



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

TESE DE DOUTORADO Nº 137

**O CENOZOICO SUPERIOR DO CENTRO-OESTE DA BACIA DO
AMAZONAS: PALEOBOTÂNICA DO EMBASAMENTO CRETÁCEO E
EVOLUÇÃO DO RIO AMAZONAS**

Tese apresentada por:

ISAAC SALÉM ALVES AZEVEDO BEZERRA

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

**BELÉM
2018**

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

B574c Bezerra, Isaac Salém Alves Azevedo Bezerra
O CENOZOICO SUPERIOR DO CENTRO-OESTE DA BACIA DO AMAZONAS:
PALEOBOTÂNICA DO EMBASAMENTO CRETÁCEO E EVOLUÇÃO DO RIO AMAZONAS / Isaac
Salém Alves Azevedo Bezerra Bezerra. — 2018
144 f. : il. color

Tese (Doutorado) - Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2018.

Orientação: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira Nogueira

1. Rio Amazonas. 2. Paleobotânica. 3. Geocronologia. 4. Estratigrafia Cenozoico. 5. Cretáceo. I.
Nogueira, Afonso César Rodrigues Nogueira, *orient.* II. Título

CDD 552.509811



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

**O CENOZOICO SUPERIOR DO CENTRO-OESTE DA BACIA DO
AMAZONAS: PALEOBOTÂNICA DO EMBASAMENTO CRETÁCEO E
EVOLUÇÃO DO RIO AMAZONAS**

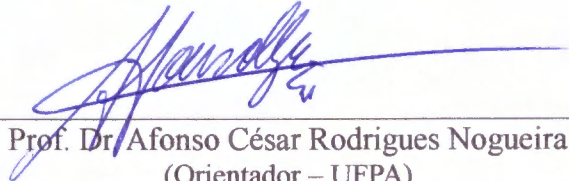
TESE APRESENTADA POR:

ISAAC SALÉM ALVES AZEVEDO BEZERRA

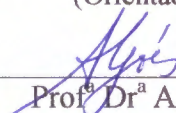
**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de
GEOLOGIA**

Data de Aprovação: 08 / 11 / 2018

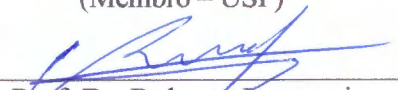
Banca Examinadora:



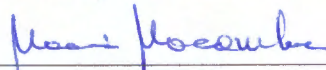
Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
(Orientador – UFPA)



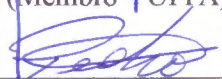
Prof. Dr.ª Ana Maria Góes
(Membro – USP)



Prof. Dr. Roberto Iannuzzi
(Membro – UFRGS)



Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira
(Membro – UFPA)



Prof. Dr. Pedro Walfir Martins e Souza Filho
(Membro – UFPA)

AGRADECIMENTOS

A Deus, o criador dos céus e Terra.

À toda minha família, meu porto seguro. Em especial à minha esposa Ágata e filha Júlia por toda paciência e amor dedicados a mim. À minha mãe Zeneide e pai Isaac Bezerra pelos ensinamentos da Vida. Aos meus irmãos Israel e Rachel pela fiel companhia.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de estudo.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de financiamento 001.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará pela infraestrutura e apoio financeiro.

Ao meu orientador Prof. Dr. Afonso Nogueira a quem sempre serei grato pela oportunidade de trabalhar em geologia sedimentar na Amazônia, além dos conselhos e ensinamentos durante todo o trabalho.

Ao geólogo Marcelo Motta do Serviço Geológico do Brasil (CPRM-Manaus) pelo apoio logístico nos trabalhos de campo e discussões fundamentais durante todo o trabalho.

Ao Prof. Dr. Arnaldo Queiroz e geólogo Antônio Gonçalves Jr. pela valiosa e fundamental contribuição nos trabalhos em sensoriamento remoto.

Aos Prof.(s) Dr.(s) Fábio Domingos e Roberto Vizeu e também ao geólogo Giovanni Álvaro pelas discussões em geologia estrutural da Amazônia.

Aos Prof.(s) Dr.(s) André Sawakuchi, Ricardo Trindade, Francisco William – Chico Bill, Renato Paes e Vitor Sacek pela receptividade e, principalmente pelas valiosas discussões sobre a geologia da Amazônia.

Ao Prof. Dr. João Paulo S. de Cortes pelas discussões e sugestões sobre a geomorfologia da Amazônia.

À Prof. Karen Adami pelas discussões em paleobotânica, e ainda amizade e positividade durante o trabalho.

Às físicas Thays Desiree e Luciana Nogueira do Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGAL) pela amizade e paciência durante as análises de luminescência.

Aos Prof.(s) Dr.(s) José Bandeira e Joelson Soares, ao técnico e amigo Afonso Quaresma, e Msc. Pedro Augusto fieis companheiros nos trabalhos de campo na Amazônia.

Aos Prof.(s) Dr.(s) Isaac Rudnitzki e a Dr^a. Kamilla Borges e ao Msc. Jhon Afonso pelo suporte, discussões e companhia durante a estadia em São Paulo.

Aos amigos sempre presentes Dr. Francisco Abrantes e Dr. Hudson Santos, e ainda companheiros do GSED: Cleber Eduardo, Walmir Lima, Luís Saturnino, Alexandre Ribeiro, Alexandre Castelo, Renato Sol e Guilherme Raffaeli pelos momentos de descontração.

A todos que colaboraram para a realização deste trabalho, Obrigado.

RESUMO

No final do Neógeno e durante o Quaternário o desenvolvimento do Rio Amazonas promoveu expressivas mudanças paleoambientais e geomorfológicas que culminaram na paisagem atual da Amazônia. Diversos modelos têm sido elaborados em escala continental, baseados principalmente em dados obtidos de um testemunho de sondagem realizado na plataforma continental atlântica, distante cerca de 200 km da foz do Amazonas. Enquanto estes modelos sugerem o estabelecimento desta drenagem com proveniência Andina a partir do Mioceno Superior, estudos baseados em afloramentos da porção oeste e central da Amazônia têm indicado idades mais jovens para esse ecossistema, desde Plioceno ao Quaternário. O estudo sedimentológico e estratigráfico de terraços fluviais do Rio Amazonas, expostos na porção centro-oeste da Bacia do Amazonas, auxiliado por geocronologia de luminescência, permitiu sequenciar os eventos de sedimentação e as mudanças paleoambientais e paleogeográficas desde o final do Neógeno. Estes depósitos sobrepõem rochas do Cretáceo da Formação Alter do Chão, cujo estudo sedimentológico e paleobotânico revelou o registro inédito de angiospermas para a porção aflorante desta formação, em depósitos de planície de inundação e canal abandonado de rios meandrantés. A preservação de impressões e contra-impressões de lamina foliares e outros macro restos vegetais com características das famílias Moraceae, Fagaceae, Malvaceae, Sapindaceae e Anarcadiaceae com aparecimento a partir do Cretáceo Superior, e a família Euphorbiaceae com registro se iniciando no Cretáceo Médio, confirmam a idade cretácea para estas rochas. A sucessão neógena-quaternária foi subdividida informalmente em unidade inferior e superior constituídos de areia, cascalho e subordinadamente argila, organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes de preenchimento de canal e de inundação. Estes depósitos registram que dinâmica da construção do vale do Rio Amazonas foi influenciada pela neotectônica (10^6 anos) e oscilações climáticas (10^4 - 10^5 anos). A unidade inferior foi interpretada como registro do proto-Amazonas, com migração para leste e posicionada através de datação utilizando o sinal de luminescência opticamente estimulada de transferência térmica por volta de 2 Ma. Esta unidade é correlata aos depósitos do Mioceno-Plioceno da Formação Novo Remanso, da Bacia do Amazonas e registra o desenvolvimento de um sistema fluvial com planície aluvionar restrita, seguindo preferencialmente as zonas de fraqueza do embasamento paleozoico e Cretáceo. A unidade superior foi interpretada como o registro do estabelecimento do Rio Amazonas moderno e posicionada através de datação utilizando o sinal de infravermelho em feldspatos por volta de 1 Ma a 140 ka, correlata aos depósitos da Formação Içá, da Bacia do Solimões. A partir do Quaternário as oscilações

climáticas que marcam este período alterou o regime hidrológico através do aumento do volume de chuvas orográficas na região de cabeceira no flanco leste da cordilheira andina. A amplificação dos processos de erosão de escarpas na porção centro-leste da Amazônia promoveu a expansão da planície aluvionar em uma ampla área de 120 km. Nesta fase a porção leste da Bacia do Amazonas, topograficamente mais alta, restringia a sedimentação pleistocena em espaço mínimo de acomodação. A paisagem da porção centro-leste da Amazônia dominada durante o Neógeno por terra firme em áreas elevadas passou a ser regida durante o Quaternário pela dinâmica de expansão e contração da planície aluvionar. Ao final do Quaternário a várzea constituída por áreas alagadiças dentro da planície aluvionar se tornou cada vez mais restrita pelos contínuos processos de incisão fluvial durante o máximo glacial (18 a 22 ka). A migração lateral do canal meandrante levou ao confinamento da calha pelas escarpas fluviais esculpidas no embasamento cretáceo. Análise detalhada das propriedades dos protocolos utilizados na geocronologia por luminescência permitiu entender melhor as limitações e o uso deste método em estudos na Amazônia, método este em constante evolução e aperfeiçoamento. A partir destes resultados foi possível questionar dados de trabalhos anteriores obtidos a partir do uso desta importante ferramenta e indicar que algumas destas idades podem ser idades mínimas ao invés de idades de soterramento para depósitos pré-quaternários. A identificação da dinâmica mais antiga da drenagem foi inserida na interpretação dos estágios do proto-Amazonas até a passagem para a fase do Rio Amazonas moderno, que culminou na paisagem atual no centro-leste da Amazônia.

Palavras-chave: Amazônia. Terraços fluviais. Rio Amazonas. Paleobotânica. Cretáceo. Geocronologia. Plio-Pleistoceno. Quaternário.

ABSTRACT

At the end of the Neogene and during the Quaternary, the development of the Amazon River caused significant paleoenvironmental and geomorphological changes that generated current landscape at Amazonia. Previous models elaborated on a continental scale were based on data obtained from a drill core carried out on the Atlantic continental shelf, distant 200 km of the Amazon River mouth, suggesting the establishment of this drainage with Andean provenance from the Middle to Upper Miocene. In contrast, studies based on outcrops in the western and central portions of the Amazon have indicated younger ages for this ecosystem, from Pliocene to Quaternary. The sedimentological-stratigraphic study of the fluvial terraces of the Amazon River, exposed in the center-west portion of the Amazon Basin, assisted by luminescence geochronology, allowed to sequence the sedimentation events and discuss the paleoenvironmental and paleogeographic since Late Neogene. The studied Neogene-Quaternary deposits overlies Cretaceous rocks whose sedimentological and paleobotanical study revealed the preservation of impressions and counter-impressions of leaves and other macro-plant remains in pelites interpreted as flood plain and abandoned channel deposits of meandering rivers. The first record of angiosperms in this unit with possible affinities to the families Moraceae, Fagaceae, Malvaceae, Sapindaceae and Anacardiaceae with appearance from Late Cretaceous, and the family Euphorbiaceae with record starting in the Mid-Cretaceous confirm the Cretaceous age for these rocks. The terraces of the Amazon River informally subdivided into lower and upper units are composed of sand, gravel and clay, organized in fining upward cycles representative of channel filling and overbank deposits. The lower unit was interpreted as a record of the proto-Amazonas, with migration to the east and deposition around 2 Ma. During this stage, the alluvial plain was restricted, preferentially following weakness zones coincident with fractures in the Paleozoic and Cretaceous basement. The climatic oscillations during the Quaternary and the increase of the volume of orographic rains in the headwaters region of the fluvial systems, in the eastern flank of the Andean ridge modified the hydrological regime, amplifying the escarpment erosion. The gradual expansion of the alluvial plain formed a large area of 120 km around 1 Ma to 140 ka, recorded by the upper unit deposits. At this stage, the eastern portion of the Amazon Basin topographically higher restricted the Pleistocene sedimentation in minimum accommodation space. The lower unit deposits are correlate in part to the Miocene-Pliocene deposits of the Amazon Basin, while the upper units are correlate with the Pleistocene deposits of the Solimões and Amazon basins. The dynamics of the construction of the Amazon River valley during the end of the Neogene and Quaternary was influenced by neotectonics (10^6 yr) and

climatic oscillations (10^4 - 10^5 yr). The landscape of the central-eastern portion of the Amazon dominated no Pleistocene by *terra firme* in elevated areas was governed by the dynamics of expansion and contraction of the alluvial plain. At the end of the Quaternary, the *várzea* formed by floodplains within the alluvial plain, which used to occupy a wide area, became increasingly restricted by the continuous processes of fluvial incision during the glacial maximum (18 to 22 ka). The continuous lateral migration of the meandering channel to the north led to the confinement of the channel by the fluvial scarps developed in the Cretaceous basement, which culminated in the current landscape in the Center-East of the Amazon. Testing the reliability and accuracy of some Pleistocene and older OSL ages for Amazon River deposits revealed that are much more minimum ages than buried ages for pre-Quaternary deposits.

Key words: Amazonia. Fluvial terraces. Amazon River. Paleobotany. Cretaceous. Geochronology. Plio-Pleistocene. Quaternary.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

- Figura 1- Mapa geológico simplificado da Bacia do Amazonas e localização dos pontos estudados (CPRM 2010). Pontos estudados: 1- Manacapuru; 2- Rio Tupana; 3- Rio Castanho; 4- Paraná do Arapá; 5- São José do Amajari; 6- Novo Remanso; 7- Autazes; 8- Rio Madeira; 9, 10,11- Rio Madeirinha; 12- Parintins; 13- Vila Amazônia; 14- Serra de Parintins; 15- Rio Tapajós; 16- Ponta do Cururu; 17- Santana do Tapará; 18- Ponta do Curuá..... 4

CAPÍTULO 2- MATERIAL E MÉTODOS

- Figura 1- Cenas SRTM 1 Arc-Second Global Elevation utilizadas e sua disposição espacial..... 11

CAPÍTULO 3 - NEW EVIDENCES FROM FOSSIL LEAVES AID RECOGNITION PRE-CENOZOIC FLUVIAL DRAINAGE IN EAST AMAZONIA

- Figura 1- Mapa de localização da área de estudo e afloramento da Formação Alter do Chão. A) Localização e arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas, C) Mapa geológico simplificado da área de estudo (CPRM 2010)..... 14
- Figura 2- Perfis litoestratigráficos da Formação Alter do Chão na região da Ponta do Curuá..... 18
- Figura 3- Aspectos arquiteturais dos depósitos de barra conglomerática. A e B) Camadas de geometria tabular constituídos por arenitos com estratificação cruzada tabular com set de espessuras variadas e *lag* de quartzo na base dos *sets*. C) Camadas de geometria tabular constituídos pela intercalação de arenito estratificados e conglomerados. D e E) Camadas de geometria canalizada de arenitos estratificados com seixos de quartzo e argila dispersos..... 22
- Figura 4- Aspectos sedimentológicos dos depósitos de barra conglomerática. A) Camadas conglomerática formada por seixos de quartzo imbrincados. B) *Lag* conglomeráticos na base de *set* de camadas com estratificação cruzada tabular. C e D) Camadas de arenito com estratificação cruzada acanalada com clasto de argila dispersos e laminas de pelito recobrindo a camada. E) Camadas de arenito com estratificação cruzada acanalada escavadas no topo por camadas conglomeráticas. F) Camadas estratificadas recobertas por camadas pelíticas de depósitos de inundação..... 23
- Figura 5- Aspectos arquiteturais dos depósitos de barra de acreção lateral. A, B e C) Camadas de grande porte com geometria tabular dispostas de forma inclinada marcados pela intercalação de arenito com estratificação cruzada tabular, acanalada e a laminação cruzada e pelito maciço. Estes depósitos podem tanto ser recobertos por camadas de pelito maciço a laminado de depósitos de planície de inundação quanto retrabalhar estes D) Camada de pelito maciço a laminado de geometria lenticular formada por camadas de arenito com laminação cruzada..... 24
- Figura 6- Aspectos sedimentológicos dos depósitos de barra de acreção lateral. A e B) Intercalação de camadas estratificadas e laminas de pelito maciço. C) Camada de arenito com estratificação cruzada acanalada com *drapes* de argila e clastos de argila dispersos. D) Bloco de argila na base de camadas de arenito inclinadas. E) *Gutter cast* na interface de camadas arenosas com camadas pelíticas. F) Camadas de arenito com laminação cruzada

	cavalgante.....	25
Figura 7-	Aspectos arquiteturas e relação dos depósitos de planície de inundação. A) Geometria lenticular de camadas de pelito maciço a laminado recobrimdo camadas de depósitos de barra inclinada. B) Depósitos de planície de inundação recobrem depósitos de barra inclinada e são truncados é retrabalhada por depósitos de barra conglomerática. C) Intercalação de camada de pelito esbranquiçado com camadas de arenito muito fino e recobertas por camada de pelito maciço.....	27
Figura 8-	Aspectos sedimentológicos dos depósitos planície de inudação. A) Camada de pelito maciço de coloração escura no topo de ciclo granodecrecente ascendente. B) Depósitos de planície de inundação em contato erosivo com depósitos conglomeráticos. C e D) Intercalação de pelito cinza com pelito roxo a avermelhado com impressões de laminas foliares em E). F) Camadas de arenito muito fino bioturbado intercalado com camadas de pelito maciço.....	28
Figura 9-	Principais arquiteturas foliares de elementos morfológicos e de venação dos morfotipos 1, 2, 3 e 4. Morfotipo ACC1: A) Estrutura oblongo/obovata da lâmina foliar. B e C) Terminação da secundária em relação ao bordo e estruturação das intercostais. D) Relação das secundárias com a venação principal E) Pecíolo preservado com geminação na extremidade. Morfotipo ACC2: F) Estrutura oblongo/obovata de lâmina foliar. G) Relação das secundárias com a venação principal H) Estruturação das intercostais. Morfotipo ACC3: I e J) Registros foliares incompletos Morfotipo ACC4: K e L) Lâmina foliar esqueletonizada com estruturação oblongo/obovata e ápice agudo. M) Bifurcação da secundária em direção ao bordo. N) Margem dentada convexa.....	32
Figura 10-	Principais arquiteturas foliares de elementos morfológicos e de venação dos morfotipos 5, 6, 7 e 8. Morfotipo ACC5: A) Estrutura oblongo/obovata da lamina foliar. B) Relação da venação com margem e margem recortada. C) Lamina foliar incompleta com pecíolo preservado. Morfotipo ACC6: D) Estruturação paralela das margens com venação paralelinérvea. E) Ramo com flor diminuta. F e G) Estruturas nas margens da lamina foliar. Morfotipo ACC7: H) Estrutura da base cuneada da lamina foliar. I) Relação paralela da venação com a margem. J) Estrutura das intercostais. Morfotipo ACC8 K) Estrutura elíptica da lamina foliar. L) Margem serrilhada/arredondada. M) Ramificação da secundária em relação ao bordo. N, O e P) Macro restos vegetais de troncos. Q e R) Macro restos vegetais de sementes.....	36
Figura 11-	Modelo deposicional para a Formação Alter do Chão, região Ponta do Curuá. Um canal fluvial meandrante era preenchido pela migração de barras de acreção longitudinal e migrava sobre depósitos de planície de inundação. Em regiões de planície de inundação se desenvolviam lagos de inundação e meandros abandonados onde predominava a decantação. Canais fluvias menores carreavam material da região de terra firme para dentro da planície de inundação.....	39
Figura 12-	Identificação de variações climáticas do ambiente e das latitudes de acordo com o registro da fisionomia foliar adaptado de Dutra (2000). A) Latitudes subtropicais e temperadas quentes - Folhas de textura membranácea e coreácea, venação aberta capesdódroma, margens lobadas e ápices agudos e emarginados, algumas com margens denteadas com glândulas. B) Latitudes	

	Tropicais - Quente e úmido - Folhas de textura membranácea, padrão de venação broquidódroma e venação fechada, margens inteiras.....	41
CAPÍTULO 4 - THE AMAZON RIVER DEPOSITS: LUMINESCENCE CHRONOLOGY AND LATE NEOGENE-QUATERNARY GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION OF CENTRAL-EASTERN AMAZONIA		
Figure 1-	A) Central-Eastern Amazonia. B) Geotectonic compartiments of Amazonia. C) Simplified geological map of study area. Modified after the Brazilian Geological Survey (CPRM, 2010)	48
Figure 2-	The geomorphological units of the Amazon River in Central-Eastern Amazonia. Three levels of fluvial terraces occur in this region the characteristics of which are active and abandoned channel and overbank deposits. The terraces are confined to <i>terra firme</i> developed in Cretaceous rocks at elevation exceeding 100 m. Dotted lines show the terrace boundaries. The cross sections are labelled by A'-A'', B'-B'' and C'-C'. The yellow arrows indicate the small and large meanders of the main channel of the Amazon River.....	53
Figure 3-	Complex drainage pattern developed in fluvial terraces in Central-Eastern Amazonia. A) Dendritic drainage pattern concentrated in younger terraces are mainly crevasse splay channels. B) Older secondary streams with the development of scroll bars are superimposed by paleochannels; the barred drainages forming elongated lakes or <i>rias</i> . C) The <i>rias</i> are common features barred by younger secondary drainage or <i>paraná</i> . Note the enlargement of the <i>ria</i> lakes at the mouth.....	55
Figure 4-	Morphological features observed within the area under study. A) Fluvial scarps sculpted in Cretaceous rocks, Óbidos region. B) Yellow latosol overlying a bauxitic zone developed on the tops of plateaus, open pit at the Alcoa Quarry, Juruti region. Lateritic crust rooted in Cretaceous rocks underlaid by T3 with ferruginized beds near the town of Autazes.....	56
Figure 5-	Structural lineaments of Central-Eastern Amazonia. A) Simplified geological map showing the main structures of the basin, based on seismic reflection and Bouguer anomalies, detaching the axial depocenter and fault zones (cf. Costa 2002 and Travassos and Barbosa Filho, 1991). Fault-fracture measured in the field were made in basement rocks (Site I), Paleozoic (Sites II and III), Mesozoic (Sites IV, V and VI), and Cenozoic rocks (Site VII) are plotted in rose diagrams. B) Lineaments network; note the apparent fluvial scarps orientation of main channel following NW-SE and NE-SW trending lineaments.....	57
Figure 6-	Lithostratigraphic sections of the alluvial succession. ^a Section described by Pupim et al. (2016) at Xingu River region	63
Figure 7-	Stratigraphic sections of the fluvial succession. A) Discordant contact of the Lower Unit over the highly weathered Cretaceous rocks exposed along the bank of the Castanho River; B) Contact between the Upper Unit and the modern terrace deposits, exposed along the Madeirinha River; C) Fluvial succession of the Lower Unit described along the banks of the Tapajós River and separated by a stone line from the overlying deposits of the Upper Unit.....	64
Figure 8-	Sedimentological aspects of the alluvial succession. A) Inclined sandstone beds with intercalations of massive to laminated mudstone having a large concentration of organic matter; B) Cross bedding units of coarse sand with	

	trough cross-stratification; C) Climbing ripple cross lamination in beds of laminated clay; D) Sand/clay beds of the wavy and flaser type; E and F) Intercalations of laminated clay, sand with climbing ripple cross lamination and convolute lamination; G and H) Colluvial deposits and stone line.....	65
Figura 9-	Morphological aspects and deposits of T1. A) Scroll bar showing swale-ridge morphology; B) listric faults related to <i>terra caida</i> processes; C) Inclined heterolithic stratification with trunks in the master bedding; D) Channel geometry filled by abundant organic detritus, mainly tree trunks (in the detailed box).....	66
Figure 10-	Paleoenvironmental reconstruction for the fluvial valley of the Amazon River. Stage 1: The alluvial plain was restricted, preferentially following the zones of weakness in a pre-fractured basement. Stage 2: Amplification of the scarp erosion and the beginning of the expansion of the alluvial valley. Stage 3: Climatic oscillations at the end of the Neogene and Quaternary brought about the continued denudation of the plateaus, and expansion of the areas of <i>várzea</i> due to the increase in size of the fluvial valley. The eastern part of the Amazonas Basin acted as a structural high, confining the Pleistocene sedimentation in a minimum accommodation space. Stage 4: Fluvial incision processes at the end of the Pleistocene brought about the abandonment of the former <i>várzeas</i> and the development of <i>terra firme</i> . Probably during the Last Glacial Maximum about 20 ka, there was a renewed period of fluvial incision resulting in its present position.....	75
CAPÍTULO 5 - THE PLEISTOCENE AMAZONIA? DISCUSSION ABOUT THE ACCURACY AND PRECISION OF OSL AGES IN LATE NEOGENE TO QUATERNARY DEPOSITS OF THE CENTRAL-EASTERN AMAZONIA		
Figure 1-	Central-Eastern Amazonia. A) Geotectonic compartments of Amazonia. B) Simplified geological map (Modified from Brazilian Geological Survey - CPRM, 2010) and Rossetti et al. (2005). Sedimentary units defined and dated by different authors are concentrated between Coari and mouth of the Madeira River.....	80
Figure 2-	Measured sections in the Eastern Amazonia from Parintins to Santarén region. A) Parintins hill at right margin of the Amazon River. B) Colluvium in the base of Parintins hill with blocks of lateritic crust formed by (C) ferruginous fragments cemented by gibbsite. D) Unconformity between Cretaceous Alter do Chão Formation and the Lower Unit in Tapajós Region marked by gravel with (F) pebbles of (F) sandstone, pelite, and ferruginous crust and (G) kaolinitic pelite (semi-flint kaolinite). H) Irregular relief contact between Lower Unit and Upper Unit at town of Parintins.....	86
Figure 3-	Measured sections in the Eastern Amazonia from Rio Madeira to Novo Remanso region. A) Unconformity between Cretaceous rocks and Lower unit marked by development of ferruginous lateritic paleosol, near the town of São José do Amajari. B) Massive pelite interbedded with laminated sand interpreted as overbank deposits. C) Sandy deposits of Lower Unit (Novo Remanso Formation) in the Novo Remanso locality overlying Cretaceous rocks. D) Stone layer in the contact between lower and upper units. E) Intraformational gravel at the base of the Lower Unit. F) Ferruginized stratified sand of the Lower Unit at town of Autazes.....	88
Figure 4-	Measured section of the Novo Remanso Formation (Lower Unit) at town of	

	Manacapuru. A) The unconformity between Upper Miocene-Pliocene deposits with Upper Unit. The palynological content observed in mudstone of point bar deposits indicated the Miocene-Pliocene age. B) Massive pelite with (C) wood and leaves remains of Upper Unit. D) Aluminum tubes used in the sampling for luminescence analysis of Lower Unit (Novo Remanso Formation).....	90
Figure 5-	Measured sections of the Upper Unit in Madeirinha River with predominance of point bar deposits. A) Massive to laminated pelite beds interbedded with medium-grained sand layers with climbing ripple cross lamination. B) Contact between Upper Unit and modern terrace deposits (T1). C) Ferruginized bar of Lower Unit exposed during dry season at right margin of Madeirinha River. D) Wavy-flaser bedding. E) subhorizontal trace fossil.....	92
Figure 6-	The lateritic crust and ferruginized horizon in Autazes region. I) Measured section of Lower Unit overlying Cretaceous rocks. II) The unconformity is marked by ferruginous duricrust horizon and the Lower Unit is completely ferruginized. A) and B), The ferruginized sediments exhibit elongated porous that follow the relicts of even parallel stratification conferring a cavernous aspect. C) and D) the open framework of sediments is completely cemented by iron hydroxides and the grains have corroded borders. E) Rounded fragment of ferruginous sandstone cemented by (F) hematite. G) and H) Pisolites cemented by goethite.....	94
Figure 7-	Chart summarizing the correlation of the sea-level, depositional history and development of lateritic surfaces and ferruginization events in the Central-Eastern Amazonia. Red lines mark the phases of sea level fall during Tortonian (TSLF) and Last Glacial Maximum (LGM) of Late Pleistocene...	96
Figure 8-	Dose response curves of studied samples. A) The equivalent dose based on OSL signal measured in quartz aliquot of P1-CAST-AM-1 is unreliable that maximum dose can be estimated ($2D_0 = 108$ Gy). B) The equivalent dose of BMR-231 sample based on pIRIR signal measured in feldspar aliquot can be estimated ($D_e = 411.7$ Gy), since it is below the maximum dose ($2D_0 = 953.07$ Gy). C) The equivalent dose of P7-RT-2 sample based on TT-OSL signal measured in quartz aliquots can be estimate ($D_e = 357.7$ Gy), however, the linear dose response suggest unreliable maximum dose. D) The linear TT-OSL dose response was proven for high values of given dose of BMR-243 sample.....	102

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 2- MATERIAL E MÉTODOS

Tabela 1- Especificações do dado SRTM obtido. Adaptado de USGS, 2017.....	10
Tabela 2- Lista de cenas SRTM 1 Arc-Second Global Elevation.....	10

CAPÍTULO 3 - NEW EVIDENCES FROM FOSSIL LEAVES AID RECOGNITION PRE-CENOZOIC FLUVIAL DRAINAGE IN EAST AMAZONIA

Tabela 1- Descrição de fácies e identificadas e processos deposicionais interpretados na Ponta do Curuá.....	19
--	----

CAPÍTULO 4 - THE AMAZON RIVER DEPOSITS: LUMINESCENCE CHRONOLOGY AND LATE NEOGENE-QUATERNARY GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION OF CENTRAL-EASTERN AMAZONIA

Table 1- Equivalent doses, dose rates and burial ages for samples.....	60
--	----

CAPÍTULO 5 - THE PLEISTOCENE AMAZONIA? DISCUSSION ABOUT THE ACCURACY AND PRECISION OF OSL AGES IN LATE NEOGENE TO QUATERNARY DEPOSITS OF THE CENTRAL-EASTERN AMAZONIA

Table 1- Dose rate and radionuclides concentration of studied sediments.....	99
Table 2- Protocols used for equivalent dose estimation and luminescence sensitivity measurements of the studied samples.....	101
Table 3- Maximum doses ($2D_0$) that can be estimated using the OSL and pIRIR signals.....	102
Table 4- Data of dose-recovery tests.....	104
Table 5- Luminescence sensitivity results for studied samples. *(Sawakuchi et al 2018).....	109

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	ii
RESUMO	iv
ABSTRACT	vi
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABELAS	xiii
CAPÍTULO 1	1
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 ORGANIZAÇÃO DA TESE.....	2
1.3 OBJETIVOS.....	3
1.4 ÁREA DE ESTUDO.....	3
1.5 O REGISTRO GEOLÓGICO DA DRENAGEM NA AMAZÔNIA DURANTE O MESOZOICO-CENOZOICO.....	3
1.5.1 Aspectos gerais	3
1.5.2 Formação Alter do Chão	5
1.5.3 Formação Novo Remanso	6
1.5.4 Depósitos pleistocenos	7
1.5.5 Depósitos aluvionares ativos	7
CAPÍTULO 2	8
1 MATERIAL E MÉTODOS.....	8
1.1 ANÁLISE DE FÁCEIS.....	8
1.2 GEOCRONOLGIA POR LUMINESCÊNCIA.....	8
1.3 IMAGENS DE SATÉLITES SRTM-DEM E ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA.....	10
1.4 PALEOBOTÂNICA.....	11
CAPÍTULO 3 - NEW EVIDENCES FROM FOSSIL LEAVES AID RECOGNITION PRE-CENOZOIC FLUVIAL DRAINAGE IN EAST AMAZONIA	12
1 INTRODUÇÃO.....	12
2 ARCABOUÇO GEOLÓGICO.....	13
2.1 BACIA DO AMAZONAS.....	13
2.2 A SEDIMENTAÇÃO CRETÁCEA DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO.....	14
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	15
3.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ELEMENTOS ARQUITETURAIS.....	15
3.2 PALEOBOTÂNICA.....	15
4 RESULTADOS.....	17
4.1 FÁCEIS E ELEMENTOS ARQUITETURAIS.....	17
4.1.1 Preenchimento de canal (AF1)	21
4.1.2 Depósitos de planície de inundação (AF2)	26
4.2 RESULTADO TAXONÔMICO – DIAGNOSE DOS MORFOTIPOS.....	28
5 DISCUSSÃO.....	37
5.1 CONDIÇÕES PALEOAMBIENTAIS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO.....	37
5.2 A FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO NO CONTEXTO CRONOLÓGICO DA AMAZÔNIA.....	41
6 CONCLUSÃO.....	42
CAPÍTULO 4 - THE AMAZON RIVER DEPOSITS: LUMINESCENCE	

CHRONOLOGY AND LATE NEOGENE-QUATERNARY GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION OF CENTRAL-EASTERN AMAZONIA	43
1 INTRODUCTION	44
2 GEOLOGICAL SETTING	46
3 MATERIAL AND METHODS	49
3.1 SEDIMENTOLOGY AND STRATIGRAPHY	49
3.2 MORPHOSTRATIGRAPHY.....	49
3.3 LUMINESCENCE GEOCHRONOLOGY	50
4 THE AMAZON RIVER SUCCESSION	51
4.1 MORPHOLOGICAL FEATURES.....	51
4.2 STRUCTURAL LINEAMENTS.....	56
4.3 LUMINESCENCE GEOCHRONOLOGY.....	58
4.4 SEDIMENTARY SUCCESSION.....	61
5 DISCUSSION	66
5.1 LUMINESCENCE AGES OF CENTRAL-EASTERN AMAZONIA.....	66
5.2 LUMINESCENCE GEOCHRONOLOGY OF THE AMAZON CENOZOIC UNITS: DISCUSSION.....	68
5.3 CORRELATION WITH THE CENOZOIC UNITS OF CENTRAL AMAZONIA.....	69
5.4 THE ROLE OF TECTONICS IN THE DRAINAGE EVOLUTION OF AMAZON RIVER.....	69
6 THE AMAZON RIVER EVOLUTION	70
6.1 PRE-QUATERNARY PHASE (BEFORE 2 MA): THE PROTO-AMAZON	70
6.2 THE MODERN AMAZON RIVER: PLEISTOCENE PHASE.....	72
6.3 THE MODERN AMAZON RIVER: HOLOCENE PHASE.....	73
7 CONCLUSION	76
CAPÍTULO 5 - THE PLEISTOCENE AMAZONIA? DISCUSSION ABOUT THE ACCURACY AND PRECISION OF OSL AGES IN LATE NEOGENE TO QUATERNARY DEPOSITS OF THE CENTRAL-EASTERN AMAZONIA	
1 INTRODUCTION	79
2 OSL AGE IN CENTRAL AMAZONIA	82
3 SEDIMENTARY UNITS	83
4 LATERITIC PALEOSOILS AND FERRUGINIZED HORIZONS	93
5 THE LUMINESCENCE GEOCHRONOLOGY IN CETRAL- EASTERN AMAZONIA	96
5.1 SAMPLE COLLECTION AND LABORATORY PROCEDURE.....	96
5.2 DOSE RATE MEASUREMENTS.....	97
5.3 LUMINESCENCE MEASUREMENTS AND EQUIVALENT DOSE ESTIMATIVE.....	100
5.4 NEW SIGNAL FROM LUMINESCENCE DATING.....	102
5.4.1 Thermally-transferred OSL measurements – TT-OSL	103
5.4.2 Feldspar infrared stimulated luminescence measurements p-IRIR	105
5.5 LUMINESCENCE MEASUREMENTS IN MODERN SEDIMENTS.....	106
5.6 LUMINESCENCE MEASUREMENTS IN MIOCENE ROCKS.....	107
5.7 OPTICALLY STIMULATED LUMINESCENCE SENSITIVITY MEASUREMENTS.....	107
6 CONCLUSION	109
CAPÍTULO 5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS	111
REFERENCIAS	113

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

A presença do Rio Amazonas talvez seja a característica mais marcante na paisagem da Amazônia, principalmente por ser a maior rede de drenagem do mundo, ocupando uma área de cerca de $6.2 \times 10^6 \text{ km}^2$ (Revenga *et al.* 1998). A complexidade deste sistema fluvial é visualizada nos diversos padrões de drenagem ao longo do seu curso, apresentando trechos do tipo entrelaçado, meandrante e anastomosado (Kalliola *et al.* 1992, Mertes *et al.* 1996, Latrubesse & Franzinelli 2002, Rozo *et al.* 2012), padrão denominado *anabanching* (cf. Nanson & Knighton 1996). Os processos evolutivos que o sistema fluvial do Rio Amazonas passou até assumir esta configuração e dimensão atual tiveram papel fundamental como modelador da paisagem amazônica que, por sua vez, impulsionou gatilhos biológicos que hoje define a Amazônia como sendo a região com maior diversidade e endemismo do planeta.

Nos últimos anos, os modelos de evolução de paisagem da Amazônia vêm sendo amplamente discutidos, sempre em escala regional, com base em estudos no oeste da Amazônia (Roddaz *et al.* 2005, Campbell *et al.* 2006, Hoorn *et al.* 2010, Latrubesse *et al.* 2010), em regiões *offshore* (Dobson *et al.* 2001, Harris & Mix 2002, Figueiredo *et al.* 2009, Gorini *et al.* 2014, Hoorn *et al.* 2017, van Soelen *et al.* 2017) ou até mesmo modelamentos numéricos (Shepard *et al.* 2010, Eakin *et al.* 2014, Sacek 2014). Os modelos propostos sugerem que ao longo de todo o Neogeno, e principalmente durante o Quaternário, as mudanças na paisagem da Amazônia foram marcadas por profundas variações nos sistemas de drenagens (Hoorn *et al.* 2010, Latrubesse *et al.* 2010, Nogueira *et al.* 2013, Rossetti *et al.* 2015). Estas profundas modificações foram direcionadas por eventos tectônicos (Hoorn *et al.* 2010, Latrubesse *et al.* 2010), mudanças climáticas (Campbell *et al.* 2006, Nogueira *et al.* 2013, Baker & Fritz 2015) e do nível do mar (Figueiredo *et al.* 2009).

Apesar desta história meso-cenozoica ter sido sinteticamente visualizada, é necessária uma análise detalhada dos eventos que ocorreram na Amazônia Central. Entretanto, o registro da evolução do Rio Amazonas no interior do continente encontra-se parcialmente encoberto pela densa cobertura vegetal ou, quando expostos, são obliterados pelo intenso intemperismo atuante na região. Paleosuperfícies marcadas por crostas lateríticas-bauxítica (Costa 1991, Kotschoubey & Truckenbrodt 2005, Costa *et al.* 2014) são o registro de processos polifásicos de intemperismo sob clima úmido da região durante o Cenozoico. Apesar destas superfícies

serem utilizadas como balizadores estratigráficos de diversas propostas evolutivas (Rossetti *et al.* 2004, Dino *et al.* 2012, Nogueira *et al.* 2013) estas características dificultam o posicionamento estratigráfico por palinologia e datação por radiocarbono, cujo alcance de datação atinge até 40 (Rossetti *et al.* 2005). Recentemente trabalhos utilizando a datação por luminescência opticamente estimulada têm permitido expandir o limite de datação e identificar eventos de sedimentação fluvial até o Pleistoceno Tardio (Rossetti *et al.* 2015, Gonçalves Jr. *et al.* 2016, Cremon *et al.* 2016) e Pleistoceno Médio (Pupim *et al.* 2016). Entretanto, ainda pairam muitas dúvidas acerca das idades obtidas e sobre o limite de datação, uma vez que os protocolos utilizados nesta técnica estão sendo aperfeiçoados e ainda novos vem sendo implementados (Wintle & Adamiec 2017).

A organização cronoestratigráfica é de fundamental importância para definir desde os estágios prévios, até fases evolutivas que levaram a instalação da drenagem transcontinental, que originou o Rio Amazonas. Desta forma, este trabalho visa contribuir com uma visão crítica sobre os depósitos aflorantes da porção Centro-Oeste da Bacia do Amazônia afim de discutir as mudanças paleoambientais e paleogeográficas desde o final do Neógeno. Para isto foi realizado um estudo paleobotânico do embasamento cretáceo relacionado à Formação Alter do Chão, bem como a descrição sedimentológica e estratigráfica, classificação morfológica, e ainda o uso de técnicas de luminescência de depósitos da sucessão aluvionar do Rio Amazonas. O uso destas diversas técnicas permitiu identificar quais foram as fases evolutivas que levaram a instalação da drenagem transcontinental e a sua relação na construção da paisagem da região

1.2. ORGANIZAÇÃO DA TESE

A tese está organizada em seis capítulos. O primeiro capítulo apresenta a problemática a ser discutida e os objetivos a serem alcançados no decorrer da tese, localiza a área estudada e faz a caracterização do registro geológico da Bacia do Amazonas. O segundo capítulo descreve os métodos que foram utilizados para a obtenção dos resultados utilizados para a elaboração dos artigos que compõem os capítulos 3, 4 e 5. O terceiro capítulo apresenta os resultados sedimentológicos e estratigráficos e a descrição do registro paleobotânico de rochas da Formação Alter do chão que precede a profunda reconfiguração da drenagem cenozoica sistematizada no capítulo 4. O quarto capítulo integra os resultados de sedimentologia, estratigrafia, análises de luminescência e descrição morfológica da sucessão aluvionar do Rio Amazonas e o significado desta na construção da paisagem da porção centro-oeste da Bacia do Amazonas. O quinto capítulo apresenta uma discussão de trabalhos prévios de

luminescência na Amazônia Central a luz dos resultados obtidos no capítulo anterior para fortalecimento da construção do arcabouço cronoestratigráfico cenozoico da Bacia do Amazonas. O sexto capítulo apresenta as considerações finais mediante a integração dos resultados encontrados nesta pesquisa.

1.3. OBJETIVOS

Este trabalho de pesquisa pretende contribuir no entendimento da sedimentação na porção centro-oeste da Bacia do Amazonas ao final do Neógeno e Quaternário, através dos seguintes objetivos específicos: 1) Reconstituição paleoambiental; 2) Descrição e definição do arcabouço litoestratigráfico cenozoico da bacia.

Respondendo, dessa forma, perguntas como:

- 1) Quais os sistemas deposicionais presentes na porção centro-oeste da Bacia do Amazonas ao final do Neógeno e Quaternário e os seus significados paleoambientais e paleogeográficos?
- 2) Quais foram os eventos responsáveis pela sedimentação durante o Neógeno da porção centro-oeste da Bacia do Amazonas?
- 3) Qual foi o papel desempenhado pela construção da drenagem transcontinental do Rio Amazonas na paisagem da região?

1.4. ÁREA DE ESTUDO

A área estudada localiza-se na região norte do Brasil, nos estados do Amazonas e Pará. No Estado do Pará o estudo concentrou-se nas proximidades da cidade de Santarém, em escarpas fluviais nas margens dos rios Amazonas e Tapajós. No Estado do Amazonas o estudo concentrou-se nas proximidades das cidades de Manaus, Autazes, Novo Remanso e Parintins, em cortes de estrada ao longo da BR-319 e também em escarpas fluviais nas margens dos rios Solimões, Madeira, Madeirinha e Amazonas (Figura 1).

1.5. O REGISTRO GEOLÓGICO DA DRENAGEM NA AMAZÔNIA DURANTE O MESOZOICO-CENOZOICO

1.5.1. Aspectos gerais

Terraços fluviais e depósitos pré-quaternários, expostos na atual calha do Rio Amazonas, guardam registros da história evolutiva da drenagem na Amazônia desde o NeoCretáceo. O Rio Amazonas desenvolve-se em uma extensa depressão intracratônica

localizada entre os Escudos das Guianas e Brasil Central e corta as bacias do norte da América do Sul. No território brasileiro este rio corta as bacias do Acre, Solimões, Amazonas e bacias do Gráben do Marajó, e deságua no Oceano Atlântico com captura de sedimentos na bacia da Foz do Amazonas (Caputo 1984, Cunha *et al.* 2007, Figueiredo *et al.* 2007). O estudo esteve concentrado em rochas e depósitos expostos na Bacia do Amazonas.

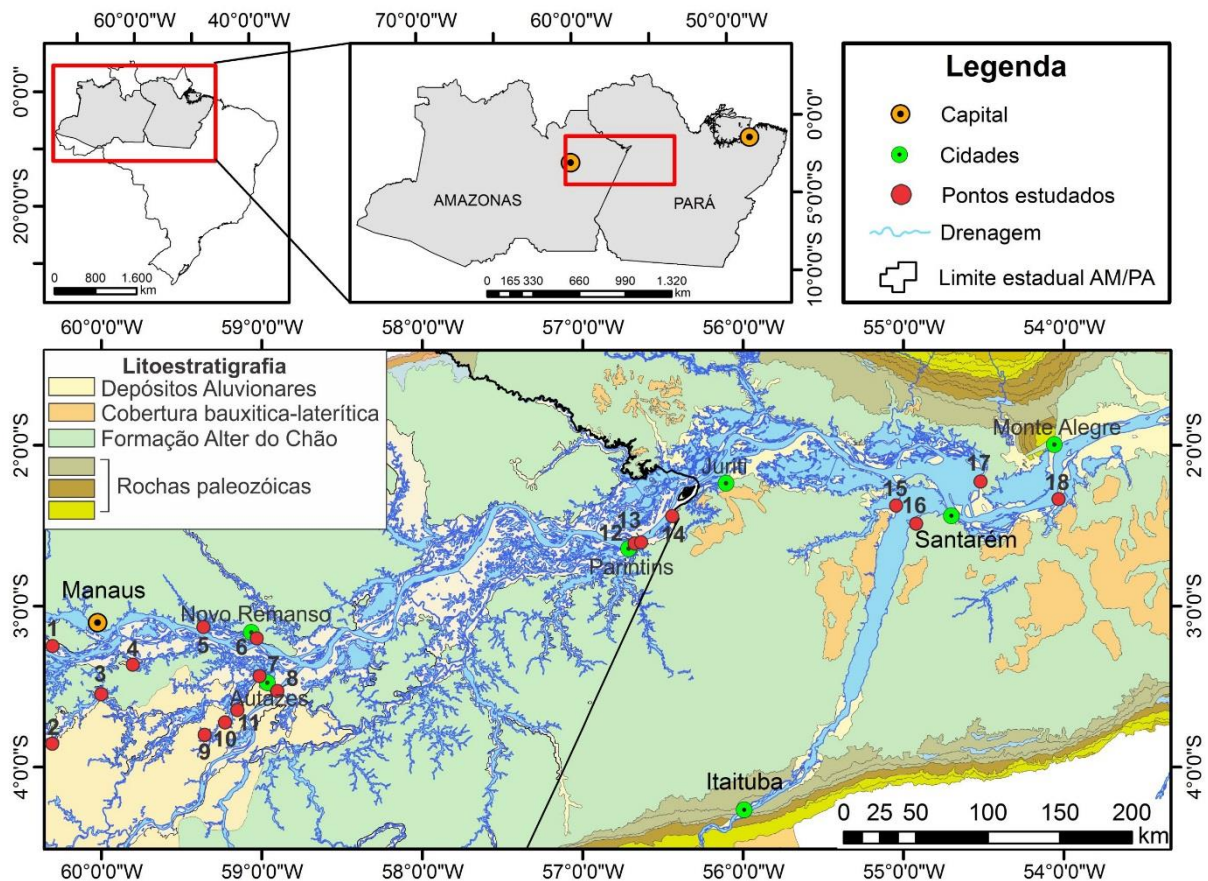


Figura 1: Mapa geológico simplificado da Bacia do Amazonas e localização dos pontos estudados (CPRM 2010). Pontos estudados: 1- Manacapuru; 2- Rio Tupana; 3- Rio Castanho; 4- Paraná do Arapá; 5- São José do Amajari; 6- Novo Remanso; 7- Autazes; 8- Rio Madeira; 9, 10, 11- Rio Madeirinha; 12- Parintins; 13- Vila Amazônia; 14- Serra de Parintins; 15- Rio Tapajós; 16- Ponta do Cururu; 17- Santana do Tapará; 18- Ponta do Curuá.

A Bacia do Amazonas é caracterizada por ser uma depressão intracratônica com orientação do eixo principal Leste-Oeste e Noroeste-Sudoeste, ocupa uma região de 500.000 km² com preenchimento sedimentar e ígneo de 5.000 m (Caputo 1984, Cunha *et al.* 2007). Os limites norte e sul são constituídos por rochas pré-cambrianas do Escudo das Guianas e do Brasil Central, respectivamente (Cunha *et al.* 2007). À Oeste, o Arco de Purus a separa da Bacia do Solimões, enquanto que à leste é separada do sistema do Gráben do Marajó pelo Arco de Gurupá (Caputo 1984). O embasamento da bacia é composto por rochas cristalinas das faixas móveis Ventuari-Tapajós, Maroni-Itacaiúnas e um núcleo central mais antigo,

denominado Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 1999, Santos *et al.* 2000). Na Bacia do Amazonas, o registro da drenagem mesozoico-cenozoico é constituído por rochas e depósitos das formações Alter do Chão (Cretáceo Superior), Solimões e Novo Remanso (Mioceno Superior - Plioceno) e depósitos quaternários, agrupadas no Grupo Javari da mega-sequência Mesozoica-Cenozoica da bacia (Cunha *et al.* 2007). Estas unidades foram depositadas sob influência dos eventos tectônicos ligados à abertura do Oceano Atlântico e da Orogenia Andina (Caputo 1991, Mertes *et al.* 1996, Cunha *et al.* 2007).

1.5.2. Formação Alter do Chão

A Formação Alter do Chão é a unidade siliciclástica de maior expressão que aflora na Bacia do Amazonas, depositada sobre a discordância pré-cretácea, no topo de rochas paleozoicas (Caputo 1991, Cunha *et al.* 2007). Esta formação possui, na porção central da Bacia do Amazonas, um total de 600 m de espessura, constituída predominantemente por conglomerados e arenitos de coloração avermelhada, amarelada ou esbranquiçada, podendo ocorrer pelitos e arenitos grossos (Albuquerque 1922, Daemon 1975, Caputo 1984, Cunha *et al.* 2007). Dino *et al.* (1999) divide esta formação em duas sequências deposicionais: (i) a sequência 1 depositada em ambiente de canal fluvial meandrante a anastomosado e eólico; e (ii) a sequência 2 depositada em ambiente fluvio-deltaico. Depósitos de planícies e leques aluviais estariam restritos à porção oriental da bacia (Cunha *et al.* 2007). O caráter estritamente continental foi questionado por Rossetti & Neto (2006), que através de análise faciológica e icnológica sugeriram influência de maré para a porção superior desta formação.

A deposição da Formação Alter do Chão é associada à abertura do Oceano Atlântico e eventos de subsidência tectônica na região dos Andes, que afetaram a Plataforma Sul-Americana, durante a Reativação Waldeniana ou Ativação Meso-Cenozoica (Campos & Teixeira 1988, Isacks 1988, Zalán 2004, Cunha *et al.* 2007, Hoorn *et al.* 2010, Soares Júnior *et al.* 2011). O relaxamento tectônico ocorrido após a atuação de esforços compressivos, relacionados ao Diastrofismo Juruá, possibilitou a implantação de um sistema fluvial de alta energia que corria para oeste e se estendia da Bacia do Amazonas até as bacias subandinas (Caputo 1984, Cunha *et al.* 1994, Cunha *et al.* 2007, Mapes 2009, Mendes 2015).

O caráter arenoso e o desenvolvimento de superfícies intempéricas no topo da Formação Alter do Chão dificultam a obtenção de uma idade precisa para esta formação. Entretanto, dados palinológicos de subsuperfície, da porção média e basal, indicam idade variando do Albiano ao Turoniano (Daemon & Contreras 1971, Daemon 1975, Dino *et al.*

1999). O primeiro registro de idade cretácea para esta formação foi sugerido por Price (1960), através de um dente classificado como pertencente a classe Therapoda, em furo de sondagem na região de Nova Olinda. O desenvolvimento de superfície estratigráfica marcada por paleossolo laterítico-bauxítico, correlacionável em toda região amazônica, sobre a Formação Alter do Chão, reforça este intervalo de idade, cretácea a pré-paleógena (Truckenbrodt *et al.* 1982, Boulagé & Carvalho 1997, Lucas 1997, Horbe *et al.* 2014). A identificação das formações Novo Remanso e Solimões, de idade miocênica, sobre a Formação Alter do Chão auxiliam no posicionamento dessa formação (Rozo *et al.* 2005, Dino *et al.* 2012, Nogueira *et al.* 2013, Guimarães *et al.* 2015). Caputo (2011) questionou este posicionamento estratigráfico e atribuiu idade Paleoceno-Mioceno para os depósitos da Formação Alter do Chão. Este mesmo autor definiu uma nova unidade, a Formação Jazida da Fazendinha para as rochas de idade cretácea.

1.5.3. Formação Novo Remanso

A Formação Novo Remanso possui espessura reduzida e uma pequena distribuição areal, exposta somente na porção oeste da Bacia do Amazonas e recobre discordantemente de maneira regional rochas cretáceas da Formação Alter do Chão (Rozo *et al.* 2005, Cunha *et al.* 2007, Abinader, 2008, Dino *et al.* 2012). Esta formação é constituída por arenitos de granulometria fina a grossa e pelitos de coloração avermelhada e amarelada, com porções intensamente ferruginizadas, atribuídos a depósitos de canal fluvial meandrante (Abinader 2008, Rozo *et al.* 2005, Dino *et al.* 2012).

A deposição desta formação é associada a reativação de falhas, relacionadas ao soerguimento da porção central do Andes, que promoveu a formação de sub-bacias separadas por arcos estruturais e a reorganização dos sistemas de drenagem na Amazônia a partir do Paleógeno (Bemerguy & Costa 1991, Cunha *et al.* 2007, Wanderley Filho 1991).

A Formação Novo Remanso é correlacionada em idade à Formação Barreiras, da porção costeira da Amazônia (Rossetti 2004, Dino *et al.* 2012). Abinader (2008), através da identificação de superfícies estratigráficas, dividiu a Formação Novo Remanso em porção superior e inferior. Esta divisão foi acompanhada por Dino *et al.* (2012), que através da descrição do conteúdo polínico sugeriu a deposição da porção superior desta formação durante o Mioceno Médio. Guimarães *et al.* (2015) refinou as análises de Dino *et al.* (2012), aumentando o intervalo de deposição até o Plioceno.

1.5.4. Depósitos pleistocenos

Depósitos pleistocenos têm sido descritos na porção oeste da Bacia do Amazonas (Soares *et al.* 2010, Fiore *et al.* 2014, Gonçalves Jr. *et al.* 2016). Recentemente, depósitos desta idade foram descritos no norte e sudoeste da Amazônia por Rossetti *et al.* (2015). Estes depósitos apresentam uma grande extensão em toda a Amazônia e representam um sistema fluvial e lacustre com migração para Leste, em direção ao Oceano Atlântico (Rossetti *et al.* 2005, Soares *et al.* 2010).

A deposição destes sedimentos é associada a eventos tectônicos, que possibilitaram a deposição de um sistema fluvial meandrante, registrada na Bacia do Solimões pela Formação Içá (Rozo 2012, Nogueira *et al.* 2013, Rossetti *et al.* 2015). Na Bacia do Solimões, a Formação Içá recobre de forma discordante a Formação Solimões (Maia *et al.* 1977, Rossetti *et al.* 2005, Horbe *et al.* 2013, Nogueira *et al.* 2013). A Formação Içá tem sido posicionada estratigraficamente no Plioceno-Pleistoceno (Maia *et al.* 1977; Rossetti *et al.* 2005) e, mais recentemente, através de dados palinológicos, no Pleistoceno (Nogueira *et al.* 2013). Rossetti *et al.* (2015) baseados em idades obtidas por datação por luminescência opticamente estimulada posicionaram os depósitos pleistocenos da Amazônia Central no Pleistoceno Médio a Tardio.

1.5.5. Depósitos aluvionares ativos

A planície aluvionara ativa do Rio Amazonas tem sido descrita, principalmente, por métodos de sensoriamento remoto (Kalliola *et al.* 1992, Mertes *et al.* 1996, Latrubesse & Franzinelli 2002, Rozo *et al.* 2012). Estes depósitos são constituídos por unidades morfoestratigráficas holocênicas de depósitos de *scroll-bars*, depósitos de planície de inundação e depósitos de canal ativo (Mertes *et al.* 1996, Latrubesse & Franzinelli 2002, Soares 2007, Rozo *et al.* 2012). As características morfológicas do Rio Amazonas têm sido discutidas em relação ao padrão de canal que melhor descreve essa drenagem fluvial como a maior do mundo (Kalliola *et al.* 1992, Mertes *et al.* 1996, Rozo *et al.* 2012). O Rio Amazonas tem sido descrito com trechos anastomosados, passando para trechos meandrantés com multi-canais (Kalliola *et al.* 1992, Latrubesse 2008, Rozo *et al.* 2012).

CAPÍTULO 2

1. MATERIAL E MÉTODOS

1.1. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

A descrição e o modelamento de fácies seguiram o modelo proposto por Walker (1992). Este modelo parte da identificação de fácies como sendo um corpo de rocha com características que o diferenciam dos corpos de rochas adjacentes, tais como litologia predominante, e/ou estruturas sedimentares e biológicas geradas pelas variações nos processos sedimentares (Cross & Homewood 1997). No modelamento de fácies proposto por Walker (1992) as fácies geneticamente relacionadas são agrupadas em associações de fácies. A análise de sucessão vertical de fácies e de elementos arquiteturais é de fundamental importância na reconstituição paleoambiental do sistema deposicional (Reading 1980, Allen 1983, Miall 1992). O empilhamento vertical de fácies é ilustrado por perfis litoestratigráficos segundo o modelo proposto por Wizevic (1991). O empilhamento vertical, auxiliado pela confecção de seções panorâmicas contribui na identificação de elementos arquiteturais em afloramentos com grande continuidade lateral (Allen 1983, Miall 1985). Além disso, são identificadas e ordenadas superfícies estratigráficas de acordo com a magnitude dos processos sedimentares. Desta forma, são identificados ciclos de acordo com o tempo dos processos sedimentares que atuaram durante a deposição, como processos de erosão ou de não deposição (Allen 1983).

1.2. GEOCRONOLOGIA POR LUMINESCÊNCIA

Em campo, após a análise da sucessão vertical de fácies, foram coletadas amostras para análises de luminescência. Para a coleta de amostras foram utilizados tubos opacos de pvc ou alumínio com cerca de 30 cm de comprimento e 5 cm de diâmetro. Os tubos foram inseridos horizontalmente no nível de coleta e após a retirada, as extremidades foram vedadas para evitar exposição à luz solar e contaminação das amostras (Sallun *et al.* 2007). Foram testados ao todo três protocolos de luminescência. O protocolo de luminescência estimulada em quartzo por regeneração de alíquota única (*single aliquot regenerative* - SAR), proposto por Murray & Wintle (2000), o protocolo utilizando o sinal de infravermelho em feldspatos (*feldspar infrared stimulated luminescence* - pIRSL), proposto por Buylaert *et al.* (2012) e o protocolo utilizando o

sinal a partir de OSL de transferência térmica (*thermally transferred optically stimulated luminescence* - TT-OSL) proposto inicialmente por Wang *et al.* (2006) e adaptada por Adamiec *et al.* (2010).

A datação por OSL é baseada nas propriedades que os cristais de minerais contidos nos sedimentos com a radiação ionizante (radiação- γ , partícula- β e partícula- α) ao longo do tempo. Quando em superfície, os sedimentos estão sujeitos à exposição de radiação ambiental devido aos radionuclídeos das séries do tório e do urânio, ao potássio-40 e devido à radiação cósmica. Caso o sedimento continue em superfície, esta radiação não será acumulada, devido o sinal ser fotoesvaziado quando exposto à luz solar. O acúmulo de radiação somente irá ocorrer quando os sedimentos forem soterrados. Esta radiação acumulada até o momento da coleta é chamada de dose equivalente (D_e) mensurada em grays (Gy). Em laboratório é possível calcular a taxa de dose de radiação ambiental através da concentração de radionuclídeos presentes na amostra utilizando espectrometria de raios gama de alta resolução. Desta forma, a razão entre a dose equivalente e a taxa de dose, calcula-se a idade (Equação 1) (Rhodes 2011).

$$\text{Idade (anos)} = D_e \text{ (Gy)} / \text{taxa de dose (Gy anos}^{-1}\text{)} \quad (1)$$

O uso do sinal OSL passou a ser amplamente utilizado em estudos geológicos após a formalização do protocolo SAR por Murray & Wintle (2000). Apesar da possibilidade de datar sedimentos acima do limite de datação por C^{14} , a luminescência estaria limitada a estimar idades de aproximadamente 150 ka em quartzo (Murray & Wintle 2000, Wintle & Murray 2006). Na tentativa de se expandir os limites de datação, novos sinais de luminescência têm sido investigados (Wintle e Adamiec 2017). Neste sentido o sinal TT-OSL, baseado em transferência térmica seria capaz de determinar doses da ordem de 10^3 Gy. Este protocolo é baseado na remoção do sinal OSL, seguido de pré-aquecimento do quartzo, que ocasiona transferência de cargas para armadilhas OSL, originando o sinal (Wang *et al.* 2006). Outro protocolo alternativo utiliza o sinal de luminescência estimulada por infravermelho (*infrared stimulated luminescence*, IRSL) de feldspato potássico (Preusser *et al.* 2006). Este sinal possui saturação em torno de 1 kGy. Dentre os sinais estudados o que apresenta maior estabilidade é o sinal pIRIR 290° C é obtido por estimulação por infravermelho a 290° C após estimulação por infravermelho a 50° C (Thiel *et al.* 2011). O sinal pIRIR-290° C tem fotoesvaziamento (*bleaching*) mais lento sob luz solar, que gera sinais residuais correspondentes à dose da ordem de 20 Gy (Buylaert *et al.* 2012).

1.3. IMAGENS DE SATÉLITES SRTM-DEM E ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA

Os dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) foram obtidos da plataforma *Earth Explorer*, disponibilizados pelo *United States Geological Survey* (USGS) (Tabela Y). Para este trabalho foi utilizada a coleção de dados SRTM 1 *Arc-Second Global Elevation*, com cobertura global de dados em resolução de 1 arco de segundo (30 m). Os arquivos SRTM apresentam malhas de pontos de elevação regularmente espaçados e obtidos no formato GeoTIFF (formato raster padrão em softwares SIG), com raster de 25 Mb. Foram utilizadas 36 cenas, entre as latitudes 2°S/5°S e longitude 54°W/62°W, que recobrem uma área de 442.400 km², compreendendo uma faixa de dados de mais de 1.000 km de extensão. As cenas e suas disposições na área de estudo estão esquematizadas na Figura 2 e Tabela 1, respectivamente. Os produtos obtidos por estes sensores foram tratados nos programas ArcGis 9 e Global Mapper 16 para a caracterização morfológica dos depósitos estudados e a relação destes com os canais de drenagem ativos e as rochas do embasamento. A descrição morfológica foi sustentada pelo trabalho de mapeamento de campo ao longo da calha do Rio Amazonas e tributários.

Tabela 1: Especificações do dado SRTM obtido. Adaptado de USGS, 2017.

Coleção	SRTM 1 Arc-Second Global Elevation
Resolução especial	30m
Formato do raster	GeoTIFF
Tamanho do raster	Cenas de 1 grau (cerca de 111 km)
Projeção	Geográfica
Datum horizontal	WGS84
Datum vertical	EGM96 (Earth Gravitational Model 1996)

Tabela 2: Lista de cenas SRTM 1 Arc-Second Global Elevation.

s02_w054	s02_w055	s02_w056	s02_w057	s02_w058	s02_w059
s02_w060	s02_w061	s02_w062	s03_w054	s03_w055	s03_w056
s03_w057	s03_w058	s03_w059	s03_w060	s03_w061	s03_w062
s04_w054	s04_w055	s04_w056	s04_w057	s04_w058	s04_w059
s04_w060	s04_w061	s04_w062	s05_w054	s05_w055	s05_w056
s05_w057	s05_w058	s05_w059	s05_w060	s05_w061	s05_w062

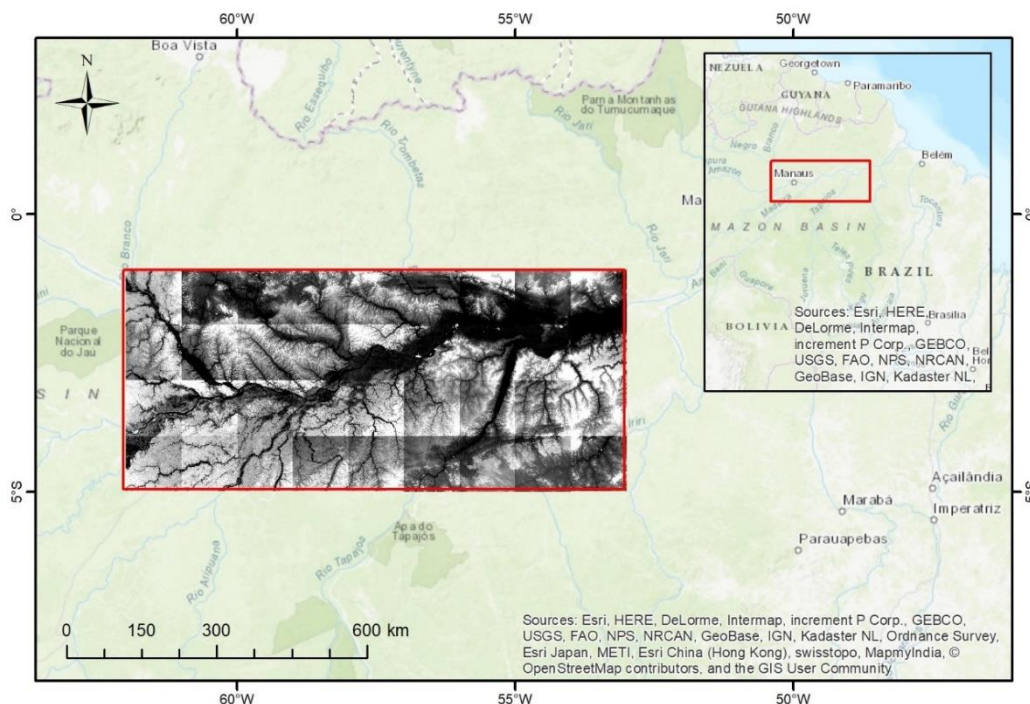


Figura 1: Cenas SRTM 1 Arc-Second Global Elevation utilizadas e sua disposição espacial.

1.4. PALEOBOTÂNICA

Em campo, após a análise da sucessão vertical de fácies, foram identificadas as camadas que ocorriam preservados impressões e contra-impressões de lamina foliares. Este nível foi identificado nos perfis colunares e os espécimes coletados para identificação em laboratório. Em laboratório as amostras foram fotografadas e agrupadas segundo o reconhecimento das principais arquiteturas foliares de elementos morfológicos. As lâminas foliares foram analisadas em detalhe com o auxílio de estereomicroscópio Zeiss, modelo Discovery V8 com câmara acoplada Axiocam ERc 5s. A descrição das estruturas de venação permitiu o agrupamento das folhas fósseis em morfotipos. Em alguns espécimens a ausência de algumas estruturas foliares como lâmina foliar de bordo, base ou de ápice não permitiu maior classificação e classificação do grupo de afinidade vegetal. Macro restos vegetais como estruturas germinativas, sementes e flores também foram descritos, entretanto estes não foram classificados. Na descrição da morfologia foliar foi utilizado o manual do *Leaf Architecture Working Group* (Ellis *et al.* 2009). A descrição dos danos causados por artrópodes seguiu o *Guide of Foliar Damage Tipe* (Labandeira *et al.* 2007). Para a identificação dos morfotipos utilizou-se a sigla ACC, relacionando a formação a qual ocorre o registro e o local de ocorrência, Formação Alter do Chão (AC), Afloramento Curuá (C), seguida de números de 1 a 8.

CAPÍTULO 3

NEW EVIDENCES FROM FOSSIL LEAVES AID RECOGNITION PRE-CENOZOIC FLUVIAL DRAINAGE IN EAST AMAZONIA

Isaac Salém A. A. Bezerra^a, Karen Adami Rodrigues^b & Afonso C. R. Nogueira^a

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brazil. E-mails: anogueira@ufpa.br, isaac.salem@hotmail.com.

^b Universidade Federal de Pelotas, Curso de Engenharia de Petróleo. Laboratório de Paleontologia, CEP 96080-000, Pelotas, Rio Grande do Sul, Brazil. karen@pq.cnpq.br

RESUMO

As rochas meso-cenozoicas da Bacia do Amazonas são a chave para desvendar a evolução dos grandes sistemas de drenagem e ordenar dos eventos paleogeográficos que ocorreram na Amazônia. Os depósitos estudados são atribuídos à Formação Alter do Chão, expostos na região da Ponta do Curuá. A análise de fácies e elementos arquiteturais dos depósitos permitiu interpreta-los como um sistema fluvial meandrante com carga mista, representado por depósitos de preenchimento de canal de barras conglomeráticas e barras de acreção lateral, além de depósitos de planície de inundação de canal abandonado e de inundação. O registro paleobotânico inédito para a porção aflorante da Formação Alter do Chão é representado por oito grupos morfológicos com possíveis afinidades às famílias Moraceae, Fagaceae, Malvaceae, Sapindaceae e Anarcadiaceae e Euphorbiaceae que tem seus registros a partir do Cretáceo Médio e Superior. As características morfológicas dos grupos foliares descritos sugerem condições predominantemente de clima tropical quente e úmido com possível transição climática ou sazonalidade para climas subtropical e temperado quente. Nestas condições, as características do canal eram influenciadas pelas variações hidrodinâmicas sazonais que refletem na dinâmica de avulsão e abandono de canal. O posicionamento estratigráfico das rochas da Formação Alter do Chão foi fundamental para compreender a profunda reconfiguração que a Bacia do Amazonas passaria durante o Cenozoico.

1. INTRODUÇÃO

Desde o Mesozoico, a Amazônia foi palco de grandes drenagens e importantes eventos de reconfiguração paleogeográfica que resultaram na paisagem e biodiversidade atual (Hoorn et al 2010). Um sistema de drenagem transcontinental com migração para

o Oceano Pacífico ocorreu no final do Mesozoico estendendo-se do leste da Amazônia até as bacias subandinas (Almeida 1974). Esta configuração dominava a paisagem da região leste da Amazônia, registrada nos estratos fluviais da Formação Alter do Chão (Cunha *et al.* 2007).

Apesar de registrar o estabelecimento de um importante sistema de drenagem, as condições paleoambientais e o posicionamento estratigráfico da Formação Alter do Chão não são consensuais. A idade cretácea desta formação foi sugerida através de palinóforos do Albiano ao Turoniano e dente de dinossauro da classe Theropoda, registros encontrados somente em subsuperfície (Price 1960, Daemon & Contreras 1971, Daemon 1975, Dino *et al.* 1999). Superfície considerada como paleogena, marcadas por horizontes bauxítico-laterítico balizam de forma indireta a porção aflorante como sendo pré-cenozoica (Truckenbrodt *et al.* 1982, Boulagé & Carvalho 1997, Lucas 1997, Horbe *et al.* 2014). Entretanto, Caputo (2011) questionou a idade cretácea e atribuiu idade Paleoceno-Mioceno. Da mesma forma, Rossetti & Neto (2006) questionaram o caráter estritamente continental e através de análise faciológica e icnológica sugeriram influência de maré. O real posicionamento estratigráfico e o entendimento das condições paleoambientais em que rochas mesozoicas da Bacia do Amazonas foram depositadas são fundamentais para compreender a reconfiguração paleoambiental e paleogeográfica que a drenagem cenozoica do Rio Amazonas promoveu na região amazônica.

O caráter arenoso e intemperizado das rochas aflorantes do leste da Amazônia dificulta sua individualização e a organização estratigráfica da Formação Alter do Chão. Este trabalho apresenta resultados baseados em estudos sedimentológicos e estratigráficos da porção aflorante da unidade, além do registro inédito da paleoflora para o Cretáceo Superior do Brasil. O estudo da diversidade da paleoflora contribuiu no entendimento das condições paleoambientais e na composição da paisagem do Cretáceo Superior nesta porção da Amazônia.

2. ARCABOUÇO GEOLÓGICO

2.1. BACIA DO AMAZONAS

A Bacia do Amazonas é uma depressão intracratônica que ocorre na porção leste e central da Amazônia, ocupando uma região de 500.000 km², com preenchimento sedimentar e ígneo de 5.000 m (Caputo 1984, Cunha *et al.* 2007). Esta bacia é limitada

a Oeste pelo arco de Purus e ao leste pelo Arco de Gurupá (Caputo 1984, Cunha *et al.* 2007). O embasamento da bacia é composto por rochas cristalinas das faixas móveis Ventuari-Tapajós, Maroni-Itacaiúnas e um núcleo central mais antigo, denominado Província Amazônica Central (Tassinari & Macambira 1999, Santos *et al.* 2000).

O preenchimento sedimentar meso-cenozoico da Bacia do Amazonas é agrupado na mega-sequência do Grupo Javari, depositado sob influência dos eventos tectônicos ligados à abertura do Oceano Atlântico e da Orogenia Andina (Caputo 1991, Cunha *et al.* 2007). Estes eventos de sedimentação estão registrados nas formações Alter do Chão (Cretáceo Superior), Solimões e Novo Remanso (Mioceno Superior a Plioceno) (Cunha *et al.* 2007) e nos depósitos quaternários que constituem a planície aluvionar atual do Rio Amazonas (Soares 2007).

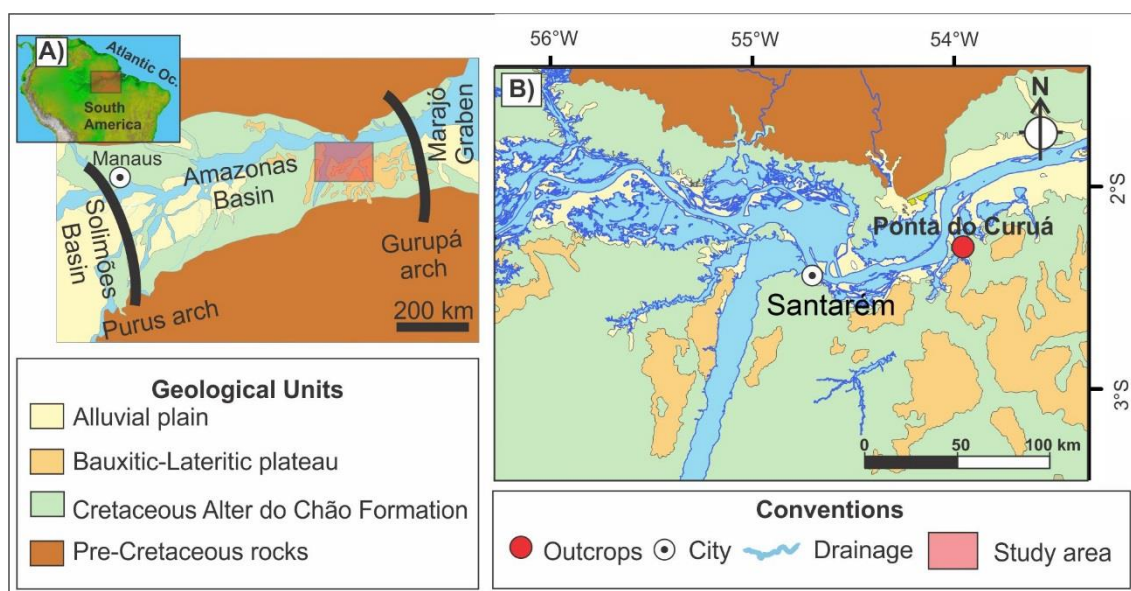


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo e afloramento da Formação Alter do Chão. A) Localização e arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas, C) Mapa geológico simplificado da área de estudo (CPRM 2010)

2.2. A SEDIMENTAÇÃO CRETÁCEA DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO

A Formação Alter do Chão é a unidade siliciclástica de maior expressão da Bacia do Amazonas, depositada sobre uma discordância pré-cretácea no topo de rochas paleozoicas (Caputo 1991, Cunha *et al.* 2007). Esta formação possui na porção central da bacia um total de 600 m de espessura, sendo constituída predominantemente por conglomerados e arenitos de coloração avermelhada, amarelada ou esbranquiçada, podendo ocorrer pelitos e arenitos grossos silicificados (Albuquerque 1922, Daemon 1975, Caputo 1984, Cunha *et al.* 2007).

A deposição desta formação é associada à abertura do Oceano Atlântico e eventos de subsidência tectônica na região dos Andes, que afetaram a Plataforma Sul-Americana, durante a Reativação Waldeniana ou Ativação Meso-Cenozoica (Campos & Teixeira 1988, Zalán 2004, Cunha *et al.* 2007). O relaxamento tectônico ocorrido após a atuação de esforços compressivos relacionados ao Diastrofismo Juruá possibilitou a implantação de um sistema fluvial de alta energia que corria para oeste, estendendo-se da Bacia do Amazonas até as bacias subandinas (Caputo 1984, Cunha *et al.* 2007).

O posicionamento cretáceo da Formação Alter do Chão foi inicialmente sugerido através da ocorrência de dente de Therapoda, descrito em furo de sondagem na região de Nova Olinda (Price 1960). Posteriormente, estudos utilizando a datação palinológica de subsuperfície das porções média e basal da formação indicaram idade variando do Albiano ao Turoniano (Daemon & Contreras 1971, Daemon 1975, Dino *et al.* 1999). O desenvolvimento de superfície estratigráfica marcada por paleossolo laterítico-bauxítico correlacionável em toda região amazônica sobre a Formação Alter do Chão, reforça o intervalo de idade cretácea a pré-paleógena (Truckenbrodt *et al.* 1982, Boulagé & Carvalho 1997, Lucas 1997, Horbe *et al.* 2014).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. ANÁLISE DE FÁCEIS E ELEMENTOS ARQUITETURAIIS

Os afloramentos estudados da Formação Alter do Chão ocorrem na forma de escarpas fluviais localizadas na Ponta do Curuá (UTM 21M 0829859/9742109), margem direita do Rio Amazonas, distante cerca de 74 km de Santarém, Norte do Brasil. Em campo foram identificadas fácies sedimentares que ocorrem na sucessão estudada segundo as características litológicas, textural e estruturas sedimentares nomeadas segundo a terminologia proposta por (Miall 1991). Estas informações foram distribuídas em perfis colunares e seções panorâmicas lateralmente contínuas para identificação de superfícies limitantes e geometria de elementos arquiteturais segundo o modelo proposto por (Miall 1994). O modelamento de fácies seguiu o modelo proposto por Walker (1992) para compreensão dos processos sedimentares que atuaram durante a deposição e reconstituição paleoambiental.

3.2. PALEOBOTÂNICA

Durante a etapa de campo foram identificadas camadas de pelitos laminados

com preservação de impressões e contra-impressões de folhas fósseis e macro restos vegetais como lenhos e sementes. Nesta etapa foram coletadas um total de 98 espécimes em laboratório foram selecionadas para análise taxonômica 66 espécimes de folhas fósseis sob a forma de impressão as quais encontram depositadas na Coleção de Paleontologia do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) no Instituto de Geociências da UFPA (IG-UFPA)

As amostras foram submetidas à preparação mecânica e limpeza, posteriormente selecionados em morfotipos segundo as características morfológicas de tamanho, forma da folha e tipos de nervação. Posteriormente, as lâminas foliares foram fotografadas e analisadas em esteromicroscópio Zeiss, modelo Discovery V8 com câmara acoplada Axiocam ERc 5s e desenhadas em detalhe.

Para a identificação dos morfotipos utilizou-se a sigla ACC, relacionando a formação a qual ocorre o registro e o local de ocorrência, Formação Alter do Chão (AC), Afloramento Curuá (C), seguida de números de 1 a 8. Os morfotipos vegetais foram classificados em família. Na descrição da morfologia foliar foi utilizado o manual do Leaf Architecture Working Group (Ellis et al. 2009) além de diversos trabalhos científicos que auxiliaram no reconhecimento da morfologia e nervações Hickey & Wolfe 1975, Ash *et al.* 1999) e para interpretações climáticas seguiu as descrições morfológicas dos trabalhos de Webb (1968), Wolfe (1979,1993) e Dilcher (1973). A proporção do tamanho foliar na assembleia foi obtida pela contabilização do número e do tamanho das folhas seguindo o modelo proposto no Manual de Arquitetura Foliar de Webb (1968). Em alguns espécimes a ausência de estruturas foliares como lâmina bordo foliar, base ou de ápice não permitiu a identificação do grupo de afinidade botânica. Macro restos vegetais como estruturas germinativas, sementes e flores também foram identificados e apresentados no registro, entretanto estes não foram analisados taxonomicamente. Foi utilizado o modelo proposto por Dutra & Boardman (2004) para demonstrar características ambientais nos fitofósseis. A distribuição geográfica e a cronoestratigráfica, bem como a verificação dos nomes das famílias foram consultados em banco de dados on-line (*The International Plant Names Index and World Checklist of Selected Plant Families*, 2017) disponível em: <http://www.ipni.org> e <http://apps.kew.org/wcsp>; APG III e APG IV 2016. Os danos causados por artrópodes foram identificados seguindo o *Guide of Foliar Damage Type* (Labandeira *et al.* 2007).

4. RESULTADOS

4.1. FÁCIES E ELEMENTOS ARQUITETURAIS

A Formação Alter do Chão consiste predominantemente de arenitos grossos a médios de coloração avermelhada a esbranquiçada e pelitos de coloração acinzentada a esbranquiçada, ricos em matéria orgânica. A sucessão descrita possui espessura média de 15 m, podendo atingir até 23 m. A porção inferior da sucessão é composta por camadas de arenito fino a médio, intercaladas a camadas pelíticas gradando verticalmente para camadas de arenito médio a grosso com ocorrência de conglomerado. A porção superior é intemperizada dificultando a identificação de estruturas sedimentares. Camadas de conglomerado e arenito contendo clastos de crosta laterítica ocorrem de forma discordante no topo da sucessão. Um total de sete fácies sedimentares foram identificadas e agrupadas nas associações de fácies de preenchimento de canal (AF1) e de depósitos de planície de inundação (AF2).

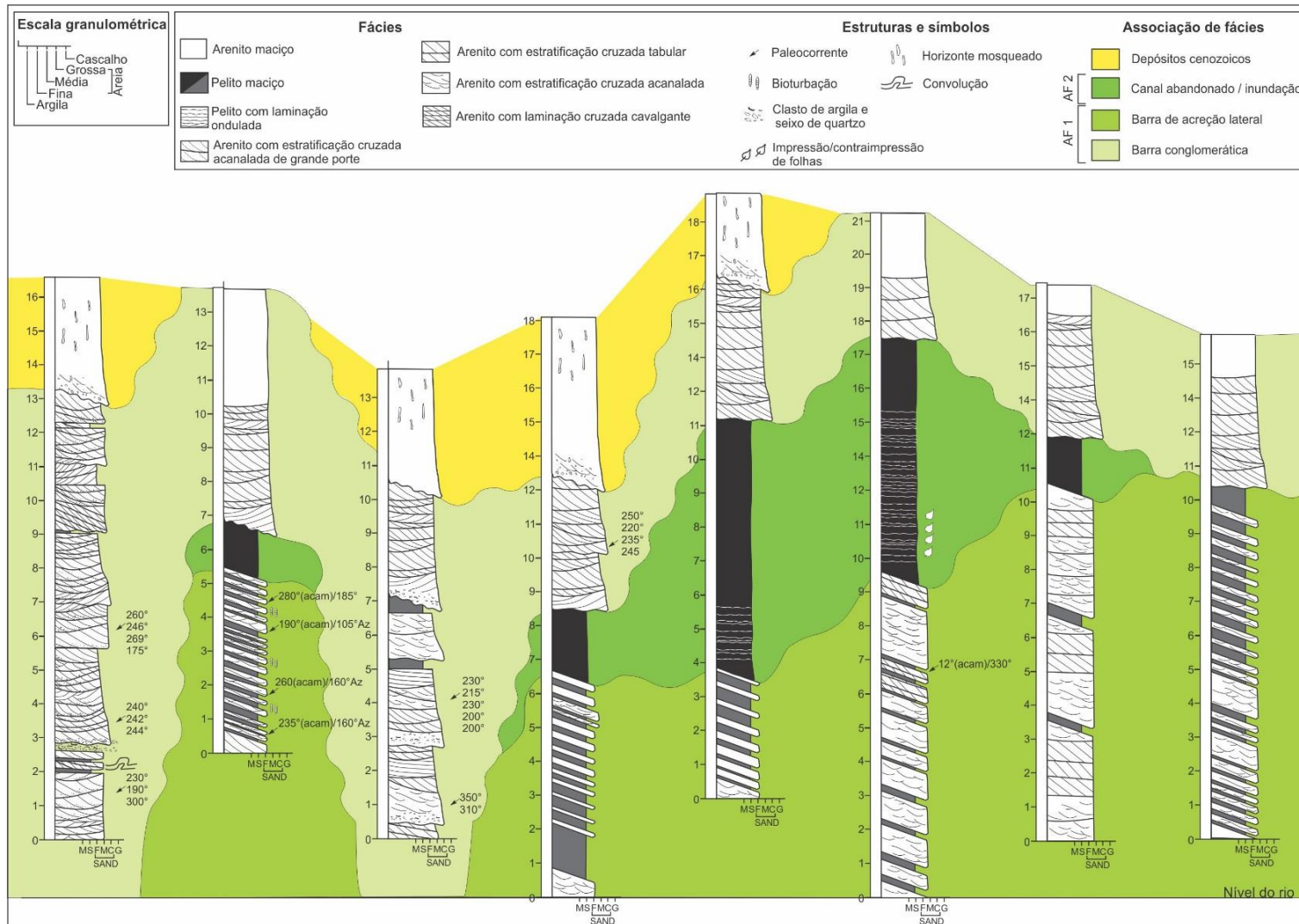


Figura 2: Perfis litoestratigráficos da Formação Alter do Chão na região da Ponta do Curuá.

Tabela 1: Descrição de fácies e identificadas e processos deposicionais interpretados na Ponta do Curuá.

Formação Alter do Chão		
Fácies	Descrição	Processo
Pelito maciço a laminado (Plm)	Camadas de pelito cinza, roxo ou esbranquiçado, ricos em matéria orgânica com impressões de folhas e troncos carbonizados. Apresentam geometria lenticular com formas camalizadas, lateralmente contínuas, apresentando caráter laminado a maciço. Bioturbações podem ocorrer na porção superior das camadas. Apresenta espessura variando de 5 cm até 4,5 m, com intercalação de lâminas de arenito muito fino de coloração avermelhada a roxo.	Deposição por suspensão em condições de baixa energia que recobrem macroformas. A deposição está relacionada ao preenchimento de canais de meandros abandonados, conectados intermitentemente com o canal principal nos segundo o período de cheias sazonais.
Arenito com estratificação cruzada tabular (Atb)	Camadas tabulares de arenito fino a grosso, com coloração amareladas ou esbranquiçada e estratificação cruzada tabular com sentido de mergulho dos <i>foreset</i> para S-SE. Na base dos sets ocorrem seixos de quartzo, bem como a segregação de grãos e seixos nos <i>foresets</i> . Clastos de argilas retrabalhados, de tamanhos variados são distribuídos aleatoriamente nos <i>sets</i> . Esta fácies apresenta espessura de 40 cm a 1 m, podendo formar espessos <i>cosets</i> de até 8 m.	Migração de formas de leito 2D sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior em barras compostas.
Arenito com estratificação cruzada acanalada (Aa)	Arenitos médios a grossos, com coloração amarelada, esbranquiçada ou avermelhada, com estratificação cruzada acanalada. Nas porções de <i>bottomset</i> podem ser encontrados seixos de quartzo imbricados. Seixos ou blocos de argilas retrabalhados, de tamanhos variados são distribuídos aleatoriamente nos <i>sets</i> . Apresenta espessura de 10 cm a 50 cm, podendo formar espessos <i>cosets</i> de até 13 m. Lâminas ou camadas de pelitos podem ocorrer recobrando macroformas.	Migração de formas de leito 3D sob fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior em barras compostas.
Arenito com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Act)	Camadas centimétricas de arenito fino a médio de coloração creme alaranjada com laminação cruzada cavalgante e apresentando espessura de 15 cm.	Migração de formas de leito com pouca espessura de lâmina d'água sobre macroformas. Nesta deposição ocorre predomínio dos processos de tração sobre a suspensão.
Arenito com laminação convoluta (Ac)	Camadas tabulares de 5 a 7 cm de arenito fino com laminação convoluta que recobrem camadas de pelito.	Processos de liquefação por sobrecarga na interface arenito/pelito de barras compostas.
Arenito maciço (Am)	Camadas tabulares de arenitos finos a médios maciços de coloração amarelada ou esbranquiçada. Podem apresentar disposição inclinada sendo recobertas por camadas da fácies Plm. Compõem a maior parte superior dos perfis estudados. Quando intercalados a fácies Pml, bioturbações são descritas neste estrato.	Deposição subaquosa de formas de leito em porções de barras de acreção lateral. O processo de intemperismo com formação de paleossolos em condições de clima tropical obliterou as

Conglomerado maciço a estratificado (**Cme**)

Camadas decimétricas de conglomerado maciço polimítico, composto por seixos de quartzo bem arredondados e fragmentos de arenitos ferruginizados. Esta fácies é recoberta pela fácies Aa

estruturas sedimentares com a concentração de óxidos-hidróxidos de ferro.

Deposição sob alta energia de correntes unidirecionais no fundo de canal fluvial, porção basal de barras complexas. A migração lateral e/ou longitudinal do canal promove o deslocamento dessas zonas de maior energia e condições de menor energia possibilitam a migração de formas de leito do tipo 3D.

4.1.1 Preenchimento de canal (AF1)

A espessura dos depósitos desta associação possui em média 15 m e são lateralmente contínuas por dezenas de metros. As fácies que compõem esta associação são: conglomerados maciços a estratificados (Cme), arenitos com estratificação cruzada tabular e acanalada (Atb e Aa), arenitos com laminação cruzada cavalgante (Act) e laminação convoluta (Ac), arenitos maciços (Am) e pelitos maciço a laminados (Plm). Os depósitos de AF1 compõem barras complexas subdivididos nos depósitos de barras conglomerática e barras de acreção lateral.

Os depósitos de barra conglomerática são constituídos principalmente por arenitos médios a grossos e conglomerados de coloração variando de avermelhada/amarelada a esbranquiçada, apresentando estratos de geometria tabular ou canalizada (Figura 3). As camadas de arenitos estratificados possuem *sets* de espessura variando de 15 cm a 1m, podendo formar espessos *cosets* de até 20 m. As fácies conglomeráticas podem estar restritas a base dos *sets* na forma de *lags* conglomeráticos ou formar camadas de até 50cm de seixos de quartzo de diferentes composições com clastos imbrincados (Figura 4A e B). Clastos de argila também são descritos nas porções basais destes depósitos ou distribuídos de forma aleatória nos *foresets* dos estratos (Figura 4C e D). As fácies conglomeráticas gradam verticalmente para fácies arenosas com estratificação acanalada ou tabular com migração preferencial para SW, escavadas no topo por camadas conglomeráticas ou são recobertas por camadas pelíticas da associação de depósitos de planície de inundação (Figura 4E e F).

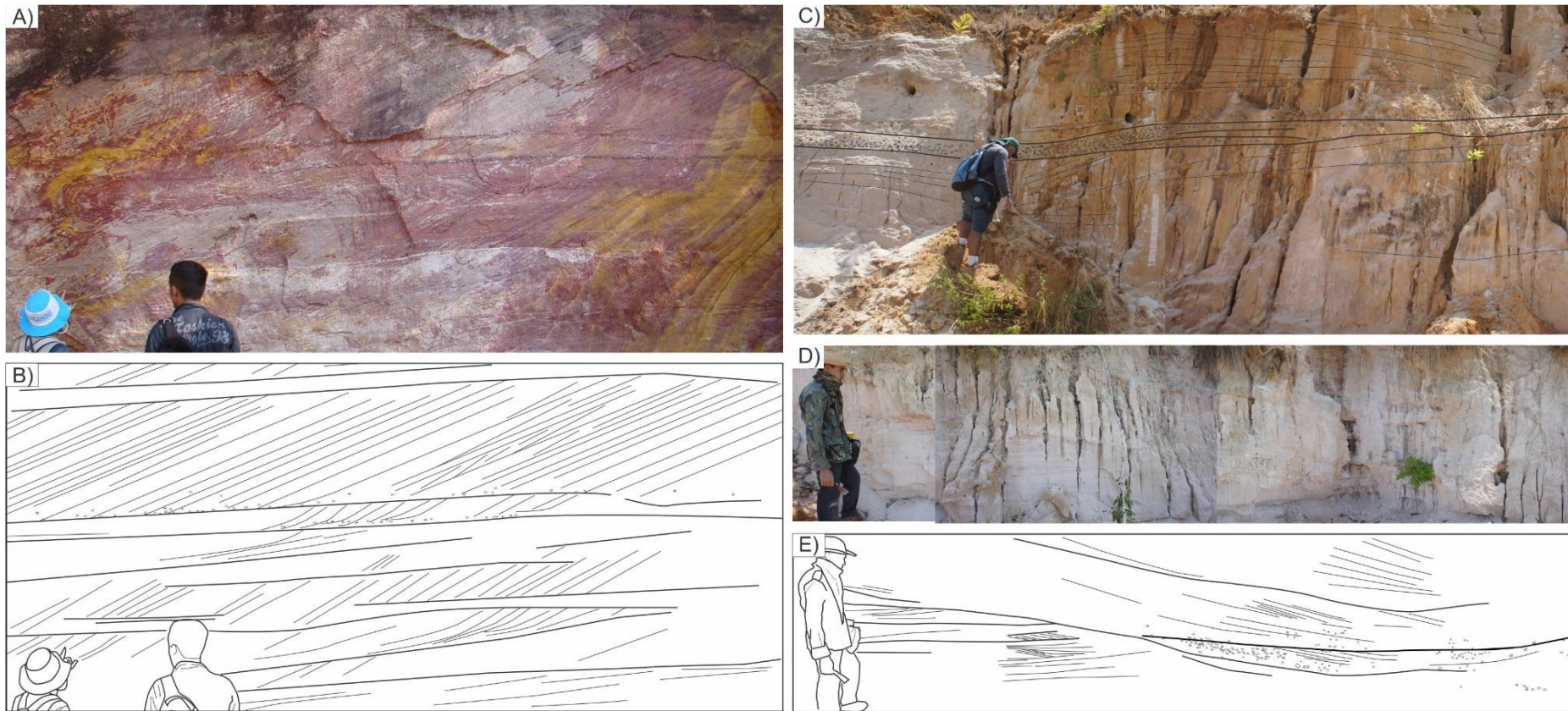


Figura 3: Aspectos arquiteturais dos depósitos de barra conglomerática. A e B) Camadas de geometria tabular constituídos por arenitos com estratificação cruzada tabular com set de espessuras variadas e lag de quartzo na base dos sets. C) Camadas de geometria tabular constituídos pela intercalação de arenito estratificados e conglomerados. D e E) Camadas de geometria canalizada de arenitos estratificados com seixos de quartzo e argila dispersos.

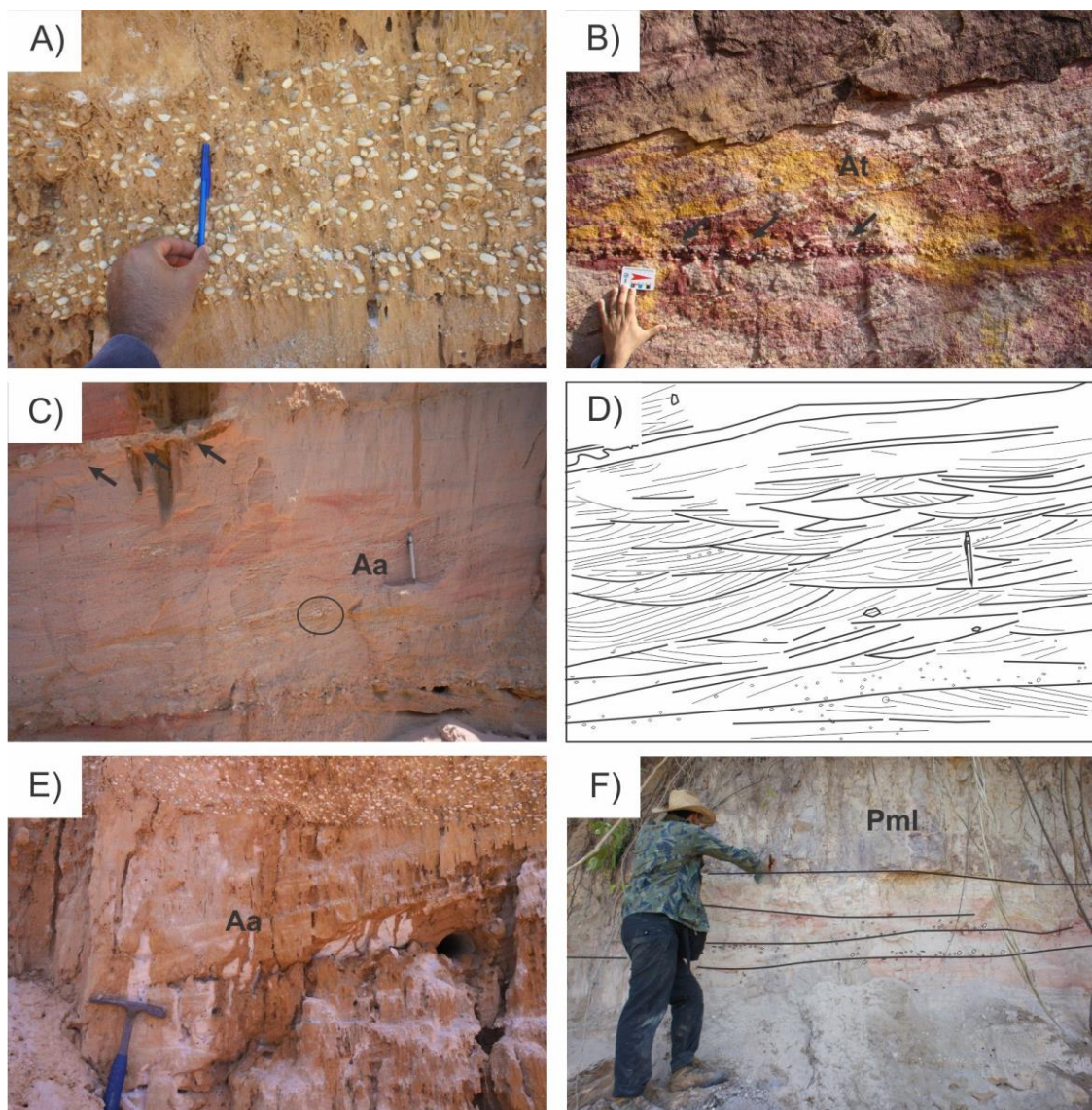


Figura 4: Aspectos sedimentológicos dos depósitos de barra conglomerática. A) Camadas conglomerática formada por seixos de quartzo imbrincados. B) *Lag* conglomeráticos na base de *set* de camadas com estratificação cruzada tabular. C e D) Camadas de arenito com estratificação cruzada acanalada com clasto de argila dispersos e laminas de pelito recobindo a camada. E) Camadas de arenito com estratificação cruzada acanalada escavadas no topo por camadas conglomeráticas. F) Camadas estratificadas recobertas por camadas pelíticas de depósitos de inundação.

Os depósitos de barra de acreção lateral são constituídos por arenitos de granulometria fina a média de coloração avermelhada a esbranquiçada, dispostos em camadas tabulares e lenticulares (Figura 5). A espessura destes depósitos varia de 5 m a 15 m. As fácies que compõem estes depósitos consistem de camadas estratificadas dispostas de forma inclinada (Figura 6A). Localmente as camadas podem apresentar recobrimento de argila, ocorrendo de forma aleatória (Figura 6B). Clastos de pelito são encontrados dispersos nas fácies de arenito com estratificação cruzada, podendo ocorrer na porção inferior dos depósitos blocos de argila de até 1,5 m (Figura 6C e D). Na

interface entre camadas arenosas são descritos *gutter cast* (Figura 6E), bem como camadas de areia com laminação cruzada cavalgante (Figura 6F).

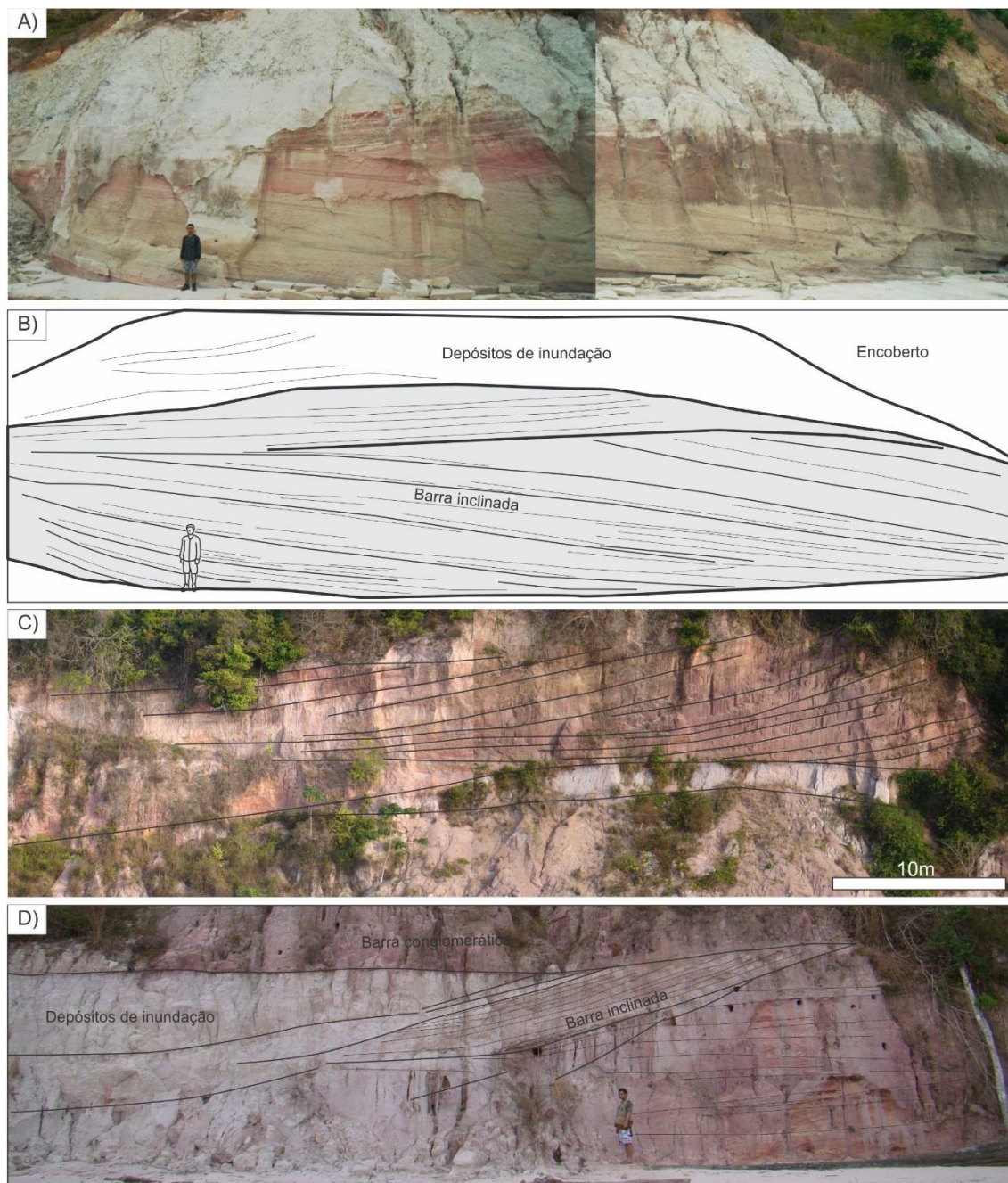


Figura 5: Aspectos arquiteturais dos depósitos de barra de acreção lateral. A, B e C) Camadas de grande porte com geometria tabular dispostas de forma inclinada marcadas pela intercalação de arenito com estratificação cruzada tabular, acanalada e a laminação cruzada e pelito maciço. Estes depósitos podem tanto ser recobertos por camadas de pelito maciço a laminado de depósitos de planície de inundação quanto retrabalhar estes D) Camada de pelito maciço a laminado de geometria lenticular formada por camadas de arenito com laminação cruzada.

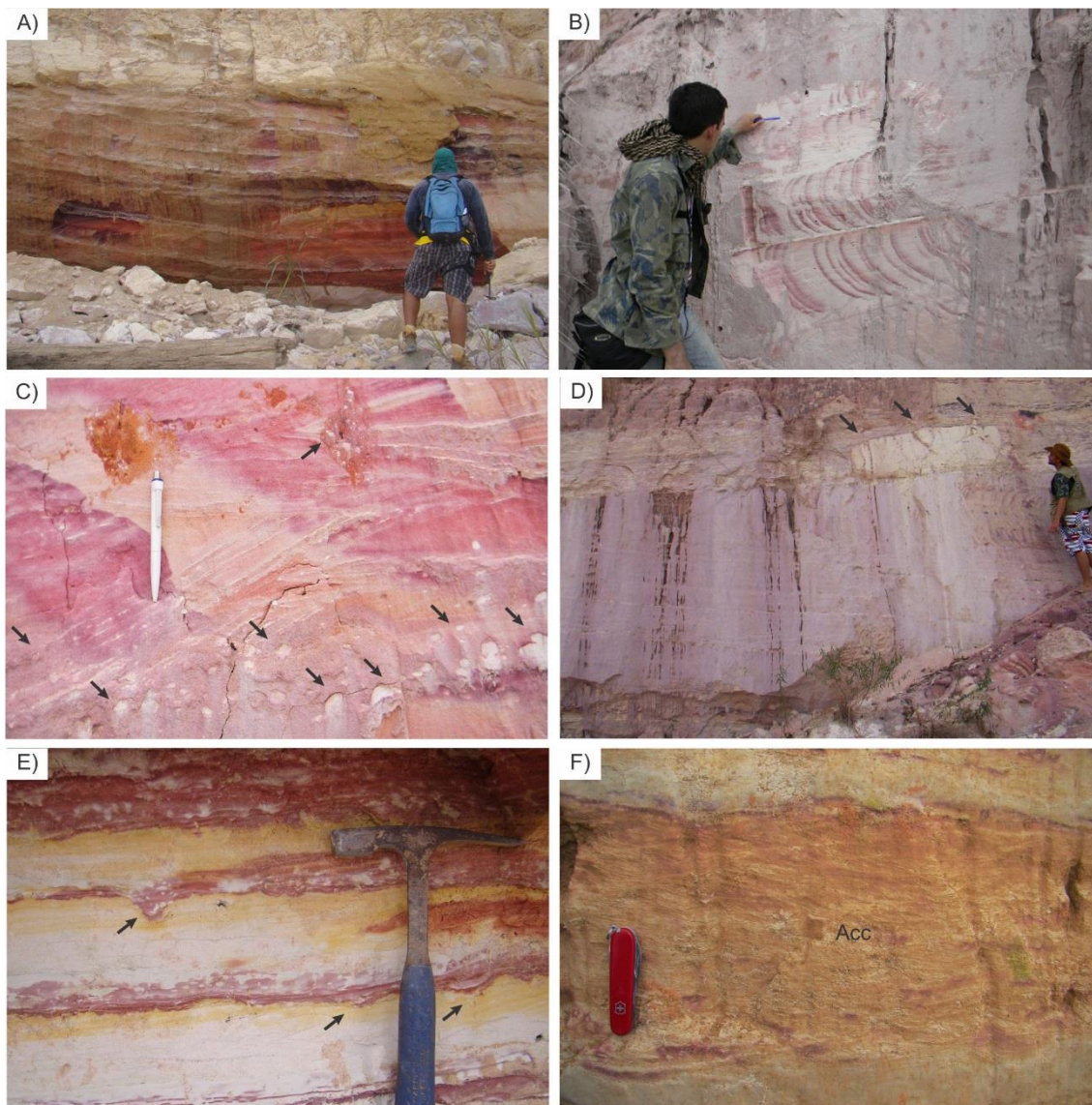


Figura 6: Aspectos sedimentológicos dos depósitos de barra de acreção lateral. A e B) Intercalação de camadas estratificadas e laminais de pelito maciço. C) Camada de arenito com estratificação cruzada acanalada com *drapes* de argila e clastos de argila dispersos. D) Bloco de argila na base de camadas de arenito inclinadas. E) *Gutter cast* na interface de camadas arenosas com camadas pelíticas. F) Camadas de arenito com laminação cruzada cavalgante.

4.1.2 Depósitos de planície de inundação (AF2)

A espessura dos depósitos que compõem esta associação possui em média 10 m e são lateralmente contínuos em média por 110 m, sendo formados preferencialmente por estratos pelíticos subdivididos em depósitos de canal abandonado que gradam para depósitos de inundação (Figura 7). Os depósitos de AF2 possuem geometria lenticular ou tabular de coloração cinza/esbranquiçado e perfazem o topo dos ciclos granodecrescentes ascendentes, sobre os depósitos de barra inclinada (Figura 7A e 8A). A porção superior desta associação é irregular, sendo truncada por depósitos de barra conglomerática da associação de preenchimento de canal (Figura 8B). Camadas de pelito de coloração esbranquiçada tendem a se intercalar com camada de arenito muito fino e pelito de coloração roxa ou avermelhado (Figura 8C e D). Nesta associação são descritas camadas de pelito com preservação de impressões e contra-impressões de laminais foliares e outros macro restos vegetais (Figura 8E). Bioturbações ocorrem em camadas de arenito finos e pelito de coloração avermelhada (Figura 8F).

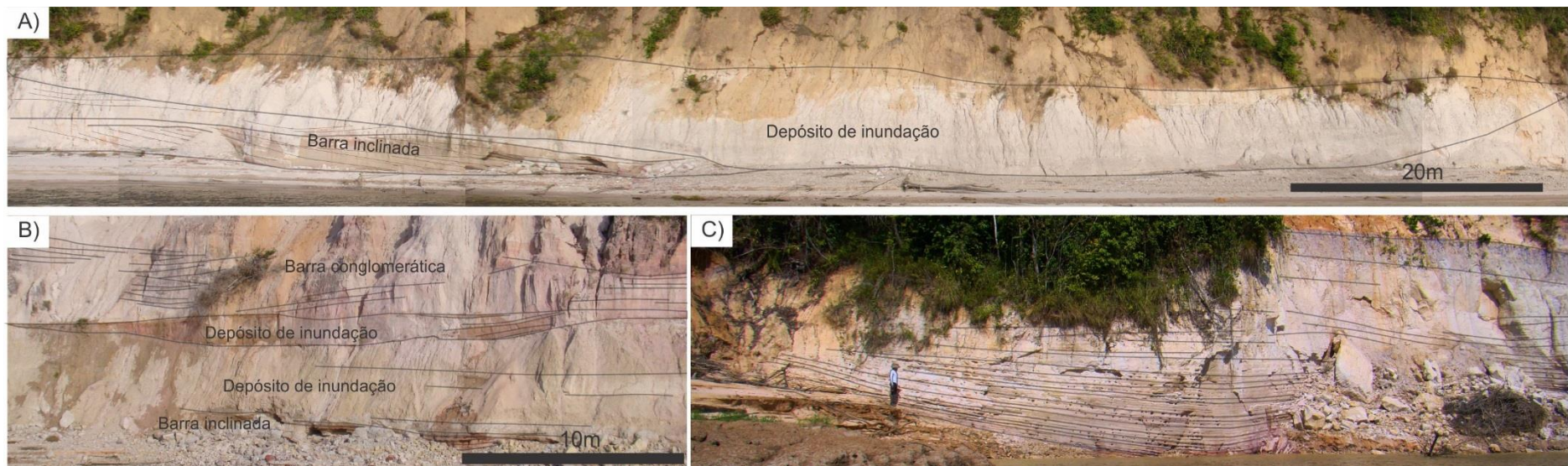


Figura 7: Aspectos arquiteturais e relação dos depósitos de planície de inundação. A) Geometria lenticular de camadas de pelito maciço a laminado recobrimdo camadas de depósitos de barra inclinada. B) Depósitos de planície de inundação recobrem depósitos de barra inclinada e são truncados é retrabalhada por depósitos de barra conglomerática. C) Intercalação de camada de pelito esbranquiçado com camadas de arenito muito fino e recobertas por camada de pelito maciço.



Figura 8: Aspectos sedimentológicos dos depósitos planície de inundação. A) Camada de pelito maciço de coloração escura no topo de ciclo granodetrital ascendente. B) Depósitos de planície de inundação em contato erosivo com depósitos conglomeráticos. C e D) Intercalação de pelito cinza com pelito roxo a avermelhado com impressões de lamina foliares em E). F) Camadas de arenito muito fino bioturbado intercalado com camadas de pelito maciço.

4.2. RESULTADO TAXONÔMICO - DIAGNOSE DOS MORFOTIPOS

Os macro restos foliares descritos neste trabalho, na região de Ponta do Curuá, foram agrupados em um total de oito grupos morfológicos e registram uma assembleia florística com caracteres presentes em famílias das Angiospermas da Amazônia atual. Três morfotipos estão representados por apenas uma lamina foliar e inseridos neste trabalho até que mais caracteres morfológicos determinantes sejam amostrados. As folhas de angiospermas que compõem esta associação são dominadas por tipo arquiteturais com possíveis afinidades às famílias Moraceae, Fagaceae, Malvaceae, Sapindaceae e Anarcadiaceae que tem seus registros a partir do Cretáceo Superior,

sendo o morfotipo relacionado à família Euphorbiaceae a partir do Cretáceo Médio.

Nos depósitos de planície de inundação, onde se concentram os macrofósseis, ocorrem a intercalação de pelitos laminado de coloração avermelhada ou roxo, podendo apresentar areia fina em pequenas concentrações, passando para pelito maciço de coloração cinza e esbranquiçada. De forma geral, os macro restos foliares encontram-se dispersos nas camadas de pelito, sendo concentrados nas camadas de pelito avermelhado. Nas camadas de pelito cinza a distribuição dos macro restos é escasso e ocorrem de forma dispersa na camada. Além dos morfotipos identificados foram identificados também restos vegetais como sementes e lenhos fósseis. A assembleia descrita tem maior representatividade por folhas mesófila, seguido proporcionalmente de notófila, micrófila e raros megáfílos

Angiosperma APG IV, 2016
 Classe Rosídeas APG IV, 2016
 Ordem Rosales Bercht & J.Presl
 Família Moraceae (Fagus) Gaudich
 Morfotipo ACC1
 (Figura 09A-E)

Material. Impressões de lamina foliar incompleta, registro sob sigla e números - PCRA - Ponta Curuá, Rio Amazonas - PCRA-6;1;33.

Tamanho das folhas. Mesophila, 8,0 cm de comprimento/ 3,5 cm de largura.

Descrição. oblongo/obovata, com a nervura mediana bem marcada, margem da lamina foliar arredondada em forma de arco. A venação secundária com onze nervuras que formam arcos opostos e não alcançam a margem. Os ângulos entre a mediana e as secundárias são de 59,5°, aumentando em direção ao ápice até 75,5°. Ápice, base da lamina foliar e Pecíolo preservado. Semicraspedodroma. No pedúnculo se registra brotamento.

Danos foliares. Oviposição, Retirada de limbo do tipo ovoide, herbivoria de bordo do tipo descontínua.

Idade. Zerega *et al* (2005) datou o grupo basal de Moraceae com 79 Ma. Estimativas da idade do grupo basal de Ficus variam de cerca de 86,7 para 92.6 Ma (Xu *et al.* 2011, Chantarasuwan *et al.* 2016).

Angiosperma APG IV, 2016
 Ordem Fagales Engler
 Familia Fagaceae (Fagus) Dumortier
 Morfotipo ACC2
 (Figura 09F-H)

Material. Impressões de lamina foliar incompleta, registro PCRA - 12

Tamanho das folhas. Mesofila, 10 cm de comprimento / 4 cm de largura.

Descrição. oblongo/obovata, com a nervura mediana com calibre destacado 451 mm, venação acródroma, bordo liso e preservado. Os ângulos entre a mediana e as secundárias são de 55°, o ápice da lamina foliar até 90°. São observadas duas ou mais ramificações entre as venações secundárias. A base da lamina foliar é cuneada. F.E.V.S 42.5.

Danos foliares. Herbivoria de bordo do tipo continua, mina e oviposição na venação principal.

Idade. As estimativas do registro das primeiras Fagaceae são em torno de 77 a 67 Ma. (Wikström *et al.* 2001) ou de 81 Ma. (Grimsson *et al.* 2016) que referencia um clado extinto de Fagaceae.

Angiospermae APG (2016)
 Ordem Celastrales APG (2016)
 Morfotipo ACC3
 (Figura 09I-J)

Material. Impressões de lamina foliar incompleta, registro PCRA-022;023;024;030.

Tamanho das folhas. Mesófila, 8 cm de largura.

Descrição: incompleta, com a nervura mediana é bem marcada com 1cm. A venação secundária se dirige ao ápice com espaçamento irregular, as terciárias intercostais são perpendiculares as secundárias que se bifurcam até o bordo. O bordo aparentemente termina com descontinuidades. Os ângulos entre a mediana e as secundárias são de 56,5°. No fragmento preservado são observados 7 pares de secundárias semicrapesdromas.

Danos foliares. Oviposição, retirada de limbo do tipo ovoide, herbivoria de bordo do tipo descontinua.

Idade. O registro dos primeiros representantes dos Celastrales segundo Magallón &

Castilho (2009) tem datação entre 71.6 Ma, enquanto Wilkström *et al.* (2001) sugerem uma idade entre 88 a 85 Ma. Celastracea foi encontrada em depósitos do final do Cretáceo 68 Ma no Novo Mexico (Estrada-Ruiz *et al.* 2012)

Angiospermae APG IV(2016)
Ordem Malpighiales Martius
Familia Euphorbiaceae Jussieu
Morfotipo ACC4
(Figura 09K-N)

Material. Impressões de lamina foliar incompleta, registro PCRA-019;021;041.

Tamanho das folhas. Notofila.

Descrição. Lamina foliar incompleta esqueletonizada com base simétrica, oblongo obovata, ápice agudo formando angulo de 90°. Margem denteada convexa. Venação da nervura mediana espessa com 1 cm. A venação secundaria forma um angulo de 50,05° em relação a principal. As secundarias se bifurcam e se ligam a margem foliar com uma veia terciaria.

Danos foliares. Retirada de limbo arredondado, perfuração de sugação na veia mediana, mina

Idade. As Malpighiales segundo alguns autores começam sua irradiação no Cretáceo tardio, Aptiano, 119.4 ou 105.9 Ma (Davis *et al.* 2005). Wikström *et al.*(2001) sugeriram uma idade de 84 Ma e Bell *et al.* (2010) de 97 a 88 Ma.

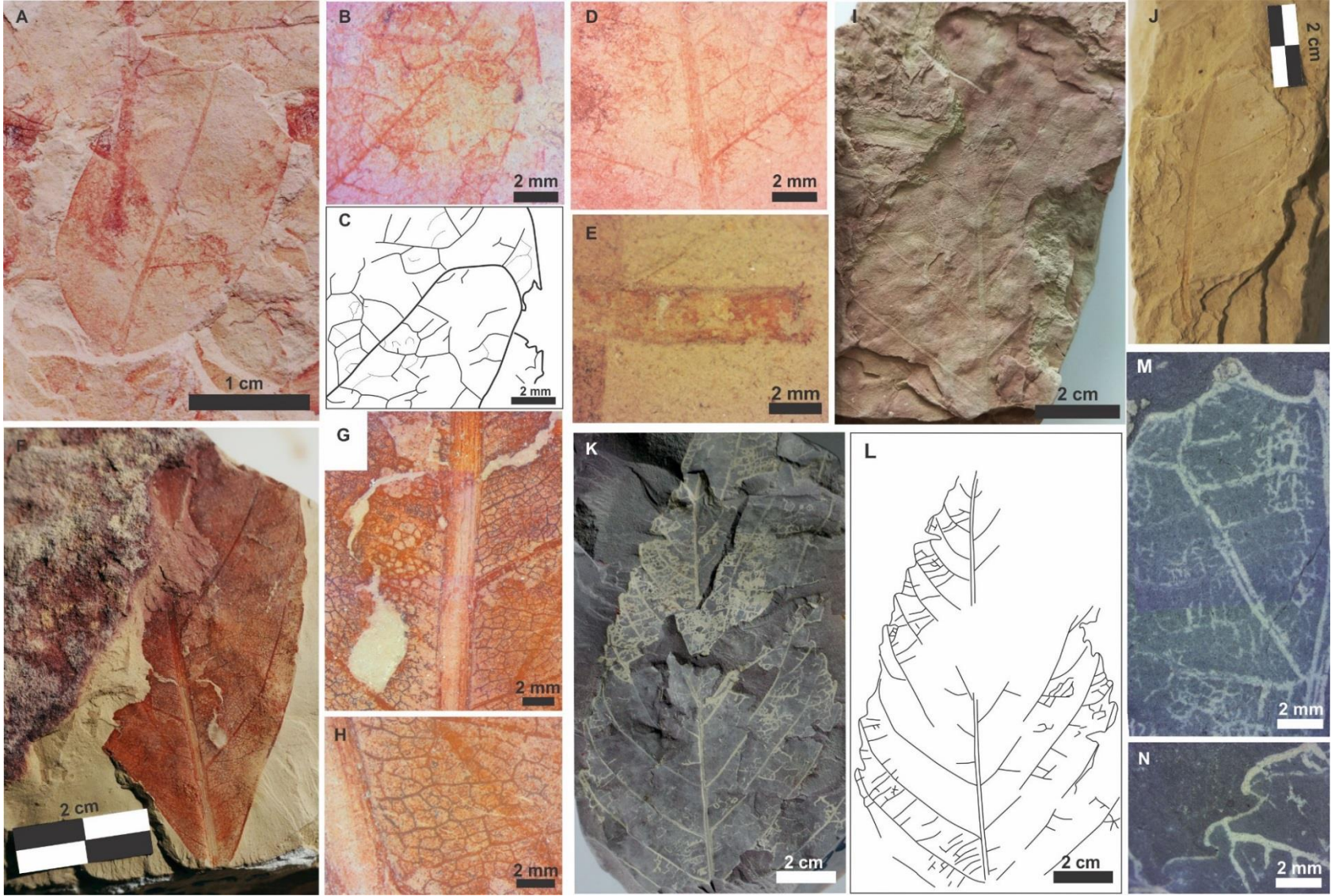


Figura 9: Principais arquiteturas foliares de elementos morfológicos e de venação dos morfotipos 1, 2, 3 e 4. Morfotipo ACC1: A) Estrutura oblongo/obovata da lâmina foliar. B e C) Terminação da secundária em relação ao bordo e estruturação das intercostais. D) Relação das secundárias com a venação principal E) Pecíolo preservado com geminação na extremidade. Morfotipo ACC2: F) Estrutura oblongo/obovata de lâmina foliar. G) Relação das secundárias com a venação principal H) Estruturação das intercostais. Morfotipo ACC3: I e J) Registros foliares incompletos Morfotipo ACC4: K e L) Lâmina foliar esqueletonizada com estruturação oblongo/obovata e ápice agudo. M) Bifurcação da secundária em direção ao bordo. N) Margem dentada convexa.

Angiospermae APG IV(2016)

Malvales Berchtold & J. Presl

Familia Malvaceae Jussieu

Morfotipo ACC5

(Figura 10A-C)

Material. Impressões de lamina foliar incompleta, registro PCRA-033,039,049.

Tamanho das folhas. Megáfila, 17 cm de comprimento, 7 cm de largura e 7 cm de base.

Descrição. oblongo/obovata, Lamina foliar incompleta, parte da margem foliar preservada, pecíolo com 3 cm. Venação principal espessa com 10 a 11 secundarias inseridas em um angulo de 55°, com espaçamento menor entre elas. Angulo de 67° entre as secundarias e a principal com venação em intervalos maiores (espaçamento maior na base). As secundarias se bifurcam e encostam na margem em recorte angular onde se observa possível estrutura glandular. Craspedódroma. As terciarias são direcionadas paralelamente a mediana em ângulos divergentes. Terciarias e as intercostais se registram em diferentes espaçamentos e ângulos sendo perpendicular a principal.

Danos foliares. Oviposição na venação mediana

Idade. Lenhos fósseis atribuídos a Malvaceae são posicionados no final do Cretáceo em 68 Ma (Wheeler *et al.*1994) como em sedimentos do Campaniano do Texas em 75 Ma (Wheeler & Lehmann, 2001).

Angiospermae APG (2016)

Morfotipo ACC6

(Figura 10D-G)

Material. Impressões de lamina foliar incompleta, registro PCRA - 39

Tamanho das folhas. Não é possível obter medidas

Descrição. Parallelodromus, Margem lisa, inteira e paralelas, sem pecíolo e ápice,

venação paralelinérvea. Registra um ramo com flor diminuta. A ausência de elementos não permite maior classificação.

Danos foliares. Herbivoria de bordo foliar.

Idade. (?)

Angiospermae APG IV (2016)

Sapindales APG III (2009)

Familia Sapindaceae Juss

Morfotipo ACC7

(Figura 10H-J)

Material. Impressões de lamina foliar completa, registro PCRA-39 a e b.

Tamanho das folhas. Notófila. As medidas foram obtidas em áreas de preservação das estruturas, na altura da segunda secundaria a largura é de 2,2 cm, na porção intermediaria da quarta secundaria é 3,6 cm e para o topo 2,4 cm.

Descrição. Lamina foliar simétrica, cuneada na base com margem inteira, ápice presente, obovata. Venação capesdódroma, com veia mediana com calibre destacado, secundarias em contato com o ápice foliar, sem divisão entre as secundarias. As primeiras paralelas seguem até o ápice desde a base. Ângulo entre a mediana e as secundarias 37, 40. F.E.V.S. (42.4 e 42.1) apresenta os dois tipos relacionados no Guia de arquitetura foliar.

Danos foliares. Perfuração de sugação na lamina foliar, herbivoria de bordo descontínua, oviposição na mediana

Idade. Os registros variam em datações entre 75,5 Ma ou até 65,8 a 58,8 Ma (Buerki *et al.* 2010).

Angiospermae APG IV(2016)

Sapindales APG III (2009)

Familia Anarcadiaceae Brown

Morfotipo ACC8

(Figura 10K-M)

Material. Impressões de lamina foliar incompleta, registro sob sigla PCRA-20

Tamanho das folhas. Notófila. Na porção do ápice foliar 2,8 cm, na região mediana 4,4 cm e na basal 5,6 cm.

Descrição. Forma elíptica, ângulos diferentes das secundarias em relação a principal, $48,0^{\circ}$; $50,10^{\circ}$; $59,7^{\circ}$ e $75,7^{\circ}$ em direção ao ápice foliar vai aumentando a angulosidade e a diferença entre as secundarias. São nove pares de secundarias até o ápice. Intervalos irregulares de recorte de bordo da lamina foliar. Mediana marcante. Cladodromus, ramificações das secundarias em relação à margem. Presença de pedúnculo com 1 cm.

Danos foliares. Mina, perfurações ovóides na lamina foliar.

Idade. As estimativas da idade do grupo basal de Anacardiaceae são 72,7, 65,2 e 54,8 Ma (Muellner *et al.* 2007) e as de Muellner- Riehl *et al.* (2016) de 87 Ma a 63.5 Ma.

Macro elementos vegetais identificados como lenhos e sementes (Figura 10N-R).

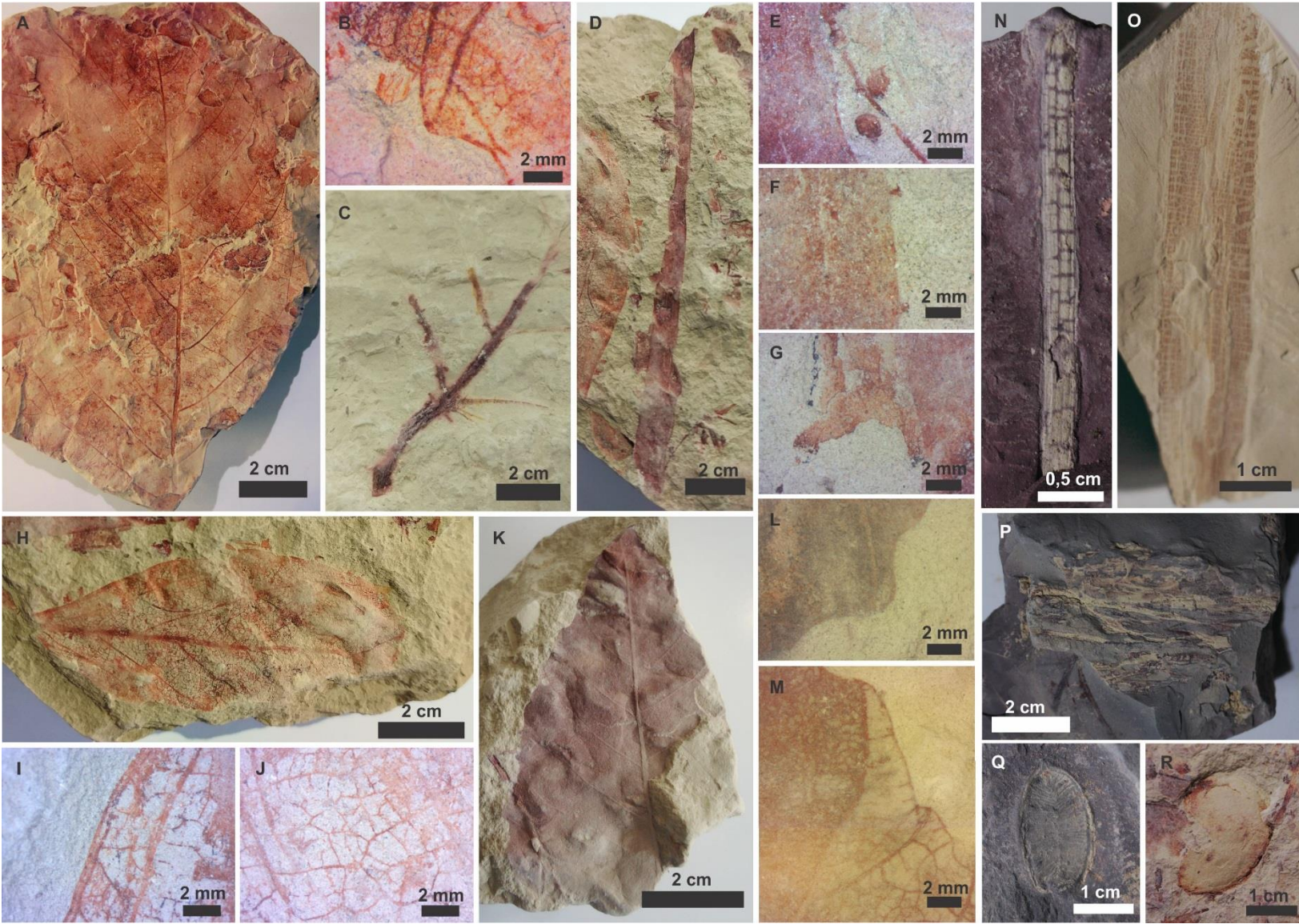


Figura 10: Principais arquiteturas foliares de elementos morfológicos e de venação dos morfotipos 5, 6, 7 e 8. Morfotipo ACC5: A) Estrutura oblongo/obovata da lamina foliar. B) Relação da venação com margem e margem recortada. C) Lamina foliar incompleta com pecíolo preservado. Morfotipo ACC6: D) Estruturação paralela das margens com venação paralelinérvea. E) Ramo com flor diminuta. F e G) Estruturas nas margens da lamina foliar. Morfotipo ACC7: H) Estrutura da base cuneada da lamina foliar. I) Relação paralela da venação com a margem. J) Estrutura das intercostais. Morfotipo ACC8 K) Estrutura elíptica da lamina foliar. L) Margem serrilhada/arredondada. M) Ramificação da secundária em relação ao bordo. N, O e P) Macro restos vegetais de troncos. Q e R) Macro restos vegetais de sementes

5. DISCUSSÃO

5.1 CONDIÇÕES PALEOAMBIENTAIS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO

Os depósitos da Formação Alter do Chão expostas na Ponta do Curuá registram um sistema fluvial meandrante de alta energia na porção central da Amazônia durante o Cretáceo Superior. A sucessão descrita é representada um canal de alta energia com elevada migração lateral, influenciado por variações hidrodinâmicas sazonais que refletem na dinâmica de avulsão e abandono de canal.

O canal fluvial era caracterizado por transportar carga sedimentar por suspensão e tração (*mixed load*), típica de canais fluviais meandranes (Schumm 1981) (Figura 11). *Lag* conglomeráticos com clastos imbrincados registram condições de elevada energia restritas a base do canal onde a carga sedimentar transportada por tração e rolamento ocorrem na porção côncava do meandro fluvial na forma de acreção longitudinal (Miall 1992). Clastos e até blocos de argila restrito à base de formas de leito evidenciam a migração lateral do canal e retrabalhamento de pelitos da planície de inundação, fenômeno conhecido como “terra caída”. Barras fluviais complexas de grande porte preenchem o canal caracterizadas pela coalescência de dunas 2D ou 3D ou *megaripples* que migraram sobre o *masterbedding* de dunas sub-aquosas (Miall 1996).

O decréscimo de energia para a porção côncava do canal seria indicado pela diminuição da espessura dos sets e a ocorrência de estratificação cruzada cavalgante de formas de leito de pequeno porte em regiões de baixios de barras em pontal (Allen 1970). A sobreposição de fácies de pelito maciço a laminado representa a migração lateral e abandono do canal com predomínio de deposição a partir de suspensão em planícies de inundação (Bose & Chakraborty 1994,). A energia do canal se alternava em condições de menor e maior energia de acordo com a sazonalidade da região, podendo ocorrer a deposição de lama sobre estas barras em períodos de menor energia, porém logo retrabalhadas com o aumento de energia do canal fluvial (Smith *et al.* 1989).

Em períodos de maior energia, o canal principal podia romper porções convexas do meandro construindo atalhos de corredeira e a formação de lagos em ferradura (Miall 1985). Com a energia do fluxo se concentrando no novo trecho do canal, a curvatura do meandro era abandonada e preenchida por sedimentação pelítica. Da mesma forma, variações sazonais podiam promover a variação de descarga e processo de avulsão eram comuns (Smith *et al.* 1989). Nesta situação, o canal antigo era totalmente abandonado e o canal tomava uma nova posição. O canal abandonado era incorporado a planície de inundação e preenchido totalmente por sedimentação pelítica (Allen & Friend 1968). A carga em suspensão antes transportada pelo canal, decantava e recobria tanto as barras longitudinais e barras de acreção lateral.

Os grupos foliares eram transportados de regiões próximas e de dentro da própria planície de inundação. O transporte por curtas distância dentro da planície de inundação permitiu a preservação de estruturas quase inteiras dos restos vegetais (Greenwood 1991). E quando transportadas por maiores distancias de áreas de terra firme ainda estariam dentro do subambiente deposicional do canal fluvial. Os morfotipos eram incorporados a este subambiente em diferentes condições, variando de acordo com a sazonalidade (Spicer 1991). Em períodos de maior energia, durante as cheias do canal fluvial o material florístico era carregado em maior quantidade para dentro da planície. Nestas condições, canais que retrabalhavam porções de terra firme transportavam material para dentro da planície de inundação. Já em períodos de águas baixas, os corpos de água da planície de inundação não estariam conectados ao canal principal e condições de oxidação dificultariam a preservação de restos vegetais que chegavam nestas águas.

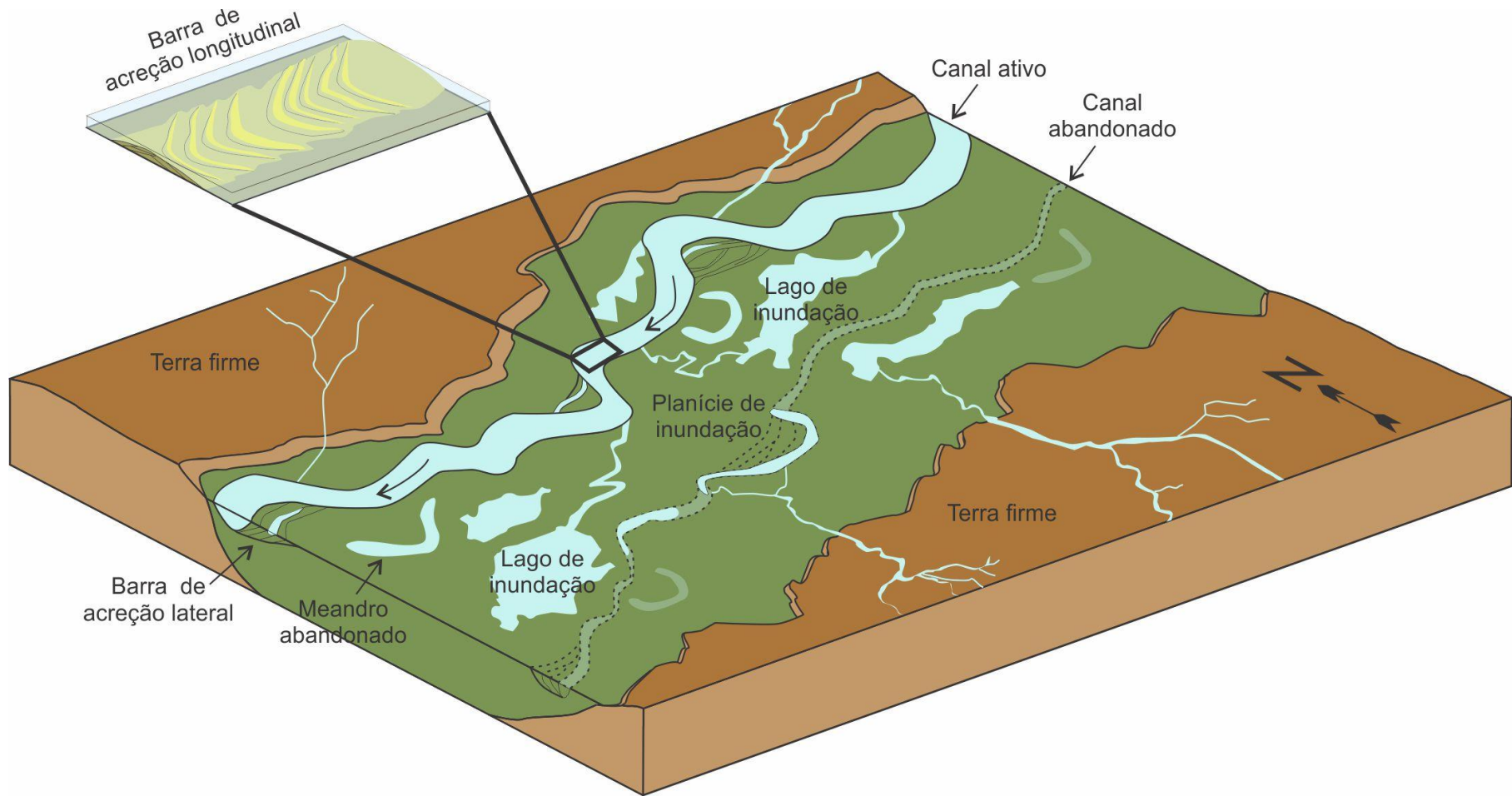


Figura 11: Modelo deposicional para a Formação Alter do Chão, região Ponta do Curuá. Um canal fluvial meandrante era preenchido pela migração de barras de acreção longitudinal e migrava sobre depósitos de planície de inundação. Em regiões de planície de inundação se desenvolviam lagos de inundação e meandros abandonados onde predominava a decantação. Canais fluviais menores carregavam material da região de terra firme para dentro da planície de inundação.

O registro paleobotânico inédito para a porção aflorante da Formação Alter do Chão configura uma assembleia florística pertencente as de famílias de angiospermas com características presentes em famílias de Angiospermas da Amazônia Atual, algumas com registro a partir do Cretáceo. As angiospermas surgiram no Cretáceo e são amplamente dominantes nos dias atuais (Raven *et al.* 2007). De forma geral, o contexto fitogeográfico da paleoflora brasileira desenvolveu-se sob a vigência de um bioma tropical úmido, em regime climático sazonal quente (Bernardes-de-Oliveira 2007). Possivelmente estas condições estariam presentes também durante a deposição da Formação Alter do Chão. Áreas de clima úmido tropical parecem ter sido bastante restritas no Cretáceo (Feild *et al.* 2009, Boyce *et al.* 2010, Boyce & Lee 2010). A densidade de venação das angiospermas descrita neste trabalho sugere uma elevada umidade por volta do Campaniano Maastrichtiano (~70 Ma). Durante este período lamina foliares com densidade de venação de cerca de 3mm² representavam apenas 4% do total (Brodribb & Feild 2009, Feild *et al.* 2011, Boyce & Zwieniecki 2012). O aumento da transpiração das folhas de angiosperma pode ter ajudado a dirigir a propagação da umidade e aumentado a pluviosidade tornando as condições climáticas do Cretáceo Superior mais úmido (Boyce *et al.* 2009, 2010).

A descrição dos espécimes e a restrição de famílias preferencialmente em diferentes estratos permite sugerir uma possível transição climática ou sazonalidade no final do Cretáceo na região. As folhas de angiospermas por sua sensibilidade climática fornecem resposta rápida de variações no clima, o que permite através da fisiologia e morfologia foliar a reconstrução das condições ambientais onde se desenvolvia (Dutra & Boardman 2004). Entretanto esta interpretação foi prejudicada devido as folhas fósseis estarem com bordas pouco preservada.

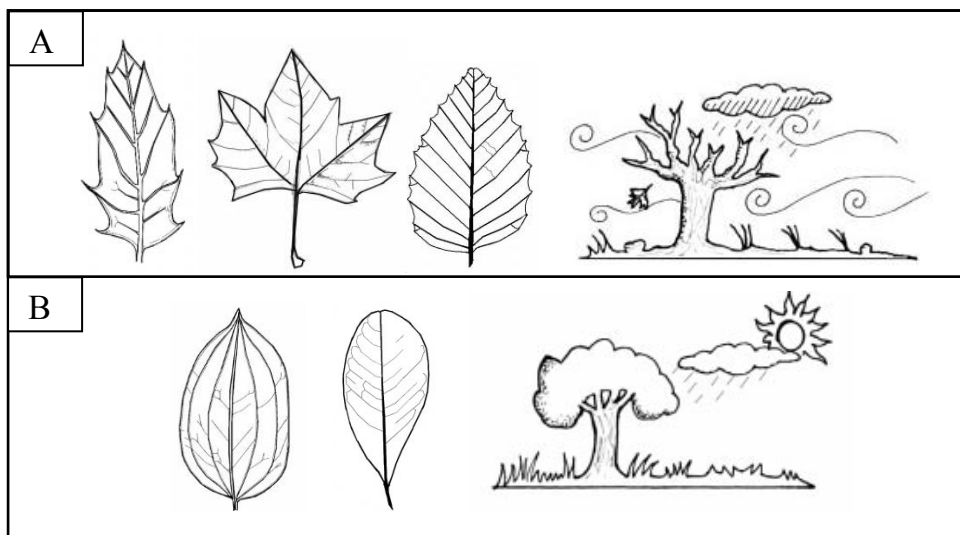


Figura 12: Identificação de variações climáticas do ambiente e das latitudes de acordo com o registro da fisionomia foliar adaptado de Dutra (2000). A) Latitudes subtropicais e temperadas quentes - Folhas de textura membranácea e coreácea, venação aberta capesdódroma, margens lobadas e ápices agudos e emarginados, algumas com margens denteadas com glândulas. B) Latitudes Tropicais - Quente e úmido - Folhas de textura membranácea, padrão de venação broquidódroma e venação fechada, margens inteiras.

5.2 A FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO NO CONTEXTO CRONOLÓGICO DA AMAZÔNIA

Uma vez que o final do mesozoico é marcado pelo aumento da umidade (Boyce *et al.* 2009, 2010) e eventos tectônicos relacionados a construção da cordilheira Andina (Eakin *et al.* 2014) ambos poderiam ter influenciado eventos de avulsão registrados na Formação Alter do Chão. O leste da Amazônia passou por eventos de reativações tectônica compressionais seguidas de tectônica transcorrentes desde o Paleozoico (Travassos & Barbosa Filho 1990). No oeste da Amazônia o soerguimento da cordilheira Andina promoveu a reorganização do relevo pela instalação de falhas e reativação de arcos estruturais (Roddaz *et al.* 2005, Eakin *et al.* 2014). A tectônica associada a esta orogenia promoveu a reativação e falhas na Bacia do Amazonas gerando o soerguimento das rochas da Formação Alter do Chão a sucessivos eventos de exposição durante o Paleogeno (Truckenbrodt *et al.* 1982, Boulagé & Carvalho 1997, Costa 2002). Durante o cenozoico as rochas cretáceas estivessem expostas em uma região topograficamente mais elevada por um longo período. Nestas condições ocorreu o desenvolvimento polifásico de crostas concrecionárias laterítico-bauxíticos que que marcam a paisagem do leste da Amazônia (Costa *et al.* 2014). Estas rochas foram parcialmente erodidas pela retomada da sedimentação no Mioceno por depósitos da

Formação Novo Remanso e Solimões e depósitos quaternários relacionados a instalação do Rio Amazonas moderno (Nogueira *et al.* 2013, Guimarães *et al.* 2015).

6. CONCLUSÃO

Os depósitos estudados da Formação Alter do Chão, expostos na região da Ponta do Curuá são o registro de um sistema fluvial meandrante de alta energia com elevada migração lateral. Processos de avulsão fluvial com o abandono de canal estariam associados a mudanças climáticas ou eventos tectônicos relacionados a construção da cordilheira que marcam o final do Mesozoico e início do Cenozoico. Este estudo interpreta que as Angiospermas registradas pela primeira vez na Formação Alter do Chão, Cretáceo Superior se desenvolviam as margens de um sistema fluvial com áreas alagadiças sob um clima quente e úmido, influenciado por variações hidrodinâmicas sazonais. A deposição da porção superior da Formação Alter do Chão ocorreu por volta do final do Cretáceo e registra os eventos de sedimentação que precederam as profundas reconfigurações durante o final do Mesozoico e início do Cenozoico. Com base na diversidade amostrada dos macrofitofósseis, sugere-se a continuidade de prospecções para o refino das análises paleobotânicas e palinológicas o que poderá elucidar questões de temporalidade, paleoclimáticas, paleoecológicas e paleofitogeográficas da flora amazônica durante o Cretáceo.

CAPÍTULO 4

THE AMAZON RIVER DEPOSITS: LUMINESCENCE CHRONOLOGY AND LATE NEOGENE-QUATERNARY GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION OF CENTRAL-EASTERN AMAZONIA

Isaac Salém A. A. Bezerra¹, Afonso C. R. Nogueira^{1, 2, 3}, Marcelo B. Motta⁴, André O. Sawakuchi⁵, Thays D. Mineli⁵, Arnaldo de Q. da Silva², Antônio G. Silva Jr.², Fábio H. G. Domingos², Giovanni A. T. da Mata², Felipe J. da Cruz Lima⁴, Sílvio R. L. Riker⁴

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brazil. E-mails: anogueira@ufpa.br, giovanni.damata@yahoo.com.br, isaac.salem@hotmail.com,

² Faculdade de Geologia - FAGEO, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brazil E-mails: ajgoncalvesgeo@gmail.com, aqueiroz@ufpa.br, fabiohgd@ufpa.br

³ Cnpq Research Fellowship

⁴ Brazilian Geological Survey of Brazil – CPRM, Manaus (AM), Brazil. E-mails: felipe.lima@cprm.gov.br, marcelo.motta@cprm.gov.br, silvio.riker@cprm.gov.br

⁵ Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo 05508080, SP, Brazil E-mails: andreas@usp.br, thaysdesiree@gmail.com

ABSTRACT

Morphostratigraphic maps generated by remote sensing integrated with sedimentological and stratigraphic study, assisted by luminescence chronology of alluvial succession exposed in Central-Eastern Amazonia, Amazonas Basin, allowed analyze the dynamic of Amazon River since Late Pliocene. Two abandoned terraces (T3 and T2) and an active (T1) interpreted as channel, point bar and overbank deposits reflect three topographic levels, filling a NE-SW oriented depression defining the trough of Amazon River. Three stages of evolution can be considered: the proto-Amazon stage and two phases related to Modern Amazon River involving the Late Neogene until Holocene. The T3 record the last phase of proto-Amazonas, a river with limited connection with the Andean source. The downstream migration over Cretaceous basement flowing to Atlantic Ocean with headwaters located mainly in Purus arch and cratonic region to W, close to lacustrine-deltaic system restricted to Solimões Basin. Cretaceous rocks are the river substrate and form fluvial scarps sustained by Paleogene bauxitic-lateritic crusts. This neotectonic array was formed by displacement of faults since Miocene and combined with climatic processes were responsible by landscape reconfiguration of Central-Eastern Amazonia. The most expressive development of proto-Amazon alluvial plain (T3) occurred during Late Pliocene (before 2.3 Ma) before

the implantation of Modern Amazon River (T2 and T1; ~1Ma to 140 ka). The increase of fluvial erosion linked to Andean sourceland promoted the progressive enlargement of the valley of Modern Amazon River. The erosion followed weakness zones, in grand part, coincident with older basement lineaments, generating the current NE-SW and NW-SE orientation of fluvial scarps in the main channel. The successive development of *várzeas* and *terra firme* along the Quaternary, originated an abandoned area (T3 and T2) currently extend for more than 100 km limited to the E, an area uplifted since Late Pliocene. At the end of the Pleistocene and the dawn of the Holocene a sea-level lowstand related to maximum glacial (18 to 20 ka) caused a deep fluvial incision, accentuating the scarps and exposing the older terraces that were intensely ferruginized. The lateral accretion of meanders towards North caused the confinement of river in the Cretaceous scarps of the left margin, as observed nowadays. The reconstruction of at least two million of years of alluvial deposits in the Central-Eastern Amazonia demonstrated that different segments of the Amazon River have distinct dynamic and should be studied separately in detail. The nature of basement rocks and tectonic control influenced the landscape configuration and fluvial regime implying in the accumulation and preservation potential of fluvial record. Thus, the detailed sequencing of the geological record reported here for the Central-Eastern Amazonia can be considered as an important tool to assist researches about the response of Amazonian ecosystem to environmental changes and how this influenced the current biodiversity.

1. INTRODUCTION

Amazonia is the very symbol of diversity and endemism on Earth and possibly the main terrestrial biome for its contributions to the ecology of global systems. Amazonia contains around 50,000 known species and, at least, some millions remain to be discovered (Da Silva *et al.* 2005). The importance and conservation of Amazonian biodiversity to Earth-ecosystems is crucial to the understanding of how the biome was developed. Thus, the understanding of how the Amazonian biodiversity has developed, and how the ecosystems have responded to environmental changes requires a through reading of the geological record.

There is little consensus about the age and paleogeography of Amazonia, mainly on the extent of this fresh-water and terrestrial ecosystems during the Cenozoic. In recent years, a broad discussion has been intensified in the scientific community on how and when the Amazon River became into an eastward-flowing transcontinental drainage,

especially on the matter of the exact time that this event took place. Although the evolutionary record of the Amazon River is partially limited because its terraces are covered by dense vegetation, this has not been an obstacle to the formulation of hypotheses regarding its origin. Models based on sedimentological, palynological and geochronological data from drill cores obtained from the Atlantic continental shelf suggest the establishment of a transcontinental drainage with Andean provenance during the middle to late Miocene (Figueiredo *et al.* 2009, Gorini *et al.* 2014, Hoorn *et al.* 2010; 2017). This proposal has also been based on geochemical data from drill cores from the Ceará Rise, a ridge situated approximately 800 km to the E of the mouth of the Amazon River, covered supposedly with sediments delivered from the Amazon River that indicate an older age for the Andean provenance, since from the late Oligocene (van Soelen *et al.* 2017). These models were elaborated in a mega-scale scenario of continental dimensions, distant of the Amazon River sites, and many details on how the transcontinental drainage installation occurred are absent. In fact, to understand the geological processes linked to the evolution of Amazon River it is necessary to study the older terraces exposed along the margin of the river, where the Cenozoic history is preserved. Thus, studies based on outcrops situated in the western and central regions of Amazonia have indicated younger ages than Miocene for the establishment of this ecosystem, during the Pliocene and Quaternary (Campbell *et al.* 2006, Latrubesse *et al.* 2010, Ribas *et al.* 2011, Nogueira *et al.* 2013, Horbe *et al.* 2013, Rossetti *et al.* 2015).

In general, the integration of the previous models suggests that during the late Miocene to Pliocene a fluvio-lacustrine system in Western Amazonia may have been separated from juvenile fluvial courses or proto-Amazon River in Eastern Amazonia by an interfluvial coincident with the Purus Arch region (Dino *et al.* 2012, Nogueira *et al.* 2013, Guimarães *et al.* 2015). The connection of these systems forming a transcontinental drainage system from the Andes with migration to the Atlantic Ocean, here called the modern Amazon River, involved a series of processes and geological events that still need to be organized or even unraveled.

Resolving these historical uncertainties, as well as addressing how biota within Amazonia have responded to past paleogeographic and climatic events, will have profound consequences on the explanation of the current biodiversity structure and function, as well as the prediction of future responses to global changes. To solve these, and other, fundamental questions requires a broad approach involving different lines of research including biology, geology, geochemistry, stratigraphy, among others. For the

time being, the outcrop-based sedimentological and stratigraphic study of very well-preserved terraces along the Amazon River, exposed in Central-Eastern Amazonia, is the focus of this work (Figure 1). These analyses were combined with dating by luminescence geochronology of thermally transferred optically stimulated luminescence (TT-OSL) and post-infrared stimulated luminescence in potassium feldspar (pIRIR). Thus, it was possible to sequence the sedimentological events of this ecosystem and discuss the paleoenvironmental and paleogeographic changes occurring towards the continental interior until it reached its present configuration and dimensions in the Holocene.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Amazon River is situated in northern South America, and lies in an extensive intracratonic depression between the Guiana and Central Brazil shields, intersecting the sub-Andean basins, and the Solimões, Amazonaas and Marajó basins (Caputo 1984). In Central-Eastern Amazonia, the main geotectonic segment is the Amazonas Basin. To the W this is separated from the Solimões Basin by the Purus Arch. To the E, the Amazonas Basin is separated from the Marajó Graben by the Gurupá Arch (Cunha *et al.* 2007). The Mesozoic-Cenozoic succession records the evolutionary history of this drainage in the Central Amazonia, consisting of siliciclastic rocks from the upper Cretaceous Alter do Chão Formation and the upper Miocene to Pliocene Novo Remanso Formation (Rozo *et al.* 2005, Cunha *et al.* 2007). Pleistocene and Holocene fluvial terraces contain the alluvial deposits of the modern Amazon River (Mertes *et al.* 1996, Soares 2007, Rozo *et al.* 2012, Gonçalves Jr. *et al.* 2016). The Mesozoic-Cenozoic succession unconformably overlies the Paleozoic sedimentary rocks and Precambrian sedimentary and crystalline rocks related to the Ventuari-Tapajós, Maroni-Itacaiúnas and Central Amazon Province mobile belts (Tassinari & Macambira 1999).

Since the Paleogene, Amazonia was influenced by tectonic events related to the Andes uplift that renewed the accommodation space in the adjacent foreland basins. The isostatic compensation generated by the migration of the depocenters promoted the exposure of the Mesozoic rocks in the Amazonas Basin. Whereas the Cretaceous rocks occupy a large area along the margins of the Amazonas Basin, in the Solimões Basin these rocks occur only in subsurface, at depths of 500 m (Eiras *et al.* 1994). Cretaceous and Neogene rocks were exposed and under weathering conditions, developed bauxitic-lateritic profiles on at least two occasions during the Cenozoic, in the Paleogene/Eocene

and Miocene-Pliocene that can be correlated throughout Amazonia (Costa 1991, Théveniaut & Fresyssinet 2002, Rossetti 2004, Costa *et al.* 2014).

The more elevated topography of the Amazonas Basin, coupled with the limited thickness of the Cenozoic sediments (~ 20 m) suggest a limited accommodation space and low preservation potential for the sedimentation during the Cenozoic. On the other hand, in the Solimões Basin the record of the Cenozoic sedimentation attains 700m, widely exposed throughout the basin (Wanderley Filho *et al.* 2007).

The tectonic framework of the Amazonas Basin also limits the modern sedimentation of the Amazon River. Many segments of the river valley and the low course of its tributaries exhibit fluvial scarps sculptured in the Cretaceous rocks. The highest hills with minimum elevation of 120 m above current sea level occur in the central trough of the Amazon River, near Parintins and the Óbidos region. The top of hills with elevations exceeding 200 m above current sea level generally with bauxite-lateritic hardcaps, worked in open pit mines in the Juruti region.

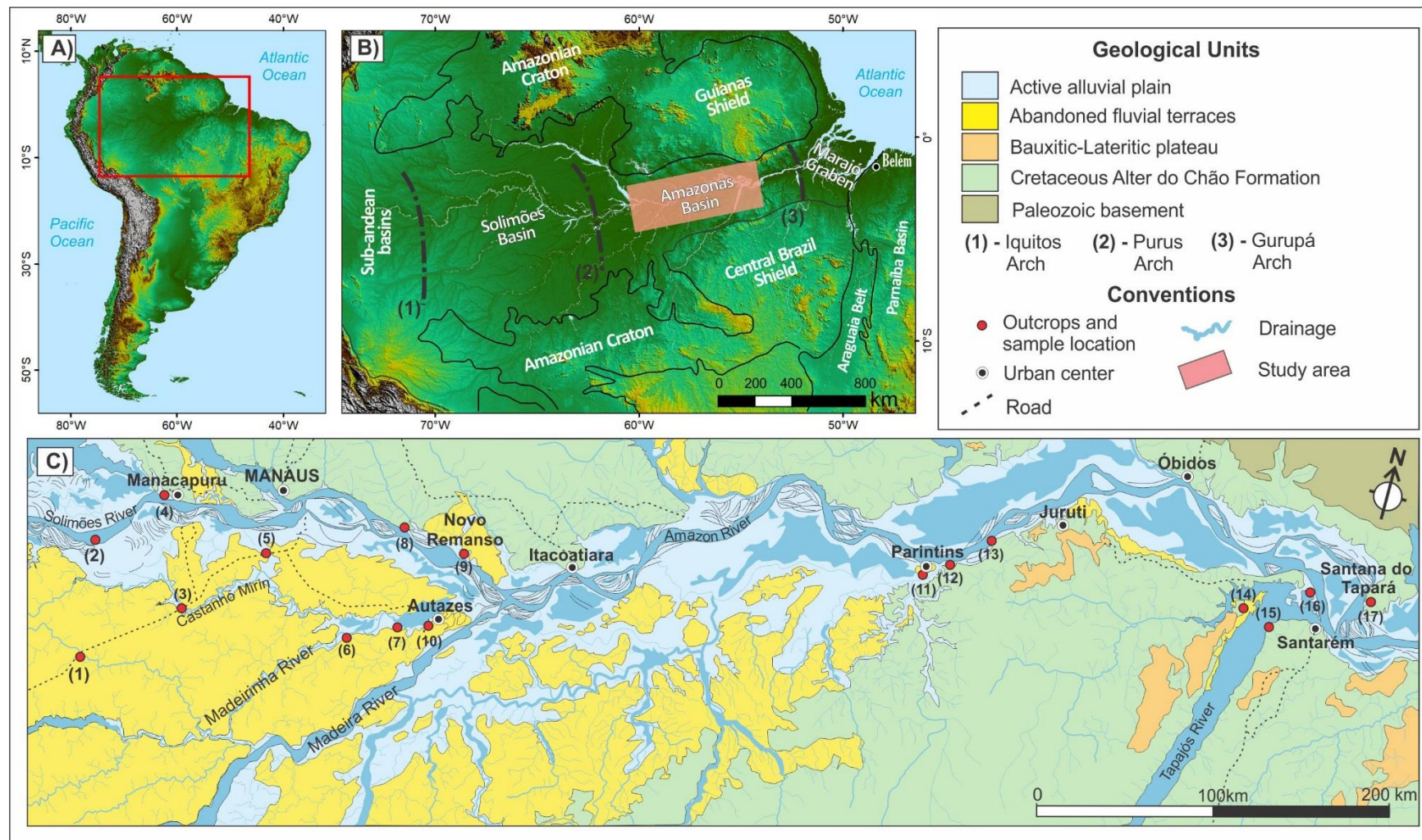


Figure 1: A) Central-Eastern Amazonia. B) Geotectonic compartments of Amazonia. C) Simplified geological map of study area. Modified after the Brazilian Geological Survey (CPRM, 2010).

3. MATERIAL AND METHODS

3.1. SEDIMENTOLOGY AND STRATIGRAPHY

The fluvial deposits were studied on the riverbanks exposed between the city of Manaus, Central Amazonia and the town of Santarém, Middle-Eastern Amazonia. These deposits were derived from outcrops exposed along the margin of Solimões, Madeira, Madeirinha, Tapajós, and Amazon rivers, and in roadcuts along the BR-319, near the town of Autazes. The sedimentological information such as lithology, texture and sedimentary structures was used in facies analysis to define the sedimentological processes responsible for their genesis (Miall 1991, Walker 1992). The vertical and lateral aspects of facies and surface contacts enabled the elaboration of measured stratigraphic sections, and the definition of sedimentary units and their correlation. The structural data of fluvial deposits, Paleozoic and basement rocks obtained during fieldwork following the procedures as described in Coe (2010).

3.2. MORPHOSTRATIGRAPHY

The digital elevation model (DEM) derived from the Shuttle Radar Topography Mission SRTM was acquired in Earth Explorer platform freely available by United States Geological Survey (USGS). Thirty-six scenes were used, ranging from latitude 2°S/5°S and longitude 54°W/62°W, covering an area of 442,400 km² comprising a data band of more than 1,000 km in length. SRTM data was processed in ArcGis 9 and Global Mapper 16 to enhance the morphological context of study area. The topographic and morphological information helped to highlight the differences between the abandoned and active alluvial plain and Mesozoic rocks. The morphological description of the deposits was based on sedimentological information obtained during fieldwork. The drainage network and geomorphometric pattern, and additionally the structural data obtained from fieldwork was used in making rose diagram using the GeoRose software. The geomorphological classification of Central-Eastern Amazonia follow the proposals made previously for this region including those by Mertes *et al.* (1995), Soares (2007), Irion *et al.* (2010), Latrubesse & Franzinelli (2002) and Park & Latrubesse (2017).

3.3. LUMINESCENCE GEOCHRONOLOGY

The sedimentary facies analysis provided the guide for collecting samples for luminescence measurements. These samples were collected in opaque pvc and aluminum tubes, 30 cm long and 5 cm in diameter in order to avoid sunlight exposure and contamination. Luminescence measurements were carried out at the Luminescence Gamma Spectrometry Laboratory of the Universidade de São Paulo (LEGaL-USP). In the laboratory, the samples were wet sieved to separate the 180-250 μm grain size fraction. Then, the samples were submitted to treatment with H_2O_2 and HCl (10%) to remove organic matter and carbonate minerals, respectively. Quartz separation involved lithium metatungstate solution (LMT) to separate light minerals from heavy minerals (LMT = 2.85 g/cm^3) and to separate quartz from feldspar grains (LMT = 2.62 g/cm^3). After this step, quartz concentrates were submitted to treatment with HF 38% for 40 min to remove the external layer of quartz grains and remnant feldspar grains. After the chemical treatments, which can reduce quartz grain-size, samples were sieved again to separate grains in the 180-250 μm size interval following the standard procedures as described by Aitken (1998).

Radionuclide concentration for dose rate calculations were determined by high-resolution gamma ray spectrometry with a high purity germanium detector HPGe in an ultralow background with a 55% relative efficiency and 2.1keV of energy resolution at 1332 keV (Canberra Industries). The dose rate radiation was determined from the U^{238} , Th^{232} e K^{40} activities, and conversion factors outlined by Guérin *et al.* (2011). The cosmic dose rate was calculated according to Prescott & Hutton (1994). The water saturation in each sample was determined by the ratio between the water weight and the dry sample weight. Radionuclide concentration of modern fluvial bars (TAP-27 e XNG-47-2) was used to estimate the possible influence of the Amazonian weathering process.

The luminescence measurements were carried out on the Risø TL/OSL DA-20 reader system, equipped with a $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ beta source and dose rate of 0.087 Gy/s (RISO 1) and 0.134 Gy/s (RISO 2), blue LEDs (470 nm) operated at 90% power (~ 40 mW/cm) and infrared LEDs (870 nm). Equivalent dose (D_e) estimation was initially determined through a single aliquot regenerative dose (SAR) protocol (Murray & Wintle, 2000) using an optically stimulated luminescence (OSL) signal. Additionally, the feldspar infrared stimulated luminescence (pIRIR, Buylaert *et al.* 2012) and thermally transferred OSL (TT-OSL, Wang *et al.* 2006, Adamiec *et al.* 2010) was applied to

determine the natural dose and burial age of the samples. The longitudinal fluvial bar sands of Solimões and Xingu rivers (MAO-195, XNG-47-2) were used to check the bleaching capacity in a modern analogue sedimentary system by evaluating the residual pIRIR and TT-OSL signal. (See Section S2.3 for details).

The D_e calculation followed the central age model (CAM) (Galbraith *et al.* 1999) of aliquots with a recycling ratio between 0.90-1.10 and recuperation less than 5%, as suggested by Murray & Wintle (2000, 2003). The recycling ratio and recuperation reference limits was expanded to 15% and 10% for TT-OSL aliquots. The lower contribution of the feldspar signal, with 10 % of unity attests to the purity of all measured aliquots, Duller (2003). The Manacapuru section (BMR-243) was dated from previously published palynological data and assigned a late Miocene/Pliocene age for Novo Remanso Formation (Dino *et al.* 2012, Guimarães *et al.* 2015) and was used to evaluate the SAR-OSL and TT-OSL signals.

Sensitivity luminescence measurements were carried in fluvial deposits to obtain a provenance fingerprint of these sediments (Sawakuchi *et al.* 2018). These data were compared with the riverine sediments sensibility in the tributaries of the Amazon River that drain Precambrian and Cenozoic rocks.

4. THE AMAZON RIVER SUCCESSION

4.1. MORPHOLOGICAL FEATURES

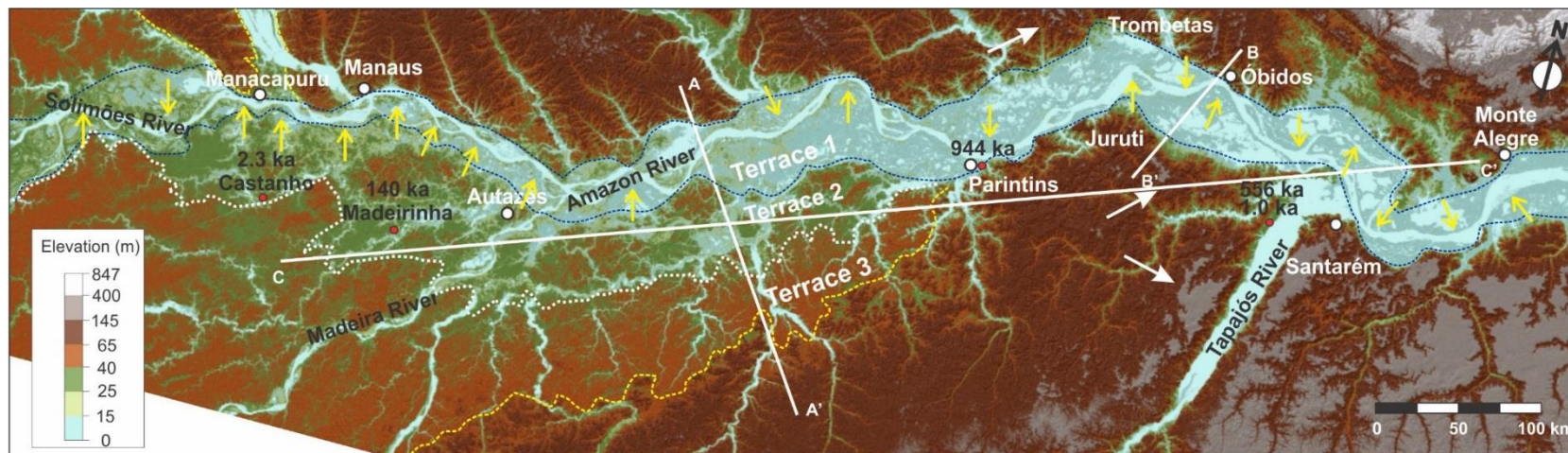
The geomorphological units of the Amazon River represent three morphologic levels: 1) elevations up to 50 m above current sea level formed by plateaus developed on Cretaceous rocks, with a degree of denudation medium sustained by lateritic or lateritic-bauxite crust, trellis drainage pattern and interfluves up to 2,5 km in width; 2) flat areas with less erosion and 50 to 20 above current sea level, sub-trellis drainage and generally developed on abandoned terraces (T3 and T2) until Parintins region; and 3) representing the lower topographic level below 20 above current sea level that include the active channel of Amazon River (T1) (Figure 2).

The terraces are limited by areas of *terra firme* developed on Cretaceous rocks (Figure 2). The T2, and mainly the T3 terraces may also be considered as areas of *terra firme*, because these are currently are less affected by the seasonal (annual) flooding of the river. The influence of the flooding affects mainly the secondary channels that transected the older terraces. The complex pattern of these secondary drainage forms

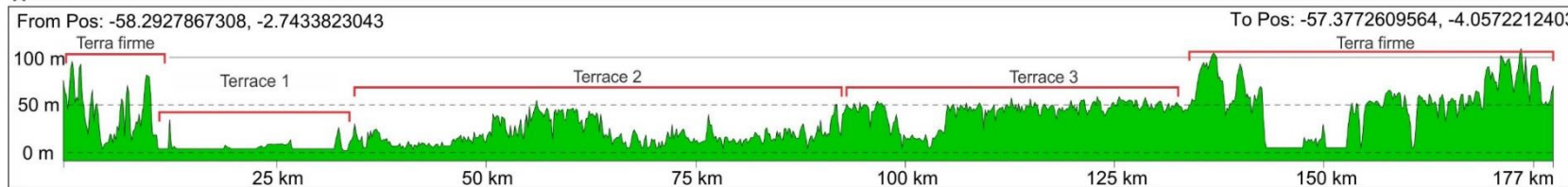
active streams connected to main channel of the Amazon River by narrow channels called *furos* and *paraná*s. Some of these narrow channels are barred at the mouth forming funnel-shape features, known as *rias*, which generally appear as elongated lakes (Figure 3).

The terraces are essentially composed by flood plain deposits, and occur in a NE-SW trending depression the difference in elevation of which ranges from about 25 to 50 m. The older terraces are situated along the right-bank margin of the Amazon River, and become younger to the N (T1), close to left-bank margin (Figure 2). The main channel between Solimões and Madeira rivers are confined to a narrow trough, less than 5 km wide, developed in the T1 and T2 terraces, and limited by fluvial scarps sculpted in T3 terrace and Cretaceous rocks (*terra firme*). In this region the abandoned terraces may exceed 200 km wide. The T1 terrace becomes broader from Autazes and, in contrast, the exposed area of the T2 and T3 terraces is drastically reduced downstream to the town of Parintins (Figure 2). The T2 terrace situated downstream from the town of Parintins may be up to 11 km wide.

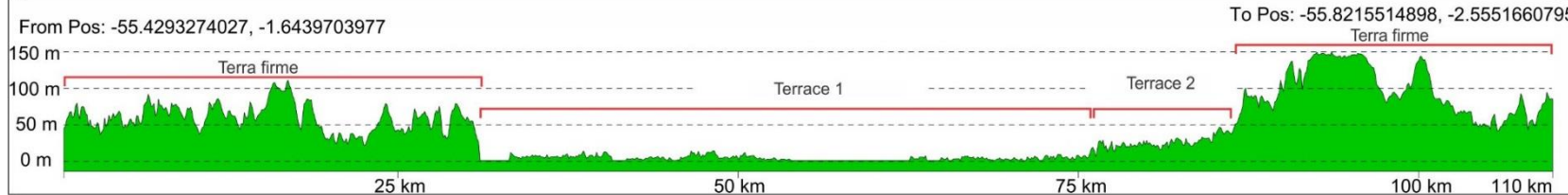
The dissected relief forms hills with flat summets, differentiated topographically in function of the resistance to erosion of the sedimentary units. The plateaus sustained by bauxitic-lateritic crusts developed in Cretaceous rocks are observed as upland areas, and occur in isolated areas from the towns of Parintins, Juruti, Trobetas and Óbidos, becoming more continuous to the SE of Santarém, reaching elevations of 150 m (Figure 4). Yellow latosols overlie the lateritic crusts and are a characteristic feature of the landscape of the eastern region of the study area (Figure 4). The T3 terrace displays ferruginous and indurated beds at the top. These have an elevation of about 50 m, and are a characteristic feature of the relief in the Autazes and Parintins regions. These are also well exposed in roadcuts near the town of Autazes (See Figure S2). The third level, the T2 consist of relicts of scroll bars that reach elevations of 25 to 30 m, as well as, inactive scroll bars or scrolled-flooding plains (Figure 2). These features consist of a succession of curved accretion lines forming ridges and swales, well observed over a wide area from the Madeira River up to town of Parintins (Figure 3). The T1 terrace lies 25 m below, and consists of active scroll bars and overbank deposits.



A **A'**



B **B'**



C **C'**

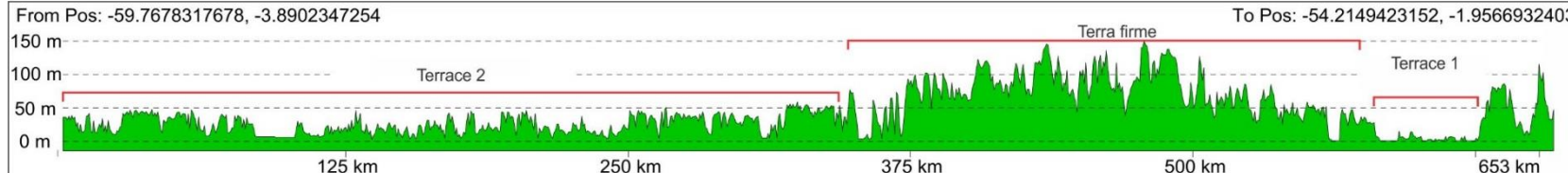


Figure 2: The geomorphological units of the Amazon River in Central-Eastern Amazonia. Three levels of fluvial terraces occur in this region the characteristics of which are active and abandoned channel and overbank deposits. The terraces are confined to *terra firme* developed in Cretaceous rocks at elevation exceeding 100 m. Dotted lines show the terrace boundaries. The cross sections are labelled by A'-A'', B'-B'' and C'-C'. The yellow arrows indicate the small and large meanders of the main channel of the Amazon River.

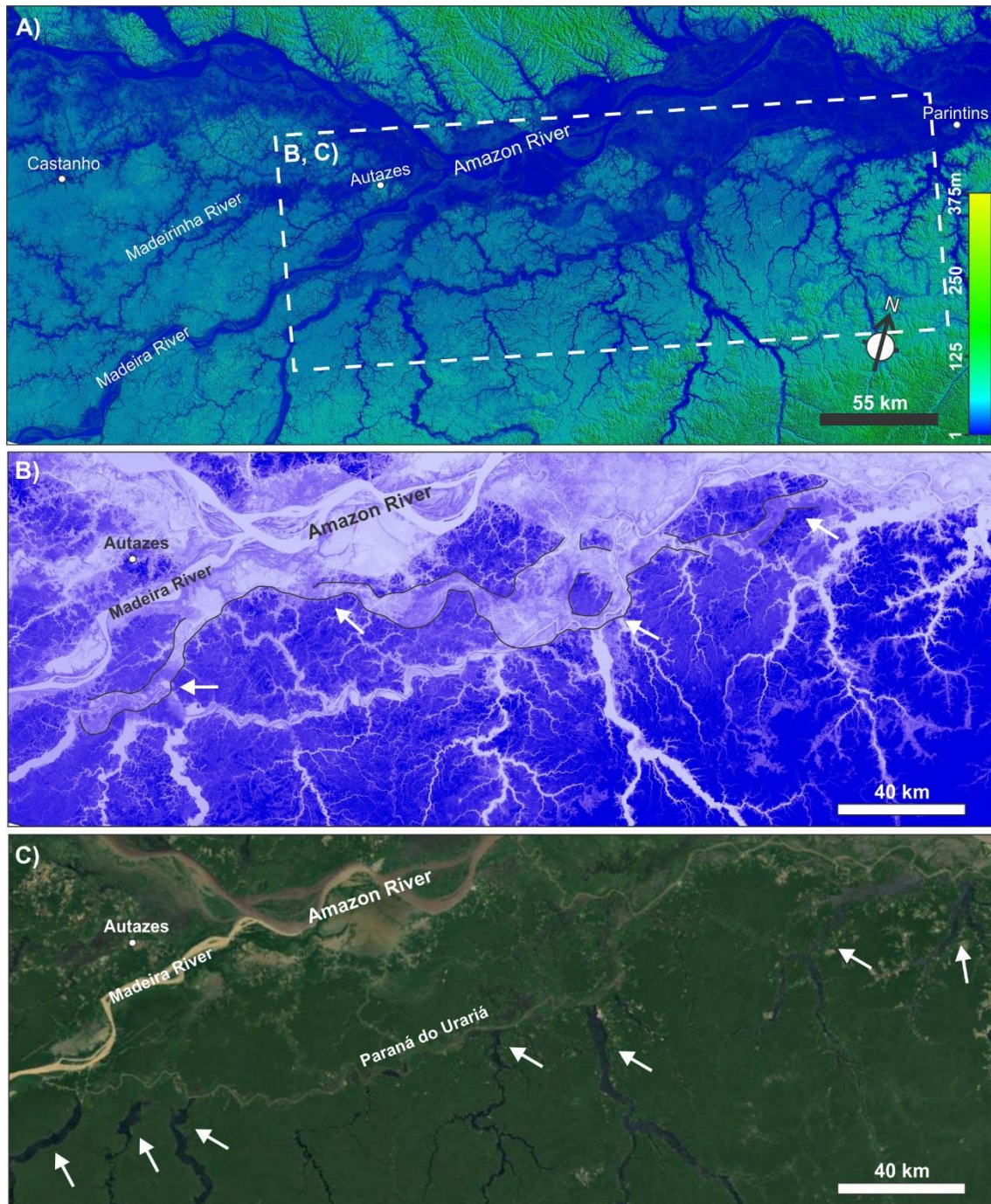


Figure 3: Complex drainage pattern developed in fluvial terraces in Central-Eastern Amazonia. A) Dendritic drainage pattern concentrated in younger terraces are mainly crevasse splay channels. B) Older secondary streams with the development of scroll bars are superimposed by paleochannels; the barred drainages forming elongated lakes or *rias*. C) The *rias* are common features barred by younger secondary drainage or *paraná*. Note the enlargement of the *ria* lakes at the mouth.



Figure 4: Morphological features observed within the area under study. A) Fluvial scarps sculpted in Cretaceous rocks, Óbidos region. B) Yellow latosol overlying a bauxitic zone developed on the tops of plateaus, open pit at the Alcoa Quarry, Juruti region. Lateritic crust rooted in Cretaceous rocks underlaid by T3 with ferruginized beds near the town of Autazes.

4.2. STRUCTURAL LINEAMENTS

Previous proposals about the drainage evolution suggest that the origin was triggered by climatic agents to explain changes in the Amazon ecosystem. Therefore, some changes in the physical settings, mainly related to the landscape evolution has been attributed to neotectonic causes, chiefly fault reactivation (e.g. Costa *et al.* 1996, 2001, Franzinelli *et al.*, 1999, Bezerra, 2003, Latrubesse & Franzinelli 1993, 2005, Mertes & Dunne, 2007). To test this hypothesis a structural analysis using SRTM data and fault-fracture measurements in the field was applied.

Generally, the drainage and relief lineaments show three families: NW-SE, NE-SW and E-W. The faults and fractures show two or more families found in a heterogeneous form in the rocks. The basement rocks show families of fractures in all quadrants (NW-SE, NE-SW, N-S e E-W). The Cretaceous rocks, and to a lesser extent the Paleozoic rocks show fractures with strike NNE-SSW, NE-SW, E-W and NW-SE.

Deposits of the alluvial succession exposed along the margins of the Tapajós River in the Santarém region shows fractures with strike NW-SE (290° - 295° Az), with subordinate families striking NE-SW and N-S, coincident with the strike of fractures of the older units (Figure 5).

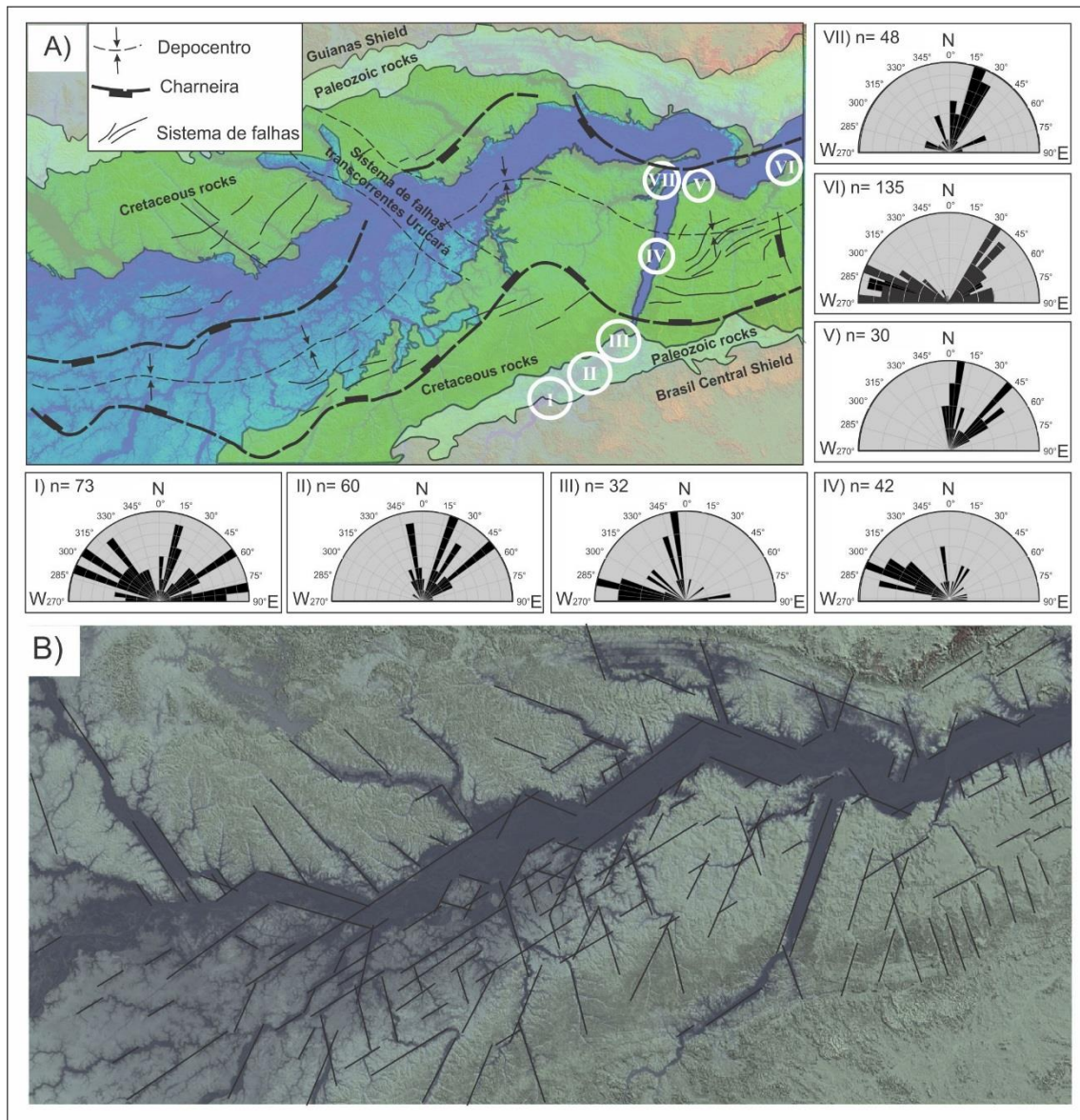


Figure 5: Structural lineaments of Central-Eastern Amazonia. A) Simplified geological map showing the main structures of the basin, based on seismic reflection and Bouguer anomalies, detaching the axial depocenter and fault zones (cf. Costa 2002 and Travassos & Barbosa Filho, 1991). Fault-fracture measured in the field were made in basement rocks (Site I), Paleozoic (Sites II and III), Mesozoic (Sites IV, V and VI), and Cenozoic rocks (Site VII) are plotted in rose diagrams. B) Lineaments network; note the apparent fluvial scarps orientation of main channel following NW-SE and NE-SW trending lineaments.

4.3. LUMINESCENCE GEOCHRONOLOGY

The quartz aliquots from the T2 and T3 alluvial successions were saturated for SAR-OSL, showed a natural signal significantly higher than maximum dose ($2D_0$, above this limit the dose measurement becomes less reliable (Wintle & Murray 2006). In the case of the Castanho region, the maximum dose that could be estimated using SAR-OSL signal had a value of 108 Gy. The stability of the SAR-OSL signal was also demonstrated by the equivalent dose calculation for the Miocene succession (BMR-243), the value of which was above of the maximum estimated dose ($2D_0 = 104$ Gy).

The dose recovery test showed the good dosimetric performance of p-IRIR signal. The calculated-to-given dose showed a ratio of 1.26 ± 0.01 , for a given dose of 450Gy. In the dose recovery test the average values of recycling and recuperation were 1.00 and 1.23, respectively. The natural dose value calculated for sample from the Madeirinha profile using the p-IRIR protocol was 411.7 ± 24.4 Gy, with values of recycling and recuperation of 0.99 and 2.01%, respectively. The pIRIR signal showed a saturation dose with $2D_0$ value of 953.07 ± 11.11 Gy. However, the residual dose (241.1 ± 14.5 Gy) calculated for modern sediments (MAO-162) corresponds to about 59 % of D_e value estimated for Madeirinha profile. Thus, age estimation was calculated by subtraction of the residual dose. Therefore, the burial age for the sample from Madeirinha region (BMR-231-A) was 140.2 ± 21.4 ka, for a dose rate of 1.21 Gy/ka (Table 1).

In the same way, the pIRIR signal, the dose recovery test demonstrated good dosimetric performance of the TT-OSL signal. The dose recovery test test was performed using for aliquots aliquots bleached at were bleaching 350° C for 200 s (Riso reader). The the calculate-to-given dose showed ratio of 0.88 ± 0.02 , for given dose of 400 Gy and 0.86 ± 0.02 for given dose of 1000Gy. For a given dose of 400 Gy the average values of recycling and recuperation were 1.04 and 0.8% and 0.99 e 2.6% (blue bleach 350° C for 200 s). For a given dose of 1000 Gy the average values of recycling were 1.04 and recuperation 0.0%, and 1.11 and 2.0 (blue bleach 350° C for 200 s). The natural dose calculated for the alluvial succession using TT-OSL signal ranged from 245.8 ± 47.9 to 1221.6 ± 117.3 Gy, with moderated (21.5%) to high (45.9%) overdispersion values. The values of recycling ratio presented values between 0.92 and 1.07, and recuperation between 1.72 and 6.96%. The $2D_0$ are unavailable because the higher saturation dose value.

The linear behaviour of the dose response curve for the sample of the Miocene succession (BMR-243) revealed uncertainty of the TT-OSL signal for high doses. Thus, the natural dose calculated using the TT-OSL protocol might have resulted in the underestimation of the dose. The burial ages calculated from this signal were considered minimum ages. With regard to the age of the sample from the Castanho region (P1-CAST-AM-1), which showed the highest natural dose ($1221.6 \pm 117.3\text{Gy}$), for a dose rate of 1.21 Gy/ka was calculated to be a minimum of 2 Ma. The upper part of the section described for the Tapajós region showed a minimum age between $557 \pm 72\text{ ka}$, and a maximum age of $1,063 \pm 113\text{ ka}$.

The dose rates of the alluvial succession in the T2 and T3 terraces ranged from 0.260 ± 0.019 to $1.212 \pm 0.063\text{Gy/ka}$. These values are relatively lower when compared to the dose rate of $2.27 \pm 0.21\text{Gy}$ and $1.51 \pm 0.02\text{Gy/y}$ reported for modern sands from Tapajós and Xingu regions, respectively. The lowest values of the dose rate were observed in a group of samples having the highest doses estimated from the TT-OSL signal. However, this trend persists when comparing the Th/U ratios.

The previous luminescence age for the T1 succession has been presented by Latrubesse & Frazinelli (2002), Soares *et al.* (2010), Rozo *et al.* (2012) and Gonçalves Jr. *et al.* (2016) with a range of 18.300 to 2.000 ka and ^{14}C age of 0.31 years BP.

Table 1 – Equivalent doses, dose rates and burial ages for samples

Sample	Aliquots	De (Gy)	O.D (%)	Recycling ratio	Recuperation (%)	Total dose rate (Gy/ka)	Age (ka)	Unit
XNG 47-2 (OSL)	24	0.31 ± 0.01	10			1.51 ± 0.02	0.204 ± 5	T1
MAO-162 (p-IRIR)	6/6	241.1 ± 14.5	14.2	0.99 ± 0.40	1.07 ± 0.48	-	-	
BMR-231-A (p-IRIR)	15/17	170.2 ± 24.4	22.6	0.99 ± 0.01	2.01 ± 0.02	1.212 ± 0.063	140 ± 21	T2
P7-RT-2 (TT-OSL)	6/12	283.7 ± 31.5	25.7	1.07 ± 0.02	3.37 ± 0.19	0.510 ± 0.034	557 ± 72	
P1-CAST-AM-1 (TT-OSL)	7/10	1221.6 ± 117.3	24.7	0.92 ± 0.01	1.72 ± 0.06	0.523 ± 0.035	2338 ± 273	T3
P5-PAR-AM-1 (TT-OSL)	6/12	245.8 ± 47.9	45.9	0.98 ± 0.02	2.15 ± 0.35	0.260 ± 0.019	944 ± 196	
P7-RT-1(TT-OSL)	8/10	357.4 ± 28.9	21.5	0.99 ± 0.02	6.96 ± 0.27	0.336 ± 0.023	1063 ± 113	

The luminescence sensitivity results of alluvial succession permitted the identification of sediments with lower sensibility (7.53-10.23%) and intermediate sensibility (18.17-24.21%). The lower sensibility occurs in the sample from the Miocene succession (7.53%) and in the sample from the Parintins section (10.23%). Intermediate sensibility occurs in the samples from Castanho (24.21%), the Tapajós region (18.17%), and from the Madeirinha region (19.87%).

4.4. SEDIMENTARY SUCCESSION

The alluvial succession in the T3, T2 and T1 terraces consist of very fine sand to gravel and locally clay, organized in metric-scale fining-upward cycles. This unit overlying an unconformity developed on strongly weathered Cretaceous rocks (Figure 7A). This discontinuity surface is marked by a laterite profile, the characteristic of which is a highly ferruginous duricrust zone with a massive framework and pisolite/spherulite hematite/goethite-cemented fragments. In this work, the sedimentological and stratigraphic analysis will be concentrated in the alluvial succession related to the T2 and T3 terraces, respectively subdivided into a Lower Unit and Upper Unit, separated by an unconformity (Figure 6).

The Lower Unit was described in the Castanho, Autazes, Parintins and Tapajós regions. This unit comprises the deposits of the higher topographic levels of the alluvial succession having a minimum burial age of 2 Ma. The 13 m thick succession consists of granules with boulders (>14cm), coarse sand, and locally clay with grey organic rich matter (Figure 8). The deposits of the Lower Unit are strongly weathered and often the separation from weathered Cretaceous rocks is difficult to define. A bed of ferruginized sand and gravel at the base of this unit mark the contact with the Cretaceous rocks. The gravel contains pebbles of stratified sandstone, ferruginized claystone and sandstone, and quartz pebbles. The sand deposits are generally medium to coarse grained, display tabular, and trough cross-stratification. The set thickness, up to 1.20 m, may contain a quartz pebbly lag. Paleocurrent trends of cross bedding are preferentially to the NE and SE. These sedimentary facies are interpreted as inclined heterolithic bars and active channel deposits, grouped into a channel-fill facies association that grades vertically into intercalations of sand and mud with wavy bedding and massive mud units of overbank facies association. The unconformity developed on the Lower Unit is marked by a poorly defined ferruginous zone, the characteristic of which is its porous texture that follows an incipient stratification.

The Upper Unit with burial age of $140 \pm 21\text{ka}$ was described along laterally continuous riverbank exposures along the margin of the Madeirinha River, and the upper part of the sections described at Parintins, Tapajós and Santana do Tapará. The ferruginization process observed in this unit is generally incipient as compared to Lower Unit, and thus it favoured the preservation of sedimentary structures. The 12 m thick succession is mainly composed of sand interbedded with mud and locally with coarse sand and mud alternation with inclined heterolithic stratification (set thickness up to 4 m). These are seen to be bioturbated, locally, and are interpreted as point bar deposits (Figure 8B). These deposits grade vertically into sand and mud intercalation with wavy to flaser bedding and massive mud units of overbank facies association. Sandy fine-grained layers of flaser bedding generally display climbing ripple cross-lamination, and convolute lamination. The ferruginous soil developed on the Lower Unit and Cretaceous rocks were, in part, removed and fragmented, forming stone lines and stone layers (Figure 7C). Clay with grey rich organic matter contains plant remains found in the upper part of the fluvial succession.

The T1 terrace deposits have been described previously by Rozo *et al.* (2012) and consist of silty, fine-grained, moderately to well-sorted sand and greyish clay that forms inclined heterolithic stratification with sets with up to 8 m thick (Figure 9). The scroll bars strata generally dip up to 10° with migration highly variable between individual sets. Bioturbation and plants remain with trunks and leaves occur in regular beds having even parallel stratification and lamination. These deposits display an anastomosing morphology with stable, multiple interconnecting channels that locally enclose floodbasins. In addition, the deposition is associated with sinuous secondary channels and natural levees concentrated on concave banks, distributed on scroll bars, and forming islands configuring present-day migration of fluvial systems.

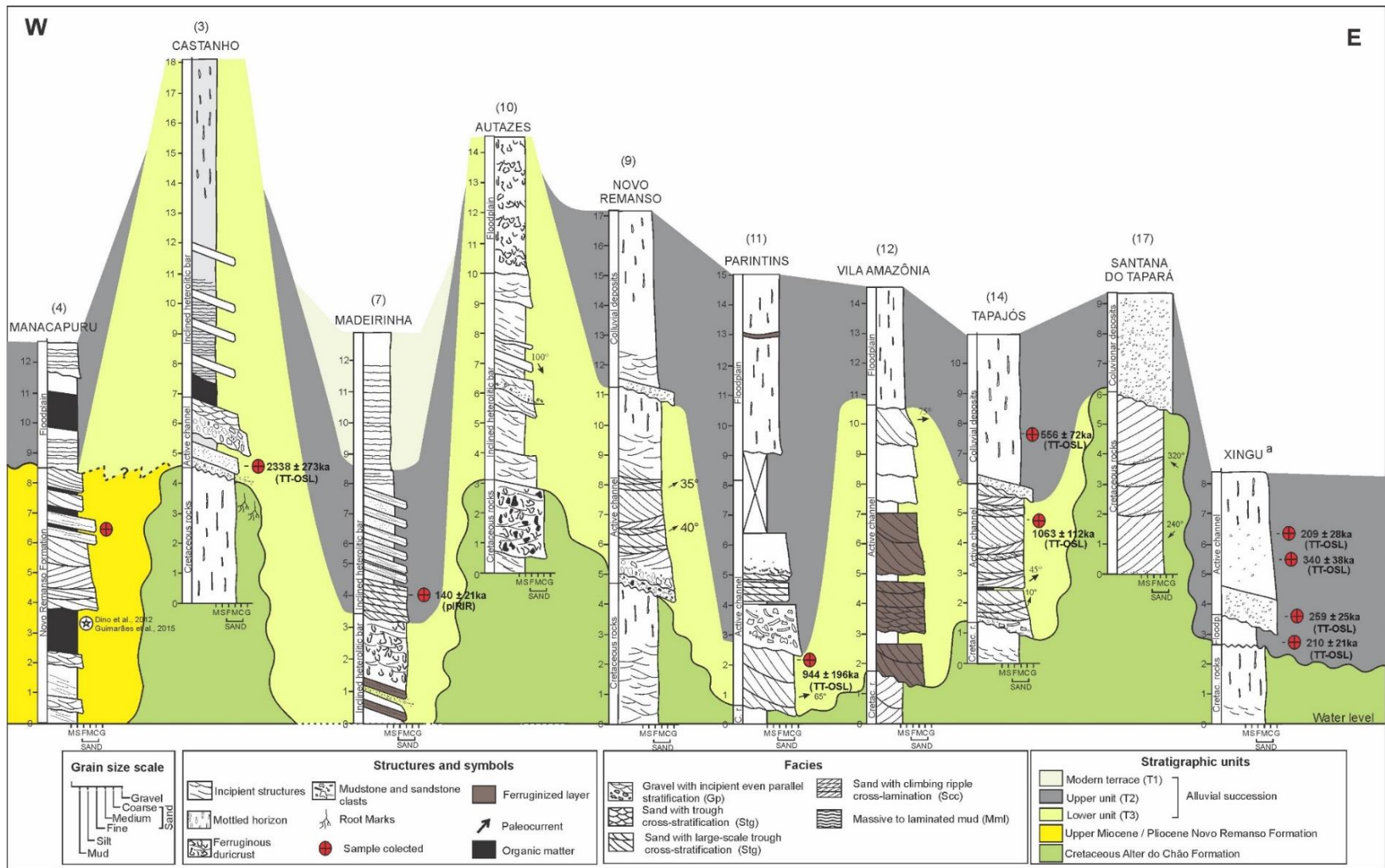


Figure 6: Lithostratigraphic sections of the alluvial succession. ^a Section described by Pupim *et al.* (2016) at Xingu River region

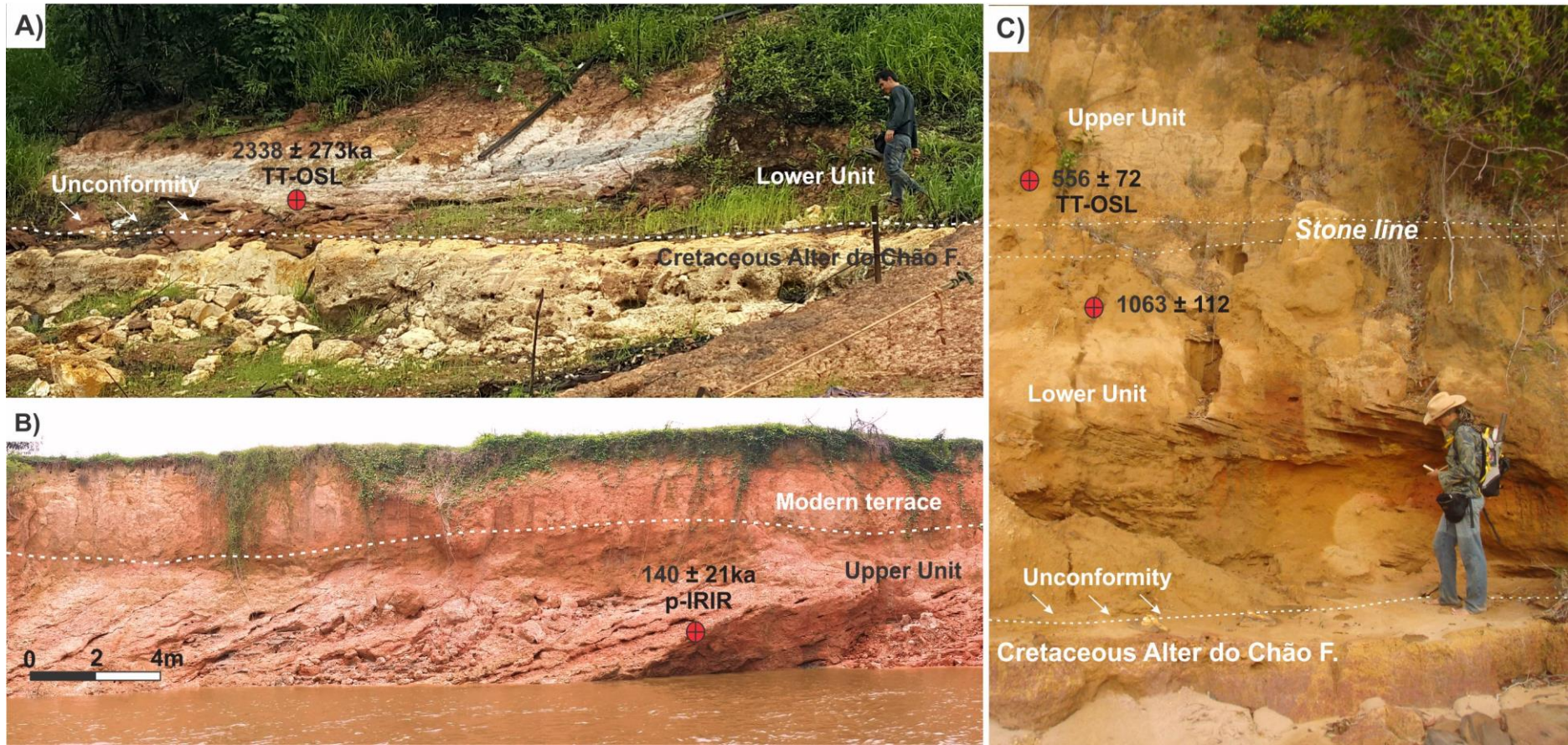


Figure 7: Stratigraphic sections of the fluvial succession. A) Discordant contact of the Lower Unit over the highly weathered Cretaceous rocks exposed along the bank of the Castanho River; B) Contact between the Upper Unit and the modern terrace deposits, exposed along the Madeirinha River; C) Fluvial succession of the Lower Unit described along the banks of the Tapajós River and separated by a stone line from the overlying deposits of the Upper Unit.

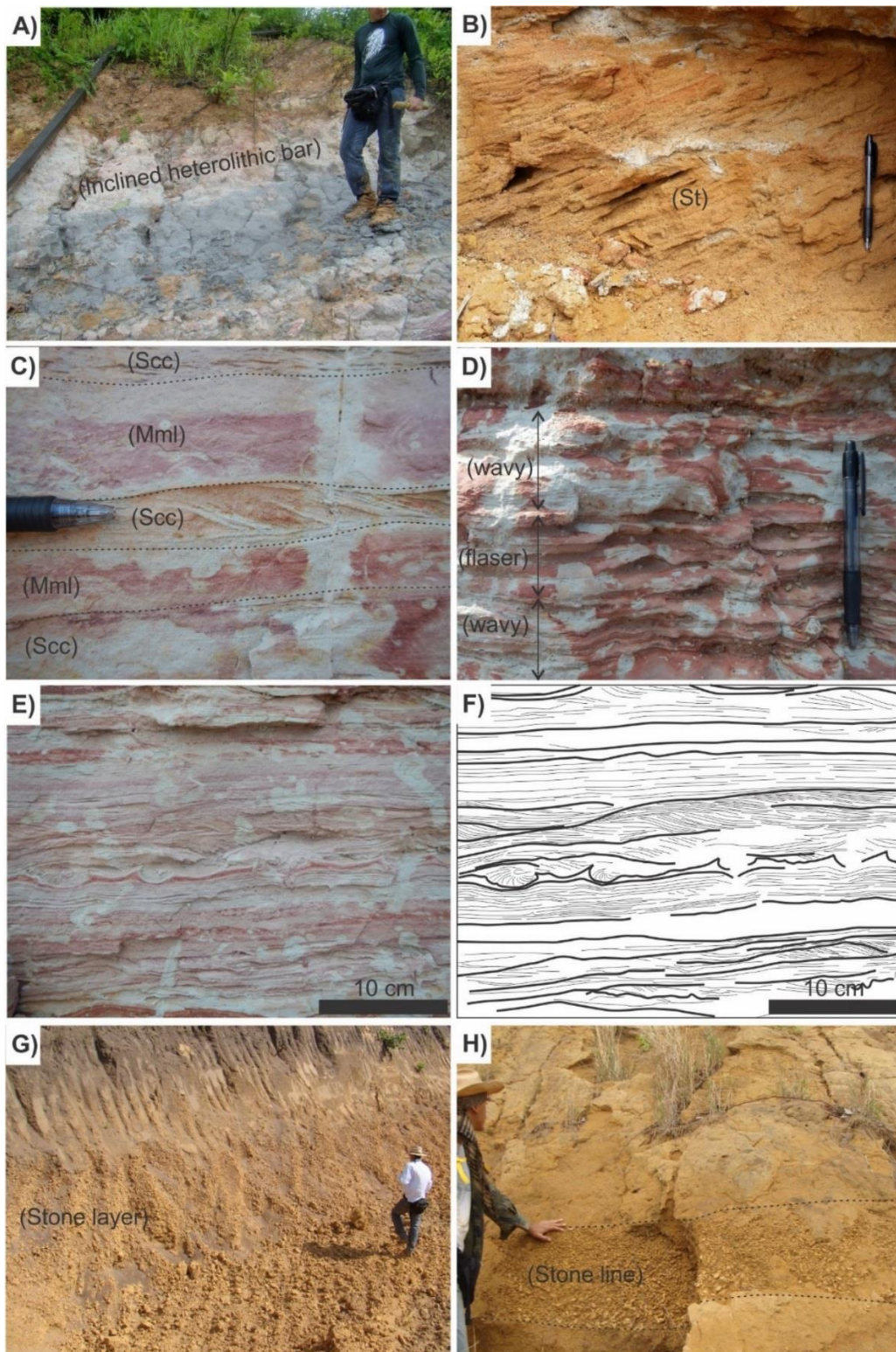


Figure 8: Sedimentological aspects of the abandoned alluvial succession. A) Inclined sandstone beds with intercalations of massive to laminated mudstone having a large concentration of organic matter; B) Cross bedding units of coarse sand with trough cross-stratification; C) Climbing ripple cross lamination in beds of laminated clay; D) Sand/clay beds of the wavy and flaser type; E and F) Intercalations of laminated clay, sand with climbing ripple cross lamination and convolute lamination; G and H) Colluvial deposits and stone line.

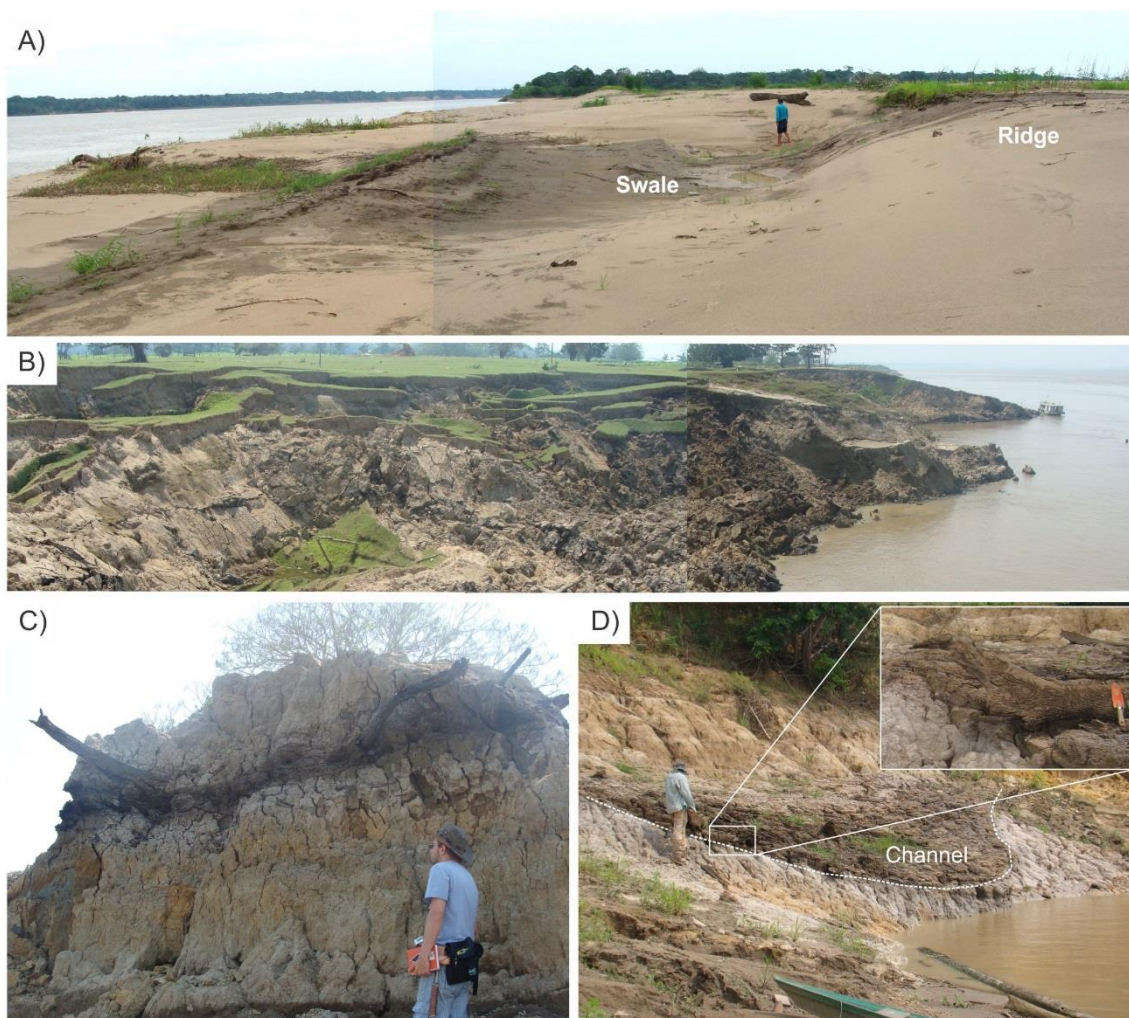


Figure 9. Morphological aspects and deposits of T1. A) Scroll bar showing swale-ridge morphology; B) listric faults related to *terra caida* processes; C) Inclined heterolithic stratification with trunks in the master bedding; D) Channel geometry filled by abundant organic detritus, mainly tree trunks (in the detailed box).

5. DISCUSSION

5.1. LUMINESCENCE AGES OF CENTRAL-EASTERN AMAZONIA

In spite of the favourable characteristics of quartz for dating using the SAR-OSL signal in sediments, the natural dose came well above the maximum dose that can be estimated. The saturation of the SAR-OSL signal in the Miocene succession revealed the limitations of this protocol. In the case of our samples the SAR-OSL signal was restricted to the samples having burial ages less than 207 ka. The luminescence data measurements obtained from the pIRIR of potassium feldspar and the TT-OSL of quartz grains reinforce the morphological and sedimentological description of the samples collected.

The pIRIR signal was found to be stable, and became saturated in high doses. The problems found in using this signal were related to the low rates of bleaching in

samples that had undergone long periods of exposure to sunlight. In this case, the poorly bleached samples the contamination of the natural dose by the residual signal may have caused the overestimation of the burial ages, thus indicating a maximum depositional age. It is worth noting that the drainage with a high concentration of suspended sediments, as is the case of the Solimões River, suggest inadequate condition to bleaching of the pIRIR signal. The usage of the pIRIR signal permitted the interpretation that the sediments of the Upper Unit were deposited in about the middle Pleistocene.

In like manner, it was possible to estimate doses over 1 kGy from the TT-OSL signal. However, the behaviour of the signal at these high doses is uncertain. Thus, the calculated ages from the TT-OSL signal may cause the underestimation of the doses thus revealing minimum burial ages.

The minimum ages obtained from the TT-OSL signal, the discordant stratigraphic relationship with the Cretaceous rocks, and correlation with the Miocene deposits, suggests that the Lower Unit was deposited towards the end of the Pliocene and the dawn of the Pleistocene. Denudation gave rise to the beginning of the deposition of the Upper Unit in the lower Pleistocene.

In spite of the sub aerial exposure throughout the Quaternary, weathering processes did not influence the dose rate from the lixiviation of radioactive elements used in these calculations. The inconsistency of these dose rates may possibly be associated with the granulometric characteristics of the samples analysed, as has been suggested by Pupim *et al.* (2016).

Fluvial sediments from the mountainous regions of the Andes and sedimentary sub-Andean basins together having low sensibilities (Steffen *et al.* 2009, Sawakuchi *et al.* 2018), were already present during the deposition of the Lower Unit, as well as from channels containing a mixture of sediments from sub-Andean and cratonic sources. The Upper Unit shows a channel similar to that of the modern Amazon River, having a low sensibility (Sawakuchi *et al.* 2018). None of our samples contained quartz grains with high sensibility from drainage almost exclusively covering cratonic areas such as Tapajós and Xingu (Sawakuchi *et al.* 2018). These characteristics may be confirmed by more detailed sensibility measurements and provenance analysis based on the heavy mineral assemblages.

Although the low sensibility observed in the Miocene successions suggest

sediments from drainage of Andean provenance, the predominance of pollen and zircon grains from cratonic regions suggest that this drainage with headwaters in the Purus Arch region was restricted (Mappes 2009, Dino *et al.* 2012, Nogueira *et al.* 2013, Guimarães *et al.* 2015). Additionally, the presence of reworked Albian-Cenomanian palynomorphs is evidence for intense erosion and the reworking of Cretaceous rock. For quartz grains from elevated regions subjected to rapid erosion Sawakuchi *et al.* (2018) proposed an inverse relationship between the denudation rates and the quartz sensibility for modern sediments of the Amazon region.

5.2. LUMINESCENCE GEOCHRONOLOGY OF THE AMAZON CENOZOIC UNITS: DISCUSSION

Since the quartz grains of the Amazon region show excellent characteristics for the usage of the OSL-SAR signal in luminescence dating, this has been the signal most used in regional studies, and has enabled the identification of sedimentation events related to the fluvial dynamic from the late Pleistocene (Rossetti *et al.* 2015, Cremon *et al.* 2016, Gonçalves Jr. *et al.* 2016). The on-going evolution of this technique has permitted improvements in the established protocols and to an understanding of the limitations (Wintle & Adamiec 2017). Although the OSL signal in quartz has a saturation of about 150-200 Gy (Wintle & Murray, 2006), ages of 346.6 ± 48.6 ka were calculated from doses of 285 ± 29 Gy in the tributaries of the northern and southern margins of the Amazon River (Rossetti *et al.* 2015), as well as ages of 240 ± 16 calculated from doses of 285 ± 29 Gy from samples collected from terraces in the Castanho region (Gonçalves Jr. *et al.* 2016). These ages may be valid minimum ages, since the equivalent doses used in the calculation may represent the saturation dose.

Additionally, the constant evolution of this technique has enabled the implementation of new dating protocols, expanding the dating limitations, and the identification of events that occurred at the dawn of the Quaternary (Wintle & Adamiec 2017), although the possibility for the calculation of higher doses showed the instability of the TT-OSL signal for elevated doses found in the samples collected. Thus it is believed that the fluvial dynamic of the Amazon River may have an older history than that suggested for the Central Amazonia region by Rossetti *et al.* (2015). Our view also includes the possible extension of the sediments of the Novo Remanso Formation (Rozo *et al.* 2005, Dino *et al.* 2012).

5.3. CORRELATION WITH THE CENOZOIC UNITS OF CENTRAL AMAZONIA

The succession under study is strongly representative of the landscape of the Amazonas Basin, being correlated with a morphostructural unit of the *paleo-várzea* (Irion *et al.* 2010). Besides this, the succession that lies at higher elevations is differentiated by the active alluvial plain of the modern *várzea*, and is not related to pedogenic units, characteristic of the unit described by Irion *et al.* (2010). The geomorphological classification of these authors was based on the work of PROJETO RADAM BRASIL (1976), which initially separated the deposits along the right-hand margin of the Amazon River as the *Planalto Rebaixado da Amazônia*. Several levels of *paleo-várzea* have been identified brought about by changing sea levels since the Eo-Pleistocene (Latrubesse & Franzinelli 2002, Irion *et al.* 2010).

The stratigraphic surfaces that defined the base and the top of the Lower Unit permit the correlation of this unit with the rocks of the type-section of the Novo Remanso Formation, described by Rozo *et al.* (2005). The minimum ages revealed by the TT-OSL signal for this unit suggest pre-Quaternary ages (>2 Ma), and the correlation of surfaces that may possibly be correlatable to the section positioned in the upper Miocene to Pliocene, described at Manacapuru (Dino *et al.* 2012, Guimarães *et al.* 2015). However, the stratigraphic correlation remains imprecise as the stratigraphic surface found at the site of the deposits under study was not observed at Manacapuru, where the deposits have been dated as Miocene from pollen studies.

The deposits of the Upper Unit are correlated with the Içá Formation (Rozo 2012) of the Solimões Basin. In western Amazonia the deposits of the Içá Formation cover a large area (Rossetti *et al.* 2005), and are observed to lie discordantly over the Solimões Formation (Rossetti *et al.* 2005). The Içá Formation has been placed stratigraphically in the Pliocene-Pleistocene (Maia *et al.* 1977, Rossetti *et al.* 2005), and by pollen studies in the Pleistocene (Nogueira *et al.* 2013).

5.4. THE ROLE OF TECTONICS IN THE DRAINAGE EVOLUTION OF AMAZON RIVER

Although tectonics has played a fundamental and undeniable role in Western Amazonia during the Neogene, there is still no real agreement of its influence during the Quaternary in Central Amazonia. Several studies show that neotectonic events were responsible of drainage anomalies (Costa *et al.* 2001, Franzinelli & Igreja 2002,

Hayakawa *et al.* 2010, Ibanez *et al.* 2014, Rossetti 2014). However, this context has been constructed from the identification and interpretation of tectonic lineaments and remote sensing techniques, which generally follow the drainage trace.

The structural synthesis observed within the study area from the measurement of faults and fractures in pre-Quaternary rocks confirm that the region was strongly influenced by extensional tectonics followed by transcurrent tectonics. These results are comparable with the regional reactivation that occurred from the Paleozoic era to the Quaternary period as suggested by Costa *et al.* (2001) and Travassos & Filho (1990). The strike directions coincide with basement structures, and especially those related to post-Cretaceous reactivation or neotectonically reactivated lineaments striking NE-SW e NW-SE. The relief and drainage lineaments generally coincide with possible faults and fractures, confirmed by seismic profiles. The present fluvial margins following the above-cited strike-directions are here attributed to the intense fluvial erosion of Paleozoic to Cretaceous structures from the end of the Neogene to the Quaternary.

6. THE AMAZON RIVER EVOLUTION

The dynamic of the construction of the fluvial valley of the modern Amazon River began at the end of the Neogene, and reached its present configuration in the Pleistocene. Its development may be divided into at least three stages, influenced by both autogenic and allogenic factors (Miall 2013) related to the regional tectonism (10^6 y) and climatic changes (10^4 - 10^5 y). All the terraces reveal the installation of meandering or anastomosing fluvial channels similar to those observed today, with channels expressing a high degree of lateral migration and the dynamic of avulsion. The alternation of sandy and muddy beds is the principal characteristic of the sediments, which form bar and lateral accretion deposits. Overbank deposits were formed on flood plains by the rupture of levees, forming *várzeas* mainly by sediment decantation.

6.1. PRE-QUATERNARY PHASE (BEFORE 2 MA): THE PROTO-AMAZON

The paleogeographical scenario that preceded the implantation of the transcontinental drainage of the Amazon River probably occurred in the Plio-Pleistocene, and was represented by an extensive lacustrine system connected to shallow deltaic systems, well exposed in the Central Amazonia (10^4 - 10^5 y). This lacustrine-deltaic system of the Neo-Miocene-Pliocene was restricted to the Solimões

Basin, and did not surpass the Purus Arch region (Nogueira et al 2013). It was probably connected to drainage to the E of his structure developed in the Amazonas Basin, the proto-Amazon River recognized today as the Lower Unit (Figure 10, Stage 1).

Previous work shows no generally agreed opinion on the question of the distinction between the proto-Amazon River and the modern Amazon River, mainly due to the fact that these studies viewed the problem on a mega scale without due consideration for age differences. In addition to which most of the studies were performed outside the main trough of the Amazon River, where evolutionary indicators occur on the terraces. Thus, the development of the Amazon River in its modern transcontinental drainage towards the Atlantic Ocean occurred in the upper Miocene (Hoorn 1993, Figueiredo *et al.* 2009, Hoorn *et al.* 2010) or Pliocene (Latrubesse *et al.* 2010) or Pliocene / Pleistocene (Ribas *et al.* 2011, Rossetti *et al.* 2015).

The phenomenon which succeeded this paleogeographic scenario of the neo-Miocene and Pliocene are related to a long period of tectonism and sub-aerial exposure of the central part of Amazonia, including the Solimões and Amazonas basins. The erosion of the top of the Miocene deposits of the Solimões Basin was coeval with the formation of lateritic paleo-soils over the Miocene deposits of the Amazonas Basin, indicating the different tectonic behaviour of these two basins. Tectonic events resulting in the movement of pre-Miocene blocks of rocks are revealed in the occurrence of fluvial scarps in Cretaceous deposits with preserved lateritic paleo-soils, which may locally form the substrate for deposits at the close of the Neogene and Quaternary.

Within the region under study the thickness of the fluvial terraces (T1, T2 and T3) does not exceed 15 m, showing that the subsidence the Amazonas Basin was not significant, and that the Plio-Pleistocene fluvial deposits occur in grabens and depressions generated by neotectonism. Under these conditions, the accommodation space was limited as the basin was in a continual process of uplift from the end of the Miocene. Evidence for sub-aerial exposure is also indicated by the presence of lateritic paleo-soils. The maximum thickness of Cenozoic sediments is approximately 200 m in the eastern part of the Amazonas Basin, near the Gurupá Arch (Cunha *et al.* 2007, Wanderley Filho 1991). Positive relief formed by Cretaceous rocks restricted the development of the flood plain towards the eastern part of the basin in the direction of the Atlantic Ocean. In the final stage of the proto-Amazon its incipient development in a narrow valley was slowly increased by the high erosive energy of the river bed (Fig 7-

Stage I). The low sea level conditions and exposure of platforms at the end of the Miocene and Pliocene contributed to the increase of erosion (Lopez 2001, Gorini *et al.* 2014, Bezerra *et al.* 2015). Sediments deposited directly in the off-shore regions led to the development of the first Amazon Fan (Figueiredo *et al.* 2009, Reis *et al.* 2016).

6.2. THE MODERN AMAZON RIVER: PLEISTOCENE PHASE

The transition of the proto-Amazon River to the modern Amazon River is attested to by the deposits of the Upper Unit showing evidence for subsidence from the Pliocene, with a system already connected to the modern transcontinental drainage, no longer related to the proto-Amazon River. According to Rossetti *et al.* (2015) the Purus Arch was tectonically active during the Pleistocene. However, we believe that there is no evidence to support this view and hold that the Purus Arch was inactive by this time, which discards its possible role as an important interfluvial feature in the evolution of the modern Amazon River as happened during the neo-Miocene when it restricted the extensive lacustrine system in Western Amazonia (Hoorn *et al.* 2010, Figueiredo *et al.* 2009, Nogueira *et al.* 2013). The continual uplift of the Amazonas Basin with limited accommodation space reduced the preservation potential of these deposits, and the bypass dominated in the principal trough, although with maximum outflow at its mouth. The gradual expansion of the fluvial valley of the Amazon River in the Amazonas Basin would have been related to denudation processes on the sides of the positive relief in dry periods of climatic oscillations that occurred in the Pliocene-Pleistocene transition ((Dolan *et al.* 2015), and later in the Quaternary (Tofelde *et al.* 2017). In this stage of development there was an expansion of the fluvial valley, probably associated with the intensification of the South American Summer Monsoon - SASM during the Pliocene (Vélez 2017). The increase in the orographic rainfall in the headwaters of the fluvial systems on the eastern flank of the cordillera altered the hydrological regime along the drainage basin (Roberts *et al.* 2017) (Fig 7-Stage II). The intense fluvial erosion sculptured the scarps along the margins that followed the zones of basement weakness, coincident with the principal basin lineaments.

The climatic oscillations during the Quaternary favoured the installation of a large area of *várzea* on the fluvial plain of the Amazonas Basin, and transformed the regional landscape, previously dominated by areas of *terra firme* consisting of upland areas (Fig 7-Stage II). The processes of fluvial incision caused the abandonment of the

former alluvial plain and the continued abandonment and exposure of the terraces (T3), giving way to the formation of ferruginized zones.

In spite of the intense denudation of the bauxite-lateritic plateaus of Central Amazonia, the fluvial scarps developed in this morphology are less eroded to the E due to their resistance to the erosive capacity of the Amazon River. This difficulty in broadening the fluvial valley promoted the migration confined to the margins, principally in the region between Parintins and Santarém. The sedimentation of these terraces appears to have been preserved only in isolated areas of the lower parts of the basin in the regions of Tapajós and Xingu (Travassos & Bardosa Filho 1990).

The climatic oscillations during the Quaternary could have promoted a wide range of fluvial avulsion processes in the Central Amazonia region. However, on account of the high rates of sedimentation in the rivers of the region, allied with the low subsidence rates of the basin, the boundaries between the depositional sequences may be difficult to define, especially as these consist of amalgamated bodies (Miall 2013).

6.3. THE MODERN AMAZON RIVER: HOLOCENE PHASE

The fluvial valley that previously occupied an extensive area with continuous processes of fluvial incision and the formation of overbank areas, was influenced by glacio-eustatic variations at the end of the Pleistocene (Latrubesse & Franzinelli 2002, Bertani *et al.* 2014, Sant'Anna *et al.* 2017). The lowering of the sea level in semi-arid climatic conditions, and the reduction of pluvial action may have contributed to the successive abandonment of the fluvial plain (T2 and T3) becoming increasingly restricted. The contraction of the várzea enabled the formation of new areas of *terra firme*, consisting of lowered plateaus and abandoned fluvial plains of the Upper and Lower units (Fig 7-Stage III).

At the end of the Pleistocene and beginning of the Holocene, probably during the Last Glacial Maximum about 20 ka, a new phase of avulsion brought about a new adjustment of the fluvial channel together with a deep incision, assuming its present position (Fig 7 – Stage IV). The continuation of the intense fluvial erosion from the end of the Pliocene resulted in the formation of more scarps at the channel margins, aligned with the principal faults and fractures that coincide with the basement lineaments. The results of erosion are demonstrated by abandoned channels that are also observed in the interior of fluvial valleys of the Solimões River Latrubesse & Franzinelli 2002, Almeida

Filho & Miranda 2007, Bertani *et al.* 2014) and Madeira River (Souza Filho *et al.* 1999). The variations in the river discharge caused by the alternating periods of high and low discharge generated abandoned channels and processes of river capture (Smith *et al.* 1989). Lateral channel migration, associated with a large amount of transported sediments in the main channel caused the clogging of drainage that reworked the abandoned alluvial plain forming the *rias*. This process had been described for the Solimões, Negro, Tapajós rivers and lower order tributaries (Archer 2005, Mantelli *et al.* 2009, Haykawa *et al.* 2010, Bertani *et al.* 2014). The progressive channel incision associated with and increasingly humid climate regime during the Holocene (Baker *et al.* 2001, Sant'Anna *et al.* 2017, Delarmelinda *et al.* 2017), intensified the ferruginization processes of the Upper and Lower units. The fluvial incision during periods of low stand sea levels at about 18-20 ka was followed by the drowning of the river mouth and the expansion of the flood plain by the elevation of the sea level (Irion *et al.* 2006).

Once established the Amazon River promoted the development of an extensive fan delta with Andean-derived sediments that accumulated at its mouth from the Pleistocene to the present day. This fan delta forms a large sedimentary plume over an area of more than 300,000 km², extending basinward for about 9 km into the Atlantic Ocean (Damuth & Flood, 1984, Damuth *et al.* 1988).

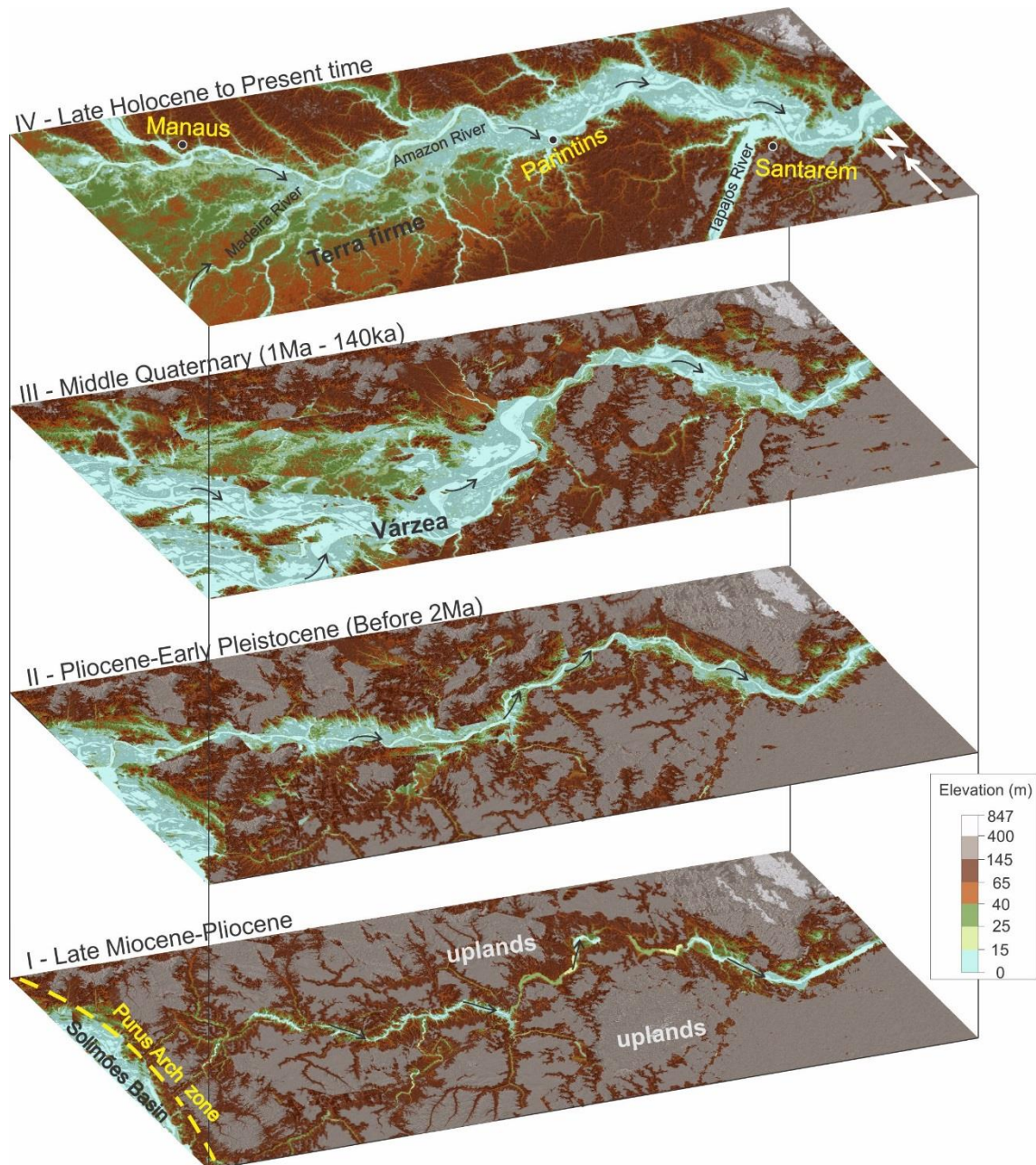


Figure 10: Paleoenvironmental reconstruction for the fluvial valley of the Amazon River. Stage 1: The alluvial plain was restricted, preferentially following the zones of weakness in a pre-fractured basement. Stage 2: Amplification of the scarp erosion and the beginning of the expansion of the alluvial valley. Stage 3: Climatic oscillations at the end of the Neogene and Quaternary brought about the continued denudation of the plateaus, and expansion of the areas of *várzea* due to the increase in size of the fluvial valley. The eastern part of the Amazonas Basin acted as a structural high, confining the Pleistocene sedimentation in a minimum accommodation space. Stage 4: Fluvial incision processes at the end of the Pleistocene brought about the abandonment of the former *várzeas* and the development of *terra firme*. Probably during the Last Glacial Maximum about 20 ka, there was a renewed period of fluvial incision resulting in its present position.

7. CONCLUSION

The sedimentological and stratigraphic study of the alluvial succession exposed in Central-Eastern Amazonia support that the meandering or anastomosing channels displaying a high degree of lateral migration and avulsion and were the main sites of sediments during the late Miocene to Quaternary. Luminescence chronology, using the TT-OSL signal in quartz grains and the p-IRIR signal in potassium feldspar permitted the chronological ordering of the events related to a fluvial dynamic of the Amazon River since its initial stage until the present configuration and dimensions as a transcontinental drainage. The alluvial succession consists of two abandoned terraces (T2 and T3) denominated the Lower and Upper Unit and an active terrace (T1) that include the main channel of current Amazon River. The terraces indicate three stages to Amazon River, 1) the proto-Amazon, 2) Pleistocene and 3) Holocene modern Amazon River.

The T3 is the record of the last events associated to proto-Amazon River, before ~2,3 ka, when the river had limited connection with the Andean ridge despite flowing to East in direction of Atlantic Ocean. The proto-Amazonas headwaters was mainly the Purus arch and cratonic region to W, geographically separated of lacustrine-deltaic system developed in the Solimões Basin. The Cretaceous rocks were the substrate and form fluvial scarps with top marked by bauxitic-lateritic crust developed during Paleogene. The occurrence of Cretaceous rocks in different topographic levels indicated a neotectonic array that precede the implantation of proto-Amazon.

The T2 include the Pleistocene phase of Modern Amazon River in ~1Ma to 140 ka, marked by important climatic changes and the river was supplied predominantly by andean source. The increase of fluvial erosion followed weakness zones, in grand part, coincident with older basement lineaments, promoted the progressive enlargement of the valley of Modern Amazon River. The current NE-SW and NW-SE orientation of fluvial scarps in the main channel was originated during this phase and corroborate with huge removal of cutbank sediments, and fragmented rocks of scarps. The successive development and abandoned of *várzeas* originated *terra firme* (T3 and T2) extend for more than 100 km limited to the E against an area uplifted since Late Pliocene that correspond a portion of Amazonas Basin.

The Holocene T1 record the maximum lateral accretion of meanders towards North that caused the confinement of the river in the Cretaceous scarps developed in the

left margin, when the Amazon River acquire its actual configuration. The expressive sea-level fall related to maximum glacial (18 to 20 ka) triggered a deep fluvial incision, promoting an exceptional erosion of scarps and exposing the older terraces that were intensely ferruginized.

The reconstruction of at least two million of years of alluvial deposits in the Central-Eastern Amazonia demonstrated that different segments of the Amazon River have distinct dynamic and should be studied separately in detail. The sequencing of the sedimentary events provide a guide to future studies that tentatively search the understanding of Amazonian ecosystem and its response to environmental changes and what the influence to he current biodiversity. Ongoing stratigraphic, geomorphologic and chronologic studies in Amazonia to the same detail of those reported here for the Central-Eastern Amazonia will hopefully give a more complete picture about sequencing the events since Late Pliocene that led the establishment of Amazon River.

CAPÍTULO 5

THE PLEISTOCENE AMAZONIA? DISCUSSION ABOUT THE ACCURACY AND PRECISION OF OSL AGES IN LATE NEOGENE TO QUATERNARY DEPOSITS OF THE CENTRAL-EASTERN AMAZONIA

Isaac Salém A. A. Bezerra¹ & Afonso C. R. Nogueira^{1, 2, 3}

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brazil. E-mails: anogueira@ufpa.br, aqueiroz@ufpa.br isaac.salem@hotmail.com.

² Faculdade de Geologia - FAGEO, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brazil

³ Cnpq Research Fellowship

ABSTRACT

The optically stimulated luminescence (OSL) has been considered a technological advance in the dating of light-exposed sediments. The introduction of the single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol, apparently has provide a more precise data base and have given rise to an increasing number of ages publications in Quaternary deposits. Despite this method has been considered adequate for dating Quaternary sandy deposits is intriguing that the older age to fluvial abandoned terraces in the Central-Eastern Amazonia was the mid-Pleistocene. Three levels of terraces were identified in the region between mouth of Solimões and Madeira rivers forming currently part of *terra firme* with 20 to 50 m high. The terraces consist in sandy and argillaceous sediments interpreted as channel and overbank deposits and were stratigraphically positioned using lateritic or ferruginized paleosoils. The obtaining ages below 2 Ma, by first time, for these deposits suggest that the initial deposition of Amazon River is older than Pleistocene. The reliability and accuracy of these results depend of different factors that influenced the initial light exposure of quartz grains to reduce the apparent dose at deposition until a negligible fraction of the final burial dose. Testing the resolution of this technique in friable Miocene deposits resulted in oversaturated ages that extrapolate the limit of method confirming a minimum age for these Neogene deposits. It is concluded that, in general, the OSL dating of quartz is a reliable chronological tool mainly for Holocene Amazon River terraces since that systematic errors be relatively negligible. Thus, is necessary more careful in interpretation of Pleistocene OSL ages for fluvial deposits of Central Eastern Amazonia because it's may be older, i.e. minimum ages than buried ages for pre-Quaternary

deposits.

1. INTRODUCTION

The geological maps of the Central Amazonia attest Neogene and Quaternary deposits geographically widespread along the margins of the Amazon River inserted in a region between Solimões and Amazonas basins (Figure 1). The Late Neogene and Quaternary deposits in both basins have been the focus of increasing scientific interest, given their importance to understand the establishment of Amazon River. The configuration as transcontinental drainage with migration to the Atlantic Ocean would have occurred in the upper Miocene (Hoorn 1993, Figueiredo *et al.* 2009, Hoorn *et al.* 2010), Pliocene (Latrubesse *et al.* 2010) or Pliocene/Pleistocene (Ribas *et al.* 2011). Despite this relevance, the Quaternary deposits related mainly to braided or anastomosed fluvial systems with channels migration towards eastward-northeastward remain poorly known (Latrubesse & Franzinelli 1998, Rossetti *et al.* 2005, Soares 2007, Soares *et al.* 2010, Rozo *et al.* 2012, Horbe *et al.* 2013, Nogueira *et al.* 2013). For instance, the dense vegetation that cover the terraces, anthropogenic action, the nature massive and predominantly sandy of the deposits with poorly preserved organic matter, as well as the lack of appropriate material for dating such as tuffs, not allow the mapping and the sequencing of events related to the last two million years of Amazon River evolution.

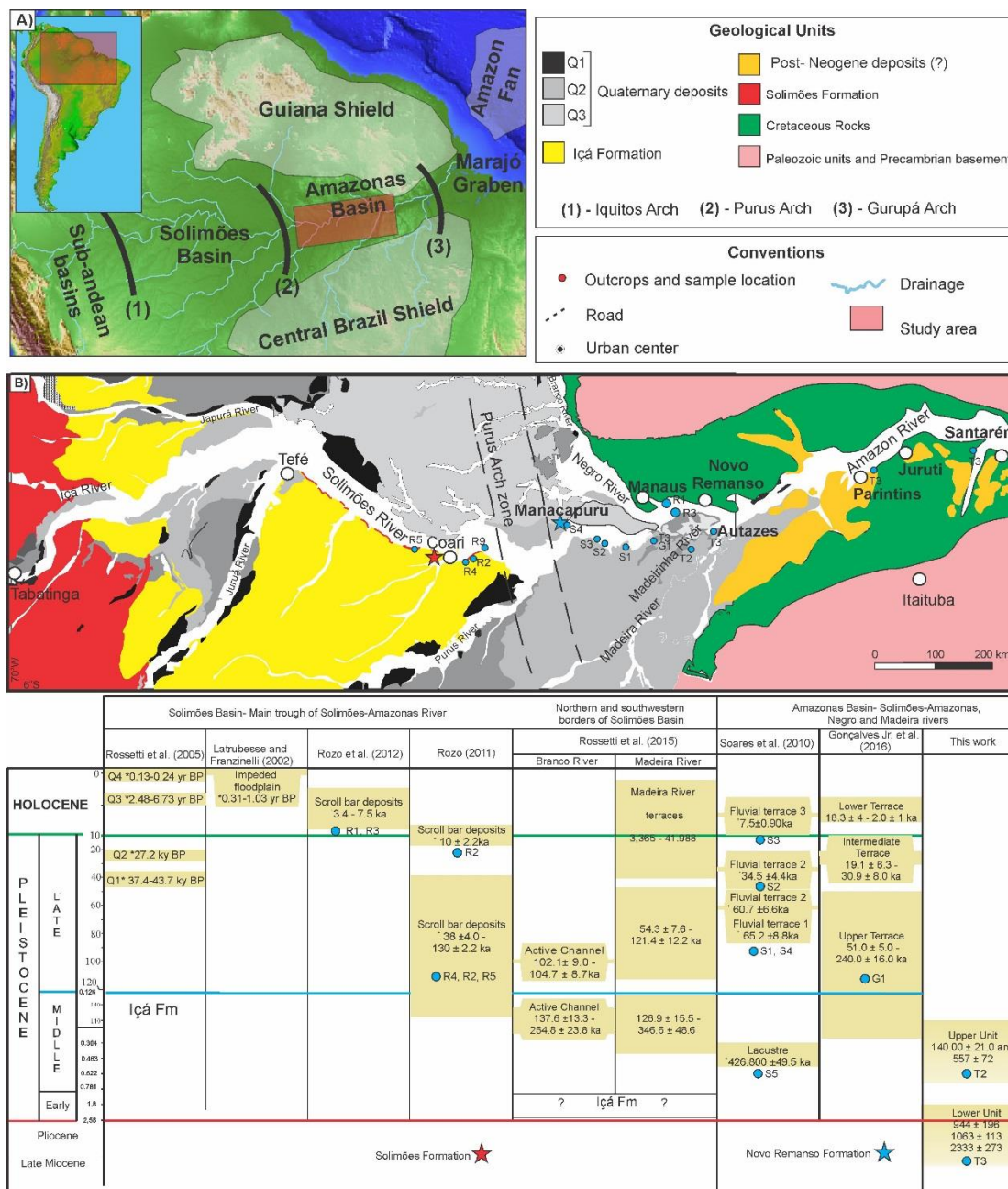


Figure 1: Central-Eastern Amazonia. A) Geotectonic compartments of Amazonia. B) Simplified geological map (Modified from Brazilian Geological Survey - CPRM, 2010) and Rossetti et al. (2005). Sedimentary units defined and dated by different authors are concentrated between Coari and mouth of the Madeira River.

The nature massive and predominantly sandy of terraces deposits have forced the researchers to seek alternatives for dating such as OSL (optically stimulated luminescence) and TL (thermoluminescence) dating. Despite, the ¹⁴C method allow reliable ages only back to about 40,000 radiocarbon years restricting the geological interpretations, many attempts to dating these deposits using in Central Amazonia revealed ages older than 66,250 yr BP (e.g. Latrubesse & Franzinelli 1998, Rossetti et al. 2005, Soares 2007, Soares et al. 2010). Thus, the difficulty for the formalization of

Post-Neogene units is directly related with the reduced number of sediment burial ages. In the last years, the achievement of ages using the optically stimulated luminescence (OSL) to determine fluvial terraces ages in Central Amazon was apparently a great success (Tatumi 2008; Soares *et al.* 2010; Rozo *et al.* 2012; Fiore *et al.* 2014; Rossetti *et al.* 2015; Gonçalves Jr. 2016; Pupim *et al.* 2016). The apparent success of some authors to determine fluvial terraces ages in Central Amazon deserves greater attention when assessing the degree of accuracy of these ages (Soares *et al.* 2010; Rozo *et al.* 2012; Fiore *et al.* 2014; Gonçalves Jr. 2016). The higher chronological range of method in comparison with radiocarbon technique has stimulated the Amazonian researches increasing the number of publications. Therefore, is intriguing in these previous studies the frequency of maximum Pleistocene age for the deposits, although some they may be older. This work present ages below two million years ago obtained from new signal from quartz and feldspar grains and represent the oldest ages for Central Amazonia (Figure 1). Thus, a thorough discussion about the OSL technique and its acceptance as an absolute age by the geological community is needed.

The goal of the present study is compare luminescence techniques applied to date of quartzose sands obtained of fluvial terraces, based on OSL and TL dating. The first method has been preferentially applied for dating this type of sediment, but some data of TL method will be used for comparison with our results. For luminescence chronology have been used the data present in this work and represent the prime candidate for the discussion presented here. For discussion about OSL dating is needs of a reliable stratigraphic framework based on morphostratigraphic maps generated by remote sensing integrated with field data and previous information about palynology, and radiocarbon. Fieldwork was carried out in the Amazon River between Solimões River and the mouth of the Tapajós River during the low water season (October – December). Terraces and riverbanks exposures at 18 localities were described using sedimentological and facies analysis that generated stratigraphic profiles. Samples were taken at specific locations for support sedimentological descriptions and luminescence dating. Six stimulated luminescence dates were obtained using thermally transferred OSL (TT-OSL, Wang *et al.* 2006, Adamiec *et al.* 2010) and feldspar infrared stimulated luminescence (pIRIR, Buylaert *et al.* 2012). The studied deposits can be considered as potentially adequate to reconstruct the latest two million history along the Central Amazonia, an issue of increasing interest, particularly considering the possibility to use

of this chronology technique to understand the events related to the evolution of Amazon River.

2. OSL AGE IN CENTRAL AMAZONIA

Recently, works focusing Central Amazonia lead the Neogene deposits assumed great importance for the reconstruction of the history about the time for the establishment of the actual drainage of the Amazonas River (Rossetti *et al* 2005, Horbe *et al* 2013, Nogueira *et al.* 2013). In this way the Içá Formation, an important unit geographically widespread distributed in the Central Amazonia over an area above 1,000,000 km², identified in geological maps since 70's decade (e.g., RADAM, 1976) assume great importance. The OSL dates obtained in this region provide information about the Amazon River evolution assisting mainly the hypothesis that suggest a younger origin of this transcontinental drainage system. The lateral migration of Amazon River left a series of abandoned terraces formed by channel, point bar and overbank deposits, which are altogether compatible with meandering fluvial systems (Rozo *et al.* 2012). Despite these terraces be distributed along hundreds kilometers wide, their sedimentological characteristics have been shown to be analogous and coincidentally the chronological by OSL data, with rare exceptions, always regard the Mid-Late Pleistocene age.

The attribution of Late Cenozoic age, particularly Plio-Pleistocene, have been considered for Içá deposits in Solimões Basin (e.g., RADAM, 1976). Therefore, Pliocene age remains to be dated yet in Central Amazonia. The name "Içá" restricted to the Solimões Basin was indiscriminately used for all Late Cenozoic sediments in Amazonia according geological mapping carried out by Geological CPRM, 2010), described as fluvial terraces deposits (e.g. Latrubesse & Kalicki 2002, Rossetti *et al.* 2015) while other considered it as formal stratigraphic units (i.e. Bezerra 2003, Wanderley Filho *et al.* 2007). Rossetti *et al.* (2015), suggest the existence of an older (Plio-Pleistocene?) Içá Formation mapped only along of a narrow belt in western Amazonia and as isolated deposits underlying Mid-Late Pleistocene strata to the east, always in Solimões Basin. This authors revealed thirty three OSL ages ranging from 65.4 ± 16.9 to 219.6 ± 25.1 ka and nine 97.1 ± 9.9 to 254.8 ± 23.8 ka for the areas in southwestern and northern Amazonia, respectively. Other ages of 54.0 ± 7.6 , 337.3 ± 36.9 and 346.6 ± 48.6 ka were obtained but your precision is questionable. Using this ages, Rossetti *et al.* (2015) inferred the age of Içá Formation as exclusively Mid-Late

Pleistocene, discarding the previously inferred Plio-Pleistocene age.

Available data of OSL in samples derived from the Solimões and Madeira interfluvial found ages varying from 65 to 7 ka for fluvial terraces along the Solimões River and older ages reaching up to 427 ka (Soares 2007, Soares *et al.* 2010). The age of 427 ka generated by MAR protocol, an OSL measured questionable, was remade by Fiore *et al.* (2014) determined ages from 83 to 205 ka. Rozo *et al.* (2012) obtained for the sediments of the Içá Formation in the Coari region Late Pleistocene age, from 134 ka to 105 ka (MAR protocol). Younger terraces includes ages between 85 to 38 ka and 10 ka obtained for the recent deposits (Figure 1).

The evaluation of all OSL age data in Amazonia, the Pleistocene age seems be a pattern for this region. This pattern can be extend, for instance, for OSL ages obtained by SAR protocol in coastal deposits related to onshore portion of Foz do Amazonas Basin, Eastern Amazonia. In this region, Bezerra *et al.* (2015) had found ages reaching 120 and 70 ka that are correlate to Içá Formation ages. Younger terraces in this region were dated in 69 and 58 ka (Bezerra *et al.* 2015) and are correlated to Post-Barreiras unit exposed in the Eastern Amazonia with ages range from 0.5 to 84 ka (Rocca *et al.* 2012).

3. SEDIMENTARY UNITS

The term *terra firme* is generally used in the Central Amazonia for the uplands siliciclastic deposits of the Upper Cretaceous Alter do Chão Formation (Irion *et al.* 2010, Park & Latrubesse 2017, Bezerra *et al.* inedit), Neogene Novo Remanso and Solimões formations (Rozo *et al.* 2005, Dino *et al.* 2012, Guimarães *et al.* 2015) as well as Pleistocene sediments (Soares *et al.* 2010, Bezerra *et al.* submitted).

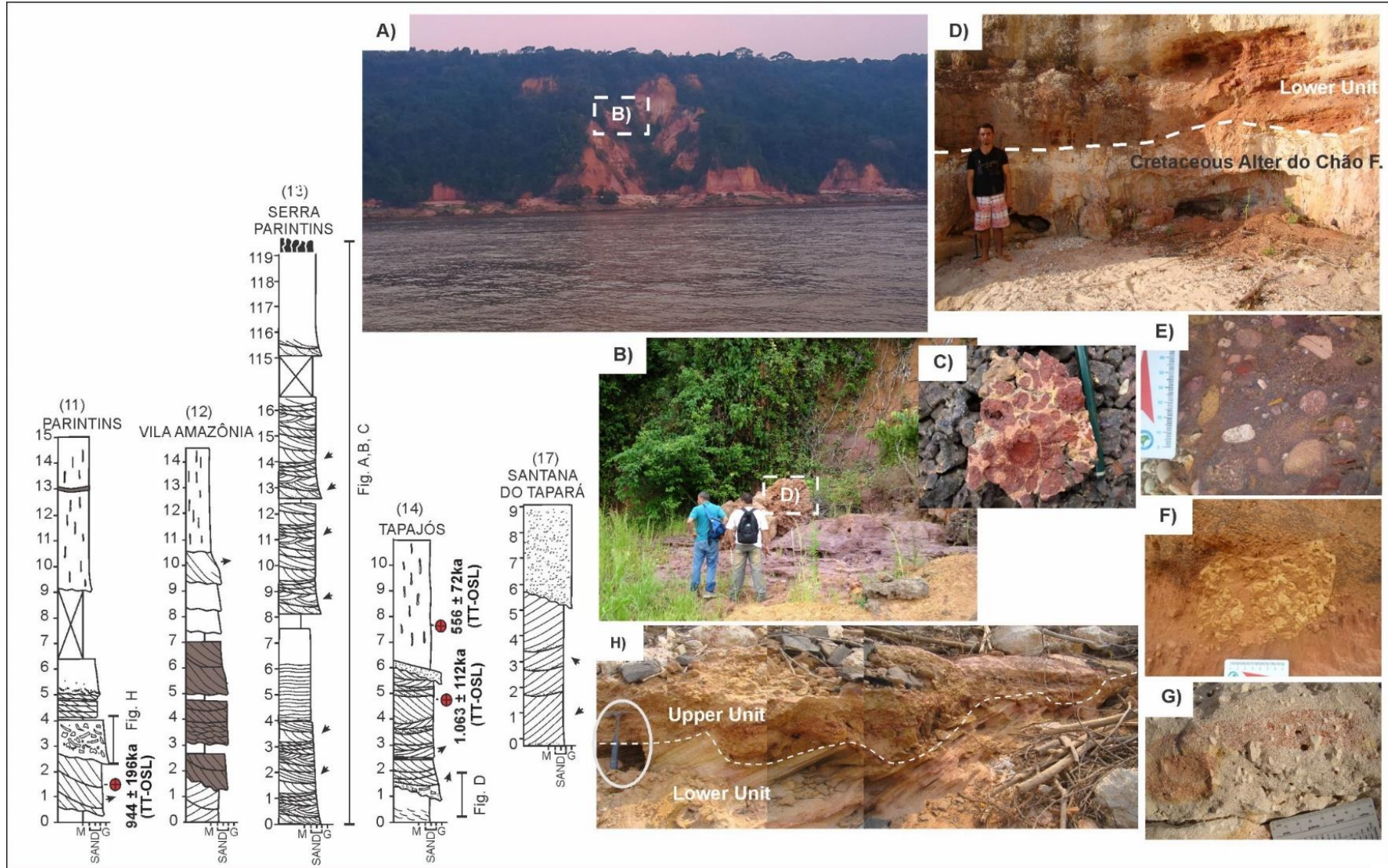
The Cretaceous Alter do Chão Formation form the basement of Cenozoic deposits and consists in reddish to whiteness siliciclastic rocks, represented by argillites, shales, siltstones, sandstones and conglomerates (Figure 2). The main sedimentary structures are trough and planar cross stratifications, even parallel bedding, climbing ripple cross-lamination and massive bedding. The facies are organized in fining upward cycles with tops marked by dissection cracks, root marks and bioturbations. The paleoenvironment has been commonly interpreted as meandering and braided river systems with migration preferentially to SW, as well as subordinate lacustrine-deltaic settings (Cunha *et al.* 1994). The Cretaceous age of these deposits has been inferred

based on subsurface palynological study (Dino *et al.* 1999) that were extrapolated to the outcropping succession. The Cretaceous age has been also inferred by bauxite lateritic paleosols developed at the top of the Alter do Chão Formation, considered as Paleogene (Truckenbrodt *et al.* 1982, Costa 1991, Rossetti 2001, Kotschoubey & Truckenbrodt 2005, Rozo *et al.* 2005). In addition, Cretaceous palynomorphic indexes have been reported as a reworked component in Neogene deposits in the Amazon basin, as well as fossil leaves of the families Moraceae, Fagaceae, Malvaceae, Sapindaceae and Anarcadiaceae, Euphorbiaceae with records from the Late and Mid Cretaceous (Guimarães *et al.* 2015, Bezerra *et al.* inedit).

The Novo Remanso deposits are generally weathered, showing reddish to whitish coloration and is common the ferruginization of lithotypes. These deposits consist of fining upward cycles composed of fine to coarse sandstone and pelite beds, with trough and tabular cross-stratification, inclined heterolithic stratification, climbing ripples cross-laminations, even parallel stratification and massive to laminated pelites with rare organic debris (Figure 2 and 3). Bioturbation and root marks indicate the top of fining upward cycles interpreted as meandering rivers deposits. The paleocurrent measures indicating preferential migration to ESE is considered record of Miocene-Pleistocene proto-Amazon (Nogueira *et al.* 2013). Palynological studies carried out in the Manacapuru region indicate the presence of *Grimsdalea magnaclavata* with co-occurrence with *Psilatricolporites crassoexinatus*, *Proteacidites triangulatus*, *Bombacacidites simpliciriloensis*, *Pteridaceois-poris gemmatus* and *Cingulatisporites laevigatus* that assigned a middle Miocene–Pliocene age in our study area (Dino *et al.* 2012, Guimarães *et al.* 2015) (Figure 4).

The abandoned and active terraces of the Amazon River between the confluences of the Solimões and Madeira rivers form extend floodplains or *várzeas* and are inset into the uplands. Bezerra *et al.* (submitted) individualized three terraces (T3, T2 and T1) in the Center-Eastern Amazonia. The older and abandoned terraces were individualized in Lower Unit (T3) and Upper Unit (T2) while the active channel and flood plain represent the Terrace 1 (T1) (Figure 5). The Lower unit described by Bezerra *et al.* (submitted) with Pliocene age is correlate to Novo Remanso Formation. The floodplains were generated by fluvial captures and dammed mouths of main channels. The scrolls bars are morphologically characterized by expressive accretion lines that reflect a ridge-and-swale morphology where develop asymmetric and narrow

lakes coincident with elongated zones of accretion. The scroll bars is constituted by interbedded of silty, fine-grained sand and greyish clay that form inclined heterolithic stratification generally dip up to 10° . Bioturbation structures generally mark exposition period and are associated with plants remains such as leaves and trunk fragments. The flood plain deposits constitute terraces widespread developed on the margins of the main channel of the Amazon, with numerous rounded to irregularly shaped lakes related to abandoned secondary meandering channels.



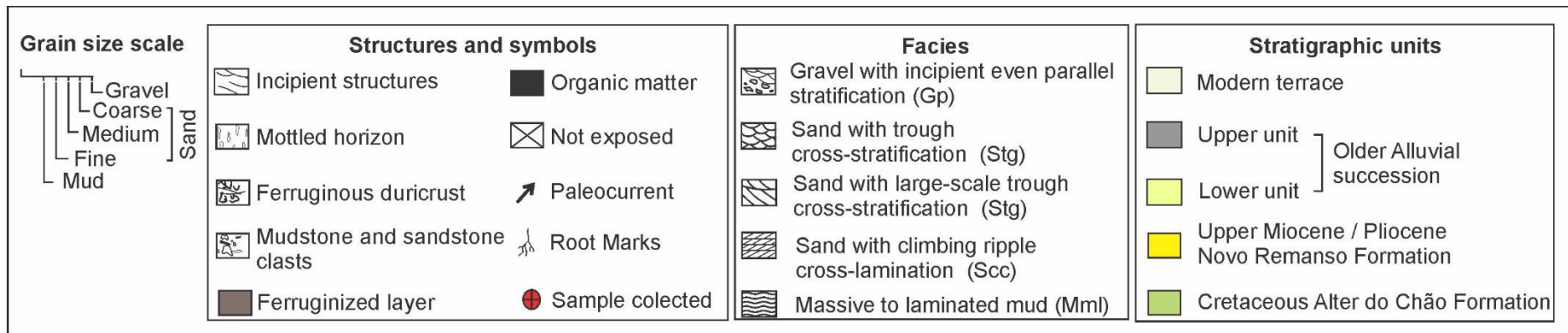


Figure 2: Measured sections in the Eastern Amazonia from Paritins to Santarén region. A) Parintins hill at right margin of the Amazon River. B) Colluvium in the base of Parintins hill with blocks of lateritic crust formed by (C) ferruginous fragments cemented by gibbsite. D) Unconformity between Cretaceous Alter do Chão Formation and the Lower Unit in Tapajós Region marked by gravel with (F) pebbles of (F) sandstone, pelite, and ferruginous crust and (G) kaolinitic pelite (semi-flint kaolinite). H) Irregular relief contact between Lower Unit and Upper Unit at town of Parintins.

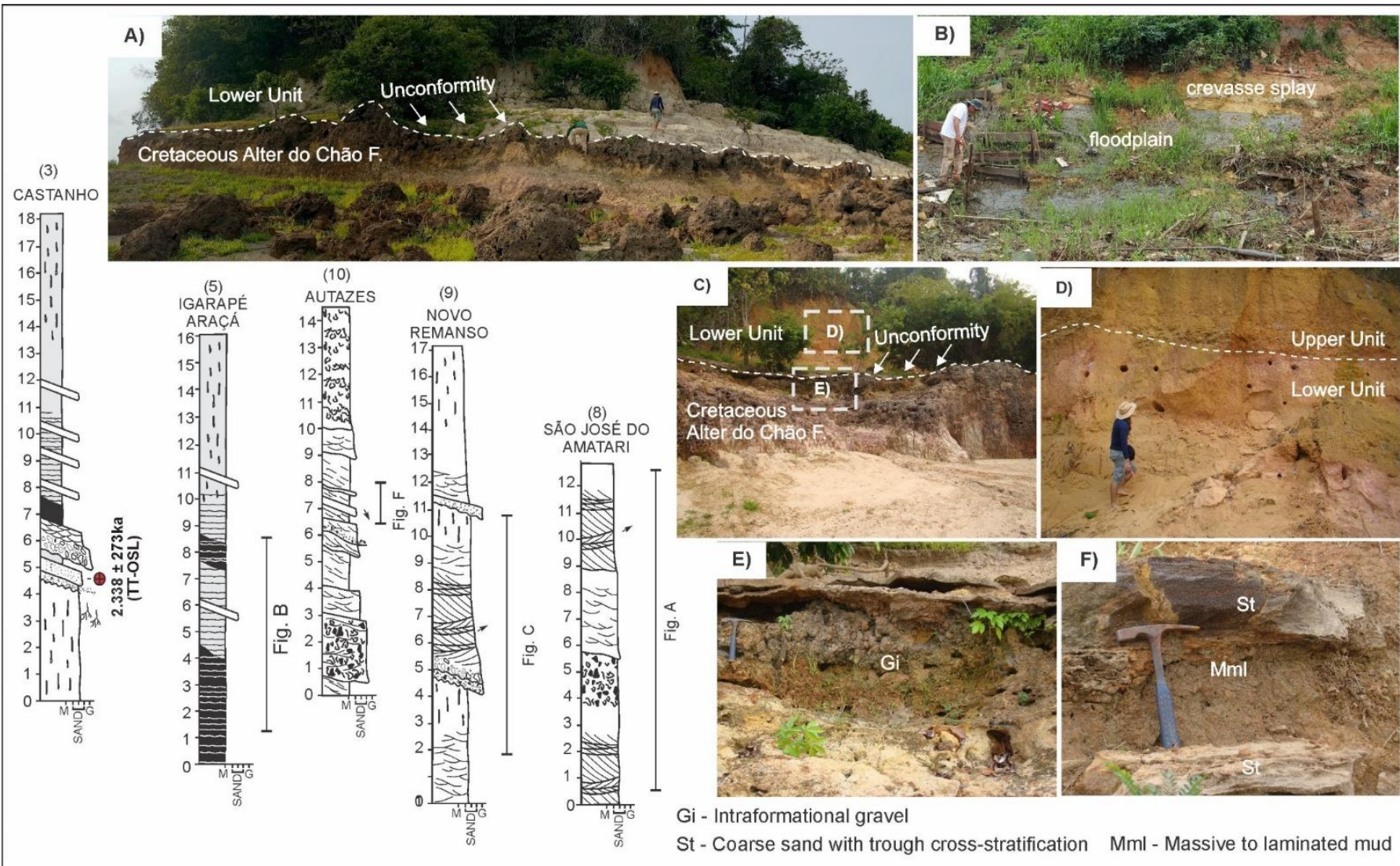


Figure 3: Measured sections in the Eastern Amazonia from Rio Madeira to Novo Remanso region. A) Unconformity between Cretaceous rocks and Lower unit marked by development of ferruginous lateritic paleosol, near the town of São José do Amajari. B) Massive pelite interbedded with laminated sand interpreted as overbank deposits. C) Sandy deposits of Lower Unit (Novo Remanso Formation) in the Novo Remanso locality overlying Cretaceous rocks. D) Stone layer in the contact between lower and upper units. E) Intraformational gravel at the base of the Lower Unit. F) Ferruginized stratified sand of the Lower Unit at town of Autazes

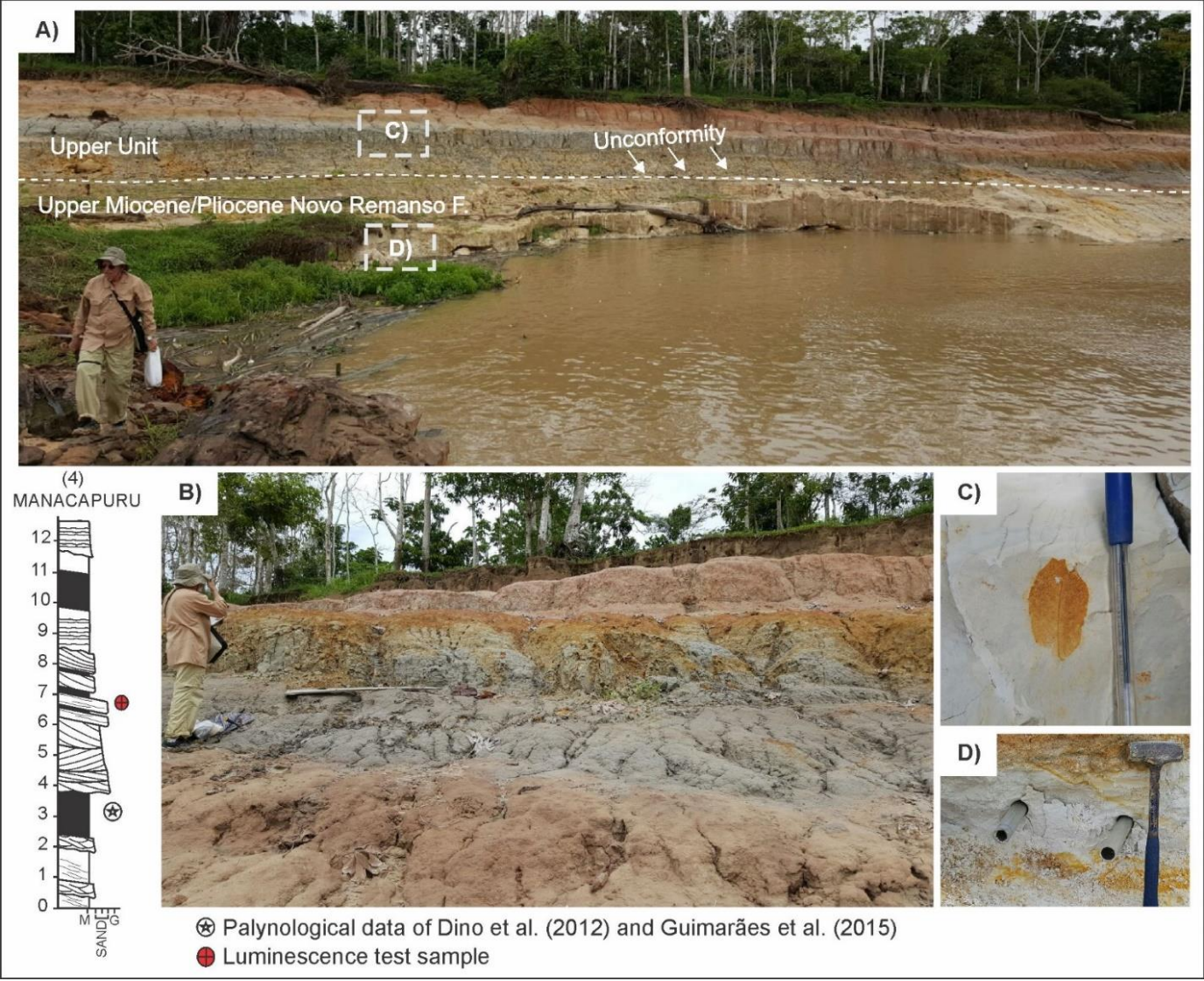


Figure 4. Measured section of the Novo Remanso Formation (Lower Unit) at town of Manacapuru. A) The unconformity between Upper Miocene-Pliocene deposits with Upper Unit. The palynological content observed in mudstone of point bar deposits indicated the Miocene-Pliocene age. B) Massive pelite with (C) wood and leaves remains of Upper Unit. D) Aluminum tubes used in the sampling for luminescence analysis of Lower Unit (Novo Remanso Formation).

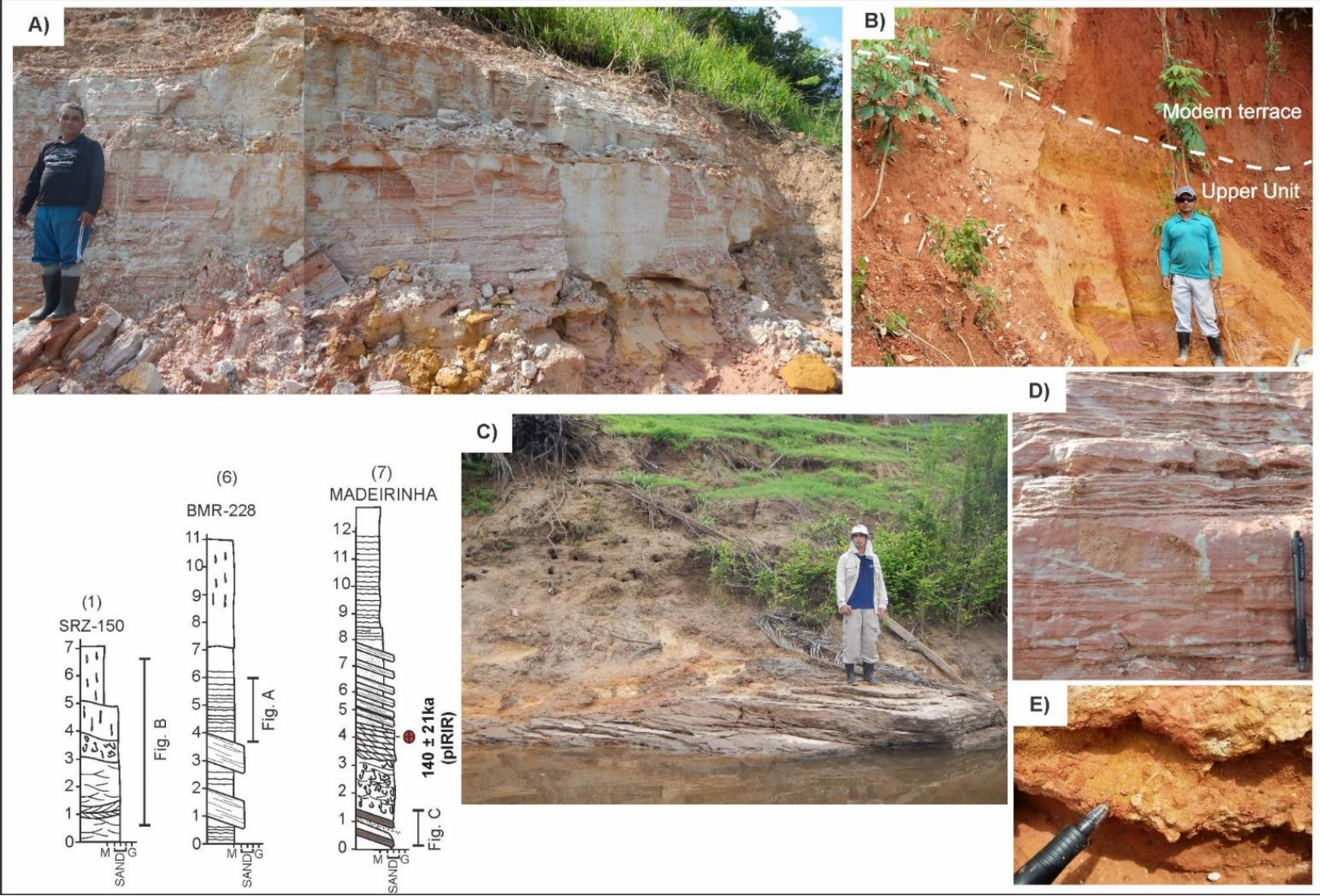


Figure 5: Measured sections of the Upper Unit in Madeirinha River with predominance of point bar deposits. A) Massive to laminated pelite beds interbedded with medium-grained sand layers with climbing ripple cross lamination. B) Contact between Upper Unit and modern terrace deposits (T1). C) Ferruginized bar of Lower Unit exposed during dry season at right margin of Madeirinha River. D) Wavy-flaser bedding. E) subhorizontal trace fossil.

4. LATERITIC PALEOSOILS AND FERRUGINIZED HORIZONS

The unconformities developed on Cretaceous rocks and Cenozoic sediments are generally marked by the development of lateritic duricrust or ferruginized horizons. The distinction between lateritic paleosols that develop on the rocks and ferruginized horizons on river terraces is an important tool to position the relative and absolute ages in the sedimentary succession of Amazonia. As these paleosols were formed in specific time intervals, they allow organizing the stratigraphy of a mapped region that can be detailed with chronological data.

The lateritic profiles observed on outcrops of Central-Eastern Amazonia form distinct horizons approximately tabular developed on weathered rocks or saprolites. The top of profile laterite profile is characterized by massive to columnar ferruginous duricrust with up to 1.5 m of thickness. The columns have irregular walls and reach 1.75 m and 10 cm-thick. The crust is composed by subrounded to rounded pisolite and spherulites with up to 1 cm of diameter. These nodules have colors consisting of fine-grained sand cemented by goethite hydroxide. The ferruginous lateritic crusts are observed in the lowest topographic levels since immediately above the river until in hills with highs of meters high. In contrast, lateritic-bauxite crust with gibbsite cementation occurs mainly in topographic highs 150m above current sea level such as observed in Paritins, Juruti, Trombetas and Santarém regions marking the plateaus developed in the Cretaceous Alter do Chão Formation, generally overlaid by yellow latosols (Figure 6). Stone layers and stone lines occur locally in the unconformities and its origin is not related with the development of lateritic profiles.

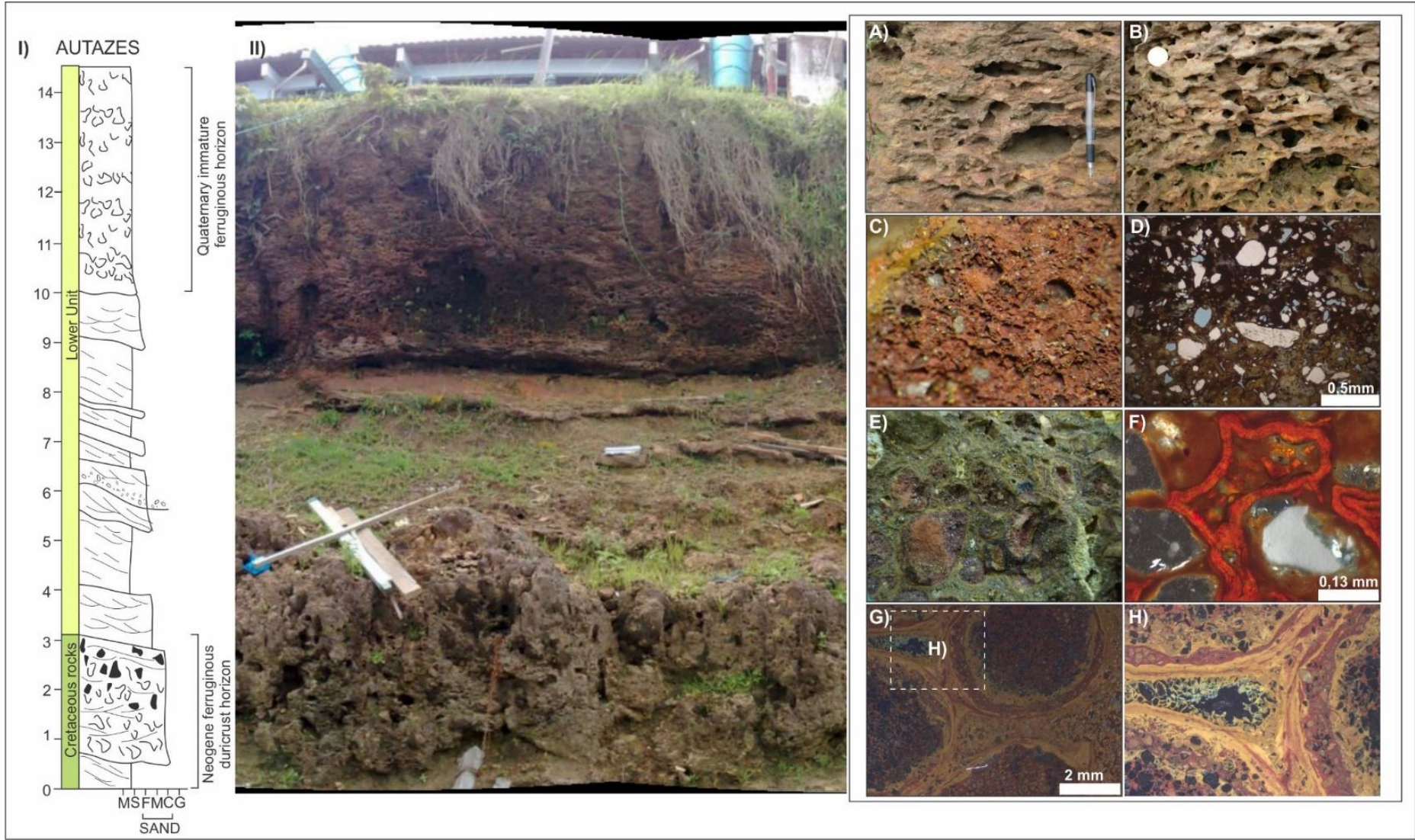


Figure 6. The lateritic crust and ferruginized horizon in Autazes region. I) Measured section of Lower Unit overlying Cretaceous rocks. II) The unconformity is marked by ferruginous duricrust horizon and the Lower Unit is completely ferruginized. A) and B), The ferruginized sediments exhibit elongated porous that follow the relicts of even parallel stratification conferring a cavernous aspect. C) and D) the open framework of sediments is completely cemented by iron hydroxides and the grains have corroded borders. E) Rounded fragment of ferruginous sandstone cemented by (F) hematite. G) and H) Pisolites cemented by goethite.

The ferruginized horizons are marking the plateaus developed in the Cretaceous Alter do Chão Formation, generally overlaid by yellow latosols exposed in Autazes, Iranduba, Manacapuru and Novo Remanso regions (Figure 6). The argillaceous and sandy sediments stained by hematite and goethite hydroxide cement conferring a mottled aspect, when submitted to sunlight become indurated. Due the heterogeneous cementation, portions more friable and incipiently cemented of the sediments are commonly removal by pluvial action generating an irregular porosity that, oftentimes, follow the stratification relic of the deposit. Despite ferruginized sediments, exhibit similarities with ferruginous crusts found in lateritic profiles they do not developed distinct horizons (e.g. Truckenbrodt & Kotschoubey 1981, Costa 1990, 1991). The ferruginous process probably begin at Pliocene and intensified during Quaternary at episodes of sea level fall and last phase of exposition related to Last Glacial Maximum from 19 to 20 ka (e.g. Clark *et al.* 2009) (Figure 7).

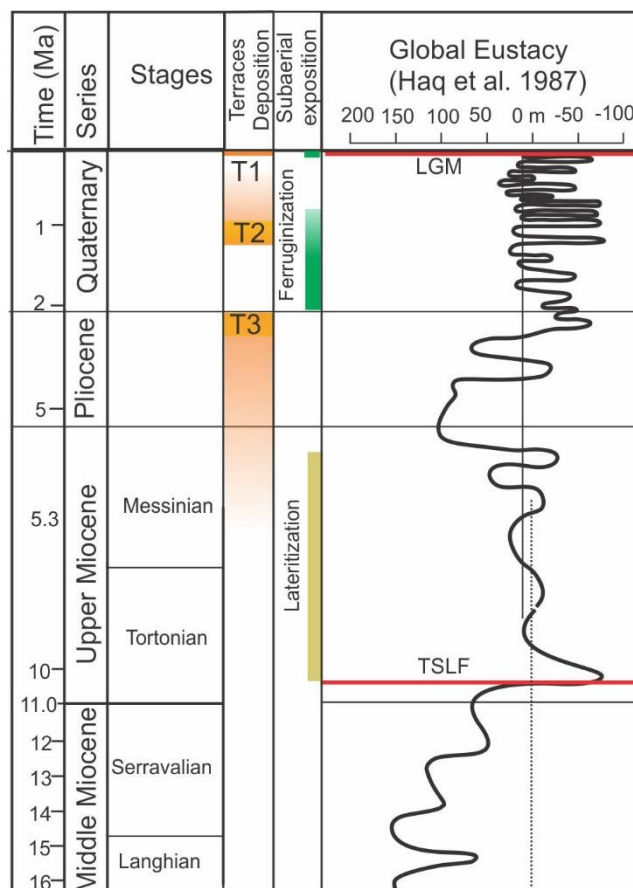


Figure 7: Chart summarizing the correlation of the sea-level, depositional history and development of lateritic surfaces and ferruginization events in the Central-Eastern Amazonia. Red lines mark the phases of sea level fall during Tortonian (TSLF) and Last Glacial Maximum (LGM) of Late Pleistocene.

5. THE LUMINESCENCE GEOCHRONOLOGY IN CETRAL-EASTERN AMAZONIA

5.1. SAMPLE COLLECTION AND LABORATORY PROCEDURE

The sedimentary facies analysis provides the basis for luminescence measurements sample collection. Opaque pvc and aluminum packed tubes of 30 cm long and 5 cm diameter was used in order to avoid sunlight exposure and contamination. In the laboratory the samples were wet-sieved to isolate the fraction 180-250 μm , treated with hydrogen peroxide (H_2O_2 27%) to remove organic material and hydrochloric acid (HCL 3.7%) to remove carbonate material following standard procedures as described in Aitken (1998). The quartz grain were separated from heavy minerals and feldspar grain through lithium metatungstate heavy liquid solution at densities of 2.75 g/cm^3 and 2.62 g/cm^3 , respectively. The quartz concentrates (2.62-2.75 g/cm^3) were etched with hydrofluoric acid HF (38%) for 40min to remove outer layer of

quartz grain that was exposed at alpha particles contribution. The potassium feldspar were separated through solution at densities of 2.58 g/cm^3 . This target fraction was treated with hydrofluoric acid HF (10%) for 40min and hydrochloric acid (HCL 3.7%) for 1hr.

5.2. DOSE RATE MEASUREMENTS

The OSL dating method is based on the amount of natural ionizing radiation and minerals propriety. Natural radionuclides (uranium, U; thorium, T; and potassium, K) and cosmic rays are the main sources of ionizing radiation contributing to the dosimetric accumulation in buried grains of quartz and potassium feldspar and define the total dose rate received by quartz mineral grain. The authigenic process related to long-time tropical weathering can be modified dose rate measurement by leach out of the radionuclides. In this way, the probable Amazonian weathering process affect in the radionuclides concentration was estimated by comparison between radionuclides concentration of studied fluvial deposits and modern fluvial bars (TAP-27 e XNG-47-2). The radionuclides concentration for dose rate calculation were determined using high-resolution gamma ray spectrometry. The samples was packed in sealed plastic containers and stored for at least 28 days to allow radon to reach equilibrium with its parents radionuclides. The water saturation in each sample was determined by the ratio between water weight and dry sample weight. The high-resolution gamma ray spectrometry use high purity germanium detector HPGe in an ultralow background with a 55% of relative efficiency and 2.1keV of energy resolution at 1332 keV (Canberra Industries). The dose rate radiation were determined from U^{238} , Th^{232} e K^{40} activities and conversion factors outlined by Guérin *et al.* (2011). The cosmic dose rate was calculated according to Prescott & Hutton (1994).

The Older alluvial succession presented relatively lower dose rates to Lower Unit sediments when compared to Upper Unit and modern sediments. The dose rates of Lower Unit sediments ranging from 0.260 ± 0.019 to $0.523 \pm 0.035\text{Gy/ka}$, and Upper Unit sediments ranging from 0.510 ± 0.034 to $1.212 \pm 0.063\text{Gy/ka}$. The modern sediments presented dose rate of $2.27 \pm 0.21\text{Gy}$ reported for sands from Tapajós region and $1.51 \pm 0.02\text{Gy/y}$ reported for sands from Xingu region. This trend persist when compared the Th/U ratio. The Lower Unit showed lower Th/U ratio ranging from 1.91 ± 2.34 to 5.09 ± 4.41 , and Upper Unit ranging from 3.06 ± 3.34 to 8.14 ± 6.16 . The

modern sediments presented Th/U ratio of 6.02 ± 7.09 for sediments from Tapajós region, and 3.11 ± 1.00 for sediments from Xingu region (Table 1).

The lowest values of the dose rate were observed in a group of samples having the highest doses estimated from the TT-OSL signal. In spite of low values of dose rates founded in oldest and weathered sediments this trend persists when comparing the Th/U ratios. If the weathering process related to loss of radionuclides such as mainly U the oldest samples would have to present elevated values of Th/U ratios, when this trend not occur in our samples. This trend was suggested in most works the available the influence of weathering process in the dose rates measurements (Asiedu *et al.* 2000, Carmichael *et al.* 2014). In spite of the sub aerial exposure throughout the Quaternary, weathering processes did not influence the dose rate from the lixiviation of radionuclides used in these calculations. The inconsistency of these dose rates may possibly be associated with the granulometric characteristics of the samples analysed, as has been suggested by Pupim *et al.* (2016).

Table 1. Dose rate and radionuclides concentration of studied sediments

	Sample	Elev. (m).	Depth (m)	Water saturation	Gamma dose rate (Gy/ka)	Beta dose rate (Gy/ka)	Cosmic dose rate (Gy/ka)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Th/U
Moder sediments	TAP-27	5	3	0.01	0.854 ± 0.102	1.269 ± 0.178	0.156 ± 0.019	1.43 ± 0.04	8.63 ± 0.34	1.16 ± 0.11	6.02 ± 7.09
	XNG-47-2	4	0.35	0.06	0.59 ± 0.01	0.75 ± 0.02	0.17 ± 0.01	1.87 ± 0.01	5.82 ± 0.01	0.57 ± 0.02	3.11 ± 1.00
Upper unit	BMR-231-A	14	8	0.06	0.177 ± 0.020	0.205 ± 0.025	0.076 ± 0.006	0.61 ± 0.03	1.87 ± 0.12	0.129 ± 0.010	3.06 ± 3.34
	P7-RT-2	15	4	0.04	0.239 ± 0.027	0.152 ± 0.019	0.118 ± 0.009	0.51 ± 0.03	4.13 ± 0.19	0.003 ± 0.006	8.14 ± 6.16
Lower unit	BMR-243	18	7	0.02	0.707 ± 0.081	0.601 ± 0.075	0.085 ± 0.006	3.49 ± 0.13	6.96 ± 0.27	0.013 ± 0.006	1.99 ± 2.15
	P1-CAST-AM-1	24	10	0.15	0.250 ± 0.026	0.210 ± 0.023	0.063 ± 0.005	1.43 ± 0.06	2.77 ± 0.14	0.002 ± 0.005	1.92 ± 2.34
	P5-PAR-AM-1	10	13	0.04	0.113 ± 0.013	0.100 ± 0.013	0.048 ± 0.004	0.41 ± 0.03	1.35 ± 0.09	0.029 ± 0.006	3.34 ± 3.37
	P7-RT-1	15	8	0.04	0.149 ± 0.017	0.111 ± 0.014	0.076 ± 0.006	0.42 ± 0.03	2.16 ± 0.11	0.016 ± 0.005	5.09 ± 4.41

5.3. LUMINESCENCE MEASUREMENTS AND EQUIVALENT DOSE ESTIMATIVE

Luminescence measurements were carried out at the Luminescence Gamma Spectrometry Laboratory of the Universidade de São Paulo (LEGaL-USP). The luminescence measurements were carried out on Risø TL/OSL DA-20 reader system, equipped with a $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ beta source and dose rate of 0,087 Gy/s (RISO 1) and 0,134 Gy/s (RISO 2), blue LEDs (470 nm) operated at 90% power (~ 40 mW/cm) and infrared LEDs (870 nm). The UV emission were measured with a bialkali PM tube (Thorn EMI 9635QB) coupled with Hoya U-340 detection filters, that allow detected wavelength between 200 and 400nm (TT-OSL in quartz). The detection filter combination of BG-39 and 7-59 was used to detect the luminescence signals in the blue wavelength spectrum (pIRIR in potassium feldspar).

The single aliquot regenerative dose (SAR) protocol using the fast optically stimulated luminescence (OSL) component of quartz (Murray & Wintle 2000) it has been the main dating protocol used in the Amazon region (Soares *et al.* 2010, Fiore *et al.* 2014, Rossetti *et al.* 2015, Cremon *et al.* 2016, Gonçalves Jr. *et al.* 2016) (Table 2). Thus, this protocol was initially used for equivalent dose estimation of the studied samples. Despite the studied sediments are represented by high sensitivity quartz whose signal dominated by fast component (0.8s), the equivalent dose estimated using dating SAR-OSL protocol had a natural signal above saturation ($2D_0 = 104$ Gy). The quartz aliquots of T3 and T2 terrace were saturated for SAR-OSL, with had natural signal significantly higher than $2D_0$ (Figure 8). The maximum dose ($2D_0$) calculated using D_0 from fitting of saturation exponential function to the dose response curve allow determinate the minimum age to saturated samples (Wintle and Murray 2006). The SAR-OSL protocol was used to estimate minimum equivalent doses (equal to $2D_0$). With regard to maximum dose estimated using SAR-OSL signal from Castanho region, which had value of 108 Gy for sample (P1-CAST-AM-1), and considering the dose rate of 0.523 Gy/ka, the SAR-OSL signal would be limited to determine burial ages of up to 207 ka (Table 3).

Table 2- Protocols used for equivalent dose estimation and luminescence sensitivity measurements of the studied samples.

Step	OSL-SAR (Murray e Wintle 2000)	pIRIR (Buylaert et al. 2012)	TT-OSL (Adamiec et al. 2010)	Luminescence sensitivity (Sawakuchi et al 2018)
1	Dose (Di)	Dose (Di)	Dose (Di)	Blue LEDs stimulation at 125°C for 100s
2	Preheat at 200°C for 10s	Preheat at 320°C for 60 s	Preheat at 260°C for 10s	Beta radiation dose of 10 Gy (sand) or 50 Gy (silt)
3	OSL at 125°C for 40s (Li)	IRSL at 50°C for 200s	LM-OSL at 125°C for 200s	Pre-heat at 190°C for 10s
4	Test dose	IRSL at 290°C for 200s	Preheat at 260° C for 10s	Infrared stimulation at 60°C for 300s
5	Heat at 160°C	Test dose	OSL at 125°C for 100s (Ltt)	Blue LEDs stimulation at 125°C for 100s
6	OSL at 125°C for 40s (Ti)	Preheat at 320°C for 60 s	Test dose	Blue LEDs stimulation at 125°C for 100s
7	Blue LED bleach at 280°C for 40s	IRSL at 50°C for 200s	Preheat at 220°C for 10s	
8	Return to step 1	IRSL at 290°C for 200s	OSL at 125°C for 100s (Ttt)	
9		IRSL at 325°C for 200s	Heat at 350°C for 10s	
10		Return to step 1	Return to step 1	

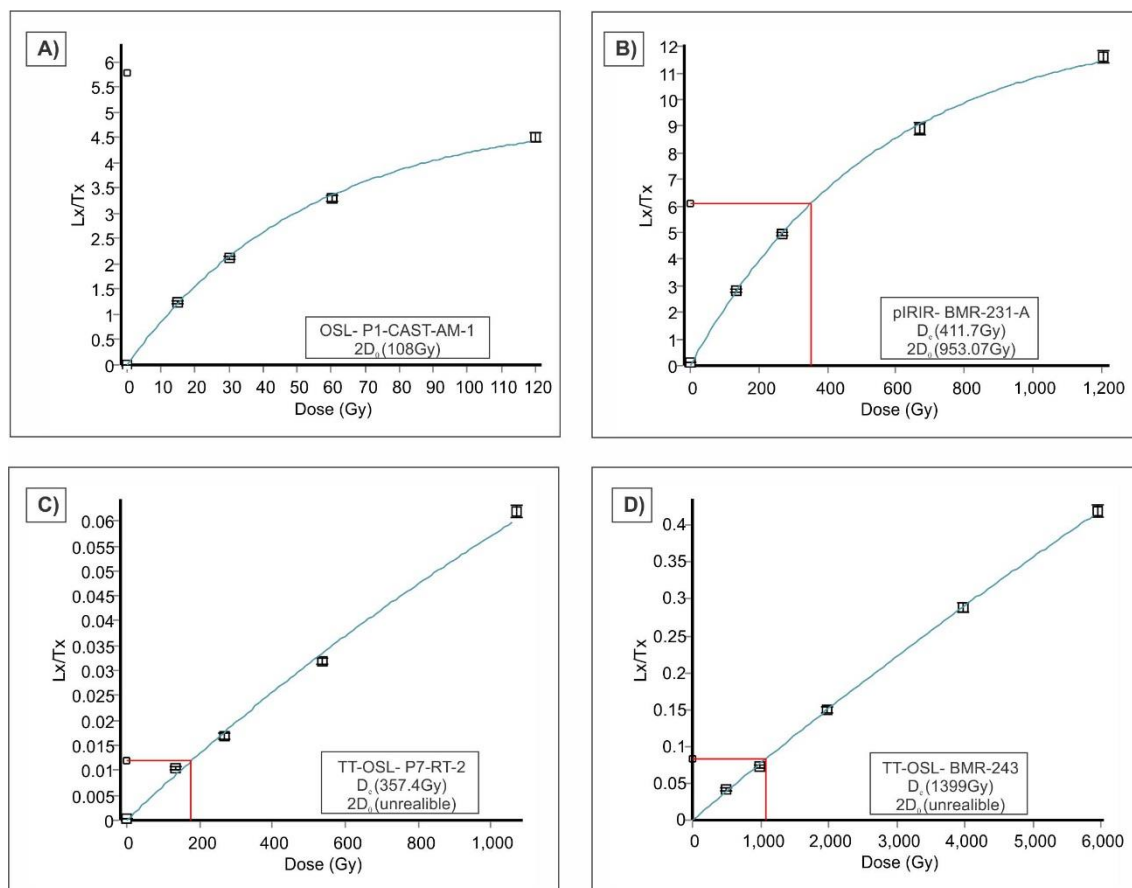


Figure 8. Dose response curves of studied samples. A) The equivalent dose based on OSL signal measured in quartz aliquot of P1-CAST-AM-1 is unreliable that maximum dose can be estimated ($2D_0 = 108\text{Gy}$). B) The equivalent dose of BMR-231 sample based on pIRIR signal measured in feldspar aliquot can be estimated ($D_e = 411.7\text{Gy}$), since it is below the maximum dose ($2D_0 = 953.07\text{Gy}$). C) The equivalent dose of P7-RT-2 sample based on TT-OSL signal measured in quartz aliquots can be estimate ($D_e = 357.7\text{Gy}$), however, the linear dose response suggest unreliable maximum dose. D) The linear TT-OSL dose response was proven for high values of given dose of BMR-243 sample.

Table 3. Maximum doses ($2D_0$) that can be estimated using the OSL and pIRIR signals.

Sample	OSL-SAR calculado		pIRIR	
	Aliquots	$2D_0$ (Gy)	Aliquots	$2D_0$ (Gy)
P1-CAST-AM-1	3/3	108 ± 3		
BMR-243	2/2	104 ± 4		
BMR-231-A			15/15	953.07 ± 11.11

5.4. NEW SIGNAL FROM LUMINESCENCE DATING

For the samples with saturated OSL signal, the feldspar infrared stimulated luminescence (pIRIR, Buylaert *et al.* 2012) and thermally-transferred OSL (TT-OSL, Wang *et al.* 2006, Adamiec *et al.* 2010) protocol were used to extend the age range limit

for dating of studied samples and were used to estimate the natural dose. More details about the application of TT-OSL protocols in Amazon region can be found in Pupim *et al.* (2016).

5.4.1. Thermally-transferred OSL measurements – TT-OSL

The sum of four samples was applied TT-OSL protocol (P1-Cast-AM-1, P5-Par-AM-1, P7-RT-1, P7-RT-2). The TT-OSL were validate with a dose recovery test using 6 aliquots and given dose of 400 and 1000Gy and preheat of 260°/260°C. The alternative dose recovery test with artificial bleaching of 350°C for 200s were carried and given dose of 400 and 1000Gy and preheat of 260°/260°C. Only aliquots used in dose recovery test were bleached in a solar simulator for 5 days. The D_e calculation was used the central age model (CAM) (Galbraith *et al.* 1999) at least 10 aliquots with recycling ratio and recuperation between limit suggested by Murray & Wintle (2000, 2003). Because the low intensity of TT-OSL signal, the recycling ratio and recuperation reference limits was expanded to 15% and 10%, respectively. The purity check of the quartz of all measured aliquots, the infrared depletion ratio Duller (2003) necessarily showed lower contribution of feldspar signal, with 10 % of unity.

Dose recovery test using TT-OSL signal showed high values of calculated-to-given dose ratio of 1.84 ± 0.23 for given dose of 400 Gy and 1.41 ± 0.14 for given dose of 1000 Gy. In the case of dose recovery test for aliquots were bleaching 350°/200 s the calculate-to-given dose ratio turn into dawn 0.88 ± 0.02 for given dose of 400 Gy and 0.86 ± 0.02 for given dose of 1000 Gy. Despite the higher calculated-to-given dose ratio values the recycling ratio and recuperation test evaluated the quality of these test. For given dose of 400 Gy the average values of recycling and recuperation were 1.04 and 0.8% and 0.99 e 2.6% (bleaching 350°C/200 s). For given dose of 1000Gy the average values of recycling were 1.04 and recuperation 0.0%, and 1.11 and 2.0 (bleaching 350°C/200 s) (Table 4).

Table 4. Data of dose-recovery tests.

Sample	Given dose (Gy)	Calculated/given dose	$2D_0$ (Gy)	Recycling ration	Recuperation (%)
XNG 47-2 (OSL)	33	0.93 ± 0.02	95.0 ± 0.5	0.99	0.1
XNG 47-2 (TT-OSL)	250	1.10 ± 0.02	1639 ± 162	1.00	0.3
P1-CAST-AM-1(OSL)	52	1.01 ± 0.02	101 ± 2	0.98	0.27
BMR-231-A (pIRIR-24hr)	450	1.25 ± 0.01	1201 ± 56	1.00	1.4
BMR-231-A (pIRIR-48hr)	450	1.27 ± 0.01	1075 ± 46	1.00	1.1
RT-B (TT-OSL)	400	1.84 ± 0.23	9213 ± 5664	1.04	0.8
RT-B (TT-OSL)	1000	1.41 ± 0.14	2310 ± 223	1.04	0.0
RT-A (TT-OSL-bleaching at 350°C/200s)	400	0.88 ± 0.02	5220 ± 2523	0.99	2.6
RT-B (TT-OSL-bleaching 350°C/200s)	1000	0.86 ± 0.02	18820 ± 12700	1.11	2.0

The average values of recycle rate and recuperation for TT-OSL in quartz demonstrated good dosimetric performance in the dose recovery tests. Although high residual D_e values in dose-recovery tests of studied sediments suggest low bleaching, Pupim *et al.* (2016) demonstrated that recent sediments from the Xingu region had well-bleaching sediments with low residual signal and negligible for dating. The characteristics of the waters of the Xingu River, with low concentration of suspended load provide adequate condition for bleaching of quartz grains.

The natural dose calculated for the Older alluvial succession using TT-OSL signal ranged from 245.8 ± 47.9 to 1221.6 ± 117.3 Gy, with moderated (21.5%) to high (45.9%) overdispersion values. The values of recycling ratio presented values between 0.92 and 1.07 and recuperation between 1.72 and 6.96%. Pupim *et al.* (2016) demonstrated that modern sediments (XNG-47-2) shows low natural dose calculated using TT-OSL signal.

TT-OSL D_e provide estimate dose up to 1kGy. However, the maximum dose estimation demonstrate the instability of the TT-OSL signal and uncertainties for high values of estimated D_e by linear dose-response curve. The natural dose value calculated using TT-OSL protocol was unreliable, and TT-OSL signal it could underestimate dose. This way the TT-OSL ages would indicated minimum age for the depositions of Older alluvial succession. Considering TT-OSL D_e higher values of 1221.6 ± 117.3 Gy for sample P1-CAST-AM-1 and dose rate of 0.523 ± 0.035 Gy/ka the Lower Unit sediment had minimum burial age up to 2Ma. Additionally, the lower portion of the Upper Unit was deposited around Early-Pleistocene, with minimum burial age up to 557 ± 72 ka and maximum age 1063 ± 113 , considering the section described at Tapajós region.

5.4.2. Feldspar infrared stimulated luminescence measurements p-IRIR

Only one sample (BMR-231A- 577) it had potassium feldspar concentration enough to applied pIRIR protocol. The natural dose value calculated for Upper Unit (BMR-231-A) using p-IRIR protocol was 411.7 ± 24.4 Gy. The values of recycling and recuperation were 0.99 and 2.01%, respectively. Once residual signal correspond around 59 % of D_e value estimated for Madeirinha profile the age estimation was calculated by subtraction of the residual signal. Therefore, the burial age of Upper Unit (BMR-231-A sample) was 140.2 ± 21.4 ka, for a dose rate of 1.21 Gy/ka. The pIRIR signal showed saturation dose with $2D_0$ value of 953.07 ± 11.11 Gy. The pIRIR protocol were validate

with a dose recovery test using 6 aliquots and given dose of 450 Gy, used the 290° signal for 200 s. Aliquots used in dose recovery test were bleached in a solar simulator for 24hr and 48 hr. The D_e calculation was used the central age model (CAM) (Galbraith *et al.* 1999) of 15 aliquots with recycling ratio between 0.90-1.10 and recuperation less than 5%, as suggested by Murray & Wintle (2000, 2003).

The characteristics of the pIRIR decay curve demonstrated the stability of the signal and enabled the calculation of high natural doses around 411.7 ± 24.4 Gy with a maximum estimated dose ($2D_0$) of 953.07 ± 11.11 Gy. Dose recovery test using p-IRIR signal not showed differences for aliquots that were bleached in a solar simulator for 24 and 48 hr. In this test the calculated-to-given dose showed ratio of 1.25 ± 0.01 (bleaching for 24 hr) and 1.27 ± 0.01 (bleaching for 48 hr) for a given dose of 450Gy. Average values of recycling and recuperation were 1.00 and 1.4% (24 hr) and 1.00 e 1.1% (4 8hr).

The natural dose calculated for modern sediments (MAO-162) using pIRIR signal was 241.1 ± 14.5 Gy (6 aliquots), with D_e showing overdispersion of 14.2%. The values of recycling and recuperation were 0.99 and 1.07%, respectively. This residual dose are relatively high when compared to D_e values calculated for the Older alluvial succession using same signal.

The good dosimetric performance of pIRIR signal was demonstrated by recycling and recuperation results accurate to studied fluvial sediments samples. However, high values of calculate-to-given ratio show pIRIR signal uncertainties. Once dose-recovery tests suggest the pIRIR signal presents poorly bleaching sediments, with high residual D_e values, the residual signal provide overestimate burial ages, indicating a maximum deposition age for the studied sediments. In an attempt to soften this problem, the residual signal values for recent samples was subtracted of the natural dose for the sample analyzed. Considering the dose rate of 1.21 Gy / ka it was determined that the Upper Unit sediments were deposited around the mid-Pleistocene (140 ± 21 ka).

5.5. LUMINESCENCE MEASUREMENTS IN MODERN SEDIMENTS

The longitudinal fluvial bar sands of Solimões River (MAO-195) was used to check the bleaching capacity in modern analogue sedimentary system by evaluate the residual pIRIR signal. The studied modern fluvial sediments (MAO-162) showed high values of residual D_e also in samples exposed to artificial light for a long periods of

exposure that suggest poorly-bleached sediments. In addition, it is to emphasize that the characteristics of the waters of the Solimões River with high suspension load (Sioli 1985), even more difficult sunlight exposure for bleaching pIRIR signal. The bleaching capacity in modern analogue sedimentary system by evaluate the residual TT-OSL signal was carried by Pupim *et al.* (2016) from a longitudinal fluvial bar sand of Xingu river (XNG-47-2).

5.6. LUMINESCENCE MEASUREMENTS IN MIOCENE ROCKS

The Manacapuru section (BMR-243) where previous published palynological data assigned Late Miocene/Pliocene age for Novo Remanso Formation (Dino *et al.* 2012, Guimarães *et al.* 2015) was used to evaluate the possible instability of TT-OSL signal. The TT-OSL signal show grow to higher saturation doses and compared to the doses estimated by conventional OSL signal. The older BMR-243 sample was used for evaluate the samples with high equivalent dose and as an attempt to calculated maximum dose ($2D_0$) from fitting of saturation exponential function to the dose response curve.

The equivalent dose calculated for the Miocene succession (BMR-243) based on SAR-OSL signal is above the maximum dose that can be estimate ($2D_0 = 104$ Gy). Likewise, the stability of the SAR-OSL signal was demonstrate by estimate natural dose for sample of Miocene succession. Initially, the equivalent dose calculate for the Miocene succession (BMR-243) based on TT-OSL signal is above the maximum dose ($2D_0 = 1298$ Gy). However, the instability (linear dose response curve) of TT-OSL signal was revealed when dose equivalent estimation was performed for high values of given dose. Additionally, the $2D_0$ not can be estimate because the higher saturation dose.

5.7. OPTICALLY STIMULATED LUMINESCENCE SENSITIVITY MEASUREMENTS

Sensitivity luminescence measurements were carried in studied fluvial deposits in order to obtain provenance fingerprint of this sediments (Sawakuchi *et al.* 2018). In the laboratory, the standard procedures followed the same procedures used in the luminescence measurements for the equivalent dose estimative. The OSL sensitivity of quartz grains may be related to the source and transport history of sediments (Preusser *et al.* 2006, Pietsch *et al.* 2008, Sawakuchi *et al.* 2011, Gliganic *et al.* 2017). The data

obtained of the in studied fluvial deposits was compared with riverbed sediments sensibility in the tributaries Amazon that drain Pre-Cambrian or Cenozoic rocks. More details about the application of sensibility protocols in Amazon region can be found in Sawakuchi *et al.* (2018).

The luminescence sensitivity results of alluvial succession allowed identifying sediments with lower and intermediate sensibility. Lower sensibility occurs in the sample from Miocene succession (BMR-243) and in the Lower Unit sample from Parintins profile. Intermediate sensibility occur in the Lower Unit samples from Castanho (P1-CAST-AM-1) and Tapajós region (P7-RT-1), and by Upper Unit samples from Madeirinha region (BMR-228-B) (Table 5).

The luminescence sensitivity results of the alluvial succession suggest that the fluvial drainage system of Lower Unit was similar to Modern Amazon river, characterized by main channel with intermediated luminescence sensibility sediments of mixed sediment load supplied by mountain region and shield sources. This channel received sediments from tributary rivers with low luminescence sensibility of sediment load supplied by river that drain mountain regions. In same way, the fluvial drainage system of Upper Unit was characterized by channel with sediment load supplied mountain region. No one luminescence sensibility results demonstrated the presence of sediment with high sensibility of rivers that drain exclusively cratonic regions. In the case of modern analogues the low luminescence sensibility characterize sediments deposited near the mountain regions, and sediments transported by river that drain this regions, like Solimões river today (Steffen *et al.*, 2009, Sawakuchi *et al.*, 2018). The intermediate luminescence sensibility characterize sediments deposited at river with mixed-sediments from river that drain mountain and cratonic regions (Sawakuchi *et al.*, 2018). Otherwise, the high luminescence sensibility characterize sediments deposited at river that drain cratonic regions exclusively, like Tapajós e Xingu Rivers today (Sawakuchi *et al.*, 2018). In this way, since the Lower Unit the fluvial system received sediments from mountain region. This hypothesis can be tested by provenance analysis using heavy-minerals and more detailed analysis using luminescence sensibility

Table 5. Luminescence sensitivity results for studied samples. *(Sawakuchi et al 2018)

River	Polym mineral aliquots (quartz + feldspar)					Pure quartz aliquots		
	Aliquots	%BOSL _F /BOSL _T		IRSL _I /BOSL _F		Aliquots	%BOSL _F /BOSL _T	
		Average	Std. dev.	Average	Std. dev.		Average	Std. dev.
Amazon*	25	5.76	5.01	81.12	23.74	3	19.22	1.81
Solimões*	21	4.27	0.62	83.46	16.22	6	13.37	5.04
Negro*	9	14.53	6.82	33.40	22.70	3	25.26	14.86
Madeira*	16	6.47	2.33	66.28	26.46	6	31.65	10.99
Tapajós*	13	57.41	12.08	2.56	3.19	4	65.73	5.73
Xingu*	9	42.08	13.59	2.16	1.68	6	56.26	7.25
BMR-243	4	7.53	1.07	1.34	1.92	3	7.52	1.31
P5-PAR-AM-1	4	10.23	3.29	0.75	0.21	4	10.23	3.29
BMR-228-B	4	19.87	3.41	1.65	0.81	1	20.51	-
P7-RT-1	4	18.17	3.69	2.51	1.25	4	-	-
P1-CAST-AM-1	4	24.21	4.23	0.48	0.19	4	24.21	4.23

6. CONCLUSION

The luminescence dating has been considered as an important tool to extend age range of radiocarbon dating method in Central Amazonia. Despite the apparent success of some authors to determinate fluvial ages older than Late-Pleistocene (~150 ka), these data was investigated and discuss through the improvements in SAR-OSL signal to understanding protocol limitations. The OSL-SAR signal is stable and was restricted to the samples having burial ages less than 207 ka. This fact demonstrated that previous late to mid Pleistocene ages calculated from elevate equivalent dose may be valid minimum ages, since the equivalent doses used in the calculation may represent the saturation dose. The morphological analysis and recognizing recognition of lateritic or ferruginized paleosoils allow identify three topographic levels of interpreted as channel and overbank deposits. Luminescence analysis using new signal of TT-OSL wold upward extend the limit of SAR-OSL signal. The behaviour of the signal was uncertain because the high doses estimated. Thus, the natural dose calculated using the TT-OSL protocol might have resulted in the underestimation of the dose, considerate to be a minimum of 2 Ma for older alluvial deposits. The pIRIR signal show low rates of

bleaching generating overestimation of natural dose and was determined that intermediate terrace was deposited around mid-Pleistocene (140 ka). The reliability and accuracy of age estimation using luminescence measurements depend of different factors such as dose-response curve behavior, bleaching capacity, and weathering can be considerate in luminescence measurements. Our results obtaining ages below 2 Ma, by first time, for these deposits suggest that the initial deposition of Amazon River is older than Pleistocene, contracting previous work that use luminescence data. The Late Neogene and Quaternary deposits exposed at Central-Eastern Amazonia are the key to understand the paleogeographic changes that occur related to establishment of Amazon River transcontinental drainage. The proper chronology ages obtained from luminescence ages combined with stratigraphic description can be assist to enable the identification of sedimentation events related to the fluvial dynamic from Late and Mid Pleistocene.

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O embasamento da drenagem do Rio Amazonas é composto por rochas da Formação Alter do Chão. Rochas desta formação, expostas na região da Ponta do Curuá, foram descritas como depósitos de preenchimento de canal de barras conglomeráticas e barras de acreção lateral, além de depósitos de planície de inundação de canal abandonado. Estes depósitos foram interpretados como um sistema fluvial meandrante de carga mista, com dinâmica de avulsão e abandono de canal influenciada por variações sazonais. O registro paleobotânico inédito para a porção aflorante da Formação Alter do Chão, representado por oito grupos morfológicos com características das famílias Moraceae, Fagaceae, Malvaceae, Sapindaceae, Anarcadiaceae e Euphorbiaceae, posicionou estas rochas no Cretáceo Superior. Este registro sugere a predominância de um clima tropical quente e úmido com uma possível transição climática ou sazonalidade para um clima subtropical e temperado quente. A continuidade dos estudos paleobotânicos na ponta do Curuá é necessária para a descrição e reconhecimento mais detalhado da flora, interpretações das condições paleoclimáticas durante o Cretáceo Superior e prováveis tendências paleoambientais na passagem para o Cenozóico.

Depósitos fluviais identificados em uma depressão orientada NE-SW ocorrem de forma discordante sobre as rochas cretáceas da Formação Alter do Chão, que passaram por intenso intemperismo durante o Palógeno e Neógeno. A análise morfoestratigráfica através da interpretação de sensores remotos e o estudo estratigráfico identificou terraços abandonados e um canal ativo em 3 níveis topográficos, que representam a dinâmica do Rio Amazonas ao final do Neógeno e Quaternário. Os terraços mais velhos, com idade mínima de 2 Ma, datada a partir do protocolo TT-OSL são correlacionados à Formação Novo Remanso e representam o estágio do Proto-Amazonas. Nesta fase uma drenagem com migração para Leste possuía conexão limitada com o sistema a Oeste da Amazônia e vale fluvial restrito pelas rochas da Bacia do Amazonas. As fases seguintes foram influenciadas fortemente pelas oscilações climáticas durante o Quaternário e por características estruturais herdadas do Neógeno da Bacia do Amazonas. O Rio Amazonas assumiu a dimensão atual por volta de 1 Ma a 140 ka pelo aumento da capacidade de erosão fluvial associada a variações hidrodinâmicas na região de

cabeceira nos Andes. Com a expansão do vale fluvial a porção centro-leste da Amazônia, que antes era dominada por áreas elevadas, passou por profundas alterações na paisagem causadas pelo domínio da região de várzea. As oscilações climáticas que marcam o Quaternário foram responsáveis pela incisão fluvial e construção de uma nova área de terra firme com máxima incisão fluvial relacionado ao Último Máximo Glacial (18 a 20 ka).

As discussões cronoestratigráficas foram baseadas em uma descrição de superfícies estratigráficas marcadas por perfis bauxítico-latearítico e horizontes ferruginosos. As análises de luminescência foram fundamentais para a construção do quadro cronoestratigráfico da Bacia do Amazonas. Apesar de ser uma ferramenta fundamental para as discussões sobre mudanças paleoambientais durante o Quaternário, o recente uso desta técnica levantou suspeitas sobre o recorrente padrão de idades pleistocenas encontrados em depósitos antes tidos como mais antigos. Neste sentido, uma análise minuciosa dos métodos de luminescência permitiu discutir trabalhos anteriores e entender as limitações da técnica. O sinal SAR-OSL se mostrou estável e estaria limitado a obter idades por volta de 150 e 200 ka. Em trabalhos anteriores, idades próximas ao limite de datação ou acima foram calculadas a partir de doses de saturação, que indicariam, na verdade, idades mínimas. Protocolos que possibilitem expandir o limite do sinal SAR-OSL devem ser considerados como uma alternativa, desde que variáveis como; 1) comportamento da curva em doses elevadas para o sinal TT-OSL e 2) características de fotoesvaziamento lento para o sinal p-IRIR, sejam considerados durante a análise.

Os resultados presentes neste trabalho permitiram identificar quais foram as fases evolutivas que levaram a instalação da drenagem transcontinental do Rio Amazonas na porção centro-oeste da Bacia do Amazonas e ainda abrir discussões sobre condições paleoclimáticas, paleoecológicas e paleofitogeográficas da flora amazônica durante o Cretáceo Superior. Desta forma, este trabalho pretende contribuir como base para pesquisas que busquem entender como as mudanças paleoambientais moldaram a construção da paisagem da Amazônia.

REFERENCIAS

- Abinader H.D. 2008. *Depósitos cenozoicos da porção oeste da Bacia do Amazonas*. MS Dissertation, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus. 93pp.
- Adamiec G., Duller G.A.T., Roberts H.M., Wintle A.G. 2010. Improving the TT-OSL SAR protocol through source trap characterisation. *Radiation Measurement*. **45**: 768-777.
- Aitken M.J. 1998. *An Introduction to Optical Dating*. London. Oxford University Press, 267 p.
- Albuquerque R.O. 1922. *Reconhecimento geológico do Vale do Amazonas*. Rio de Janeiro. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. 84 p.
- 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: Special Publication Geological Society American, 106, pp. 21–74.
- Allen J.R.L. 1970. Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining upwards cyclothems, with particular reference to coarse member composition and interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40**:298-323.
- Allen J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Denonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, **33**(2):237-293.
- Almeida L.F.G. 1974. A drenagem festonada e seu significado fotogeológico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28. Porto Alegre, *Anais do Congresso de Geologia*, SBG, v. 7, p. 175-97.
- Almeida-Filho R. & Miranda F.P. 2007. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas Archipelago, Central Amazônia, Brazil: evidences in an SRTM digital elevation model. *Remote Sensing of Environment*, **110**:387–392
- APG III. 2009. An update of the Angiosperm Phylogeny Group classification for the orders and families of flowering plants: APG III. *Botanical Journal of the Linnean Society* **161**: 105–121.
- APG IV. 2016. An update of the Angiosperm Phylogeny Group classification for the orders and families of flowering plants: APG IV. *Botanical Journal of the Linnean Society*, **181**:1–20.
- Archer A.W. 2005. Review of amazonian depositional systems. In: Blum, M.D.,

Marriott, S.B., Leclair, S.F. (eds.). *Fluvial Sedimentology VII*. Oxford, UK, Blackwell Publishing Ltd., p. 17-39.

Ash A.W., Ellis B., Hickey L.J., Johnson K.R., Wilf P., Wing S.L. 1999. *Manual of leaf architecture: Morphological description and categorization of dicotyledonous and net-veined monocotyledonous angiosperms*. Washington, D.C.: Smithsonian Institution, 65 p.

Asiedu D.K., Suzuki S., Nogami K., Shibata T. 2000. Geochemistry of lower cretaceous sediments, inner zone of southwest Japan. Constraints on provenance and tectonic environment. *Geochemical Journal*, **34**(2):155-173.

Baker P. A., Seltzer G.O., Fritz S.C., Dunbar R.B., Grove M.J., Tapia P.M., Cross S.L., Rowe H.D., Broda J.P. 2001. The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science*, **291**:640–643.

Baker P.A. and Fritz S.C. 2015. Nature and causes of Quaternary climate variation of tropical South America. *Quaternary Science Reviews*, **124**:31–47.

Bell C. D., Soltis D. E., Soltis P. S. 2010. The age and diversification of the angiosperms re-revisited. *American Journal of Botany*. **97**:1296-1303.

Bemerguy R.L. & Costa J.B.S. 1991. Considerações sobre o sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectono-estrutural. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*. **3**:75-97

Bernardes-de-Oliveira M.E.C., Mohr B., Dino R., Guerra-Sommer M. 2007. As floras mesofíticas brasileiras no cenário paleoflorístico mundial In: Carvalho I.S., Cassab R.C.T., Schwanke C., Carvalho M.A., Fernandes A.C.S., Rodrigues M.A.C., Carvalho M.S.S., Arai M., Oliveira M.E.Q. (eds.). *Paleontologia: Cenários de Vida*. Rio de Janeiro, Interciência, v. 1, p. 203-241.

Bertani T.C., Rossetti D.F., Hayakawa E.H., Cohen M.C.L. 2014. Understanding fluvial rias based on a Late Pleistocene–Holocene analog. *Earth Surface Processes and Landforms*, **40**:285–426.

Bezerra P.E.L. 2003. *Compartimentação Morfotectônica do Interflúvio Solimões-Negro*. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 335 p.

Bezerra I. S. A. A., Nogueira A. C. R. Guimarães J. T. F., Truckenbrodt W. 2015. Pleistocene sea-level changes recorded in tidal and fluvial deposits from Itaubal Formation, onshore portion of the Foz do Amazonas Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **45**:63-78.

Bezerra I. S. A. A., Adami-Rogrigues K., Nogueira A. C. R. inedit. New evidences from fossil leaves aid recognition pre-cenozoic fluvial drainage in East Amazonia. *Brazilian Journal of Geology*,

Bezerra I. S. A. A., Nogueira A. C. R., Motta M. B., Sawakuchi A. O., Mineli T. D., Silva A. Q., Silva Jr. A. G., Domingos F. H. G., da Mata G. A. T., Lima F. J. C., Riker S. R. L., submitted. The Amazon River deposits: luminescence chronology and late Neogene-Quaternary geomorphological evolution of Central-Eastern Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters*

Bose P.K. & Chakraborty P.P. 1994. Marine to fluvial transition: Proterozoic Upper Rewa Sandstone, Maihar, India. *Sedimentary Geology*. **89**:285-302.

Boulangé B. & Carvalho A. 1997. The bauxite of Porto Trombetas In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A. J. & Lucas Y. (coord.) *Brazilian bauxites*. Brazil, USP/FAPESP/ORSTOM, p 55-73

Boyce C. K., Brodribb T. J., Field T. S., Zwieniecki M. A. 2009. Angiosperm leaf vein evolution was physiologically and environmentally transformative. *Proceedings of the Royal Society B*, **276**:1771–1776

Boyce C. K. & Lee J.-E. 2010. An exceptional role for flowering plant physiology in the expansion of tropical rainforests and biodiversity. *Proceedings of the Royal Society of London B*, **277**:3437-3443.

Boyce C. K., Lee J.-E., Field T. S., Brodribb T. J., Zwieniecki M. A. 2010. Angiosperms helped put the rain in the rainforests: The impact of plant physiological evolution on tropical biodiversity. *Annals of the Missouri Botanical Gardens*, **97**:527-540.

Boyce C. K. & Zwieniecki M. A. 2012. Leaf fossil record suggests limited influence of atmospheric CO₂ on terrestrial productivity prior to angiosperm evolution. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **109**:10403-10408

Buerki S., Lowry P. P. II, Alvarez N., Razafimandimbison S. G., Küpfer P., Callmander M. W. 2010. Phylogeny and circumscription of Sapindaceae revisited: Molecular sequence data, morphology, and biogeography support recognition of a new family, Xanthoceraceae. *Plant Ecology and Evolution*, **143**:148-159.

Buylaert J.P., Jain M., Murray A.S., Thomsen K.J., Thiel C., Sohbati R. 2012. A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*, **41**(3)435-451

Campbell K.E., Frailey C.D., Romero-Pittman L. 2006. Ucayali Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia and the birth of modern Amazon River system. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **239**:166–219

Campos J. N. P. & Teixeira L. B. 1988. Estilos tectônicos da Bacia do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35. Belém, *Anais do congresso de Geologia*, SBG, v. 5, p. 2161-2172.

Caputo M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*, PhD Thesis, Department of Geological Science, University of California, Santa Barbara, 583 p.

Caputo M.V. 1991. Solimões megashear: intraplate tectonics in northwestern Brazil. *Geology*, **19**:246–249.

Caputo M. V. 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre In: Nascimento, R.S.C. do, Horbe, A.M.C. e Almeida, C.M. (eds). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém, SBG/Núcleo Norte, 7:7-23

Carmichael S.K., Waters J.A., Suttner T.J., Kido E., DeReuil A.A., 2014. A new model for the Kellwasser anoxia events (late Devonian): shallow water anoxia in an open oceanic setting in the central Asian orogenic belt. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 399:394-403

Chantarasuwan B. Rønsted N., Kjellberg F., Sunkaew S., Van Welzen P. C. 2016. Palaeotropical intercontinental disjunctions revisited using a dated phylogenetic hypothesis with nearly complete species level sampling of *Ficus* subsect. *Urostigma* (Moraceae). *Journal of Biogeography*, **43**:384-397

Clark P.U. Dyke A.S.; Shakun J.D.; Carlson A.E.; Clark J.; Wohlfarth B.; Mitrovica J.X.; Hostetler S.W.; McCabe M. 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, **325**:710-714.

Coe A.L. 2010. *Geological Field Techniques*, The open university, UK. Collinson J.D. 1996. Alluvial Sediments In: Reading H.G. (eds.) *Sedimentary Environments and Facies*, 3.ed. Oxford, Blackwell, 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. MS Dissertation, Instituto de Geociências Universidade Federal do Pará, Belém, 237 p

Costa J.B.S., Bermeguy R.L., Hasui Y., Borges M.S., Ferreira Jr. C.R.P., Bezerra P.E.L., Costa M.L., Fernandes J.M.G. 1996. Neotectônica da região amazônica-aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos*, **4**:23–44

Costa J.B.S.C., Bermeguy R.L., Hasui Y., Borges M.S., 2001. Tectonics and paleogeography along the Amazon River. *Journal of South America Earth Sciences*, **14**:335–347

- Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(3):146-160.
- Costa M. L., Cruz G. S., Pollmann H. 2014. On the geology, mineralogy and geochemistry of the bauxite-bearing regolith in the lower Amazon basin: Evidence of genetic relationships. *Journal of Geochemical Exploration*, **146**:58-74.
- CPRM. 2010. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. CPRM- Serviço Geológico do Brasil
- Cremon E. H., Rossetti D. F., Sawakuchi A. O., Cohen M. C. L. 2016. The role of tectonics and climate in the late Quaternary evolution of a northern Amazonian River. *Geomorphology*, **271**:22-39.
- Cross T.A. & Homewood P.W. 1997. Amazon Gressly's role in founding modern stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, **109**(12):1617-1630.
- Cunha F.M.B., Gonzaga F.G., Coutinho L.F.C. Feijó F.J. 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências Petrobras*, **8**:47-55.
- Cunha P. R. C., Melo J. H. G., Silva O. B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15** (2):227-251.
- Da Silva J. M. C., Rylands A. B., Fonseca G. A. B. 2005. The Fate of the Amazonian Areas of Endemism. *Conservation Biology*, **19**(3):689-694.
- Daemon R.F. & Contreiras C.J.A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. São Paulo, *Anais do Congresso de Geologia*, SBG, 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.
- Damuth J.E. & Flood R.D. 1984. Morphology, sedimentation processes and growth pattern on the Amazon deep-sea fan. *Geo-Marine Letters*, **3**:109-117
- Damuth J.E., Flood R.D., Kowsmann R.O., Belderson R.H., Gorini M.A. 1988. Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by longrange side-scan sonar (GLORIA) and high resolution seismic studies. *AAPG Bulletin*. **72**:885-911.
- Davis C. C., Webb C. O., Wurdack K. J., Jaramillo C. A., Donoghue M. J. 2005. Explosive radiation of Malpighiales supports a Mid-Cretaceous origin of modern tropical rain forests. *American Naturalist*, **165**:E36-E65.
- Delarmelinda E. A., Souza Júnior V. S., Wadt P. G. S, Deng Y., Campos M. C. C., Câmara E. R. G. 2017. Soil-landscape relationship in a chronosequence of the middle Madeira River in southwestern Amazon, Brazil. *Catena*, **149** 199-208.

- Dilcher D.L. 1973. A paleoclimate interpretation of the Eocene floras of southeastern North America. In: A. GRAHAM (eds). *Vegetation and vegetational history of northern Latin America*. Amsterdam: Elsevier Academic Publishing Company. p. 39-59
- Dino R., Silva O.B., Abrahão D. 1999. Palynological and stratigraphic characterization of the Cretaceous strata from the Alter do Chão Formation, Amazonas Basin. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5. Rio Claro, *Boletim de Resumos Expandidos*, SBG, p. 557-565.
- Dino R., Soares E.A.A., Antonioli L., Riccomini C., 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.
- Dobson D.M., Dickens G.R., Rea D.K. 2001. Terrigenous sediment on Ceara Rise: a Cenozoic record of South American orogeny and erosion. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **165**:215–229.
- Dolan A. M., Alan M. H., Stephen J. H., Julia C. T., Harry J. D., Daniel J. H., Steven J. P. 2015. Modelling the enigmatic Late Pliocene Glacial Event—Marine Isotope Stage M2. *Global Planetary Change*, **128**:47–60.
- Duller G.A.T. 2003. Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements. *Radiation Measurements*. **37**(2):161-165.
- Dutra L.D. & Boardman D.R. 2004. Folhas das Angiospermas: Taxonomia, preservação e sua aplicação na reconstituição das floras e dos climas do passado. *Caderno La Salle XI*, **2**:109-120.
- Eakin C.M., Lithgow-Bertelloni C., Dávila F.M. 2014. Influence of Peruvian flatsubduction dynamics on the evolution of western Amazonia. *Earth Planet Science Letters*, **404**:250–260.
- Eiras J. F., Becker C. R., Souza E. M., Gonzaga F. G., Silva J. G. F., Daniel L. M. F., Matsuda N. S., Feijó F. J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**:17-45.
- Ellis B., Daly D. C., Hickey L. J., Johnson K. R., Mitchell J. D., Wilf P., Wing S. L. 2009. *Manual of leaf architecture*. Cornell University Press, Ithaca, New York, USA 190p
- Estrada-Ruiz E., Upchurch G. R., Wheeler E. A. Mack G. H. 2012. Late Cretaceous angiosperm woods from the Crevasse Canyon and McRae Formations, south-central New Mexico, U.S.A.: Part 1. *International Journal of Plant Sciences*, **173**: 412–428
- Feild T. S., Chatelet D. S., Brodribb T. J. 2009. Ancestral xerophobia: A hypothesis on the whole plant ecophysiology of early angiosperms. *Geobiology*, **7**:237–264

- Feild T. S. , Brodribb T. J., Iglesias A., Chatelet D. S., Baresch A., Upchurch G. R. Jr., Gomez B., Mohr B. A. R., Coiffard C., Kvacek J., Jaramillo C. 2011. Fossil evidence for Cretaceous escalation in angiosperm leaf vein evolution. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **108**:8363-8366.
- Figueiredo J., Hoorn C., van der Ven P., Soares E. 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology* **37**(7):619–622
- Figueiredo J.J.P., Zalan P.V., Soares E. 2007. Bacia da Foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**:299-309.
- Fiore M., Soares E.A.A., Mittani J.C.R., Yee M., Tatumi S.H. 2014. OSL dating of sediments from Negro and Solimões rivers – Amazon, Brazil. *Radiation Physics and Chemistry*, **95**:113-115
- Franzinelli E., Igreja H., Repolho T. 1999. Fragmentation of ecosystem owing to neotectonics in the Amazon Basin. *Science Reports of Tohoku University 7th Series*, Sendai, **49**:207–214.
- Franzinelli E. & Igreja H., 2002. Modern sedimentation in the Lower Negro River, Amazonas State, Brazil. *Geomorphology*, **44**:259–271
- Galbraith R.F., Roberts R.G., Laslett G.M., Yoshida H., Olley J.M. 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I. Experimental design and statistical models. *Archaeometry* **41**:339-364.
- Gliganic L.A., Cohen T.J., Meyer M., Molenaar A. 2017. Variations in luminescence properties of quartz and feldspar from modern fluvial sediments in three rivers. *Quaternary Geochronology*, **41**:70–82.
- Gonçalves Jr. E.S., Soares E.A.A., Tatumi S.H., Mittani J.C.R. 2016. Solimões-Amazon fluvial system between the tributaries Negro and Madeira, Central Amazon. *Brazilian Journal of Geology* **46**(2):167-180.
- Gorini C., Haq B.U., Reis A.T., Silva C.G., Cruz A. 2014. Late Neogene sequence stratigraphic evolution of the Foz do Amazonas Basin, Brazil. *Terra Nova*, **26**:179–185
- Greenwood D. R. 1991. The taphonomy of plant macrofossils. In: S. K. Donovan (ed.). *The Processes of Fossilization*. Belhaven Press, London, p.141-169.
- Grimsson F.Grimm, G., Zetter, R., & Denk, T. 2016. Cretaceous and Paleogene Fagaceae from North America and Greenland: Evidence for a Late Cretaceous split between *Fagus* and remaining Fagaceae. *Acta Palaeobotanica*. **56**:247-305.
- Guedes C.C.F., Sawakuchi A.O., Giannini P.C.F., Dewitt R., Aguiar V.P. 2013. Luminescence characteristics of quartz from Brazilian sediments and constraints for

OSL dating. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Impresso)*, **85**:1303-1316.

Guérin G., Mercier N., Adamiec G. 2011. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, **29**:5-8.

Guimarães J. T. F., Nogueira A. C. R., Silva Júnior J. B. C., Soares J. L., Alves R., Kern A. K. 2015. Palynology of the middle miocene-pliocene Novo Remanso Formation, central Amazonia, Brazil. *Ameghiniana*, **52**(1), 107-134.

Harris S. & Mix A. 2002. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0–13 Ma. *Geology*, **30**:447–450.

Hayakawa E. H.; Rossetti D. F.; Valeriano M. M. 2010. Applying DEM-SRTM for reconstructing a late Quaternary paleodrainage in Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters*, **297**(1):262-270.

Hickey L. J. & Wolfe J. A. 1975. The bases of angiosperm phylogeny: Vegetative morphology. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, **62**:538–589.

Horn C. 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: Results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **105**:267–309.

Horn C., Wesselingh F.P., ter Steege H., Bermúdez M.A., Mora A., Sevink J., Sanmartín I., Sanchez-Meseguer A., Anderson C.L., Figueiredo J.P., Jaramillo C., Riff D.D., Negri F.R., Hooghiemstra H., Lundberg J., Stadler T., Särkinen T., Antonelli A. 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution and biodiversity. *Science*, **330**:927–931.

Horn C., Bogota G. R., Romero M., Lammertsma E. I., Flantua S., Dantas E. L., Dino R., do Carmo D. A., Chemale F. 2017. The Amazon at sea: Onset and stages of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin. *Global and Planetary Change*, **153**:15-65.

Horbe A.M.C., Motta M.B., Almeida C.M., Dantas E.L., Vieira L.V. 2013. Provenance of Pliocene and recent sedimentary deposits in western Amazônia, Brazil: Consequences for the paleodrainage of the Solimões-Amazonas River. *Sedimentary Geology*, **296**:9-20

Horbe A.M.C. 2014. Idades paleomagnéticas de crostas lateríticas da Amazônia. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **9**:93-104.

Ibanez D.M., Riccomini C., De Miranda F.P. 2014. Geomorphological evidence of recent tilting in the Central Amazonia Region. *Geomorphology*, **214**:378-387.

Irion G., Bush M.B., Nunes de Mello J. A., Stüben D., Neumann T., Müller G. et al. 2006. Multiproxy record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajós, eastern

Amazonia. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **240**:523–535

Irion G., De Mello N.J., De Moraes J.O. Junk J.W., Garming L. 2010. Development of the Amazon Valley during Middle to Late Quaternary Times – Sedimentological and climatological observations. In: Junk W.J., Piedade M.T.F., Parolin P., Schöngart J., Wittmann F. (eds) *Ecophysiology, Biodiversity and Sustainable Management of Central Amazonian Floodplain Forests*. Springer Ecological Studies, 210, Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, p.27-42

Isacks B. L. 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysics Research*, **93**:3211–3231.

Kalliola R., Salo J., Puhakka M., Rajasilta M., Häme T., Neller R. J., Rasänen M. E., Danjoy Arias W. A. 1992. Upper Amazon channel migration. *The science of Nature*, **79**:75-79.

Kotschoubey B. & Truckenbrodt W. 1981. Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas-Açailândia, Estados do Pará e Maranhão. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**(3):193-202.

Kotschoubey B., Truckenbrodt W., Calaf J.M.C. 2005. Evolução geológica da porção meridional da Província Bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (noroeste da BACIA DO GRAJAÚ, nordeste do Pará e extremo oeste do Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(2):263-272.

Labandeira C.C., Wilf P., Johnson K.R., Marsh F. 2007. *Guide to insect (and other) damage types on compressed plant fossils*. GeoTimes, Smithsonian Institution, Washington, **9**, 27p.

Latrubesse E.M. & Franzinelli E. 1993. Reconstrução das condições hidrogeológicas do passado. *Ciências Hoje*, **16**(93):40-43.

Latrubesse E.M. & Franzinelli E., 1998. Late Quaternary alluvial sedimentation in the Upper Rio Negro Basin, Amazonia, Brazil: palaeohydrological implications. In: Benito G., Baker V., Gregory K. (eds) *Palaeohyd. Envir. Change*. John Wiley and Sons Ltd., p259–271

Latrubesse E. & Kalicki T. 2002. Late Quaternary palaeohydrological changes in the Upper Purus basin, southwestern Amazonia, Brazil. *Z. Geomorphology*. **129**:41–59.

Latrubesse E. & Franzinelli E. 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon river, Brazil. *Geomorphology* **44**(3–4):241–257.

Latrubesse E.M. & Franzinelli E. 2005. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. *Geomorphology*, **70**:372–397

- Latrubesse E.M. 2008. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology*, **101**:130-145.
- Latrubesse, E., Cozzuol M., Caminha S.S., Rigsby C., Absy M., 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
- Lopez M. 2001. Architecture and depositional pattern of the Quaternary deep-sea fan of the Amazon. *Marine and Petroleum Geology*, **18**(4):479-486.
- Lucas Y. 1997. The Bauxite of Juruti. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J., Lucas Y. (eds.), *Brazilian Bauxites*. USP/FAPESP/ORSTOM, São Paulo, p.107-133.
- Magallón, S. & Castillo, A. 2009. Angiosperm diversification through time. *American Journal of Botany*, **96**:349-365.
- Maia R.G.N., Godoy H.K., Yamaguti H.S., Moura P.A., Costa F.S.F., Holanda M.A., Costa J.A., 1977. *Projeto Carvão No Alto Solimões*. Relatório Final. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-Departamento Nacional da Produção Mineral, Manaus, 142 p.
- Mantelli LR, Rossetti DF, Albuquerque PCG, Valeriano MM. 2009. SRTM digital elevation model to unravel Quaternary drainage in forested areas of northeastern Amazonia. *Computers and Geosciences*, **35**:2331–2337
- Mapes R.W. 2009. *Past and present provenance of the Amazon River*. PhD Thesis, University of North Carolina, Chapel Hill. 185p
- Mendes A. C. 2015. Fácies e proveniência de depósitos siliciclásticos cretáceos e neogenos da Bacia do Amazonas: implicações para a história evolutiva do Proto-amazonas. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 127p.
- Mertes L. A. K., Daniel D. L., Melack J. M., Nelson B., Martinelli L. A., 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*, **13**: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* **108**(9):1089-1107
- Mertes L.A.K. & Dunne T. 2007. Effects of tectonism, climate change and sea level change on the form and behaviour of the modern Amazon River and its floodplain. In: Gupta, A. (ed.). *Large Rivers: Geomorphology and Management*. John Wiley & Sons, United Kingdom, p. 115–144

Miall A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, **22**(4):261-300.

Miall A.D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate In: Miall A.D. & Tyler N. (eds.). *The three dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hidrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology/SEPM, p. 6-12.

Miall A.D. 1992. Alluvial deposits In: Walker R.G & James N.P. (eds) *Fácies models: response to sea level change*. St. John's, Geological Association of Canada, p.119-142.

Miall, A. D., 1994. Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops: examples from the Castlegate Sandstone, Book Cliffs, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, **64**:146-158.

Miall A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. New York, Springer-Verlag, 582 p

Miall, A.D. 2013: *Fluvial Depositional Systems*, Springer Geology, Springer International Publishing Switzerland, 316p.

Muellner, A. N., Vassiliades, D. D., & Renner, S. S. 2007. Placing Biebersteiniaceae, a herbaceous clade of Sapindales, in a temporal and geographic context. *Plant Systematics and Evolution*. **266**:233-252.

Muellner-Riehl A. N. Weeks A., Clayton J. W., Buerki S., Nauheimer L., Chiang Y.-C., Cody S. Pell S. K. 2016. Molecular phylogenetics and molecular clock dating of Sapindales based on nuclear and plastid DNA sequences. *American Journal of Botany*, **65**: 1019-1036.

Murray A.S. & Wintle, A.G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*. **32**:57-73.

Murray A.S. & Wintle A.G. 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements*. **37**:377-381.

Nanson G. C. & Knighton, D. 1996. Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, **21**:217-239.

Nogueira A.C.R., Silveira R., Guimarães J.T. 2013. Neogene Quaternary sedimentary and paleovegetation history of the eastern Solimões Basin, central Amazon region. *Journal of South American Earth Sciences*. **46**:89-99.

Park E. & Latrubesse E. 2017. High resolution mapping of flood routing patterns and hydrological connectivity in the middle Amazon River floodplain. *Remote Sensing of the Environment*, **198**:321-332.

- Pietsch T.J., Olley J.M., Nanson G.C. 2008. Fluvial transport as a natural luminescence sensitiser of quartz. *Quaternary Geochronology*, **3**:365–376.
- Prescott J.R. & Hutton J.T. 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, **23**(2e3):497-500
- Preusser F., Ramseyer K., Schlüchter C. 2006. Characterization of low OSL intensity quartz from the New Zealand Alps. *Radiation Measurements* 41:871-877.
- Price L.I. 1960. Dentes de Theropoda num testemunho de sonda no estado do Amazonas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **32**(1):79-84.
- Pupim F. N., Sawakuchi A. O., Mineli T. D., Nogueira L. 2016. Evaluating isothermal thermoluminescence and thermally transferred optically stimulated luminescence for dating of Pleistocene sediments in Amazonia. *Quaternary Geochronology (Print)*, **36**:28-37
- RADAMBRASIL. 1976. *Folha SA 21. Santarém: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro. 507p
- Raven P.H., Evert, R.F. Eichorn S.E. 2007. *Biologia Vegetal*. 7ª edição. Editora Guanabara Koogan, Rio de Janeiro, 830p.
- Reading H.G. 1980 (eds.). *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 615p
- Reis A.T., Araujo E., Silva C.G., Cruz A.M., Gorini C., Droz L., Migeon S., Perovano R., King I., Bache F. 2016. Effects of a regional décollement level for gravity tectonics on late Neogene to recent large-scale slope in the Foz do Amazonas basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **75**:29-52.
- Revenge C., Mumay S., Abramovitz J., Hammond A. 1998. Watersheds of the world: ecological value and vulnerability. Washington. World Resources Institute. 164 p
- Rhodes E.J. 2011. Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **39**:461–88.
- Ribas C.C., Aleixo A., Nogueira A.C.R., Miyaki C.Y., Cracraft J. 2011. A palaeobiogeographic model for biotic diversification within Amazonia over the past three million years. *Proceedings of the Royal Society B*, **279**:681-689
- Roberts N.J., Barendregt R.W., Clague J.J. 2017. Multiple tropical Andean glaciations during a period of late Pliocene warmth. *Scientific Reports*, **7**:41878
- Rocca R. R., Tatum S. H., Watanabe S., Rossetti D. F. 2012. OSL Dating of Coastal

Post-Barreiras Sediments from Northern Brazil. *Journal of Earth Science and Engineering*, **2**:515-521.

Roddaz M., Baby P., Brusset S., Hermoza W., Darrozes M. J. 2005. Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: the case study of the Arch of Iquitos (Peru). *Tectonophysics*, **399**:87–108.

Rossetti D. F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**:77-89.

Rossetti D.F. 2004. Paleosurfaces from northeastern amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*, **169** (3-4):151-174.

Rossetti D. F., Toledo P. M.D., Góes A.M. 2005. New Geological Framework for the Western Amazonia: Implications for Biogeography and Evolution-Reply. *Quaternary Research*, **64**(2):280-282.

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.

Rossetti D. F. 2014. The role of tectonics in the late Quaternary evolution of Brazil's Amazonian landscape. *Earth-Science Reviews*, **139**:362-389.

Rossetti D.F., Cohen M.C., Tatum S.H., Sawakuchi A.O., Cremon E.H., Mittani J.C., Bertania T.C., Munitae C.J.A.S., Tudelaf D.R.G., Yeec M., Moya G. 2015. Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway. *Sedimentary Geology*. **330**1-15.

Rozo J. M. G. 2004. Evolução Holocênica do Rio Amazonas entre a Ilha do Careiro e a foz do Rio Madeira. MS Dissertation, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 93p.

Rozo J. M. G., Nogueira A. C. R., Horbe A. M. C., Carvalho A.S. 2005. Depósitos Neógenos da Bacia do Amazonas. In: Horbe, A. M. C., Souza, V.S (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Manaus, SBG, 4: 201-207

Rozo J.M.G., Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W. 2012. The anastomosing pattern and the extensively distributed scroll bars in the middle Amazon River. *Earth Surface Processes and Landforms*, **37**(14):1471-1488.

Rozo M. G. 2012. O Sistema Fluvial Solimões – Amazonas durante o Quaternário. PhD Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 107p

Rozo M. G., Nogueira A. C. R., Truckenbrodt W. 2012. The anastomosing pattern and the extensively distributed scroll bars in the middle Amazon River. *Earth Surface*

Processes and Landforms, **37**:1471-1488

Sacek V. 2014. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. *Earth and Planetary Science Letters*, **401**:301-312.

Sallun A.E.M., Suguio K., Tatumi, S.H., Yee M., Santos J.; Barreto A.M.F. 2007. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(2):401-412.

Sant'anna L. G., Soares E. A. A., Riccomini C., Tatumi S. H., Yee M. 2017. Age of depositional and weathering events in Central Amazonia. *Quaternary Science Reviews*, **170**:82-97.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4):453-488.

Sawakuchi A.O., Blair M.W., DeWitt R., Faleiros F.M., Hyppolito T.N., Guedes C.C.F., 2011. Thermal history versus sedimentary history: OSL sensitivity of single quartz grains extracted from igneous and metamorphic rocks and sediments. *Quaternary Geochronology*. **6**:261–272

Sawakuchi A.O., Jain M. Mineli T.D. Nogueira L., Bertassoli D.J., Häggi C., Sawakuchi, H.O., Pupim F.N. Grohmann C.H., Chiessi C.M., Zabel M., Mulitza S. Mazoca C.E.M., Cunha D.F. 2018. Luminescence of quartz and feldspar fingerprints provenance and correlates with the source area denudation in the Amazon River basin. *Earth and Planetary Science Letters*, **492**:152-162.

Schumm S.A. 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. In: Ethridge, F.G., Flores, R.M. (eds.), *Recent and nonmarine Depositional Environments*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication 31, Tulsa, OK, p. 19–29.

Shepard G.E., Müller R.D., Liu L., Gurnis M., 2010. Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate–mantle interaction. *Nature Geoscience*, **3**:870–875.

Sioli H., 1985. *Amazonia: Fundamentos de Ecologia da Maior Região de Florestas Tropicais*. Editora Vozes, Petropolis, 69p

Smith N.D., Cross T.A., Duffic, J.P., Cloug, S.R. 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, **36**:1–23.

Soares E.A.A. 2007. *Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, Amazonas*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 205 p.

- Soares E.A.A., Tatumi S.H., Riccomini C. 2010. OSL age determinations of Pleistocene fluvial deposits in Central Amazonia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **82**: 691–699.
- 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. *Geociências UNESP*, **30**(4):669-692.
- Souza-Filho PWM, Quadros MLES, Scandolaro JE, Filho EPS, Reis MR. 1999. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 469–476
- Spicer R. A. 1991. Plant taphonomic processes. In Allison, P.A., and Briggs, D.E.G., (eds.). *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. Plenum Press, New York, p. 71–113
- Steffen D., Preusser F., Schlunegger F. 2009. OSL quartz age underestimation due to unstable signal components. *Quaternary Geochronology*. **4**(5):353–362.
- Tassinari, C. C. G. & Macambira, M. J. B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes*, **22**(3):174-182.
- Tatumi H.S., Silva L.L., Pires E.L., Rossetti D.F., Góes A.M., Munita C.S. 2008. Datação de sedimentos pós-barreiras no norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(3):514-524.
- The International Plant Names Index and World Checklist of Selected Plant Families. 2017. Disponível em: <<http://www.ipni.org>> e <<http://apps.kew.org/wcsp>>.
- Théveniaut H., Freyssinet P. 2002. Timing of lateritization on the Guiana Shield: synthesis of palaeomagnetic results from French Guiana and Suriname. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **178**(1-2):91– 117.
- Thiel C., Buylaert J.-P., Murray A., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M., 2011. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) - Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quaternary International*, **234**:23-31.
- Tofelde S., T. F. Schildgen S. Savi H. Pingel A. D. Wickert B. Bookhagen H. Wittmann R. N. Alonso J. Cottle and M. R. Strecker. 2017. 100 kyr fluvial cut-and-fill terrace cycles since the Middle Pleistocene in the southern Central Andes, NW Argentina *Earth and Planetary Science Letters*, **473**:141–153
- Travassos W.A.S. & Barbosa Filho C.M. 1990. Tectonismo terciário na área do Rio Tapajós, Bacia do Rio Amazonas. Rio de Janeiro: Petrobrás. *Boletim de Geociências* **4**(3):221-340.
- Truckenbrodt W., Kotschoubey B., Góes A.M. 1982. Considerações a respeito da idade

das bauxitas na parte leste da região amazônica. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Anais, 1, SBG/NNO, v.1, p 201-209.

USGS - UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 Arc-Second Global; 2017. In: Long Term Archive. Disponível em: <<https://lta.cr.usgs.gov/SRTM1Arc>>. Acesso em: 21 de novembro de 2017.

van Soelen E.E., Kima J.H., Santos R.V., Dantas E.L., de Almeida F.V., Pires J.P., Roddaz M., Sinninghe Damsté J.S. 2017. A 30 Ma history of the Amazon River inferred from terrigenous sediments and organic matter on the Ceará Rise. *Earth and Planetary Science Letters*, **15**: 40-48

Vélez M.I., Jaramillo C., Salazar F., Benito X., Fritz S.C., Tapia P.M., Lubiniecki D., Kar N. Escobar J. 2017. Aquatic ecosystems in a newly formed ecospace: Early Pliocene lakes in the Central Andean Altiplano. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **490**:218-226.

Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. & James N.P. (eds.). *Facies models – response to sea-level change*. Ontario, Geological Association of Canada, p. 1-14.

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

Wanderley Filho, J. R. W.; Eiras, J.F.; Vaz, P.T. 2007. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências Petrobras*, **15**(2) 217-225.

Wang X.L., Lu Y.C., Wintle A.G. 2006. Recuperated OSL dating of fine-grained quartz in Chinese loess. *Quaternary Geochronol.* **1**:89-100.

Webb L.J. 1968. Environmental relationships of the structural types of Australian rain forest vegetation. *Ecology*, **49**:296-311.

Wheeler E. A., Lehman T. M., Gasson P. E. 1994. Javelinoxylon, a new genus of malvacean tree from the Upper Cretaceous and Paleocene of San Juan basin, New Mexico, U.S.A.. *American Journal of Botany*, **81**:703-710

Wheeler E. A., Lehman T. M. 2005. Upper Cretaceous and Paleocene conifer woods from the Aguja and Javellina Formations, Big Bend National Park, Texas, U.S.A.. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **226**: 233-258.

Wikström N., Savolainen V., Chase M. W. 2001. Evolution of the angiosperms: Calibrating the family tree. *Proceedings of the Royal Society B*, **268**:2211-2220.

Wintle A.G. & Murray A.S. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols.

Radiation Measurements. **41**:369-391

Wintle A.G. & Adamiec G. 2017. Optically stimulated luminescence signals from quartz: a review. *Radiation Measurements*. **98**:10–33.

Wizevic M. C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: Miall A.D. & Tyler N. (eds). *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology/SEPM. p. 22-24.

Wolfe J.A. 1979. *Temperature parameters of humid to mesic forests of eastern Asia and relation to forests of other regions of the Northern Hemisphere and Australasia*. United States Geological Survey, Washington, 42 p.

Wolfe J.A. 1993. A method of obtaining climatic parameters from leaf assemblages. U.S. Geological Survey Bulletin, **2040**:1-71.

Xu L., Harrison R. D., Yang P. Yang D.-R. 2011. New insight into the phylogenetic and biogeographic history of genus *Ficus*: Vicariance played a relatively minor role compared with ecological opportunity and dispersal. *Journal of Systematics and Evolution*, **49**:546-557.

Zalán P. V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: Montesso-Neto V., Bartorelli A., Careiro C. D. R., Brito-Neves B. B. (eds.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 595-612.

Zerega N. J. C. Clement W. L., Datwyler S. L., Weiblen G. D. 2005. Biogeography and divergence times in the mulberry family (Moraceae). *Molecular Phylogenetics and Evolution*, **37**:402-416.



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 ISAAC SALÉM ALVES AZEVEDO BEZERRA

A banca examinadora da Tese de Doutorado de **ISAAC SALÉM ALVES AZEVEDO BEZERRA** orientando do Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA), composta pelos professores doutores Ana Maria Góes (USP), Roberto Iannuzzi (UFRGS), Pedro Walfir Martins e Souza Filho (UFPA) e Moacir José Buenano Macambira (UFPA) após apresentação da sua tese intitulada “**O CENOZOICO SUPERIOR DO CENTRO-OESTE DA BACIA DO AMAZONAS: PALEOBOTÂNICA DO EMBASAMENTO CRETÁCEO E EVOLUÇÃO DO RIO AMAZONAS**”, emite o seguinte parecer:

O candidato realizou sua apresentação de forma clara, bem organizada e segura no tempo estipulado. Na arguição mostrou domínio da temática abordada e respondeu às perguntas formuladas pela banca. O trabalho escrito foi apresentado na forma de agregação de artigos científicos e atende as exigências básicas para uma tese de doutorado.

A tese apresenta dados inéditos sobre a paleobotânica da Formação Alter do Chão, que abrem perspectivas para estudos futuros promissores nesta área. Apresenta também relevante contribuição para o entendimento da evolução geológica do Rio Amazonas durante o Cenozoico.

Finalmente, a banca examinadora decidiu por unanimidade aprovar a tese de doutorado de Isaac Salém Alves Azevedo Bezerra.

Belém, 08 de novembro de 2018.

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

Prof.^a Dr.^a Ana Maria Góes (USP)

Prof. Dr. Roberto Iannuzzi (UFRGS)

Prof. Dr. Pedro Walfir Martins e Souza Filho (UFPA)

Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (UFPA)