

HISTÓRIA GEOLÓGICA E CONFORMAÇÃO SUPERFICIAL DAS PAISAGENS

*Jefferson Ferreira-Ferreira
Caetano Franco*

INTRODUÇÃO

A dinâmica dos processos naturais, que ao longo do tempo altera a extensão e a distribuição dos ambientes e dos processos ecológicos vigentes, influencia os padrões de ocupação e de uso do território e dos recursos naturais. Nesse sentido, a compreensão desses processos é importante, pois além de fornecer um quadro estático da configuração atual do espaço e das paisagens, identifica as dinâmicas que servem de base para prever cenários socioecológicos futuros.

A diversidade e a distribuição dos elementos naturais do espaço geográfico são de evidente importância para os processos de constituição e transformação social. A relevância da composição natural do espaço para a sociedade se deve a múltiplos aspectos presentes em um espectro que abrange desde as razões mais materiais e objetivas (e.g. fonte de recursos) até os motivos imateriais e subjetivos, como a significância cultural e simbólica dos ambientes sagrados para a identidade coletiva de grupos sociais (SOUZA, 1997).

Os elementos abióticos conformam o patrimônio de geodiversidade de uma região, “a estrutura e os processos que afetam estas características abióticas dão os formatos estético, cultural e biológico de uma área protegida e são fundamentais para um manejo adequado destas áreas” (FVA, 2009, p. 11). Nesse sentido, na adoção de estratégias para a gestão de áreas protegidas é importante considerar os aspectos físicos, além dos aspectos biológicos e socioculturais.

Neste trabalho, sintetizam-se alguns dos principais elementos do meio físico da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Amanã (RDSA), Unidade de Conservação (UC) de uso sustentável, localizada no estado do Amazonas, baseando-se em uma perspectiva metodológica da geografia física e na revisão abrangente da literatura científica nesse campo. Quando possível e pertinente, recorre-se à análise e interpretação de imagens de sensoriamento remoto para adicionar conclusões complementares àquelas fornecidas pela literatura.

História Geológica

A geografia da Amazônia foi formada durante três fases geológicas principais (HORN e WESSELINGH, 2011). A primeira delas teve início no Proterozóico (de 3 a 1 bilhão de anos AP) e foi marcada por intenso magmatismo e por processos tectônicos que levaram à formação do Cráton Amazônico. Esse cráton forma grande parte da plataforma continental sul-americana e está bordado por cinturões orogênicos do Proterozóico Inicial. A segunda principal fase geológica regional está associada ao rifteamento e à ruptura do supercontinente Pangea, culminando com a abertura da bacia oceânica atlântica no Jurássico (195 M.a.). Com a separação dos continentes sul-americano, africano e eurasiático, finda no Cretáceo, retomou-se o processo de preenchimento das bacias sedimentares intracratônicas (120 M.a.). A terceira, e também fase geológica final principal, foi determinada por modifi-

cações na configuração das placas tectônicas ao longo do Pacífico, sendo, em última instância, responsável pelos pulsos de soerguimento da Cordilheira dos Andes – que atingiram seu clímax durante o Mioceno Tardio e Plioceno (10-4 M.a), exercendo papel determinante no futuro geográfico e biogeográfico da Bacia Amazônica.

Atualmente, cruzando o Cráton Amazônico em alinhamento E-W, encontra-se uma ampla faixa de sinéclise coberta por pacotes sedimentares Fanerozóicos que o

recobrem e dividem o Cráton Amazônico em dois escudos: o Escudo das Guianas, ao norte, e o Escudo do Brasil Central, ao sul (Figura 1). Essas coberturas sedimentares Paleozóicas atingem até 5 mil metros de espessura e, na calha principal do sistema fluvial Solimões/Amazonas, estão divididas, de E para W, nas bacias sedimentares do Marajó, Amazonas, Solimões e Acre. Essas bacias foram separadas por feições estruturais positivas – chamadas arcos estruturais –, de orientação geral NW-SE que as individualizaram geologicamente (WANDERLEY-FILHO e COSTA, 1991).

Figura 1 - Representação altimétrica da América do Sul derivada do modelo digital de superfície da missão SRTM.



Fonte: SRTM, 2000.

Nota: Imagem de radar interferométrico da missão Shuttle Radar Topography Mission/SRTM.

A área da RDSA estende-se sobre a bacia sedimentar do Solimões, delimitada pelo Arco Purus, à leste, e pelo Arco IQUITOS, à oeste. Entre esses arcos, o Arco Carauari forma um alto regional de rampa suave norte-sul, responsável pelo controle da distribuição de sedimentos ao longo da bacia do Solimões, especialmente antes do Mesozóico (WANDERLEY-FILHO *et al.*, 2010). O Arco de Carauari divide a bacia sedimentar do Solimões em duas sub-bacias: Jandiatuba, a oeste, sobtoposta por rochas ígneas e metamórficas, e cuja espessura do pacote sedimentar pode atingir até 3100 metros, e Juruá, a leste, com 3.800 m de espessura de sedimentos, sobre substrato semelhante, além de riftes proterozóicos (EIRAS *et al.*, 1994).

Duas sequências sedimentares Fanerozóicas de primeira ordem constituem o preenchimento da Bacia do Solimões. A mais antiga e significativa delas é Paleozóica, com origem no Ordoviciano Inicial, contendo as rochas fonte e reservatório de seu sistema petrolífero, além de extensivas intrusões de diabásio na forma de diques e soleiras. Essa sequência foi interrompida posteriormente no Permiano, na fase inicial de colisão entre os continentes de Gondwana e Laurásia. Esse evento ocasionou um longo período de hiato deposicional através do Triássico, do Jurássico e do Cretáceo Inicial. A segunda e mais recente sequência deposicional de primeira ordem é relativamente delgada e corresponde às sequências Mesozóicas e Cenozóicas do Cretáceo e do Neógeno. Elas recobrem completamente as sequências Paleozóicas e, diferentemente da vizinha Bacia do Amazonas, não são conhecidos afloramentos da sequência Paleozóica (WANDERLEY-FILHO *et al.*, 2010).

Essas duas sequências principais que preencheram a Bacia do Solimões consistem de pacotes sedimentares separados por discordâncias bem marcadas, formando seis supersequências, que serão aqui descritas conforme Eiras *et al.* (1994a, 1994b) e Wanderley-Filho *et al.* (2010). A supersequência Ordovicianiana (i) consiste da primeira incursão marinha na região e é representada pelas formações Benjamim Constant (clásticos neríticos) - restritas à sub-bacia de Jandiatuba. Essa transgressão marinha vinda de oeste é também bem documentada por fácies proximais correlacionáveis a esses sistemas distais. No Siluriano Inicial, tem-se a primeira manifestação do Arco de Carauari como um divisor das sub-bacias. Neste período, ocorreu a segunda incursão marinha de oeste, que cobriu apenas o extremo oeste da sub-bacia de Juruá, não muito além do Arco Carauari. Essa constitui a segunda su-

persequência, Siluro-Devoniana (ii), que é estratigraficamente representada pela Formação Jutai (clásticos e calcários neríticos). Durante a terceira incursão marinha, no Devoniano Médio, o papel do Arco Carauari como divisor das sub-bacias torna-se evidente. O clima frio é marcado por depósitos glaciais que recobrem essa terceira supersequência Devoniano-Carbonífera (iii), representada por rochas sedimentares marinhas e glácio-marinhas do Grupo Marimari (formações Uerê e Jandiatuba), que ultrapassam o Arco de Carauari, estendendo-se para a sub-bacia de Juruá.

O Grupo Tefé (formações Juruá, Carauari e Fonte Boa) é representativo da quarta supersequência, Carbonífero-Permiana (iv), e diz respeito à quarta e última incursão marinha na Bacia do Solimões. Seus clásticos, carbonatos e evaporitos marinhos e continentais são encontrados em quase toda esta bacia. Durante esta época, o clima tornou-se quente e úmido, favorecendo o desenvolvimento de barras de maré e dunas eólicas costeiras que, posteriormente, vieram a constituir clásticos e carbonatos, as melhores rochas reservatórios da bacia. Elas foram seguidas pelo desenvolvimento de uma espessa sequência de evaporitos marinhos e continentais que agiram como um selador efetivo para os campos de petróleo da Bacia do Solimões. Do Grupo Tefé, apenas a Formação Carauari tem continuidade física na Bacia Amazônica, representada pelas formações Itaituba e Nova Olinda (REIS e ALMEIDA, 2010).

Não há qualquer evidência de sistemas posicionais Triássicos ou Jurássicos na Bacia do Solimões. Pelo contrário, intensos processos erosionais foram desencadeados durante esses períodos devido à orogenia Herciniana e a soergimentos causados por extensas intrusões de soleiras de diabásio entre as sequências do Carbonífero-Permiano (CUNHA *et al.*, 1994). Essas manifestações magmáticas são datadas de aproximadamente 204 M.a. (Triássico) e coincidem com o magmatismo Penatecaua, amplamente reconhecido ao longo da plataforma continental brasileira e que é relacionado à abertura do Oceano Atlântico Central (WANDERLEY-FILHO *et al.*, 2005, 2007). Estima-se, através de modelos e análises termo-mecânicas da espessura total das intrusões de diabásio, que pelo menos 800 metros de depósitos Permianos foram erodidos nesse período (WANDERLEY-FILHO *et al.*, 2010).

A supersequência Cretácea (v) corresponde aos depósitos fluviais da Formação Alter

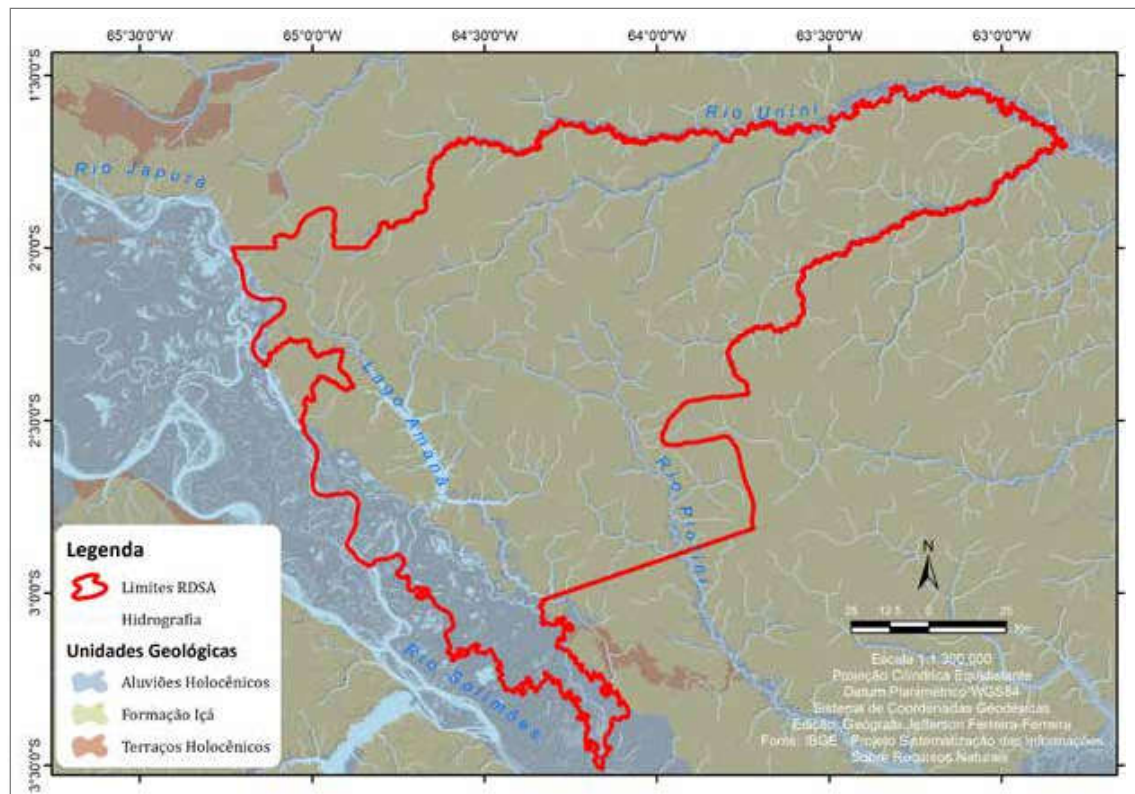
do Chão, preservados devido à subsidência retomada no Cretáceo Tardio nas bacias do Solimões e Amazonas e que está relacionada à orogenia Andina. Esta fase foi dominada pela erosão das rochas paleozoicas, com seu retrabalhamento eólico, e pela passagem para um sistema lacustrino e fluvial anastomosado e meandrante, que ainda drenavam para o Oceano Paleopacífico ou Mar do Caribe, e que foi responsável pela deposição da Formação Alter do Chão. Esse primeiro ciclo foi seguido pela progradação de depósitos sedimentares fluviais, lacustrinos e deltáicos intercalados com conglomerados. Os leitos de arenitos são de granulometria fina a média, vermelhos, variegados e caulíníticos. Muitas bandas massivas de limonita ocorrem entre essas deposições e a parte superior, por vezes, formando platôs capeados por bauxita.

O soerguimento andino ocorrido no Cretáceo-Paleógeno inicia o isolamento da bacia fluvial amazônica. A sobrecarga dessa orogenia sobre a placa litosférica sul-americana causou flexuramentos, responsáveis pela mudança do centro de deposição dos sedimentos Cenozóicos para as bacias subandinas (WANDERLEY-FILHO *et al.*, 2010). Durante o Mioceno, os sistemas fluviais deram lugar a extensos sistemas de lagos rasos e

áreas úmidas que depositaram camadas lamosas da seção mais antiga da Formação Solimões. Com a conformação final da Cordilheira dos Andes, durante o Neógeno, a bacia de drenagem começou a receber altas cargas sedimentares originárias das montanhas, reorganizando o sistema fluvial e o redirecionando para o Oceano Atlântico – o moderno sistema fluvial transcontinental Solimões/Amazonas (HOORN *et al.*, 1995).

A supersequência Terciária (vi) corresponde aos pelitos e arenitos fluviolacustres Miopleistocênicos da Formação Solimões, depositados em conexão com a orogenia Andina. Essa unidade forma uma cunha sedimentar, desde o Arco Purus até as bacias subandinas, atingindo mais de 7.000 m de espessura (WANDERLEY-FILHO *et al.*, 2010; MOSMANN *et al.*, 1986). Superficialmente, em toda área da RDSA, atualmente, predomina a Formação Içá, que é produto de sedimentação pleistocênica e foi depositada em ambiente fluvial de oeste para leste, composta litologicamente por arenitos silto-argilosos amarelo avermelhados, (MELO e VILLAS BOAS, 1993). Em menor proporção, e ao longo das planícies fluviais atuais da área, ocorrem aluviões Holocênicos (Figura 2).

Figura 2 - Unidades Geológicas na região da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Amanã.



Fonte: IDSM/Banco de Dados Geográficos, 2017.

CONFORMAÇÃO SUPERFICIAL DAS PAISAGENS

Geomorfologia e relevo

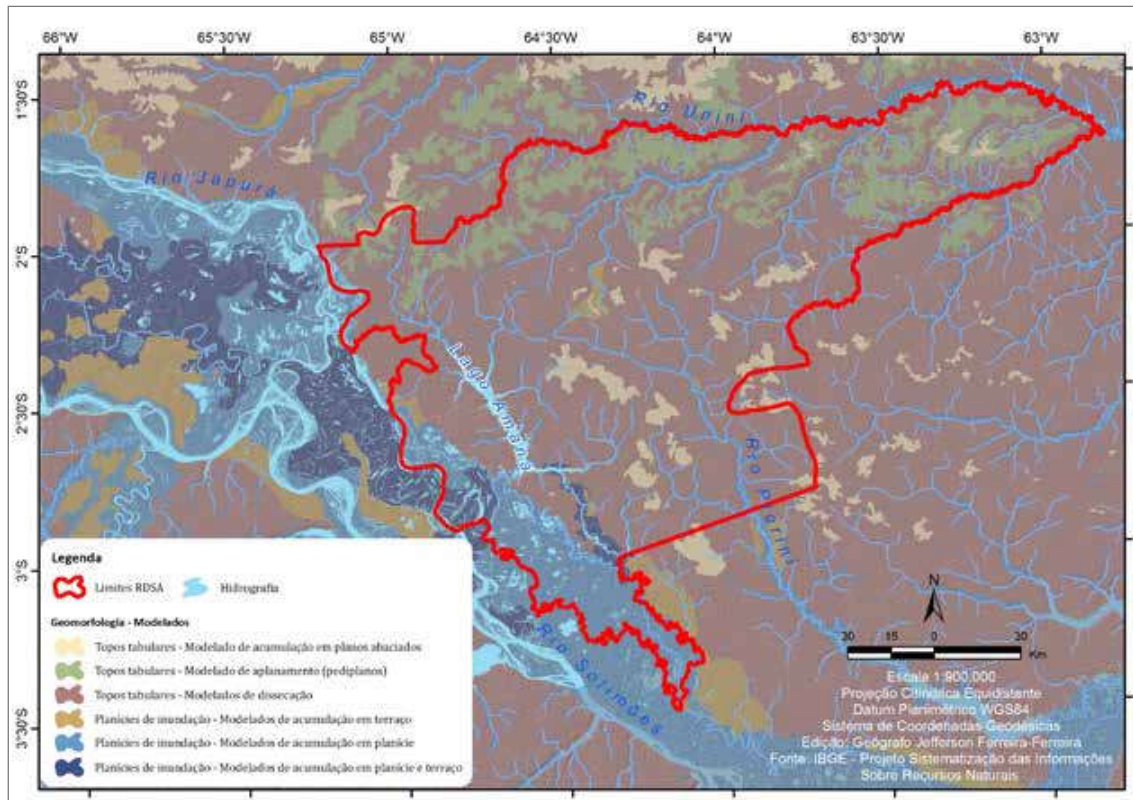
O território do estado do Amazonas é compartimentado em nove domínios geomorfológicos: (i) Planície Amazônica; (ii) Tabuleiros da Amazônia Centro-Ocidental; (iii) Domínio Colinoso da Amazônia Ocidental; (iv) Baixos Platôs da Amazônia Centro-Oriental; (v) Superfícies Aplainadas do Norte da Amazônia; (vi) Planalto Residual do Norte da Amazônia; (vii) Planalto do Divisor Amazonas-Orenoco; (viii) Superfícies Aplainadas do Sul da Amazônia e (ix) Planaltos Dissecados do Sul da Amazônia (DANTAS e MAIA, 2010).

Segundo o mapeamento geomorfológico realizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 2007), cerca de 81% do território da RDSA é constituído pelo domínio dos Tabuleiros da Amazônia Centro-Ocidental, denominado em trabalhos anteriores (e.g. Projeto RADAMBRASIL) como Planalto Rebaixado da Amazônia Ocidental. Nessa região, esse domínio é totalmente representado pela unidade geomorfológica classificada por Depressão do Solimões – Unini (IBGE, 2009).

No interior da RDSA, as formas são majoritariamente compostas por modelados de dissecação (65% da área da RDSA, conf. Figura 3), cujo relevo consiste de formas de topos tabulares, conformando feições de rampas suavemente inclinadas e lombas esculpidas em coberturas sedimentares inconsolidadas, denotando um eventual controle estrutural (BARBOSA *et al.*, 1978). De acordo com a análise do Modelo Digital de Elevação, derivado dos dados da missão de radar orbital SRTM (Shuttle Radar Topography Mission/SRTM-DEM), esses topos tabulares possuem baixa amplitude de relevo, geralmente menor que 15 metros. A extensão espacial e as dimensões dos topos tabulares, aliadas ao baixo grau de incisão da drenagem, indicam que a região passou por um processo de aplainamento anterior a instalação da drenagem atual. Com o fraco retrabalhamento hidrológico recente, originaram-se os interflúvios tabulares atuais, que equivalem a uma fase inicial de dissecação desses relevos aplainados, cuja idade é de difícil determinação, sendo, porém, admitida a do Pleistoceno Tardio (BARBOSA *et al.*, 1978).

Os modelados de aplainamento constituem uma segunda categoria de modelado

Figura 3 - Mapa geomorfológico da RDSA representando os 3 tipos de modelados presentes em cada domínio geomorfológico.



Fonte: IDSMBanco de Dados Geográficos, 2017.

superficial dos tabuleiros interfluviais. Cobrindo 12% da área superficial da RDSA, restringem-se à porção mais ao norte, cruzando toda sua extensão no sentido leste-oeste. São representados por pediplanos formados durante fases sucessivas de retomada dos processos de erosão, gerando sistemas de planos inclinados, às vezes levemente côncavos. Na maioria dos casos, essas formas encontram-se inundadas por coberturas detríticas e/ou mantos de alteração (BARBOSA *et al.*, 1978). Muito embora tenham ocorrido comprovados paleoclimas mais secos na Amazônia durante o Quaternário (DANTAS e MAIA, 2010), é inegável a marcante influência do intemperismo químico em ambiente quente e úmido sobre os relevos da região. Disso implica que dificilmente poderia-se explicar a evolução geomorfológica da área evocando, apenas, a geração de pediplanos em clima semiúmido (DANTAS e MAIA, 2010). Portanto, pode-se sugerir um predomínio de processos de etchplanação (BÜDEL, 1982), com o rebaixamento progressivo do relevo da região, por meio da lenta denudação das superfícies de aplainamento, condicionada por progressivo rebaixamento do nível de base.

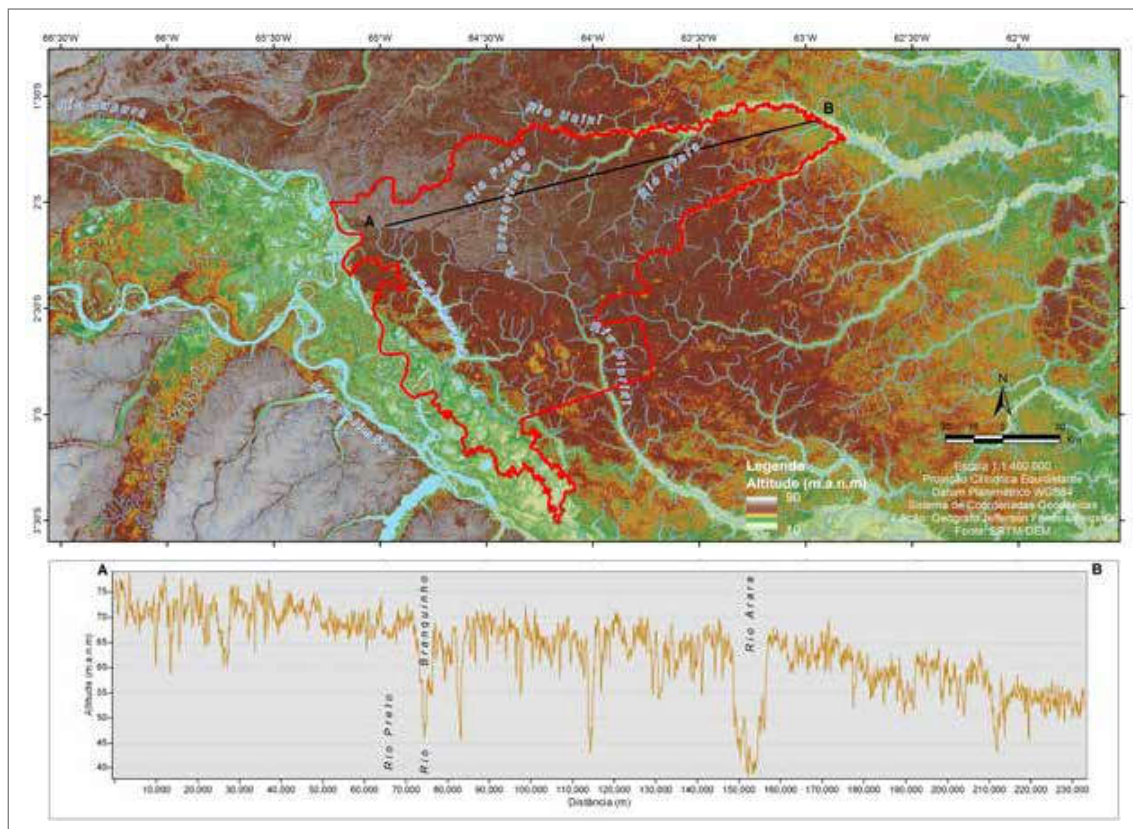
Por fim, a terceira categoria de modelado encontrado nas formas de topos tabulares da RDSA, constitui-se de modelados de acumulação interfluviais (21% da RDSA). São definidos por planos convergentes abaciados (côncavos) de composição arenosa e/ou argilosa em posição interfluvial e sujeitos a inundações. Essas áreas podem apresentar arreísmo ou impedimento de drenagem, devido ao terreno depressivo, com lagoas fechadas ou precariamente incorporadas à rede de drenagem. São interpretadas por Barbosa *et al.* (1978) como *playas* e sugerem zonas de antiga deposição, que hoje são cobertas por vegetação de formações pioneiras ou campinas/campinaranas, onde domina a vegetação de gramíneas. As gramíneas costumam dominar o interior dessas áreas, mas o estrato arbustivo avança sobre elas e o arbóreo sobre o arbustivo, das bordas para o interior, com espécies de palmeiras colonizando primeiro as áreas arbustivas, seguidas por árvores copadas (BARBOSA *et al.*, 1978).

Cerca de 17% da área da RDSA é composta por formações pertencentes ao domínio geomorfológico da (i) Planície Amazônica, que é representada pelas planícies de inundação e terraços fluviais ao longo dos principais canais fluviais que drenam a RDSA. Mais da metade dessas formações

fluviais (55%) ocorrem na porção oeste da RDSA e são parte da ampla planície de inundação do rio Solimões, que nessa região atinge cerca de 50 km de largura. Tais formas de relevo consistem nas majoritárias zonas deposicionais ativas da Amazônia, excetuando-se as pequenas e isoladas regiões interfluviais, com deposição lenta de material fino (e.g. *playas*). Essas planícies aluviais, normalmente recobertas por vegetação de igapó e matas de várzea adaptadas a ambientes inundáveis, são compostas por depósitos sedimentares atuais ou subatuais, sendo os terraços fluviais correlatos ao Pleistoceno Superior, e as planícies de inundação, ao Holoceno (DANTAS e MAIA, 2010).

Através da análise do SRTM-DEM, é possível observar que há um gradiente altitudinal geral de direção W-E na RDSA, formando um declive geral muito suave, desde cerca de 80 metros acima do nível do mar (m.a.n.m.), na região NW, até cerca de 50 m.a.n.m. no extremo leste da área (Figura 4). Portanto, um desnível de 30 metros que se estende por 230 quilômetros. É possível identificar três distintos patamares: (1) do ponto A até o rio Braquinho, cujas altitudes situam-se em torno dos 70 m.a.n.m.; (2) deste rio até o rio Arara, em média 5-10 metros abaixo; e (3) a partir daí, em um declive mais acentuado, até as planícies de inundação do rio Unini. Observa-se também, com auxílio de interpretação visual de imagens de sensores orbitais óticos (e.g. Landsat 5/TM, Landsat 8/OLI), que não há um divisor de drenagem preciso entre os rios que se dirigem para o rio Negro e os que se dirigem para o rio Solimões. Os afluentes da margem direita do rio Negro são mais longos que os da margem esquerda do rio Solimões. O mapeamento geomorfológico efetuado pelo Projeto RADAMBRASIL indicou que a área foi afetada por basculamentos que deslocaram os rios para NW e criaram uma assimetria, tanto de margens como das bacias dos rios Negro e Solimões, sugerindo que movimentos de bascula originados de processos de neotectônica também atuaram na área no sentido de inclinar regionalmente o terreno em direção ao rio Negro. A partir das áreas de paleovárzea onde localiza-se o lago Amanã, a leste, a rede de drenagem dirige-se para a Bacia do Rio Negro.

Figura 4 - Mapa hipsométrico da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá.



Fonte: IDSM/Banco de Dados Geográficos, 2017.

A região do lago Amanã e de seus tributários situa-se em posição topograficamente intermediária com relação às porções centro-leste da RDSA e às várzeas atuais, a oeste (ver Figura 4). Essa região está delimitada pelo curso superior do rio Piorini e por seu prolongamento para noroeste, constituindo um marcado alinhamento hipsométrico, claramente visível no SRTM-DEM. Para oeste desta quebra de relevo, e em direção às várzeas do rio Solimões, situa-se o que é reconhecido como paleovárzea (IRION, 1976). A região apresenta formas deposicionais típicas das atuais várzeas, mas com suas feições levemente suavizadas e posicionadas cerca de 15-20 metros acima das altitudes das atuais várzeas. São visíveis sucessivas cristas lineares, por vezes recurvadas, entremeadas por depressões que resultaram de processos deposicionais fluviais rítmicos. Essas paleovárzeas são estimadas como sendo do Pleistoceno Tardio, formadas durante o último período interglacial, o Sangamoniano (75 - 125 mil anos A.P.) (IRION *et al.*, 2010). Embora ainda não se tenha conhecimento de descrições de perfis sedimentares que permitam estimativas de idade precisa destas paleovárzeas, trabalhos de campo

realizados em 2002 pelo Dr. Georg Irion concluíram que pode haver ao menos duas gerações de paleovárzeas nos arredores do lago Amanã (IRION *et al.*, 2010).

O lago Amanã mostra margens recurvadas semelhantes a arcos de praia, que, pela grande extensão superficial de seu espelho d'água, possibilita a formação de ondas que ocasionam trabalho de abrasão semelhante àqueles que se verifica em zonas litorâneas (BARBOSA *et al.*, 1978). Esse mecanismo contribui para acentuar os recurvamentos das margens, configurando as praias.

Mesmo fora da atual planície de inundação ativa, o lago Amanã se conecta aos rios Solimões e Japurá através de furos e paranás. Nas épocas da enchente e da cheia, esses canais, que em outros períodos dão vazão para o lago, passam a correr em sentido contrário, levando as águas dos rios e os seus sedimentos para dentro. A influência desse processo através do sistema de furos e paranás é evidenciada pela progressão de zonas de colmatagem em sua foz, formando depósitos de deltas internos no lago. Esses depósitos deltáicos, por sua configuração alongada, atuam

no sentido de isolar pequenas porções do corpo principal do lago Amanã. Esse processo ocorre a cada cheia, havendo uma colmatagem progressiva. Registra-se, ainda, o isolamento e a colmatagem do lago Urini, disposto em ângulo de 90 graus em relação ao lago Amanã, que, no passado,

formava com este um corpo hídrico unificado. Com a evolução deste processo, o lago Urini tende a ser colmatado, dando lugar a um furo que ligará o lago Amanã ao paraná Tambaqui e a um sistema de pequenos lagos marginais (Figura 5).

Figura 5 – Processo de colmat do lago Urini de 1986 a 2015 por desenvolvimento de deltas internos.



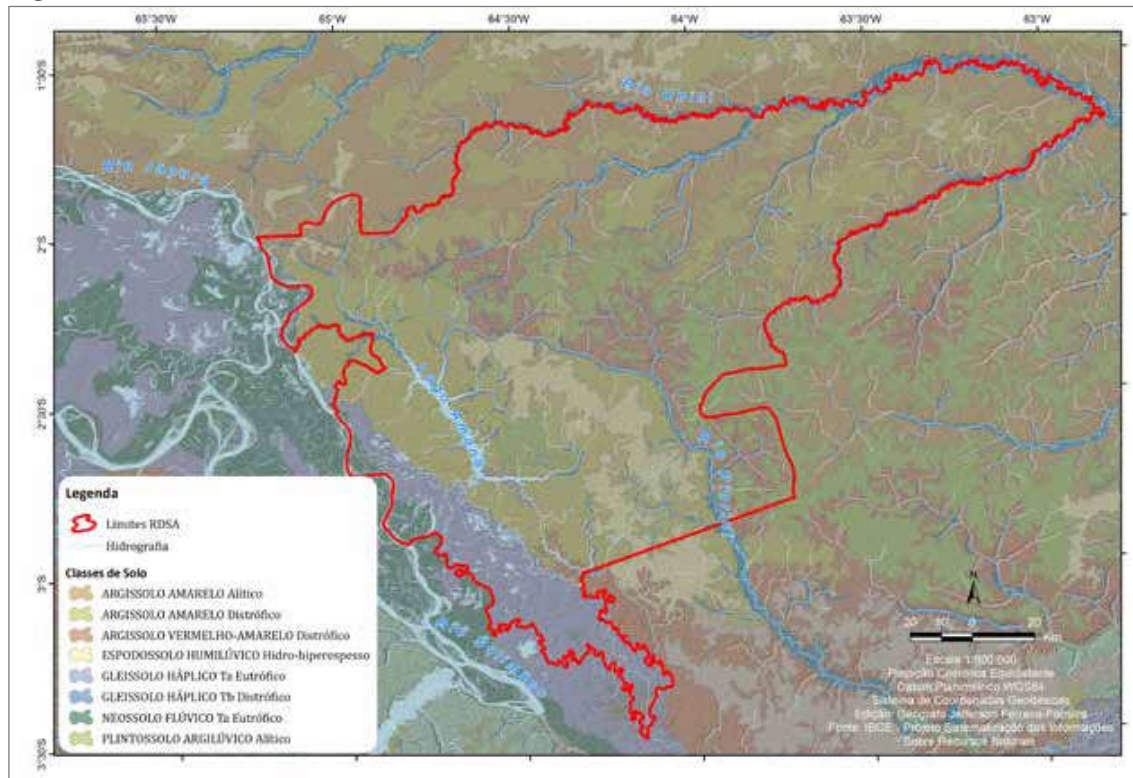
Fonte: IDSM, 2017

Nota: Composies coloridas dos sensores Landsat 5/MSS (18/10/1986), Landsat 5/TM (22/08/2006) e Landsat 8/OLI (19/11/2015). Em sentido norte-sul, a porão sul do lago Amanã e, perpendicular a ele, o lago Urini com processo de colmato.

Solos

Segundo o mapeamento de solos, atualizado pelo IBGE (2006), 65,8% da área da RDSA  composta de Argissolos. O restante da área divide-se entre Plintossolos (9,6%), Gleissolos (14,6%), Espodossolos (6,6%) e Neossolos (1,2%), além de 2,1% de área superficial de corpos hídricos. Estão presentes oito classes de solo (Figura 6), considerando-se até o 4 nível categorico (subgrupo): (i) ARGISSOLO AMARELO Alítico; (ii) ARGISSOLO AMARELO Distrófico; (iii) ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico; (iv) ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Hidro-hiperespeso; (v) GLEISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico; (vi) GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico; (vii) NEOSSOLO FLÚVICO Ta Eutrófico e (viii) PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Alítico. Devido  carência de dados *in-situ* que permitam a adequada descrio dos atributos químicos e físicos dos solos, bem como consideraes em termos de aptidão agrícola, as classes existentes na RDSA estão descritas conforme o Sistema Brasileiro de Classificao de Solos (EMBRAPA, 2006).

Figura 6 - Distribuição das classes de solo no interior da RDSA.



Fonte: IDSM/Banco de Dados Geográficos, 2017.

De modo geral, os argissolos possuem perfis bem desenvolvidos, de profundos a medianamente profundos. Essa classe constitui-se de solos minerais, não hidromórficos, que tem como características diferenciais um horizonte B textural (Bt), com textura franco-arenosa ou mais fina, onde houve incremento de argila por migração vertical (iluviação) imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte superficial, exceto o hístico. São solos que variam de forte a moderadamente ácidos, de bem a moderadamente drenados, com saturação por bases alta ou baixa, predominantemente caulíníticos e com relação molecular Ki variando de 1,0 a 2,3, em correlação com a baixa atividade das argilas.

Disposto em sentido leste-oeste, em uma faixa ao norte da RDSA, encontra-se o ARGISSOLO AMARELO Alítico (23,6% da área), que reflete o caráter crômico amarelado da maior parte dos primeiros 100 cm do horizonte B desses solos, e mais de 50% do complexo de troca de cátions saturados pelo íon alumínio. O ARGISSOLO AMARELO Distrófico (35,1% da área) encontra-se entremeadado em forma de manchas em meio ao ARGISSOLO AMARELO Alítico, cobrindo a maior parte da região definida como paleovárzea. O caráter distrófico diz respeito à baixa pro-

porção (< 50%) de cátions básicos trocáveis na maior parte do horizonte subsuperficial.

No interior destes, em maior proporção nas áreas de paleovárzeas, e em menor proporção em meio ao ARGISSOLO AMARELO Alítico, a noroeste, encontra-se o ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Hidro-hiperespesso (6,6% da RDSA). Os caracteres humilúvico e hidro-hiperespesso dizem respeito à presença de horizonte B espódico após 200 cm da superfície do solo, e permanecem saturados com água em um ou mais horizontes dentro de 100 cm da superfície do solo, durante algum tempo, na maioria dos anos (ou são artificialmente drenados).

Os espodossolos são solos predominantemente arenosos, caracterizados por um horizonte B espódico, ou seja, com acumulação iluvial de matéria orgânica, e compostos de alumínio, com presença ou não de ferro. Em geral, a estrutura do horizonte B espódico é maciça e pode se apresentar sob a forma consolidada e de consistência extremamente dura, por conta da cimentação por matéria orgânica ou ferro, denominado “orstein”. São solos geralmente profundos, com acentuado contraste de cor entre os horizontes, apresentando reduzida fertilidade, fortemente ácidos. Devido à limitada drenagem

do horizonte espódico, há um encharcamento temporário nos períodos de maiores precipitações. Paradoxalmente, esses solos, pela textura arenosa e pela estrutura em grãos soltos, apresentam reduzida capacidade de armazenamento de água. Por conseguinte, a vegetação que cresce nesses locais sofre períodos de estresse por deficiência hídrica nos períodos de estiagem. Possuem sérias restrições ao uso agrícola, condicionadas à sua textura arenosa, à fertilidade natural muito baixa e em função da reduzida capacidade de reter água e nutrientes, e, no caso do horizonte espódico cimentado (“orstein”), há restrições pelo excesso de água, devido à drenagem deficiente do horizonte espódico.

Os Gleissolos perfazem cerca de 14,6% da RDSA e estão restritos às planícies de inundação dos corpos hídricos principais que drenam a RDSA e às áreas a oeste, nas planícies de inundação do rio Solimões. A natureza do material de origem, a posição na paisagem (pequena diferença de cota em relação ao nível das águas no período seco), as condições restritas de drenagem e as inundações periódicas a que estão sujeitos esses solos resultam em reduzida taxa de intemperismo, sendo, por isso, os solos mais novos da paisagem. O GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico (6,4% da área) possui argilas de baixa atividade (< 27 cmolc/kg de argila) e baixa saturação por bases (< 50%) na maior parte dos primeiros 120 cm do perfil a partir da superfície do solo, e dizem respeito aos solos formados nas planícies de inundação da rede de drenagem da RDSA. O GLEISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico (8,2% da área), por outro lado, possui argilas de alta atividade (≥ 27 cmolc/kg de argila) e alta saturação por bases ($\geq 50\%$).

Os Gleissolos são solos hidromórficos constituídos por material mineral, que apresentam horizonte glei dentro de 150 cm da superfície, imediatamente abaixo de horizonte A ou E (gleizados ou não), ou de horizonte hístico com menos de 40 cm de espessura. Não apresentam horizonte vértico ou horizonte B textural com mudança textural abrupta acima ou coincidente com horizonte glei, tampouco qualquer outro tipo de horizonte B diagnóstico acima do mesmo. O horizonte plíntico, quando presente, deve estar a uma profundidade superior a 100 cm da superfície do solo. O horizonte glei é um horizonte mineral, C, B, E ou A, subsuperficial ou eventualmente superficial, caracterizado por condições anaeróbicas com consequente redução do íon férrico para o íon ferroso - no processo denominado gleização - devido, principalmente, à presença

de água estagnada no perfil por um período ou o ano todo.

O NEOSSOLO FLÚVICO Ta Eutrófico perfaz 1,2% da área da RDSA e está restrito ao seu extremo oeste, nas planícies de inundação do rio Solimões. Essa classe de solo compreende os solos minerais pouco desenvolvidos, apresentando pequena expressão dos processos pedogenéticos em consequência das características do próprio material, por sua resistência ao intemperismo ou pela composição química, e ainda pelo relevo, condições que podem impedir ou limitar a sua evolução. Os Neossolos Flúvicos estão associados principalmente aos diques aluviais e às partes mais elevadas do interior da várzea, enquanto os Gleissolos ocorrem na parte mais interior e mais rebaixada da várzea. Possuem argilas de alta atividade, e o caráter eutrófico está associado ao processo de colmatagem de sedimentos ricos em nutrientes do rio Solimões. São solos de elevada fertilidade natural, entretanto, apresentam sérias restrições às culturas perenes e à silvicultura, devido, principalmente, ao alagamento durante longos períodos.

Os Plintossolos são solos minerais que apresentam horizonte plíntico, ou seja, horizonte mineral de espessura igual ou maior que 15 cm, caracterizado pela presença de plintita em quantidade igual ou superior a 15% por volume de solo. Os Plintossolos, normalmente, são encontrados em áreas deprimidas, planícies aluvionais e terços inferiores de encosta, situações que implicam reduzida drenagem. Dentro da RDSA, localizam-se nas áreas de tabuleiros intefluviais e em uma mancha isolada entre os lagos Amanã e Urini. Estão representados pela classe PLINTOSSOLO ARGILÚVICO Alítico e perfazem cerca de 9,6% da área da Reserva. O caráter argilúvico diz respeito ao horizonte B textural, coincidindo com o horizonte plíntico.

Conformação das Paisagens e Ocupação Humana

A descrição da dinâmica de alguns elementos abióticos do meio físico da RDSA, além de propor um cenário sobre a conformação da paisagem natural, pode, a partir das localidades de uso e ocupação do território pelas comunidades locais da UC, fornecer subsídios para compreensão da atual paisagem geográfica. Esse conceito de paisagem, segundo Corrêa e Rosendahl (1998), é visto por Sauer, como:

[...] um conjunto de formas naturais e culturais associadas em uma dada área, é analisada morfológicamente, vendo-se a integração das formas entre si e o caráter orgânico ou quase orgânico delas. O tempo é uma variável fundamental. A paisagem cultural ou geográfica resulta da ação, ao longo do tempo, da cultura sobre a paisagem natural. (CORRÊA e ROSENDAHL, 1998, p. 9).

A compreensão de aspectos físicos e culturais de uma Unidade de Conservação de uso sustentável é importante para nortear o planejamento e o ordenamento de uso e ocupação dos territórios em processos de gestão participativa. As populações humanas moradoras da RDSA são constituídas de pequenos produtores familiares que combinam diversas atividades econômicas, principalmente a agricultura (ALENCAR, 2010). Os fatores abióticos estão diretamente relacionados à dinâmica das atividades desenvolvidas pelos comunitários.

Essas comunidades ocupam principalmente as margens do lago Amanã, dos paranás do Amanã, Castanho, Coraci e Cubuá, e dos rios Copeá, Japurá e Tambaqui. Pode-se considerar, de acordo com os mapeamentos dos elementos superficiais da paisagem natural, que a ocupação na RDSA ocorre em ambientes de paleovárzea, terra firme e várzea.

REFERÊNCIAS

- ALENCAR, E. F.. Dinâmica Territorial e Mobilidade Geográfica no Processo de Ocupação Humana da RDS Amanã, AM. Uakari (Belém, PA). *On line*, v. 6, p. 39-58, 2010.
- BARBOSA, G. V.; COSTA, R.C.R.; NATALI FILHO, T.; OLIVEIRA A.A.B. Geomorfologia. In: Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA.20-Manaus**. DNPM, Geomorfologia, Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, 167-224, 1978.
- BECKER, C. R. **Estratigrafia de seqüências aplicada ao permocarbonífero da bacia do Solimões, norte do Brasil**. 1997. 363 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1997.
- BÜDEL, J. **Climatic geomorphology**. Princeton: Princeton University Press, 443 p., 1982.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS/SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (CPRM). **Banco de Dados GEOBANK**, 2007. Disponível em: <<http://geobank.cprm.gov.br/>>. Acesso em: 20 fev. 2017.
- CORRÊA, R. Lobato; ROZENDAHL, Zeny. Apresentando leituras sobre paisagem, tempo e cultura. In: CORRÊA, R. Lobato; ROZENDAHL, Zeny (Org.). **Paisagem, Tempo e Cultura**. Rio de Janeiro: Eduerj, 1998. 123p. p.7-11
- CUNHA, P.R.C.; GONZAGA, F.G.; COUTINHO, L.F.C.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Amazonas. **Bol. Geoc. Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 47-55, 1994.
- DANTAS, M.E.; MAIA, M.A.M. **Compartimentação Geomorfológica**. Geodiversidade do Estado do Amazonas, p. 27-44, 2010.
- EIRAS, J.F. *et al.* Bacia do Solimões. **Bol. Geoc. Petrobras**, Rio de Janeiro, 8(1):17-45, 1994a.
- EIRAS, J. F.; KINOSHITA, E. M.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Tacutu. **Bol. Geoc. Petrobras**, Rio de Janeiro, 8(1):83-89, 1994b.
- FUNDAÇÃO VITÓRIA AMAZÔNICA (FVA). **Bases socioambientais para a gestão do mosaico de unidades de conservação da bacia do rio Unini, Amazonas, Brasil**. Relatório Técnico. Manaus, 2009.
- HOORN, C.; WESSELINGH, F.P. **Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past**, p. 1-6, 2010.
- HOORN, C.; GUERRERO, J.; SARMIENTO, G.A.; LORENTE, M.A. Andean tectonics as a cause for change drainage patterns in Miocene northern South America. **Geology**, n. 23, p. 237-240, 1995.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Manual técnico de geomorfologia** / Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. – 2. ed. – Rio de Janeiro: IBGE, 2009, 182 p. (Manuais técnicos em geociências), ISSN 0103-9598; n. 5.
- _____. **Sistematização das Informações sobre Recursos Naturais**. 2006. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/default_prod.shtm#REC_NAT>. Acesso em: 28 mar. 2017.
- IRION, G. Quarternary sediments of the upper Amazon lowlands of Brazil. **Biogeographica**, 7:163-167, 1976.
- IRION, G; MELLO, J.A.S.N; MORAIS, J.; PIEDADE, M.T.F.; JUNK, W.J.; GARMING, L. Development of the Amazon Valley During the Middle to Late Quaternary: Sedimentological and Climatological Observations. In: JUNK, W. J.; PIEDADE, M. T. F.; WITTMANN, F.; SCHÖNGART, J.; & PAROLIN, P. (Eds.) **Amazonian Floodplain Forests** – Ecophysiology, Biodiversity and Sustainable Management. Berlin, pp. 27-42, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010.
- MELO, A.F.F.; VILLAS BOAS, P.F. Caracterização e distribuição da Formação Içá na porção noroeste do Estado do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. **Boletim de Resumos Expandidos**. Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, 1993. p.210 – 211.

MOSMANN, R.; GONÇALVES, A.; NEPOMUCENO F., F. Oil and gas potencial of the Amazon Paleozoic basins. In: HALBOUTY, M.T. (Ed.) **Future petroleum provinces of th world**. AAPG memoir 40, p. 207-241, 1986.

REIS, N. J.; ALMEIDA, M. E. Arcabouço Geológico. Geodiversidade do Estado do Amazonas, p. 15-26, 2010. SOUZA, M. L. Algumas notas sobre a importância do espaço para o desenvolvimento social. **Revista Território**, ano II, n. 3, jul.-dez. 1997.

WANDERLEY FILHO, J. R.; COSTA, J. B. S. **Contribuição à evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, 1991. p. 244-259.

WANDERLEY FILHO, J. R.; EIRAS, J. Fernandes; VAZ, P. Tenório. Bacia do Solimões. **Bol. Geoc. Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 217-225, 2007.

WANDERLEY FILHO, J. R. *et al.* **Bacias sedimentares brasileiras**: Bacia do Amazonas. Fundação Paleontológica Phoenix, 2005.

WANDERLEY FILHO, J. R *et al.* The Paleozoic Solimões and Amazonas basins and the Acre foreland basin of Brazil. In: HOORN, C.; WESSELINGH, F.P (Eds). **Amazonia**: Landscape and Species Evolution: A look into the past, p. 29-37, 2010.