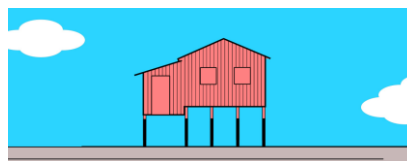


Capítulo 3



Geomorfologia do Médio Rio Amazonas: roteiro compreendido entre as cidades de Manaus e Santarém

*Marcelo Eduardo Dantas
Patrícia Mara Lage Simões
Edgar Shinzato
José Francisco Lumbreras
Wenceslau Geraldes Teixeira*

1. Introdução

A fisiografia dos estados do Amazonas e Pará, ao longo do eixo estabelecido pela calha do Médio curso do Rio Amazonas, caracteriza-se por um vasto domínio de terrenos de cotas modestas, inferiores a 300 metros de altitude. Esses terrenos estão enquadrados no Domínio Morfoclimático das Terras Baixas Florestadas Equatoriais da Amazônia, segundo Ab'Saber (2003). Essa vasta região, de incomparável biodiversidade, geodiversidade e importância ambiental, apresenta temperaturas médias mensais acima de 24 °C e uma pluviosidade média anual acima de 2.000 mm. As chuvas concentram-se nos meses de verão e outono (período de atuação mais efetiva da Zona de Convergência Intertropical - ZICT), todavia, com chuvas médias mensais sempre acima de 60 mm ao longo de todo o ano (Nimer, 1989; Inmet, 2022).

Essas terras baixas da Amazônia Equatorial percorridas no roteiro da XV RCC são classificadas, regionalmente, como a Depressão Amazônica (Ross, 1985). Esses terrenos são, em grande parte, embasados por arenitos imaturos e pouco litificados – de idade cretácea à paleógena –, da Formação Alter do Chão, que representa o fecho deposicional da Bacia Sedimentar do Amazonas (Daemon, 1975; Dino et al., 1999). Destaca-se, por fim, um vasto aluvionamento moderno, de idade quaternária, gerando as atuais planícies e terraços fluviais ao longo das margens do Rio Amazonas e de seus principais afluentes entre as cidades de Manaus e Santarém.

2. Caracterização geológico-geomorfológica regional

Distinguem-se ao longo dessa extensa e aparentemente monótona região dois padrões geomorfológicos principais: a) as planícies de inundação e terraços fluviais das várzeas amazônicas e b) os baixos platôs de terra firme modelados sobre os arenitos friáveis de ambiente fluvial da Formação Alter do Chão, de composição caulinitica, com ocorrência subordinada de conglomerados e pelitos (Eiras et al., 1994; Mendes et al., 2012), além de representar um aquífero de potencial extraordinário (Carvalho; Tomasella, 2013). Entretanto, se uma avaliação regional nos conduz a uma percepção de uma monotonia paisagística, uma análise mais

pormenorizada, em escala de detalhe, permite-nos identificar um expressivo mosaico de paisagens e feições geomorfológicas, em especial, ao longo das várzeas do Rio Amazonas, um legítimo caleidoscópio fluvial.

Esses ambientes estão submetidos a um regime climático quente e úmido a superúmido sob intensa atuação do intemperismo químico, lixiviação e, nas várzeas, de sedimentação moderna dos solos recobertos, em quase sua totalidade, por uma pujante vegetação florestal – a denominada hileia, que tanto fascinou os naturalistas Alexander von Humboldt e Aimé Bonpland em sua lendária viagem à América do Sul na virada dos séculos XVIII e XIX (Wulf, 2016).

Sobressai-se, nesse contexto, a extraordinária biodiversidade da floresta amazônica, tanto nos terrenos firmes, com predomínio de florestas de grande porte, mas com ocorrências de campinaranas e enclaves de cerrado, quanto nas várzeas, com o mosaico de florestas de várzea, matas de igapó e aningais. Humboldt e Bonpland foram proibidos de adentrar o Brasil – a América portuguesa –, mas suas incursões pelo interior da Venezuela e da Colômbia, no então Vice-Reino de Nova Granada, proporcionaram um vasto conhecimento sobre a surpreendente e espetacular biodiversidade da floresta equatorial aos cientistas europeus no século XIX. Biodiversidade esta que pode se transformar numa incalculável fonte de riqueza com inserção de ciência e tecnologia com base no potencial de biotecnologia em indústria de fármacos e cosméticos para a Amazônia do século XXI (Becker; Stenner, 2008).

Essa condição climática, caracterizada por um clima quente e úmido, prevaleceu em toda a região por um extenso período ao longo de todo o Cenozoico. Nesse contexto, as rochas sedimentares da Formação Alter do Chão foram submetidas a um prolongado período de intenso intemperismo químico que deu origem a profundos mantos de alteração de espessura decamétrica, com episódios de retrabalhamentos erosivos e formações supergênicas de perfis lateríticos bauxíticos a ferruginosos (Costa, 1991; Horbe et al., 2001b), como será mais bem analisado adiante.

Esse processo extremo de intemperismo químico sob clima equatorial, que oscilou entre o quente e úmido e o quente e semiúmido no decorrer do Neógeno, produziu, nas áreas de terra firme, solos espessos e desenvolvidos e com a dominância marcante de Latossolos Amarelos (IBGE, 2008, 2010, 2018). Todavia, há de se ressaltar uma notável ocorrência de Espodossolos, especialmente, sobre porções abaciadas nos topos dos baixos platôs (Horbe et al., 2001a; Marques, 2005; IBGE, 2018).

Um fato distinto que representa um marco na história geológica de toda a bacia amazônica está associado ao próprio Rio Amazonas. Este rio, durante o Paleógeno (até cerca de 30 milhões de anos), fluía para oeste em direção ao Oceano Pacífico. A Bacia Amazônica drenava para o Pacífico. A partir do ápice da orogênese andina, devido à colisão da Placa Sul-americana com a Placa de Nazca, essa passagem para oeste foi bloqueada e o Rio Amazonas deslocou sua orientação, primeiramente para norte, em direção ao mar do Caribe, seguindo pela calha do Rio Orenoco. Humboldt, por volta de 1800, descobriu o canal Cassiquiare, que faz uma conexão moderna entre as bacias do Rio Negro e do Orenoco, lançando pistas, desde então, para essas drásticas transformações hidrogeomorfológicas da bacia do Rio Amazonas (Wulf, 2016). Finalmente, entre 7 e 10 milhões de anos (ao longo do Mioceno Superior), o Rio

Amazonas inverteu seu sentido para leste, escavando as rochas sedimentares da Formação Alter do Chão e passando a desembocar no Oceano Atlântico (Hoorn et al., 2010, 2017).

Concomitantemente ao entulhamento da vasta depressão gerada na Amazônia Ocidental e ao preenchimento da Bacia do Solimões, o embasamento cristalino, representado pelos escudos das Guianas e Sul-amazônico e a própria Bacia Sedimentar do Amazonas, foi ligeiramente soerguido por distintos episódios de movimentação epirogenética ao longo do Cenozoico, conforme salientado por Costa et al. (2001). Esse sutil soerguimento tectônico promoveu o entalhamento dos baixos platôs, moderadamente dissecados da Formação Alter do Chão em toda a área de estudo (Dantas; Maia, 2010).

Em relação à evolução geomorfológica do conjunto de terras baixas da Amazônia, o modelo genético que parece ser mais adequado é o de etchplanação (Büdel, 1982). Apesar da comprovada ocorrência de paleoclimas mais secos na Amazônia durante o Quaternário (Bush et al., 1990; Latrubesse; Ramonell, 1994; Van der Hammen; Absy, 1994; Schaefer; Dalrymple, 1995; Carneiro-Filho et al., 2002, entre outros), é inegável a marcante influência de processos geoquímicos em ambiente quente e úmido que impera na região. Thomas (1994) destaca a importância do intemperismo químico na evolução do modelado do relevo em regiões tropicais úmidas, onde podem ser registrados, de forma generalizada, perfis de alteração com espessuras superiores a 50 metros. Assim sendo, podemos sugerir um predomínio de processos de etchplanação durante a vigência de climas úmidos na Amazônia.

Por fim, há de se ressaltar o papel desempenhado pela neotectônica na orientação e no traçado moderno da rede de canais, rias¹ e lagos e nos processos de dissecação do relevo na Amazônia Central (Igreja; Franzinelli, 1990; Costa et al., 2001; Bemerguy et al., 2002; Latrubesse; Franzinelli, 2002; Carvalho; Tomasella, 2013, entre outros). Todavia, tal temática foi iniciada há mais de 70 anos, por estudos pioneiros do geógrafo Hilgard O'Reilly Sternberg (Sternberg, 1950, 1953, 1998). Mesmo sem ter à disposição os modernos conhecimentos de Geologia Estrutural e Tectônica de Placas, esse autor observou a morfologia de lagos e da rede de canais de diversos tributários dos rios Negro e Amazonas. A partir de uma análise morfoestrutural, constatou-se que muitos rios apresentam traçado retilíneo com direções predominantes e ortogonais NE-SW ou NW-SE. Sternberg sugeriu um controle tectônico para o desenvolvimento da rede hidrográfica amazônica, fato precisamente caracterizado por Carvalho e Tomasella (2013), entre os rios Negro e Urubu, a norte de Manaus. Um estudo recente realizado por Veloso (2014) reconstituiu, com base em documentação histórica e análise sismológica, a ocorrência de um terremoto de grande magnitude em 1690 (estimado pelo autor como grau 7 na escala Richter) na margem esquerda do Rio Amazonas, junto à foz do Rio Urubu, próximo a Manaus. Esse registro atesta a importância da tectônica cenozoica na configuração geomorfológica da rede hidrográfica da Bacia Amazônica e ratifica também as ideias iniciais e visionárias de Sternberg, de vales tectônicos amazônicos.

¹ *Ria* consiste num corpo d'água formado em antigo vale escavado por uma rede de canais em condição de nível de base mais baixo durante o Pleistoceno. Na área percorrida pela XV RCC, os vales de rias foram escavados sobre os baixos platôs da Formação Alter do Chão. A partir da transgressão holocênica, esses vales foram afogados e, com o colossal aporte de sedimentos do Rio Amazonas, suas desembocaduras foram bloqueadas gerando lagos digitados de água preta, em grande contraste com as águas barrentas do Rio Amazonas.

3.1. Planície Amazônica

A Planície Amazônica é representada por uma vasta zona deposicional constituída de sedimentos fluviais holocênicos, alcançando dezenas de quilômetros de largura, ao longo de toda a calha do Médio curso do Rio Amazonas. Apenas os terraços fluviais exibem depósitos mais antigos que remontam ao final do Pleistoceno Superior. Essa formidável planície apresenta uma notável diversidade de formas de relevo, destacando-se planícies prolongadamente inundáveis (recobertas por matas de igapó, aningais e vegetação pioneira) a sazonalmente inundáveis (recobertas por matas de várzea) (vide Capítulo 5, a respeito de vegetação no trajeto da XV RCC); lagos de grandes dimensões margeados por extensas planícies fluviolacustres (via de regra, interconectados com o regime hidrológico do Rio Amazonas); vales fluviais afogados em forma de rias e inúmeras feições deposicionais, tais como: planícies de acreção em barras de pontal; ilhas fluviais; barras arenosas; esporões ou flechas arenosas e diques marginais (Nascimento et al., 1976; Bemerguy; Costa, 1991; Latrubesse; Franzinelli, 2002; Dantas; Teixeira, 2013).

A maioria dos imensos lagos de várzea que ocorrem ao longo do roteiro da RCC, como os lagos Canaçari, Moratinga, Uruã, Paru e Grande do Curuaí, são sazonalmente isolados do Rio Amazonas por estreitos diques marginais (Filizola et al., 2002). Do mesmo modo, são notáveis as ocorrências de grandes rias de paleovales escavados com nítido controle tectônico, tais como os baixos cursos dos rios Uatumã, Andirá e Juruti Grande.

As planícies e os terraços fluviais consistem nas únicas zonas deposicionais ativas na Amazônia que ocupam os imensos fundos de vales dos principais rios. A maior parte da Amazônia compreende terras firmes de baixa altitude, porém, bem drenadas, sendo caracterizadas como uma vasta depressão – *A Depressão Amazônica*, de Jurandyr Ross (1985) –, constituídas de amplas superfícies tabulares nas bacias sedimentares do Solimões e do Amazonas (Dantas; Maia, 2010).

As várzeas amazônicas² apresentam uma notável diversidade morfológica devido a distintos padrões de sedimentação aluvial desenvolvidos por uma rede de drenagem de padrão meândrico (tais como os rios Uatumã e Urubu) ou de um complexo sistema de drenagem repleto de igarapés, furos e paranás, típico de rios com padrão *anabranching*³, tais como os rios Solimões e Amazonas (Latrubesse, 2008).

Os rios amazônicos exibem colorações diferenciadas de acordo com o pH, carga de sedimentos e composição química de suas águas, podendo ser barrentas, claras ou pretas (Sioli, 1957). As planícies constituídas de rios de água barrenta que drenam a vertente oriental da cordilheira andina (por exemplo: rios Solimões e Amazonas) (Figura 3.2) apresentam planícies de

² Várzea é um termo popular para designar as planícies fluviais ao longo dos rios. Do ponto de vista geomorfológico, compreende o leito maior do canal sazonalmente inundável e apresenta, em geral, solos de boa fertilidade natural, sendo uma tradicional área de práticas agrícolas com culturas de ciclo curto, em especial, nos rios barrentos da Amazônia.

³ *Anabranching* corresponde a um tipo de padrão de drenagem cunhado por Latrubesse (2008) para melhor caracterizar os grandes rios amazônicos que apresentam expressiva carga sedimentar, tais como os rios Solimões e Amazonas, que não podem ser enquadrados como rios meândricos ou anastomosados. O padrão *anabranching* é aplicado a estes grandes rios que apresentam trechos sinuosos, extensas barras de acreção, grandes ilhas fluviais, gerando braços secundários do rio principal (paranás) e uma intensa morfodinâmica fluvial.

inundação e terraços fluviais muito extensos e solos com boa fertilidade natural (condição rara na Amazônia) devido ao grande aporte de sedimentos oriundos da dissecação dos Andes. As planícies constituídas de rios de água preta (por exemplo: rios Negro, Urubu e Trombetas) possuem uma menor sedimentação aluvial decorrente de uma baixa carga de sedimentos em suspensão, aliada à elevada acidez das águas e à presença de ácidos húmicos e fúlvicos. Essas planícies apresentam apenas restritas e descontínuas áreas de inundação. As nascentes dos afluentes formadores do Rio Negro ocupam um ambiente de clima superúmido do noroeste da Amazônia situado no Cráton das Guianas, com larga ocorrência de Espodossolos. Por fim, as planícies que margeiam os rios de água clara (por exemplo: rios Tapajós e Xingu) mostram pouca sedimentação aluvial, decorrente de uma baixa carga de sedimentos em suspensão, como também uma baixa concentração de matéria orgânica. Em determinados trechos, esses rios de água clara apresentam, durante o regime de vazante, praias fluviais de grande beleza cênica e potencial turístico, como a famosa praia de Alter do Chão, em Santarém (Figura 3.3).

Foto: Marcelo Eduardo Dantas.



Figura 3.2. Calha do Rio Solimões durante o período máximo de cheia (junho/2008). Observam-se diques marginais acima da cota de cheia ou parcialmente rompidos (*crevasse splay*s). Ao fundo, a planície fluvial inundada. Local: margem esquerda do Rio Solimões entre Iranduba e Manacapuru.

Foto: Firmino Correia Júnior.



Figura 3.3. Planície fluvial do Rio Tapajós, com acumulação de faixas de areia, que durante o período de nível baixo do rio ficam expostas formando praias, a exemplo da praia de Alter do Chão, município de Santarém.

Existe, portanto, um amplo domínio de solos hidromórficos, de boa fertilidade natural, com argila de atividade alta nas planícies de inundação (predomínio de Gleissolos Háplicos Ta Eutróficos, com ocorrência subordinada de Vertissolos Hidromórficos e Organossolos Háplicos nos terrenos mais prolongadamente inundáveis e solos mais bem drenados nos terraços fluviais (predomínio de Neossolos Flúvicos Ta Eutróficos e Distróficos) (Teixeira et al., 2019). Em geral, nas áreas com sedimentação de rios de água barrenta, destacam-se solos com elevado teor de silte e baixo percentual de areia (IBGE, 2008, 2010, 2018). Complementam, ainda, os Plintossolos Háplicos e Argilúvicos Distróficos e Alumínicos, de baixa fertilidade natural, que ocorrem nas partes mais elevadas da Planície Amazônica, associados à sedimentação de rios de água preta, como o Rio Negro.

Os rios amazônicos, tradicionalmente, representaram os vetores de interiorização da ocupação humana, e suas várzeas amazônicas possuem algumas das melhores terras para agricultura. A ocupação urbana é impraticável nas planícies, salvo casos pontuais de ribeirinhos, mas, possível nos terraços, tabuleiros e baixos platôs adjacentes, pois consistem em superfícies acima do nível da cota das cheias periódicas. Acima das barrancas dos rios e a salvo das cheias, um grande número de cidades se desenvolvem ao longo do Médio Rio Amazonas, entre Manaus e Santarém, com destaque para Itacoatiara, Parintins e Nhamundá, no estado do Amazonas, e Faro, Juruti, Oriximiná e Óbidos, no estado do Pará. Manacapuru e Iranduba, por sua vez, se situam na margem esquerda do Rio Solimões, próximo da confluência com o Rio Negro, formando o Rio Amazonas. Essas cidades constituem antigos núcleos de povoamento que se estabeleceram e se desenvolveram a partir da navegação fluvial, da agricultura de várzea nas planícies fluviais e da ocupação de barrancas mais elevadas em terraços e tabuleiros, por onde foram implantados os sítios urbanos (vide Capítulo 7).

Todas essas cidades que estão situadas às margens do Rio Amazonas estão sujeitas a um complexo fenômeno erosivo (as “Terras Caídas”), que será mais bem analisado em outro capítulo denominado: Dinâmica fluvial do Médio curso do Rio Amazonas e processos associados (vide Capítulo 8), que podem atingir grandes proporções e promover a destruição de trechos da malha urbana de algumas cidades ribeirinhas (Bandeira et al., 2018).

Na Planície Amazônica estão localizados os seguintes perfis da XV RCC: AM-05, AM-06, AM-07, AM-08, AM-11, AM-12, AM-15, AM-16, PA-13, PA-14 e PA-17 (Figura 3.1).

3.2. Baixos platôs da Amazônia Centro-Oriental

Os baixos platôs da Amazônia Centro-Oriental caracterizam-se por terrenos baixos (em cotas inferiores a 300 metros) que ocupam uma vasta região paralelamente à direção da calha do Rio Amazonas e entalhada pela sua rede de canais. Sobre esses terrenos, desenvolve-se, originalmente, a Floresta Ombrófila Densa de terras baixas (vide Capítulo 5) sobre solos bem drenados e de baixa fertilidade natural, espessos e lixiviados, predominando os Latossolos Amarelos Distróficos. Ocorrem, subordinadamente, Argissolos Amarelos Distróficos, Neossolos Quartzarênicos, Espodossolos e Plintossolos Pétricos Concrecionários (IBGE, 2008, 2010, 2018).

Esse extenso nível de aplainamento regional de idade paleógena abriga um conjunto de baixos planaltos correlacionados a uma superfície de idade paleógena, com geração de perfis lateríticos, apresentando uma crosta bauxítica sotoposta a uma crosta ferruginosa mais jovem (Costa, 1991; Horbe et al., 2001b). Esses baixos platôs possuem, portanto, grande potencial mineral para exploração de caulim no saprólito de determinadas fácies sedimentares da Formação Alter do Chão e de bauxita nos perfis lateríticos maduros, além do já citado potencial hidrogeológico – afinal, o aquífero Alter do Chão, ainda pouco estudado, é considerado um dos mais volumosos do planeta. Há de se mencionar a ocorrência de uma jazida de silvinita (cloreto de potássio) próximo à confluência dos rios Madeira e Amazonas, a cerca de 900 metros de profundidade. Trata-se de uma jazida estratégica para a agricultura brasileira, considerando que o país importa cerca de 90% desse insumo.

Frequentemente, as crostas ferruginosas sustentam duras cornijas que retardam o processo de dismantelamento e destruição dos baixos planaltos pela ação erosiva. Em certas porções desses terrenos, os baixos platôs são dissecados em um relevo de colinas com topos tabulares, assumindo particular relevância na área a norte de Manaus (Figura 3.4).

Foto: Marcelo Eduardo Dantas.



Figura 3.4. Aspecto da superfície dos tabuleiros, dissecados em pequenos vales ortogonais ao longo da rodovia. Nota-se os topos concordantes e subnivelados das colinas com topos amplos a tabulares, sendo observados até a linha do horizonte. Local: Rodovia BR-174, próximo a Presidente Figueiredo, estado do Amazonas.

A gênese dos baixos platôs dissecados inicia-se, efetivamente, com o fecho deposicional da Bacia Sedimentar do Amazonas, ou seja, com o término da sedimentação da Formação Alter do Chão, durante o Paleógeno. Após o entulhamento da Bacia Amazônica, ocorreu um processo de epirogênese que rebaixou o nível de base regional com o soerguimento dos depósitos cretácicos. Os processos de franca esculturação desses baixos platôs também apresentam uma componente neotectônica devido a evidências de falhamento em campo, conforme registrado por Maia e Dantas (2006) no distrito agropecuário da Suframa, e ao notável paralelismo e lineamento dos principais afluentes da margem esquerda do Rio Amazonas, tais como os rios Preto da Eva, Urubu, Uatumã, Jatapu e Nhamundá. A configuração morfológica dos baixos cursos dos rios Xingu e Tapajós também sugere uma componente neotectônica, pois ambos os rios apresentam imensas rias fluviais com dezenas de quilômetros de largura formando um ambiente de aparência fluviolacustre devido ao seu barramento junto à foz pela colossal vazão

do Rio Amazonas. Conforme atravessam os baixos platôs em direção ao Rio Amazonas, esses rios apresentam rebordos erosivos que podem atingir mais de 50 metros de desnível nas margens do Rio Tapajós. Costa et al. (2001) e Bemerguy et al. (2002) identificaram estruturas de falhas normais acompanhando os baixos vales dos rios Tapajós e Xingu. Desse modo, o rebaixamento de nível de base regional em determinado período do Neógeno e o encaixamento das modernas calhas desses dois grandes rios possibilitaram, portanto, um desmonte efetivo dos baixos platôs e de grande parte da antiga Superfície Paleógena. O platô de Belterra, próximo a Santarém, configura-se como um notável remanescente dessa superfície (Dantas; Teixeira, 2013).

Esse domínio geomorfológico ocupa, portanto, toda a área de abrangência da Bacia Sedimentar do Amazonas com amplo predomínio de ocorrência da Formação Alter do Chão, em superfície. Contudo, nas bordas dessa bacia, no limite com o embasamento dos Escudos Pré-Cambrianos, ocorre o afloramento das formações basais da Bacia do Amazonas (tais como as formações Nova Olinda, Nhamundá e Trombetas), geralmente, sob forma de curtos degraus escarpados. Nessas áreas, os platôs são ligeiramente mais elevados e preservados, como pode ser observado nas localidades de Balbina, próximo a Presidente Figueiredo, no Amazonas (Dantas; Maia, 2010), ou em Rurópolis, no Pará, situada entre as cidades de Santarém e Itaituba.

Os terrenos representados pelos baixos platôs da Amazônia Centro-Oriental representam uma área de considerável expansão econômica dos estados do Amazonas e Pará. No Amazonas, esses terrenos são atravessados por rodovias importantes: o segmento da BR-174 (Manaus – Boa Vista) e as AM-010 e AM-363 (Manaus – Itacoatiara – Silves), além da consolidação do distrito agropecuário da Zona Franca de Manaus (Suframa). No Pará, esses terrenos são atravessados pela BR-163 (Santarém – Cuiabá). Evidentemente, todas essas rodovias representam frentes de desmatamento da floresta amazônica.

Nesse domínio, estão localizadas, na margem esquerda do Rio Amazonas, as cidades de Manaus, Presidente Figueiredo, Rio Preto da Eva, Itacoatiara, Silves e Óbidos, e, na margem direita, as cidades de Maués, Juruti e Santarém.

Nos baixos platôs estão localizados os seguintes perfis da XV RCC: AM-01, AM-02, AM-09, PA-05, PA-06 e PA-7 (Figura 3.1).

A Figura 3.5 demonstra a baixa variabilidade de altimetria entre os pontos de perfis na área de estudo. O perfil topográfico A – B (Figura 3.6) representa a variação do relevo e sua relação com a geologia da área investigada e ainda dos planaltos e superfícies aplainadas em substrato de origem no embasamento cristalino do entorno.

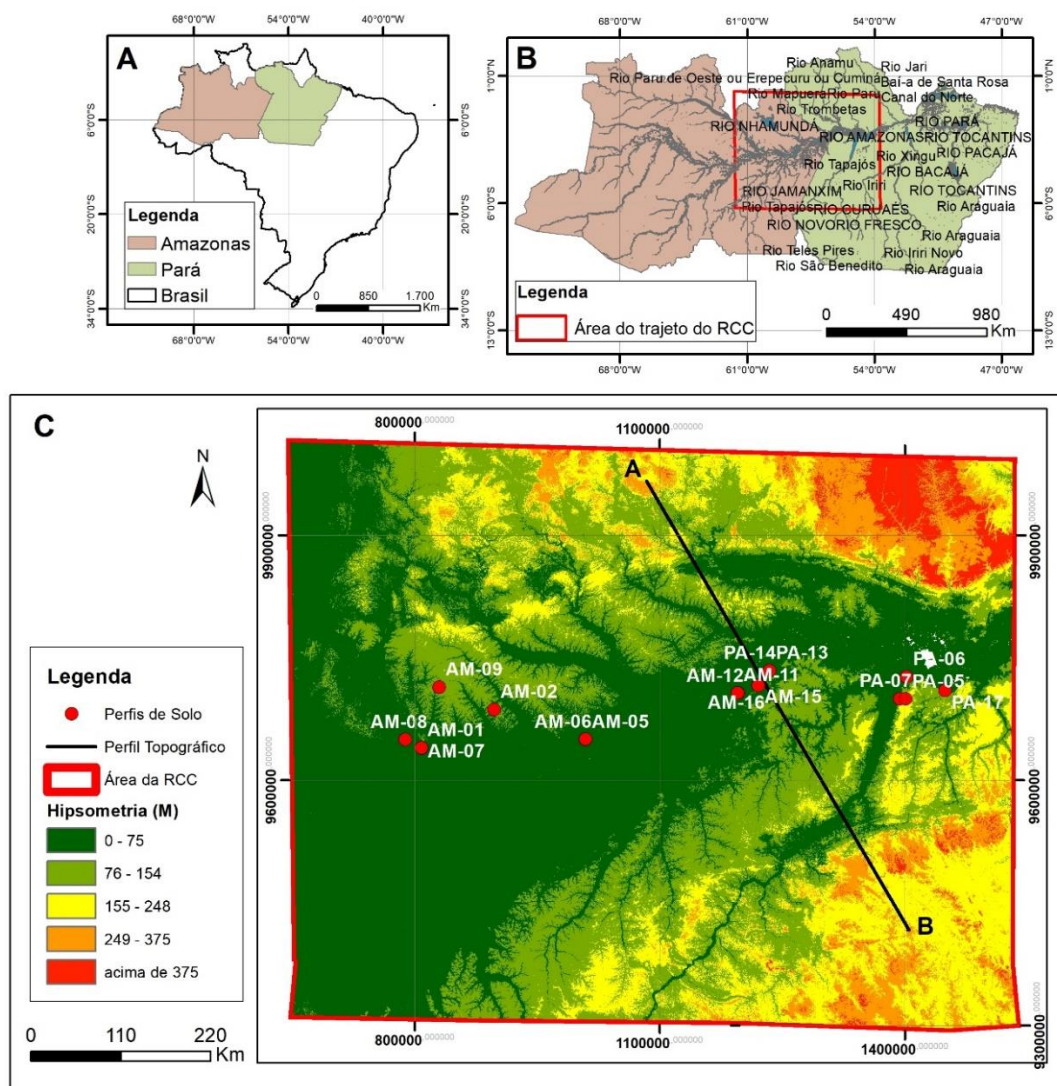


Figura 3.5. Mapa hipsométrico de parte dos estados de Amazonas e Pará, com as localizações dos perfis de solos da XV RCC e perfil topográfico A-B.

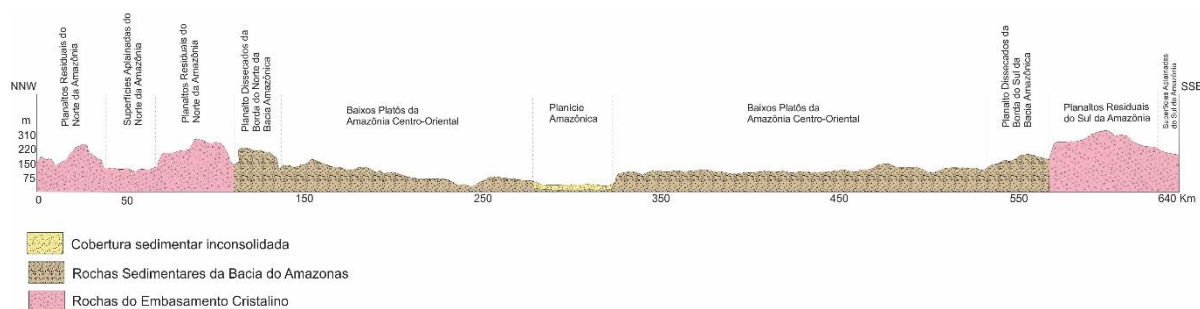


Figura 3.6. Perfil geológico-geomorfológico de direção aproximada NNW-SSE, atravessando o Médio Rio Amazonas, na fronteira entre os estados do Amazonas e Pará. Ao centro, a Planície Amazônica, entalhada na Depressão constituída de platôs amazônicos. Ao seu entorno, Planaltos Cristalinos.

4. A complexa gênese das formações superficiais no domínio dos Baixos Platôs na Amazônia

A Amazônia notabiliza-se por perfis de intemperismo muito espessos com dezenas a mais de uma ou duas centenas de metros de profundidade. São identificados, regionalmente, dois eventos de laterização (Costa, 1991): o primeiro, mais antigo, é caracterizado por crostas lateríticas maduras, com desenvolvimento de uma camada aluminosa (bauxítica), uma camada ferruginosa e concrecionária e, no topo, por um Latossolo Amarelo argiloso ou muito argiloso, resultante de pedogênese moderna; o segundo, mais recente, é caracterizado por crostas lateríticas imaturas, com desenvolvimento similar às maduras, porém incompleto, sem a elaboração de uma camada aluminosa.

Durante grande parte do Paleógeno, caracterizado por um período de estabilidade morfodinâmica e pouca atividade tectônica, ocorreu o desenvolvimento de espessos mantos de alteração de espessura decamétrica. O contínuo processo de intemperismo deu origem, em vastas extensões, a perfis lateríticos bauxítico-ferruginosos maduros, de expressiva importância mineral, correlacionados aos períodos Eoceno – Oligoceno (Kotschoubey; Truckenbrodt, 1981; Truckenbrodt; Kotschoubey, 1981; Costa, 1991; Horbe; Costa, 2005). Esses perfis lateríticos muito antigos e desenvolvidos, que remontam ao Terciário Inferior, são registrados sobre os topos planos e conservados das bacias sedimentares do Amazonas e do Parnaíba e em diversos topos aplainados dos planaltos residuais do sul e norte do Pará. Esse conjunto de topos aplainados, posicionados em cotas que variam entre 200 e 300 metros de altitude, estaria, portanto, associado a uma superfície de aplainamento de idade paleógena (Horbe et al., 2001b), elaborada até o Oligoceno.

Sobre essa crosta laterítica bauxítica-ferruginosa madura, desenvolve-se in situ um espesso solo argiloso e amarelo (podendo atingir mais de 20 metros de espessura), bem drenado e lixiviado, onde a argila apresenta-se floculada, o que confere uma boa permeabilidade, tendo sido denominada por Sombroek (1966) de Argila de Belterra. Esses solos são resultantes da decomposição química da crosta laterítica subjacente (Truckenbrodt; Kotschoubey, 1981; Horbe; Costa, 2005), atestando uma relevante estabilidade morfodinâmica para esses baixos platôs e planaltos residuais.

Essa antiga superfície de aplainamento paleógena, supostamente correlacionável à Superfície Sul-americana de King (1956), foi alçada por eventos epirogenéticos durante o Neógeno e, em grande parte, foi desmantelada por erosão e denudação do relevo. Pode-se atribuir a destruição parcial da superfície paleógena ao rebaixamento do nível de base regional, contudo, a atuação de eventos neotectônicos teve, certamente, uma grande contribuição. Costa et al. (2001) e Bemerguy et al. (2002) destacam um pulso tectônico ativo na Amazônia entre o Mioceno e o Plioceno, com importantes implicações na reestruturação do relevo amazônico em escala regional.

Durante parte do Neógeno, registra-se um novo período de estabilidade morfodinâmica e baixa atividade tectônica. Nesse período, ocorreram um novo evento de aplainamento generalizado do relevo e a elaboração de uma segunda fase de laterização regional com a geração de mantos de alteração e o desenvolvimento de crostas ferruginosas em perfis imaturos (Costa, 1991; Horbe et al., 2001b; Kotschoubey et al., 2005). Esses perfis lateríticos mais

jovens, de idade neógena, representam o vasto piso das superfícies de aplainamento modernas, que se estendem por amplas extensões, tanto no Escudo Sul-amazônico, quanto no Escudo das Guianas, podendo ser correlacionadas à Superfície Velhas de King (Dantas; Teixeira, 2013).

O extraordinário potencial mineral dessas crostas lateríticas pode ser observado em ambos os flancos da Bacia Sedimentar do Amazonas, tanto na mina de bauxita de Rio do Norte, no baixo Rio Trombetas, em Oriximiná, quanto na mina de bauxita de Juruti, próximo à margem direita do Rio Amazonas. A mina de bauxita da Alcoa em Juruti consiste em uma jazida de classe mundial com infraestrutura de ferrovia e porto fluvial com capacidade de extração e escoamento de mais de 7 milhões de toneladas de bauxita por ano. Essa mina se localiza no topo de um extenso baixo platô alçado a cerca de 200 metros de altitude, apresentando um perfil laterítico composto de uma camada bauxítica (minério) de 7 metros de espessura. Sobreposta a este, desenvolve-se uma camada ferruginosa de 3 metros de espessura e, acima dessa crosta, é forma-se um Latossolo Amarelo de aproximadamente 12 metros de espessura. Destaca-se a cor muito amarela do horizonte Bw desse Latossolo, decorrente da grande quantidade de alumínio e goethita no perfil. Certamente, tais Latossolos Amarelos, denominados por Sombroek de Argilas de Belterra, consistem em um dos solos mais amarelos e com maior conteúdo de argila do território brasileiro (Figura 3.7).

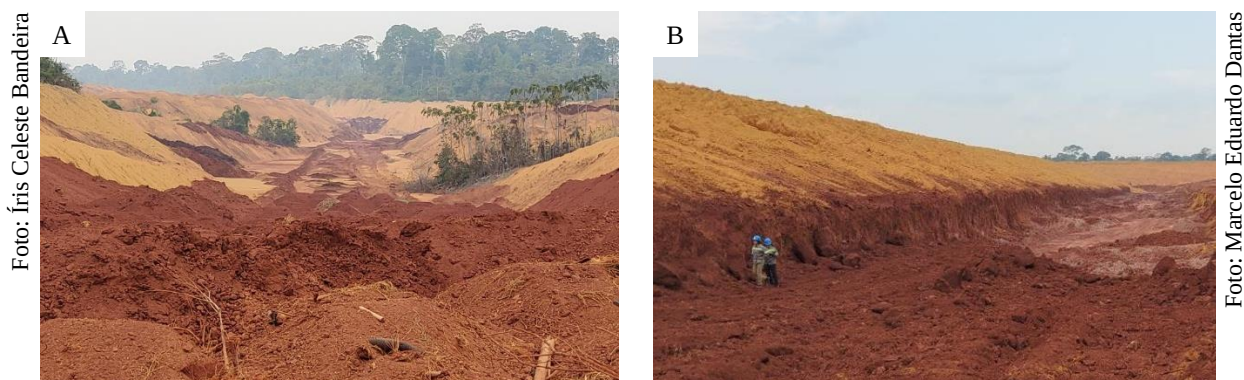


Figura 3.7. Área de extração de bauxita (camada vermelha) pelo método de lavra em tiras (*strip mining*) gerando, localmente, a remoção da cobertura florestal e o revolvimento do espesso Latossolo Amarelo. Mina da Alcoa, Juruti, PA (A). Contato entre a camada bauxítica e o Latossolo Amarelo de cobertura. Mina da Alcoa, Juruti, PA (B).

Por fim, é preciso ressaltar a importância da adoção de práticas de mineração responsáveis sobre a exploração de bauxita na região para que não aconteça um novo desastre ambiental associado a um inadequado descarte de rejeitos como o que ocorreu no Lago da Batata em Oriximiná, na bacia do Rio Trombetas (Wanderley, 2021).

5. Considerações finais

O roteiro da XV RCC incluiu o percurso dos principais Domínios Geomorfológicos do Médio Rio Amazonas nos estados do Amazonas e Pará. Este trabalho buscou descrever e analisar, com base geomorfopedológica (Ferraz et al., 2003; Zinck, 2012), tanto a Planície Amazônica quanto os Baixos Platôs sustentados por rochas sedimentares pouco litificadas da

Formação Alter do Chão. A análise detalhada desses terrenos permite uma compreensão abrangente das dinâmicas ambientais e geológicas que moldaram a região.

Assim sendo, a análise integrada do meio físico, calcada no trinômio rocha-relevo-solos e aplicada a partir de uma abordagem teórico-conceitual e metodológica fornecida pela geodiversidade, revela-se um instrumento útil e eficaz para avaliar a influência dos materiais geológicos e dos padrões e formas de relevo na caracterização dos principais agrupamentos de solos ao longo do roteiro empreendido pela XV RCC. Essa abordagem não só permite uma avaliação mais precisa das características do solo e do relevo, mas também fornece *insights* valiosos para a ocupação e o uso sustentável das terras na região, contribuindo para a preservação e a valorização do patrimônio natural amazônico.

Referências

- AB'SABER, A. N. **Os Domínios de natureza no Brasil**: potencialidades paisagísticas. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 160 p.
- BANDEIRA, I. C. N.; ADAMY, A.; ANDRETTA, E.; CONCEIÇÃO, R. A. C. da; ANDRADE, M. M. N. de. Terras caídas: fluvial erosion or distinct phenomenon in the Amazon? **Environmental Earth Sciences**, v. 77, 222, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7405-7>.
- BECKER, B.; STENNER, C. **Um futuro para a Amazônia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. 152 p.
- BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S. Considerações sobre a evolução dos sistemas de drenagem na Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico-estrutural. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**: série ciências da terra, v. 3, p. 75-97, 1991.
- BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. da S.; SOARES JÚNIOR, A. V. Structural geomorphology of the Brazilian Amazon region. In: KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. (org.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém, PA: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, 2002. v. 3, p. 245-257. Disponível em: <https://arquivos.sbg-no.org.br/BASES/CGA%203.pdf>. Acesso em: 25 jun. 2025.
- BÜDEL, J. **Climatic geomorphology**. Princeton: Princeton University Press, 1982. 443 p.
- BUSH, M. B.; COLINVAUX, P. A.; WIEMANN, M. C.; PIPERNO, D. R.; LIU, K.-B. Late Pleistocene temperature depression and vegetation change in Ecuadorian Amazonia. **Quaternary Research**, v. 34, n. 3, p. 330-345, 1990. DOI: [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(90\)90045-M](https://doi.org/10.1016/0033-5894(90)90045-M).
- CARNEIRO-FILHO, A.; SCHWARTZ, D.; TATUMO, S. H.; ROSIQUE, T. Amazonian Paleodunes provide evidence for drier climate phases during the late Pleistocene–Holocene. **Quaternary Research**, v. 58, n. 2, p. 205-209, 2002. DOI: <https://doi.org/10.1006/qres.2002.2345>.
- CARVALHO, J. S.; TOMASELLA, J. Aspectos morfoestruturais do relevo na região norte da cidade de Manaus e suas influências na dinâmica do aquífero Alter do Chão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 3, p. 323-330, 2013. DOI: <https://doi.org/10.20502/rbg.v14i3.430>.
- COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. da S. Tectonics and paleogeography along the Amazon river. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, n. 4, p. 335-347, 2001. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00025-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00025-6).
- COSTA, M. L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 21, n. 2, p. 146-160, 1991. DOI: <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1991146160>.
- DANTAS, M. E.; MAIA, M. A. M. Compartimentação geomorfológica. In: MAIA M. A. M; MARMOS J. L. (org.). **Geodiversidade do estado do Amazonas**. Manaus: CPRM, 2010. cap. 3, p. 27-44. Disponível em: <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/16624>. Acesso em 25 jun. 2025.

DANTAS, M. E.; TEIXEIRA, S. G. A origem das paisagens do estado do Pará. In: JOÃO, X. da S. J.; TEIXEIRA, S. G.; FONSECA, D. D. F. (org.). **Geodiversidade do estado do Pará**. Belém, PA: CPRM, 2013. cap. 3, p. 23-52. Disponível em: <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/16736>. Acesso em: 25 jun. 2025.

DAEMON, R. F. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, bacia do Amazonas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, n. 2, p. 58-84, 1975.

DINO, R.; SILVA, O. B.; ABRAHÃO, D. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5., 1999, Serra Negra. **Boletim** [...]. Rio Claro, SP: Unesp, 1999. p. 557-565.

EIRAS, J. F.; BECKER, C. R.; SOUZA, E. M.; GONZAGA, F. G.; SILVA, J. G. F. da; DANIEL, L. M. F.; MATSUDA, N. S.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, n. 1, p. 17-45, 1994. Disponível em: <https://bgp.petrobras.com.br/bgp/article/view/579>. Acesso em: 25 jun. 2025.

FERRAZ, R. P. D.; FIDALGO, E. C. C.; PRADO, R. B.; GONCALVES, A. O.; DANTAS, M. E.; MANSUR, K. L.; MARQUES, A.; TAVARES, J. C.; MANZATTO, H. R. R.; MANZATTO, C. V. **Diagnóstico do meio físico da bacia hidrográfica do Rio do Imbé - RJ**: aplicação de metodologia integrada como subsídio ao manejo de microbacias. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2003. 92 p. (Embrapa Solos. Boletim de pesquisa e desenvolvimento, 29). Disponível em: <http://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/infoteca/handle/doc/336999>. Acesso em: 25 jun. 2025.

FILIZOLA, N.; GUYOT, J. L.; MOLINIER, M.; GUIMARÃES, V.; OLIVEIRA, E. de; FREITAS, M. A. de. Caracterização hidrológica da Bacia Amazônica. In: RIVAS, A.; FREITAS, C. E. de C. (ed.). **Amazônia**: uma perspectiva interdisciplinar. Manaus: EDUA, 2002. p. 33-53.

HOORN, C.; BOGOTA-A, G. R.; ROMERO-BAEZ, M.; LAMMERTSMA, E. I.; FLANTUA, S. G. A.; DANTAS, E. L.; DINO, R.; CARMO, D. A. do; CEMALE JUNIOR, F. 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**, v. 153, p. 51-65, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.02.005>.

HOORN, C.; WESSELINGH, F. P.; TER STEEGE, H.; M.; BERMUDEZ, M. A.; MORA, A.; SEVINK, J.; SANMARTÍN, I.; SANCHEZ-MESEGUER, A.; ANDERSON, C. L.; FIGUEIREDO, J. P.; JARAMILLO, C.; RIFF, D.; NEGRI, F. R.; HOOGHMISTRA, H.; LUNDBERG, J.; STADLER, T.; SÄRKINEN, T.; ANTONELLI, A. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. **Science**, v. 330, n. 6006, p. 927-931, 2010. DOI: <https://doi.org/10.1126/science.1194585>.

HORBE, A. M. C.; COSTA, M. L. da. Lateritic crusts and related soils in eastern Brazilian Amazonia. **Geoderma**, v. 126, n. 3/4, p. 225-239, 2005. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.09.011>.

HORBE, A. M. C.; HORBE, M. A.; SUGUIO, K.; LARANGEIRA, R. B. Contribuição ao estudo das ocorrências de Podzóis no Noroeste do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém, PA. **Anais** [...]. Belém, PA: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, 2001a. p. 340-343. Disponível em: <https://www.sbgeo.org.br/assets/admin/imgCk/files/Anais/Anais%207%20Simp%20Geol%20Amaz%20Nov-2001-Belem.pdf>. Acesso em: 25 jun. 2025.

HORBE, A. M. C.; NOGUEIRA, A. C. R.; HORBE, M. A.; COSTA, M. L. da; SUGUIO, K. A laterização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo Balbina, Nordeste do Amazonas. In: REIS, N. J.; MONTEIRO, M. A. S. (coord.). **Contribuições à geologia da Amazônia**. Belém, PA: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, 2001b. v. 2, cap. 5, p. 145-176. Disponível em: <https://arquivos.sbg-no.org.br/BASES/CGA%202.pdf>. Acesso em: 25 jun. 2025.

IBGE. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. **Estado do Amazonas**: pedologia: mapa exploratório de solos. Rio de Janeiro, 2010. 1 mapa, color. Escala 1:1.000.000. Disponível em:

https://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/pedologia/mapas/unidades_da_federacao/am_pedologia.pdf. Acesso em: 30 jun. 2025.

IBGE. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. **Estado do Pará**: pedologia: mapa exploratório de solos. Rio de Janeiro, 2008. 1 mapa, color. Escala 1:1.000.000. Disponível em: https://geoftp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/pedologia/mapas/unidades_da_federacao/pa_pedologia.pdf. Acesso em: 30 jun. 2025.

IBGE. **Mapa de solos**. Rio de Janeiro, 2018. 1 mapa, color. Escala 1: 250.000. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/pedologia/10871-pedologia.html?=&t=acesso-ao-produto>. Acesso em: 30 jun. 2025.

IBGE. **Mapa geomorfológico do Brasil**. Rio de Janeiro, 1995. Escala 1:5.000.000.

IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Estudos neotectônicos na região do baixo Rio Negro - centro-nordeste do estado do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais [...]**. Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. v. 5, p. 2099-2108.

INMET. **Normais climatológicas do Brasil**: período 1991-2020. Brasília, DF, 2022. 27 p. Disponível em: <https://portal.inmet.gov.br/uploads/normais/NORMAISCLIMATOLOGICAS.pdf>. Acesso em: 30 jun. 2025.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 18, n. 2, p. 147-266, 1956. Disponível em: https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/periodicos/115/rbg_1956_v18_n2.pdf. Acesso em: 30 jun. 2025.

KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W.; CALAF, J. M. C. 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**, v. 35, n. 2, p. 263-272, 2005.

KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W. Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas - Açailândia (estados do Pará e Maranhão). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 11, n. 3, p. 193-202, 1981. Disponível em: <http://bjg.siteoficial.ws/1981/n3/ktchoubay.pdf>. Acesso em: 30 jun. 2025.

LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. **Geomorphology**, v. 44, n. 3/4, p. 241-257, 2002. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00177-5](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00177-5).

LATRUBESSE, E. M. Patterns of anabranching channels: the ultimate end-member adjustment of mega rivers. **Geomorphology**, v. 101, n. 1/2, p. 130-145, 2008. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.035>.

LATRUBESSE, E. M.; RAMONELL, C. G. A climatic model for southwestern Amazonia in last glacial times. **Quaternary international**, v. 21, p. 163-169, 1994. DOI: [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/1040-6182(94)90029-9).

MAIA, M. A. M.; DANTAS, M. E. Compartimentação geomorfológica na área do distrito agropecuário da SUFRAMA, Manaus (AM). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 9., 2006, Belém, PA. **Anais [...]**. Belém, PA: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, 2006. P. 458-461. Disponível em: <https://arquivos.sbg-no.org.br/BASES/Anais%209%20Simp%20Geol%20Amaz%20Marco-2006-Belem.pdf>. Acesso em: 30 jun. 2025.

MARQUES, V. J. **Zoneamento ecológico-econômico do distrito agropecuário da SUFRAMA**: textos, mapas e SIG. Manaus: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2005. Disponível em: <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/24789>. Acesso em: 30 jun. 2025.

MENDES, A. C.; TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A. C. R. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, n. 1, p. 39-57, 2012.

NASCIMENTO, D. A. do; MAURO, C. A.; GARCIA, M. das G. L. Geomorfologia da Folha SA.21 (Santarém). In: PROJETO RADAMBRASIL. **Folha SA.21-Santarém**: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1976. p. 131-181. (Levantamento de recursos naturais, v. 10).

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1989. 448 p.

ROSS, J. L. S. Análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais e antropizados. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 8, p. 63-74, 1994. DOI: <https://doi.org/10.7154/RDG.1994.0008.0006>.

ROSS, J. L. S. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 4, p. 25-39, 1985. DOI: <https://doi.org/10.7154/RDG.1985.0004.0004>.

SCHAEFER, C. E. G. R.; DALRYMPLE, J. Landscape evolution in Roraima, North Amazonia: planation, paleosols and paleoclimates. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 39, n. 1, p. 1-28, 1995. DOI: <https://doi.org/10.1127/zfg/39/1995/1>.

SIOLI, H. Valores de pH de águas Amazônicas. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Geologia**, v. 1, p. 1-35, 1957.

SOMBROEK, W. G. **Amazon soils**: a reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon region. Wageningen: Centre for Agriculture Publications and Documentation, 1966. 292 p. Disponível em: <https://edepot.wur.nl/197516>. Acesso em: 30 jun. 2025.

STERNBERG, H. O. R. **A água e o homem na várzea do Careiro**. 2. ed. Belém, PA: Museu Paraense Emílio Goeldi, 1998.

STERNBERG, H. O. R. Sismicidade e morfologia na Amazônia Brasileira. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 25, n. 4, p. 442-453, 1953.

STERNBERG, H. O. R. Vales tectônicos na planície amazônica? **Revista Brasileira de Geografia**, v. 12, n. 4, p. 511-534, 1950. Disponível em: https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/periodicos/115/rbg_1950_v12_n4.pdf. Acesso em: 30 jun. 2025.

TEIXEIRA, W. G.; LIMA, H. N.; PINTO, W. H. A.; SOUZA, K. W. de; SHINZATO, E.; SCHROTH, G. O manejo do solo nas várzeas da Amazônia. In: BERTOL, I.; DE MARIA, I. C.; SOUZA, L. da S. (ed.). **Manejo e conservação do solo e da água**. 1. ed. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2019. cap. 22, p. 701-728.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics**: a study of weathering and denudation in low latitudes. West Sussex: John Wiley & Sons, 1994. 460 p.

TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B. Argila de Belterra: cobertura terciária das bauxitas amazônicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 11, n. 3, p. 203-208, 1981. Disponível em: <http://bjg.siteoficial.ws/1981/n3/truckenbrodt.pdf>. Acesso em: 30 jun. 2025.

VAN DER HAMMEN, T.; ABSY, M. L. Amazonia during the last glacial. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 109, n. 2/4, p. 247-261. DOI: [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90178-3](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90178-3).

VELOSO, A. V. On the footprints of a major Brazilian Amazon earthquake. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 86, n. 3, p. 1115-1129, 2014. DOI: <https://doi.org/10.1590/0001-3765201420130340>.

WANDERLEY, L. J. **Barragens de mineração na Amazônia**: o rejeito e seus riscos associados em Oriximiná. São Paulo: Comissão Pro-Índio de São Paulo, 2021. Disponível em: https://cpisp.org.br/wp-content/uploads/2021/04/SerieEstudos_BarragensMineracao.pdf. Acesso em: 30 jun. 2025.

WULF, A. **A invenção da natureza**: a vida e as descobertas de Alexander von Humboldt. São Paulo, Ed. Planeta, 2016. 600 p.

ZINCK, J. A. **Geopedología**: elementos de geomorfologia para estudios de suelos y de riesgos naturales. Enschede: ITC. Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation, 2012. 123 p. Disponível em: https://museosuelos.ciga.unam.mx/Para_leer/Geopedologia.pdf. Acesso em: 30 jun. 2025.