	0.196	0.634	0.790	1206	8	1171	5	1152	7
0.080	0.962	2.231	1.324	0.201	0.910	0.861	1206	19	1191	9	1182	10
0.081	2.538	2.155	2.846	0.193	1.288	0.699	1221	50	1167	20	1138	13
0.081	0.414	2.252	2.029	0.201	1.986	0.979	1230	8	1197	14	1179	21
0.081	0.790	2.151	1.121	0.191	0.796	0.680	1233	15	1165	8	1129	8
0.082	0.378	2.252	0.779	0.200	0.681	0.849	1240	7	1198	5	1174	7
0.082	0.513	2.285	0.755	0.202	0.553	0.665	1251	10	1208	5	1184	6
0.084	0.629	2.219	1.382	0.193	1.230	0.884	1283	12	1187	10	1135	13
0.084	0.442	2.542	0.731	0.219	0.582	0.743	1297	9	1284	5	1276	7
0.085	1.112	2.578	1.601	0.221	1.152	0.706	1310	22	1294	12	1285	13
0.085	1.478	2.516	1.820	0.214	1.063	0.804	1325	29	1277	13	1248	12
0.086	0.657	2.589	0.958	0.218	0.697	0.859	1342	13	1298	7	1271	8
0.086	1.745	2.683	2.528	0.226	1.830	0.719	1342	34	1324	19	1312	22
0.087	1.091	2.672	1.344	0.223	0.785	0.550	1357	21	1321	10	1299	9
0.088	0.889	2.559	1.513	0.210	1.225	0.800	1386	17	1289	11	1231	14
0.089	0.705	2.853	0.997	0.232	0.705	0.853	1411	13	1370	7	1343	9
0.090	0.416	2.885	0.793	0.232	0.675	0.822	1426	8	1378	6	1347	8
0.096	0.291	3.519	0.947	0.267	0.901	0.947	1542	5	1531	7	1524	12
0.096	0.571	3.652	0.999	0.276	0.820	0.799	1551	11	1561	8	1569	11
0.102	0.752	4.079	0.927	0.291	0.542	0.743	1652	14	1650	8	1649	8
0.107	0.884	3.940	2.599	0.268	2.436	0.939	1741	16	1622	21	1531	33
0.108	0.444	4.476	1.017	0.299	0.915	0.889	1773	8	1727	8	1689	14
0.109	0.685	4.856	0.981	0.324	0.702	0.677	1781	12	1795	8	1807	11
0.109	0.274	4.789	0.596	0.319	0.529	0.843	1782	5	1783	5	1783	8
0.109	0.359	5.074	0.964	0.336	0.894	0.920	1790	7	1832	8	1869	15
0.109	0.313	4.277	2.634	0.284	2.615	0.993	1790	6	1689	22	1609	37
0.109	0.528	4.401	0.942	0.292	0.780	0.805	1790	10	1713	8	1650	11
0.110	0.744	4.658	1.124	0.308	0.843	0.725	1792	14	1760	9	1733	13
0.110	1.407	4.626	2.195	0.305	1.676	0.915	1797	25	1754	18	1718	25

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Estudos integrados de sedimentologia, estratigrafia, icnofósseis, petrografia de arenitos e minerais pesados além de datação por U-Pb de grãos de zircão permitiram reconstituir o paleoambiente deposicional e inferir as prováveis áreas-fonte dos depósitos cretáceos e miocenos da Bacia do Amazonas.

O modelo fluvial cretáceo proposto considera um sistema meandrante na porção centro-oriental da Bacia do Amazonas, que variou lateralmente, em direção à porção mais ocidental da Bacia, para um estilo anastomosado onde predominava grandes áreas de inundação. Embora o modelo fluvial proposto esteja incompleto, já que a região proximal do Arco de Gurupá não foi investigada e os registros distais estariam documentados apenas em subssuperfície na Bacia de Solimões, este trabalho abre uma perspectiva mais clara de entendimento da evolução da drenagem durante o Neocretáceo na Amazônia. As idades dos grãos de zircão da Formação Alter do Chão variaram de 1.8 a 2.9 Ga, indicando áreas cratônicas soerguidas por consequência da abertura do proto-Atlântico, sendo as principais fontes as províncias Maroni-Itacaíunas e Amazônia Central.

A composição de um “Big River” para a Amazônia durante o Neocretáceo, com aporte significativo de terrígenos, indica não apenas o Arco de Gurupá como fonte mais principalmente aponta para a presença de drenagens possantes advindas do Cráton, provavelmente uma configuração similar à encontrada para o atual rio Amazonas, com descarga influenciada também pelos rios Madeira, Tapajós e Xingu. Além disso, este sistema fluvial formava extensas planícies de inundação com lagos e canais de proporções similares as atuais amazônicas, proporcionando uma ampla diversidade de flora e fauna. Estas áreas de inundação foram ambientes propícios para a proliferação de diversos animais e plantas, documentados na sucessão estudada principalmente como traços fósseis. A assembleia dos icnofósseis formada por traços de *Taenidium*, *Planolites*, *Diplocraterion*, *Beaconites*, *Thalassinoides*, escavações de vertebrados, insetos e meniscadas de adesão (*adhesive meniscate burrows*) corroboram amplamente este ambiente continental.

A passagem brusca entre as formações Alter do Chão e Novo Remanso atesta um longo período de exposição na Bacia do Amazonas, durante o Paleógeno, coincidente com o desenvolvimento dos perfis laterítico-bauxíticos. Além dos dados de paleocorrentes que mostram uma reversão do fluxo para leste durante o Neógeno, o espectro de idades desde 0.5 até 2.7 Ga da Formação Novo Remanso, comparável àquele obtido para os depósitos do Quaternário, fortemente apontam para áreas andinas, confirmando o início do rio Amazonas.

Estes resultados forneceram implicações paleogeográficas que permitiram indicar, pela primeira vez, um modelo da drenagem transcontinental do Neocretáceo que migrava em direção ao Oceano Pacífico, bem como confirmar o início da drenagem transcontinental Amazonas (proto-A Amazonas) durante o Neógeno.

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.
- Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheet (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sediment. Geol.* **33**, 237–293.
- Allen, J.R.L., Friend, P.F., 1968. Deposition of Catskill facies, Appalachian Region: with some notes on some other Old Red sandstone Basins. In: Klein, G., de V. (Eds.), Late Palaeozoic and Mesozoic Continental Sedimentation, Northeastern North America: Spec. Publ. Geol. Soc. Am., 106, pp. 21–74.
- Almeida, L.F.G. 1974. A drenagem festonada e seu significado fotogeológico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Anais do ..., Porto Alegre, SBG, 1974. v. 7, p. 175-97.
- Amos A.F., Rabalais S.C., Scalan R.S. 1983. Oil-filled *Callianassa* burrows on a Texas Barrier-Island Beach. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**(2): 411-416.
- Arai, M. 2014. Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(2): 339-350.
- 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.
- Behrensmeyer, A.K., Willis, B.J., Quade, J., 1995. Floodplains and palaeosols of Pakistan Neogene and Wyoming Palaeogene deposits: a comparative study. *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **115**, 37–60
- 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.
- Bracken, B. and Picard, M. D. 1984. Trace fossils from Cretaceous/Tertiary North Horn Formation in central Utah. *Journal of Paleontology*, **58**, 477-487.
- Bradshaw, M.A. 1981. Palaeoenvironmental interpretations and systematics of Devonian trace fossils from the Taylor Group (lower Beacon Supergroup), Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **24**:615-652.
- 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? *Sedimentary Geology*. **114**: 1–9.
- Bristow, C.S., Skelly, R.L., Ethridge, F.G., 1999. Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. *Sedimentology* **46**, 1029–1047.
- Brito Neves, B. B. 2003. A saga dos descendentes de Rodinia na construção de Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo-SP, v. 33, n.1(suplem.), p. 77-88, 2003.
- Bromley R.G., Asgaard U. 1991. Ichnofacies: a mixture of taphofacies and biofacies. *Lethaia*, **24**: 153-163.
- Bromley R.G., Frey R.W. 1974. Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **23**: 311-335.
- Buatois L.A., Mángano M.G., 1993. Trace fossils from a Carboniferous turbiditic lake: Implications for the recognition of additional nonmarine ichnofacies. *Ichnos*, **2**: 237-258.
- Buatois, L.A. & Mángano, M.G. 2011. *Ichnology: Organism – substrate interactions in Space and Time*. 360p

- Buatois, L.A., and Mángano, M. G., 1995, The paleoenvironmental and paleoecological significance of the lacustrine *Mermia* ichnofacies: An archetypical subaqueous nonmarine trace fossil assemblage: *Ichnos*, v. 4, p. 151–161.
- Buatois, L.A., and Mángano, M. G., 2002, Trace fossils from Carboniferous floodplain deposits in western Argentina: Implications for ichnofacies models of continental environments: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 183, p. 71–86
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., Aceñolaza, F.G., 1996. Icnofaunas paleozoicas en sustratos firmes no marinos: Evidencias del Pérmico de la cuenca Paganzo. *Ameghiniana*, 33: 265-270.
- 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
- Campbell, K.E., Frailey, C.D., Romero-Pittman, L., 2006, The pan-Amazonian Ucayali peneplaination, late-Neogene sedimentation in Amazonia, and birth of the modern Amazon River system; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 239, p. 166-219.
- Caputo, M. V.; 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. Contribuição à Geologia da Amazônia – Volume 7, 7-23.
- Caputo, M.V., 1984, Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology, and paleogeography of northern basins of Brazil [Ph.D. thesis]: Santa Barbara, University of California, 583 p.
- 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.
- 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.
- Caudill, M.R., Driese, S.G., and Mora, C.I., 1996, Preservation of a paleo-vertisol and an estimate of late Mississippian paleo-precipitation: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, p. 58–70.
- Coleman, J.M., 1988. Dynamic changes and processes in the Mississippi River delta. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 100, 999-1015.
- Coleman, J.M., Prior, D.B., 1983. Deltaic sand bodies. *American Association of Petroleum Geologists, Education Course Notes Series* 15, 171 p.
- Collinson, J.D., 1996. Alluvial Sediments, *In*: Reading, H.G. (Ed.) *Sedimentary Environments and Facies*, 3rd ed. Blackwell Publishing, Oxford, p.: 37–82.
- 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.
- Corfu, F.; Hanchar, J.M.; Hoskin, P.W.O. & Kinny, P. 2003. Atlas of zircon textures. *In*: Hanchar, J.M. & Hoskin, P.W.O. (Eds). *Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Mineralogical Society of America Geochemical Society. v. 53, p. 469-500.
- 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.
- Costa, J.B.S., Bemerguy, R.L., Hasui, Y., and Borges, M. S., 2001, Tectonics and paleogeography along the Amazon River; *Journal of South American Earth Sciences*; v. 14, p. 335-347.
- Cunha, F.M.B.; Gonzaga, F.G.; Coutinho, L.F.C. Feijó, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Bol. Geoc. Petrob.*, **8**: 47-55.

- Cunha, P.R.C.; Melo, J.H.G; Silva, O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Bol. Geoc. Petrob.*, **15**: 227-251.
- Curran, H.A. 1984. Ichnology of Pleistocene carbonates on San Salvador, Bahamas. *Journal of Paleontology*, **58**: 312-321.
- D'Alessandro, A. & Bromley, R.G. 1987. Meniscate trace fossils and the Muensteria-Taenidium problem. *Palaeontology*, **30**(4):743-763.
- D'Alessandro, A.; Ekdale, A.A. & Picard, M.D. 1987. Trace fossils in fluvial deposits of the Duchesne River Formation (Eocene), Uinta Basin, Utah. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **61**(3/4):285-301.
- 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.
- Daemon, R.F., 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*. **5**: 58-84.
- 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.
- Dino R. Soares, E.A.A., Riccomini, C., Antonioli, L., and Nogueira, A.C.R., 2006, Caracterização palinoestratigráfica de depósitos Miocênicos na Bacia do Amazonas, região de Manacapuru, AM, in 7 Simpósio do Cretáceo do Brasil e 1 Simpósio do Terciário do Brasil, Serra Negra. Boletim do 7 Simpósio do Cretáceo do Brasil e 1 Simpósio do Terciário do Brasil. Rio Claro, UNESP; v. 1, p. 43.
- Dino, R., Soares, E.A.A., Antonioli, L., Riccomini, C., and Nogueira, A.C.R. 2012. Palynostratigraphy and sedimentary facies of Middle Miocene fluvial deposits of the Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **34**: 61–80.
- 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.
- Elliott, T., 1986. Deltas. *In: Reading, H.G. (Ed.), Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell, Oxford, 615 pp.
- Fernandes, A.C. S and Carvalho, I. D. 2006. Invertebrate ichnofossils from the adamantina Formation (Bauru basin, latecretaceous), Brazil; *Rev. Bras. Paleontol.* **9**: 211-220.
- Figueiredo J., Hoorn C., van der Ven P., Soares E., 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin: *Geology*, v. **37**, p. 619–622
- Folk, R.L., 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas. p.: 65–145.
- Franzinelli, E., Potter, P.E. 1983. Petrology, chemistry, and texture of modern river sands, Amazon River System. *J Geol* **91**, 23–39.
- Franzinelli, E.; Igreja, H. 2011. Ponta das Lajes e o Encontro das Águas, AM - A Formação Alter do Chão como moldura geológica do espetacular Encontro das Águas Manauara *In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S.; Berbert-Born, M.; Sallun filho, W.; Queiroz, E.T.; (Edit.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Publicado na Internet em 29/11/2011 no endereço <http://sigep.cprm.gov.br/sitio054/sitio054.pdf>

- Frey R. W., Howard J. D. & Pryor W. A., 1978 – Ophiomorpha: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Amsterdam, 23: 199-229.
- Frey, R.W., Pemberton, S.G. and Fagerstrom, J.A. 1984. Morphological, ethological and environmental significance of the ichnogenera *Scoyenia* and *Ancorichnus*. *Journal of Paleontology* 64, 511-528.
- Fürsich F.T. 1974. On *Diplocraterion* Torell 1870 and the significance of morphological features in vertical, spreiten-bearing, U-shaped trace fossils. *Journal of Paleontology*, 48: 952–954.
- Galloway, W.E., 1975, Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems, in Broussard, M.L., ed., *Deltas, Models for Exploration*: Houston Geological Society, Houston, Texas, p. 87– 98
- Genise, J.F., Mangano, M.G., Buatois, L.A., Laza, J.H. and Verde, M. 2000. Insect trace fossil associations in paleosols: The *Coprinisphaera* ichnofacies. *Palaios* 15, 49-64
- Gingras M.K., MacEarchern J.A., Dashtgard S.E. 2011. The potential of trace fossils as tidal indicators in bays and estuaries. *Sedimentary Geology*, 279: 97-106.
- Glover, B.W., O’Beirne, A.M., 1994. Anatomy, hydrodynamics and depositional setting of a Westphalian C lacustrine delta complex, West Midlands, England. *Sedimentology* 41, 115-132.
- Góes, A. M.; Rossetti, D. F.; Mendes, A. C. 2007. Heavy mineral as a tool to refine the stratigraphy of kaolin deposits in the Capim River area, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Impresso) JCR*, v. 79, p. 457-471.
- Guimarães, J.T.F.; Nogueira, A.C.R.; Silva Junior, J.B.C.; Soares, J.L.; Alves, R.; Kern, A. 2015. Palynology of the Middle Miocene-Pliocene Novo Remanso Formation, Central Amazonia, Brazil. *Ameghiniana*. V. 52(1): 107-134
- Guion, P.D. 1984. Crevasse Splay deposits and roof rock quality in the Threequarters Seam (Carboniferous) of the East Midlands Coalfield, UK. In: *Sedimentology of coal and Coal-bearing Sequences* (Eds Rahmini, R.A. & Flores, R.M) pp. 191-308. Spec. Publs Int. Ass. Sediment. 7. Blackwell Scientific publications, Oxford.
- Gutschick R.C., Lamborn R. 1975. *Bifungites*, trace fossils from Devonian-Mississippian rocks of Pennsylvania and Montana, U.S.A. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 18: 193-212.
- Gutschick R.C., Lamborn R. 1975. *Bifungites*, trace fossils from Devonian-Mississippian rocks of Pennsylvania and Montana, U.S.A. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 18: 193-212.
- Halfar, J., Riegel, W., Walther, H. 1998. Facies architecture and sedimentology of a meandering fluvial system: a Palaeogene example from the Weissenel basin, Germany. *Sedimentology* 45: 1–17.
- Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A., and Bizzi, L., 1998, Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the late Cretaceous; *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 27,091-27,105.
- Hasiotis S.T., Mitchell C.E., Dubiel R.F. 1993. Application of morphologic burrow interpretations to discern continental burrow architects: Lungfish or crayfish. *Ichnos*, 2: 315-333.
- Hasiotis, S.T. 2002. Continental Trace Fossils. *SEPM Short Course Notes* 51, 132 pp.
- Hasiotis, S.T. 2004. Reconnaissance of Upper Jurassic Morrison Formation ichnofossils, Rocky Mountain region, USA: environmental, stratigraphic, and climatic significance of terrestrial and freshwater ichnocoenoses. *Sedimentary Geology* 167, 277-368.

- Hasiotis, S.T. and Honey, J. 2000. Paleocene continental deposits and crayfish burrows of the Laramide basins in the Rocky Mountains: Paleohydrologic and stratigraphic significance. *Journal of Sedimentary Research* 70, 127-139
- Heller, P.L., Paola, C., 1996. Downstream changes in alluvial architecture; an exploration of controls on channel-stacking patterns. *J. Sed. Res.* 66, 297–306.
- Horn, C. 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: Results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeogr Palaeoclimatol* 105, 267–309.
- Horn, C., 1994. An environmental reconstruction of the palaeo-Amazon River system (middle to late Miocene, NW Amazonia): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 112, p. 187–238, doi: 10.1016/0031-0182(94)90074-4.
- Horn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G.A., and Lorente, M.A., 1995, Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America: *Geology*, v. 23, p. 237–240, doi: 10.1130/0091-7613(1995)0232.3.CO;2.
- Horn, C., Wesselingh, F.P., Ter Steege, H., Bermudez, M.A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C.L., Figueiredo, J.P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Särkinen, T., and Antonelli, A. 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *Science* 330: 927–931.
- Horbe, A.M.C. 2014. Idades paleomagnéticas de crostas lateríticas da Amazônia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências Naturais.* v. 9, p. 93-104.
- Horbe, A.M.C.; Costa, M.L. 1997. Solos gerados a partir do intemperismo de crostas lateríticas sílico-ferruginosas. *Acta Amazonica (Impresso)*, Manaus, v. 27, p. 241-256
- Hori, K. and Saito, Y. 2003. *Morphology and Sediments of Large River Deltas*. Tokyo, Japan: Tokyo Geographical Society.
- Hovikoski, J., Räsänen, M., Gingras, M., Roddaz, M., Brusset, S., Hermoza, W., Romero Pittman, L., and Lertola, K., 2005, Miocene semidiurnal tidal rhythms in Madre de Dios, Peru: *Geology*, v. 33, p. 177-180.
- Howard J.D., Frey R.W. 1984. Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequence, Upper Cretaceous of east-central Utah. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21: 200–219.
- Johansson, M., Braakenburg, N.E., Stow, D.A.V., Fauge`res, J.C., 1998. Deep-water massive sands: facies, processes and channel geometry in the Numidian Flysch, Sicily. *Sediment. Geol.* 115, 233–265.
- Johnsson, M.J., Stallard, R.F., Meade, R.H. (1988) First-cycle quartz arenites in the Orinoco River basin, Venezuela and Colombia. *J Geol* 96, 263–277.
- Jones, B. G. and Rust, B.R., 1983. - Massive Sandstone Facies in the Hawkesbury Sandstone, A Triassic Fluvial Deposit Near Sydney, Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 53, N°. 4. Pp. 1249-1259.
- Keighley, D. G. & Pickerill, R. K. 1994. The ichnogenus *Beaconites* and its distinction from *Ancorichnus* and *Taenidium*. *Palaeontology* 37, 305–337.
- Kennedy W.J., Jakobson M.E., Johnson R.T. 1969. A *Favreina-Thalassinoides* association from the great oolite of Oxfordshire. *Palaeontology*, 12(4): 549-554.
- Kim J.Y., Kim K.S., Pickerill R.K. 2002. Cretaceous nonmarine trace fossils from the Hasandong and Jinju Formations of the Namhae Area, Kyongsangnamdo, Southeast Korea. *Ichnos*, 9: 41-60.
- Kistler, P., 1954. Historical resume of the Amazon Basin. PETROBRAS/RENOR, Belém, Relatório interno (inédito).
- Klappa, C.F. (1980): Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. - *Sedimentology*, 27, 6, 613-629.

- Knaust D. 2013. The ichnogenus *Rhizocorallium*: Classification, trace makers, palaeoenvironments and evolution. *Earth-Science Review*, 126: 1-47.
- Kotschoubey, B; Truckenbrodt, W. 1981. Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas – Açailândia (estados do Pará e Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, 11: 193-202.
- Kraus, M.J., Aslan, A., 1999. Paleosol sequences in floodplain environments: a hierarchical approach. In: Thiry, M. Ed., *Ž . Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits*. Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ. 27, 303–321
- Latrubesse, E.M., Cozzuol, M., da Silva-Caminha, S.A.F., Rigsby, C.A., Absy, M.L., and Jaramillo, C. 2010. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. *Earth Science Reviews* 99: 99–124.
- Leeder, M.R. 1973. Fluvial fining-upward cycles and the magnitude of palaeo-channels. *Geol. Mag.* **110**: 265–276.
- Leopold, L.B., Wolman, N.G., 1960. River meanders. *Geol. Soc. Am. Bull.* 71, 769–794.
- Longhitano, S.G., Nemec, W., 2005. Statistical analysis of bed-thickness variation in a Tortonian succession of biocalcarenitic tidal dunes, Amantea Basin, Calabria, southern Italy. *Sedimentary Geology* 179, 195–224
- Loope, D.B., Dingus, L., 1999. Mud-filled Ophiomorpha from Upper Cretaceous continental redbeds of Southern Mongolia: an ichnologic clue to the origin of detrital, graincoating clays. *Palaios* 14, 451–458
- 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
- Mange, M.A. & Maurer, H.F.W. 1992. Heavy minerals in colour. Chapman & Hall, London.
- Martin, A.J., 2000. Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: a modern and an ancient example, *Sedimentary Geology*, 136, 1-5
- Mendes, A. C; Santos Júnior, A. E. A.; Nogueira, A. C. R. 2013. Petrografia de arenitos e minerais pesados da Formação Alter do Chão, bacia do Amazonas. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, 2013, Belém. Anais do 13º Simpósio de Geologia da Amazônia.
- Mendes, A.C; Truckenbrodt, W. Nogueira, A.C.R. 2012. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, p. 39-57.
- Merrill, R.D., 1984, Ophiomorpha and other nonmarine trace fossils from the Eocene Ione Formation, California: *Journal of Paleontology*, v. 58, p. 542–549
- Mertes, L. A. K.; Daniel, D.L.; Melack, J.L.; Nelson, B. Martinelli, A.L.; Forsberg, B.R. 1995. Spatial patterns of hydrology, geomorphology, and vegetation on the floodplain of the Amazon River in Brazil from a remote sensing perspective. *Geomorphology*, n.13, p.215-232.
- Mertes L.A.K., Dunne T., Martinelli L.A. 1996. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil. *Geological Society of American Bulletin*, v. 108, p. 1089-1107
- Miller, M.F. and Curran, H.A., 2001. Behavioral plasticity of modern and Cenozoic burrowing thalassinidean shrimps: *Paleogeography, paleoclimatology, Paleoecology*, v. 166: 219-236.
- Mizusaki A.M.P., Wanderley J.R., Aires J.R. 1992. Caracterização do magmatismo básico das bacias do Solimões e Amazonas. *Petrobras Internal Report*, 57 p.
- Mjøs, R., Walderhaug, O. and Prestholm, E. 1993. Crevasse Splay Sandstone Geometries in the Middle Jurassic Ravenscar Group of Yorkshire, UK, in: Marzo, M and Puigdefábregas, C (eds). **Alluvial Sedimentation**, Blackwell Publishing Ltda., Oxford, UK. ch13: 167-184.

- Monaco, P., Caracuel, J. E., Giannetti, A., Soria, J.M & Yébenes, A. 2007. Thalassinoides and Ophiomorpha as cross-facies trace fossils of crustaceans from shallow-to-deep-water environments: Mesozoic and Tertiary examples from Italy and Spain. 3^o Symposium on Mesozoic and Cenozoic Decapod Crustacean – Museo di Storia Naturali di Miano. Volume XXXV. Pag. 2079-82
- Morton, A.C., Hallsworth, C. 1994. Identifying provenience-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.
- Mosmann, R., Falkenheim, F.U.H., Gonçalves, A., Nepomuceno Filho, F., 1987. Oil and gas potential of the Amazon Paleozoic Basin: in Halbouty, M.T., ed., Future petroleum provinces of the world, AAPG Memoir 40, p. 207-241.
- Moura, P. 1938. *Geologia do baixo Amazonas*. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico. Rio de Janeiro: n. 91, 94 p. il.
- 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.
- Netto R.G. & Rossetti D.F. 2003. Ichnology and salinity fluctuations: a case study from the Early Miocene (Lower Barreiras Formation) of São Luís, Maranhão, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 6: 5-18.
- 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 Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Rio Claro. Boletim de resumos expandidos. Rio Claro: UNESP, v. 1. p. 261-266.*
- Nogueira, A.C.R., Silveira, R., and Guimarães, J.T.F. 2013. Neogene-Quaternary sedimentary and paleovegetation history of the eastern Solimões Basin, central Amazon region. *Journal of South American Earth Sciences* 46: 89–99.
- O'Brien, P.E & Wells, A.T. 1986. A small, alluvial, crevasse splay. *J.Sedim. Petrol.* 56: 876-879.
- Orton, G.J., Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology* 40, 475-512.
- Pemberton S.G., Frey R.W. 1984. Ichnology of storm-influenced shallow marine sequence: Cardium Formation (Upper Cretaceous) at Seebe, Alberta. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 9, p. 281-304.
- Pemberton, S.G., Flach, P.D., Mossop, G.D., 1982. Trace fossils from the Athabasca Oil Sands, Alberta, Canada. *Science* 217, 825–827.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A. and Frey, R.W. 1992. Trace fossil facies models. In Walker R.G. and James, N.P. (eds). *Facies Models*. Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series 1, 189-207
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., Frey, R.W., 1992a. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models Response to Sea Level Changes*. Geological Association of Canada. St Johns, Newfoundland, pp. 47-72.
- Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D., Sinclair, I.K., 2001. Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems. *Geological Association of Canada, Short Course Notes* 15, 343 pp.
- Pereira E.R. 1988. Possibilidades metalogenéticas na região do Domo de Monte Alegre - PA. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 35, Belém, Anais, v.1, p.286-295.

- Pereira, R. Carvalho, M.A., Mendonça Filho, J.G. Azevedo, D.A. Carvalho, I.S. 2006. Ocorrência de esporos de fungos preservados em âmbar cretácico da Bacia do Amazonas, Formação Alter do Chão. *In: Simp. Cretác. Brasil, 7, Bol. Resumos*. P 101.
- Petri, S. & Fúlfaró, V.J (eds). 1983. *Geologia do Brasil (Fanerozóico)*. São Paulo: USP. 631p.
- Pindell, J. L., and K. Tabbutt. 1995. Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems, in *Petroleum Basins of South America*, edited by A. J. Tankard, R. Suarez, and H. J. Welsink, AAPG Mem., 62, 101–128
- Plaziat, J.C., 1971. Racines ou terriers? Critères de distinction à partir de quelques exemples du Tertiaire continental et littoral du Bassin de Paris et du midi de la France. *Conséquences paléogéographiques*. *Geól. Fr.* 7 (13), 195–203.
- Pollard J.E., Goldring R., Buck S.G. 1993. Ichnofabrics containing *Ophiomorpha*: significance in shallow water facies interpretation. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 150: 149–164.
- Pollard, J.E. 1985. Isopodichnus, related arthropod trace fossils and notostracans from Triassic fluvial sediments. *Trans. R. Soc. Edinb.*, 76: 273-285.
- Potter, P.E. 1994. Modern sands of South America: composition, provenance and global significance. *Geol Rundsch* 83, 212–232.
- Potter, P.E., 1997, The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history: *Journal of South American Earth Sciences*: v. 10, p. 331-344.
- Price, L.I., 1960. Dentes de Theropoda num testemunho de sonda no Estado do Amazonas. *Anais da Acad. Bras. Ciên.* 32: 79-84.
- Räsänen, M.E., Neller, R., Salo, J.S., Junger, H. (1992) Recent and ancient fluvial deposition systems in the Amazonian foreland basin. *Geol Mag* 129, 293–306.
- Ratcliffe, B.C. and Fagerstrom, J.A. 1980. Invertebrate lebensspuren of Holocene floodplain: their morphology, origin, and paleoecological significance. *Journal of Paleontology* 54, 614-630.
- Reineck, H.E. 1963. Sedimentgefuge im bereich der sudlichen Norsee: *Abh. der Senckenberg. Naturforschenden Gesellschaft*. V.505. 137p.
- Retallack, G. J. 2001. *Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology*, 2nd ed. 404 pp. Oxford: Blackwell Science.
- 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.*, vol. 216, p.: 1–20.
- Retallack, G.J. 1990. *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology*. Harper Collins Academic, London, 520 pp.
- 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.
- Ribas, C.C., Aleixo, A., Nogueira, A.C.R., Miyaki, C.Y., and Cracraft, J. 2011. A palaeobiogeographic model for biotic diversification within Amazonia over the past three million years. *Proceedings of the Royal Society B Biological Sciences* 279: 681–689.
- Rittenhouse, G.A. 1943. Transportation and deposition of heavy minerals. *Geol Soc. America Bull*, 54: 1725-1780.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, Baby, P., Hérail, G., 2005, Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin; *Earth and Planetary Science Letters*, v. 239, p. 57-78.
- 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
- Rossetti, D.F., de Toledo, P.M., and Góes, A.M., 2005. New geological framework for western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution: *Quaternary Research*, v. 63, p. 78-89.

- Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W., Anaisse Jr., J., 2000. Tsunami-induced large-scale scour-and-fill structures in Albian to Cenomanian deposits of Grajau Basin, northern Brazil. *Sedimentology* 47, 309-323.
- Rossetti, D.F., Santos Jr., A.E., 2003. Events of soft sediment deformation and mass failure in Upper Cretaceous estuarine deposits (Cameta Basin, northern Brazil) as evidence for seismic activity. *Sedimentary Geology* 161, 107-130.
- Rozo, J.M.G., Nogueira, A.C.R., Horbe, A.M.C., and Carvalho, A.S., 2005, Depósitos Neógenos da Bacia do Amazonas; Contribuições a Geologia da Amazônia, v. 4, p. 201-207.
- 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.*
- Santos Jr, A.E.A & Rossetti, D.F. 2006. Modelo deposicional da Formação Ipixuna (Neocretáceo-Eoceno), Área do Rio Capim, Norte do Brasil. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, v. 13, p. 65-87.
- Santos, H.P; Silva Júnior, J.B.C; Nogueira, A.C.R, Abrantes Júnior, F.R. 2014. Depósitos flúvio-Costeiros da Formação Raizama, Ediacarano-Cambriano da Faixa Paraguai Norte, região de Nobres, Mato Grosso, Brasil. *Geol. USP, Sér. cient. vol.14 n°. 4, São Paulo. P. 14-38.*
- Schlirf M. 2011. A new classification concept for U-shaped spreite trace fossils. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 260, 33–54.
- 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.
- Scott. J.J and Bank, R.A., 2014. Terrestrial trace fossils as tools for sequence stratigraphy in marginal settings: examples from Alberta and Wyoming. *GeoConvention 2014: FOCUS. P.1-4.*
- Shepard, F.P., 1955. Delta front valleys bordering Mississippi distributaries. *Geological Society of America, Bulletin* 66, 1489-1498.
- Shukla U.K., Kotlia B.S., Mathur P.D. 2002. Sedimentation pattern in a trans-Himalayan Quaternary lake at Lamayuru (Ladakh), India. *Sedimentary Geology*, 148: 405-424.
- Shukla. U. K., Bachmann, G.H. and. Singh I. B., 2010. Facies architecture and sedimentation pattern of the Mid-Carnian Stuttgart Formation (Schilfsandstein), central Germany, and its comparison with modern Ganges system, India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 197, 110-128.
- Simo V., Olsavský M. 2007. Diplocraterion parallelum Torel, 1870, and other trace fossil from the Lower Triassic succession of the Drienok Nappe in the Western Carpathians, Slovakia. *Bulletin of Geosciences*, 82(2): 165-173.
- Slingerland, R. and N. D. Smith (1998), "Necessary conditions for a meandering-river avulsion," *Geology* (Boulder), 26, 435–438
- Smith, J.J., Hasiotis, S.T., Kraus, M.J. and Woody, D.T., 2008. *Naktodemasis boweni*: new ichnogenus and ichnospecies for adhesive meniscate burrows (AMB), and paleoenvironmental implications, Paleogene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. *Journal of Paleontology*, 82(2): 267-278.
- Soares Junior, A.V.; Hasui, Y Costa, J.B.S., Machado, F. B. 2011. Evolução do rifteamento e paleogeografia da margem atlântica equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. *UNESP, Geociências*, v. 30, n. 4, p. 669-692.
- Squires, R.L., Advocate, D.M. 1984. Meniscate burrows from Miocene lacustrine Fluvial deposits, Diligencia Formation, Orocoopia Mountains, southern California. *J.Paleontol.* 58: 593-597.

- Stanley, K.O. and Fagerstrom, J.A. 1974. Miocene invertebrate trace fossils from a braided river environment, western Nebraska, U.S.A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 15, 62-82.
- 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
- Taylor, A.M. and Goldring, R., 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society of London*, v. 150, p. 141-148.
- 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.
- 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.
- Trewin, N. H. 1976. Isopodichnus in a trace fossil assemblage from the Old Red Sandstone. *Lethaia*, 9, 29-39.
- Trinidade, R.I.F., Horbe, A.M.C., Peixoto, S.F. (2006) Paleomagnetismo de crostas lateríticas da região amazônica: dados preliminares e implicações cronológicas. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia 43, Aracaju. Anais, SBG, p. 136.
- 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
- Turner, B.R. 1993. Palaeosols in Permo-Triassic continental sediments from Prydz bay, East Antarctica. *J. Sediment. Petrol.* **63**: 694-706.
- Turner, P. 1980. *Continental red beds*. *Developments in sedimentology*, 29. Elsevier, Amsterdam. 562 p.
- Van Houten, F.B., 1973. Origin of red beds: a review 1961-1972. *Rev. Earth Planet. Sci.* **1**: 39-61.
- van Loon, A.J., Brodzikowski, K., 1987. Problems and progress in the research on soft-sediment deformations. *Sedimentary Geology* 50, 167-193.
- Villegas, J.M. Geologia Estrutural da Bacia de Marajó. Belém, 1994. 119 p. Dissertação (de Mestrado) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.
- 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.
- Wesselingh, F.P., 2006, Miocene long-lived lake Pebas as a stage of mollusc radiations, with implications for landscape evolution in western Amazonia: *Scripta Geologica*, v. 133, 448 p.
- Wesselingh, F.P., Räsänen, M.E., Irion, Vonhof, H.B., Kaandorp, R., Renema, Romero Pittman, L., Gingras, M., 2002, Lake Pebas: a palaeoecological reconstruction of a

- Miocene, long-lived lake complex in western Amazonia; *Cainozoic Research*, v. 1, p. 35-81.
- Young, S.W., 1975. Petrography of Holocene fluvial derived from regional metamorphic source rocks. M.Sc. Dissertation, Indiana University, 93p
- Zalán P.V. 1991. Influence of Pre-Andean Orogenies on the Paleozoic Intracratonic Basins of South America. *In: Simpósio Bolivariano, 4, Memórias.*
- Zalán, P.V. & Matsuda, N.S. Bacia do Marajó. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 311-319, 2007.



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

PARECER

Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de **ANDERSON CONCEIÇÃO MENDES**

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **ANDERSON CONCEIÇÃO MENDES**, orientando do Prof. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA), é composta pelos professores doutores Claudio Riccomini (USP), Dilce de Fátima Rossetti (INPE), Moacir José Buenano Macambira (UFPA), e José Bandeira Cavalcante da Silva Junior (UFPA), após apresentação da sua tese intitulada **“FÁCIES E PROVENIÊNCIA DE DEPÓSITOS SILICICLÁSTICOS CRETÁCEOS E NEÓGENOS DA BACIA DO AMAZONAS: IMPLICAÇÕES PARA A HISTÓRIA EVOLUTIVA DO PROTO-AMAZONAS”** emite o seguinte parecer:

A apresentação do trabalho pelo candidato foi clara e objetiva, no tempo hábil de 50 minutos. A tese traz um volume importante de dados inéditos, sobretudo de fácies sedimentares, paleocorrentes, icnofósseis e idades U-Pb em zircões detríticos presentes nas unidades estudadas. Esses dados levaram à proposição do modelo de um grande rio neocretáceo com paleofluxo para SSW. No entendimento da banca examinadora as interpretações apresentadas sobre os paleoambientes deposicionais e proveniência dos sedimentos mereceriam revisão, melhor detalhamento e fundamentação teórica. Neste sentido, os membros da banca examinadora apresentaram várias sugestões de reformulação dos manuscritos de artigos que constam da tese. Na arguição o candidato respondeu adequadamente às questões formuladas pelos membros da banca. Levando em consideração o documento apresentado e sua defesa, a banca examinadora decidiu por unanimidade aprovar a tese de doutorado.

Belém, 23 de junho de 2015.



Afonso César Rodrigues Nogueira (Orientador - UFPA)



Claudio Riccomini (USP)



Dilce de Fátima Rossetti (INPE)



José Bandeira Cavalcante da Silva Junior (UFPA)



Moacir José Buenano Macambira (UFPA)